

Globalt CO₂- og H₂O-kretsløp via plantene

Halvor Aarnes, IBV, UiO, 2008, 2012

Den kjemiske formelen for gassen CO₂ har blitt allemannseie i frykten for en mulig menneskeskapt klimaendring. Fossile energiresurser (olje, gass og kull) som har sin opprinnelse fra fotosyntese gjennom mange millioner år blir nå forbrent i løpet av noen få hundre år. Det meste av livet på Jorden består i størstedelen av bestanddeler som kommer fra CO₂ i luft og vann. Alt liv er derfor avhengig av CO₂. CO₂ inngår i et biologisk kretsløp med gigantiske CO₂-flukser fra fotosyntese og respirasjon. En fluks angir mengden CO₂ som passerer per areal- og tidsenhet.

$$\text{Netto primærproduksjon} = \text{fotosyntese} - \text{respirasjon}$$

At de enorme biologiske CO₂-fluksene nå er i endring vises ved stigning i CO₂-konsentrasjonen i atmosfæren. Måler man CO₂-konsentrasjon gjennom året synker konsentrasjonen når vegetasjonen på den nordlige halvkule assimilerer CO₂ via fotosyntesen i sommerhalvåret, og stiger i vinterhalvåret. I løpet av ca. 10 år er all CO₂ som befinner seg i atmosfæren blitt assimilert via fotosyntesen, men sendes ut igjen via respirasjon og forbrenning. Mennesket har dramatisk endret de globale, regionale og lokale økosystemer via befolkningsøkning som gir økt behov for mat og energi, urbanisering, industrialisering og jord- og skogbruk, på sikt er en trussel mot Jordens økosystemer. Rikt planteliv i tropisk regnskog i Amazonasbeltet står for mer enn 1/5-del av Jordens oksygenproduksjon via fotosyntesen og tilsvarende store opptak av CO₂. Det skjer alarmerende ødeleggelse av skog som gir arealer til kvegdrift, oljepalmeplantasjer og dyrking av soya og bomull. Bevaring av Jordens gamle skoger er et viktig bidrag til å stabilisere atmosfærens innhold av CO₂. CO₂ er et livsnødvendig molekyl som det meste av livet på jordkloden er avhengig av. Økning i CO₂-konsentrasjonen skyldes endringer i CO₂-fluksene. Store deler av det vannet som faller ned som nedbør går tilbake til atmosfæren via vegetasjonen, og mye energi er involvert i fordampning og kondensering av vann.

Innholdsfortegnelse

Globalt CO ₂ - og H ₂ O-kretsløp via plantene	1
<i>Homo sapiens</i> puster ut CO ₂	2
CO ₂ fra forbrenning av fossile energiresurser	4
Fotosyntesen assimilerer CO ₂	6
Global netto primærproduksjon	6
CO ₂ i atmosfæren	8
Jordens bæreevne for verdens befolkning	15
Hvor mye mat trenger 7 milliarder mennesker ?	17

Boksmoell og karbon i biosfæren.....	18
Grunnstoffene i plantene	19
Fotosyntese	19
Fotosyntesens lysreaksjon.....	20
Fotosyntesens karbonreaksjon.....	26
Vann og fotosyntese.....	32
Hogst og nydyrking.....	33
Kjemiske egenskaper til CO ₂	34
pH-avhengig CO ₂ -likevekt	35
Løselighet av gasser og Henrys lov.....	36
Internasjonale avtaler.....	40
Årsaker til klimaendringer på Jorden	40
Nordatlantisk oscillasjon (NAO).....	43
Solflekkaktivitet	45
Havstrømmer.....	47
Atmosfære	48
Drivhuseffekt og klimagasser.....	49
Søratlantisk oscillasjon (SOI, ENSO).....	52
Biogeokjemiske kretsløp.....	54
Karbonsyklus.....	55
Nitrogensyklus.....	57
Oksygen og biologisk liv	59
Giftig oksygen og den første store masseutrydelsen.....	60
Oksygen og evolusjon.....	61
Oksygenkonsentrasjonen i atmosfæren endrer seg	62
pH, jern og oppløselighetsprodukt	66
Gjødsel og storpolitikk.....	67

Homo sapiens puster ut CO₂

Alle organismer på Jorden produserer karbondioksid (CO₂) ved respirasjon når de frigir energi fra omsetning av mat. Bakterier og sopp produserer CO₂ når de bryter ned organisk materiale i jorda. Maten og det organiske materialet har sin opprinnelse fra fotosyntese fra autotrofe landplanter, eller fra alger og planteplankton i vann. I noen dypvannsystemer er kjemosyntese basis for dannelse av biomasse. Planter har

også respirasjon hvor de skiller ut CO₂. I tillegg har C3-plantene en betydelig fotorespirasjon hvor opptil 50 % av CO₂ som nettopp er blitt bundet i fotosyntesen blir skilt ut i fotorespirasjon.

Anta at et menneske puster med ca. 15 åndedrag min, hvert åndedrag er 0.5 L og CO₂-innholdet i den utpustede luften er 5 % (0.05 mol CO₂ per mol luft). I løpet av ett år vil et menneske i gjennomsnitt puste ut ca. 0.2 millioner liter CO₂.

$$0.5 \frac{L}{\text{åndedrag}} \cdot 15 \frac{\text{åndedrag}}{\text{min}} \cdot 1140 \frac{\text{min}}{\text{døgn}} \cdot 365 \frac{\text{døgn}}{\text{år}} \cdot 0.05 \frac{\text{mol CO}_2}{\text{mol}} = 1.971 \cdot 10^5 \frac{L \text{ CO}_2}{\text{år}}$$

Molvolumet varierer med temperaturen og er ved 20°C er 24.056 L.

Omregning fra antall liter viser at et menneske puster ut ca. 8200 mol CO₂ per år:

$$\frac{1.971 \cdot 10^5 \frac{L \text{ CO}_2}{\text{år}}}{24.056 \frac{L}{\text{mol}}} = 8193 \frac{\text{mol CO}_2}{\text{år}}$$

$$\frac{\text{Vekt}}{\text{molekylvekt}} = \text{antall mol}$$

8193 mol CO₂ per år tilsvarer:

$$8193 \frac{\text{mol CO}_2}{\text{år}} \cdot 44 \frac{g}{\text{mol}} = 360.5 \cdot 10^3 \frac{g \text{ CO}_2}{\text{år}}$$

Et menneske puster ut ca. 0.36 tonn CO₂ per år eller ca. 1 kg CO₂ per dag.

Molekylvekten for CO₂ er 44 g per mol. Det betyr at fra 12 g karbon (C) får man 44 g CO₂. 1 petagram (Pg)=10¹⁵ gram. 1 gigatonn = 10¹² kg= 10¹⁵ gram=1 Pg.

Hvis man uttrykker det samme som g CO₂ (som C) får man:

$$8193 \frac{\text{mol CO}_2}{\text{år}} \cdot 12 \frac{g}{\text{mol}} = 98.3 \cdot 10^3 \frac{g \text{ CO}_2 \text{ som C}}{\text{år}}$$

Menneskepopulasjonen øker med ca. 1 milliard mennesker hvert 12. år og vil bli ca. 7 milliarder i år 2011.

7 milliarder mennesker vil bare ved å puste produsere 2.5 milliarder tonn CO₂ per år.

$$360.5 \cdot 10^3 \frac{g \text{ CO}_2}{\text{år}} \cdot 7 \cdot 10^9 = 2.5 \cdot 10^{12} g \text{ CO}_2$$

Slike regnestykker kan man også foreta for all verdens andre dyr.

CO₂ fra forbrenning av fossile energiresurser

Fossilt brensel i form av olje, gass eller kull gir CO₂ ved forbrenning i motorer eller til oppvarming av bygninger eller matlaging

Anta at en bil kjører 1200 mil per år, bruker 0.8 L per mil og at bensinen i gjennomsnitt inneholder heptan (CH₃(CH₂)₅CH₃) med molekylvekt 100.2 og spesifikk vekt 0.75 kg per liter. Ett mol heptan med 7 karbonatomer vil ved fullstendig forbrenning gi 7 mol CO₂.

Gjennomsnittelig årsforbruk er ca. 720 kg bensin per år:

$$0.8 \frac{L}{mil} \cdot 0.75 \frac{kg}{L} \cdot 1200 \frac{mil}{\text{år}} = 720 \frac{kg}{\text{år}}$$

Dette tilsvarer ca. 7200 mol heptan per år:

$$\frac{720 \cdot 10^3 \frac{g}{\text{år}}}{100.2 \frac{g}{mol}} = 7185.6 \frac{mol}{\text{år}}$$

Dette tilsvarer antall ca. 50300 mol CO₂ per år:

$$7185.6 \frac{mol}{\text{år}} \cdot 7 = 50299 \frac{mol}{\text{år}}$$

Vekten av ca. 50300 mol CO₂ per år tilsvarer ca. 2.2 tonn CO₂ per år i det gitte eksemplet.

$$50299 \frac{mol}{\text{år}} \cdot 44 \frac{g}{mol} = 2.213 \cdot 10^6 \frac{g}{\text{år}}$$

En bil som kjører 1200 mil per år og bruker 0.8 L bensin per mil slipper ut ca. 2.2 tonn CO₂ per år eller ca. 184 g CO₂ per kilometer bilen kjører.

Man kan gjøre et tilsvarende regneeksempel for en bil som bruker diesel som drivstoff. En diesebil bruker noe mindre drivstoff e.g. 0.65 L per mil, og anta at diesel inneholder hydrokarboner med karbonlengde C₉-C₂₃ med mest C₁₆. Spesifikk vekt for diesel er ca. 0.865 kg per liter. Under de gitte betingelser nevnt i eksemplet ovenfor vil en diesebil slippe ut ca. 175 g CO₂ per kilometer, altså noe mindre enn bensinbiler, men i motsetning til bensinbiler slipper dagens dieselmotorer uten partikkelfilter ut farlig svevestøv som kommer ned i de minste lungealveoler og kan gi alvorlig lungesykdom. Dessuten har dieserbiler et betydelig høyere utslipp av nitrogenoksider (NO_x) sammenlignet med bensinbiler. Derfor er det i flere byer i verden forbud mot å bruke dieserbiler f.eks. Aten og Thessaloniki. NO_x som består av nitrogenmonoksid (NO) og nitrogendioksid (NO₂) blir oksidert i atmosfæren til nitrat og gir et betydelig nedfall av salpetersyre og nitrogengjødsling. Sammen med industriell produksjon av nitrogengjødsel gir dette en tilførsel av nitrogen til hav og land som historien ikke kjenner maken til. I motorer er det også noe ufullstendig forbrenning som gir utslipp av flyktige organiske molekyler (VOC) som interferer med naturlig ozonsyklus i troposfæren og kan gi opphav til fotokjemiske oksidanter i atmosfæren. Olje inneholder også svovel som under forbrenning gir svoveldioksid (SO₂). Svoveldioksid blir i atmosfæren oksidert til sulfat

(SO_4^{2-}) som kommer ned som sur nedbør i form av svovelsyre (H_2SO_4). Internasjonale avtaler har imidlertid redusert svovelutslippene betydelig.

En av storprodusentene av nitrogenoksider og sotpartikler er verdens skipsfart som bruker bunkersolje som drivstoff i båtmotorene. Det er ikke tennpluggen i en dieselmotor, drivstoffet presses sammen med luft til det eksploderer, og det samme skjer i en båtmotor som drives av bunkersolje.

Biodrivstoff er ikke løsningen

Biodiesel (fettsyremetylestere) er en fornybar energikilde som noen tenker seg som alternativ til petroleumsbasert drivstoff. Biodiesel kan lages fra flere typer vegetabilsk olje eller dyrefett. Biodiesel lages av transesterifisering av fett via behandling med metanol og en katalysator. Produktet blir glycerol og metylerte fettsyrer. Flammepunktet er ca. 100°C og slik såkalt miljøvennlig diesel kan inneholde 20% biodiesel og 80% lavsvoveldiesel. Biodesulfurering kan brukes for å fjerne svovel i drivstoffet. Overgang til biodrivstoff basert på fettsyrer (raps, palmeolje) eller etanol (sukkerrør, mais) er ingen løsning på verdens energiproblem, siden dette biodrivstoffet blir laget fra planter som kunne ha blitt brukt til mat. Planter brukt til biodrivstoff bidrar til økte matvarepriser. Produksjon av planter til biodrivstoff krever bruk av kunstgjødsel som er laget av oljeprodukter. Store deler av Jordens industrialiserte landbruksproduksjon er basert på et høyteknologiske landbruksmaskiner drevet av fossilt brennstoff. Biodiesel basert på skogsavfall er heller ingen god løsning siden nedhogging av skog gir redusert CO_2 -assimilasjon i fotosyntesen og derved økt CO_2 -konsentrasjon i atmosfæren. Fjerning av skogsavfall gir dessuten redusert tilvekst av ny skog som skal vokse opp. Hurtigvoksende energiskog for å lage biomasse som deretter soltørkes kan bidra til å redusere oljeforbruket. Den eneste permanente løsningen er at menneskene spesielt i den industrialiserte verden må redusere sitt energiforbruk. Under andre verdenskrig var det biler som ble drevet av generatorer basert på knott (generatorknott). Knott er små biter med tørr ved fra løvtrær, bl.a. or.

Atomkraft er heller ingen løsning før man har funnet et permanent og sikkert lagringssted for høyaktivt radioaktivt avfall med halvveringstid flere hundretusen år. Slike lagere er sannsynligvis det eneste som kommer til å stå igjen som fremtidige rester fra vår sivilisasjon.

Kjernekraftulykken i Tsjernobyl i 1986 viste hvor fort det er mulig å ødelegge landbruksområder med radioaktiv forurensning over store områder i løpet av kort tid. Verken atomkraftverk, solenergi, vindkraft, vannkraft, bioenergi og mer energisparsomme motorer og produksjonsmetoder kan holde tritt med kravene til velstandsutvikling for en stadig økende befolkning på Jorden. Det må satses på massiv utbygging av effektiv og billig kollektivtransport samt gode sykkelveier. Lange reiser for å komme til arbeid eller butikk må reduseres. Mange typer arbeid må i større grad utføres hjemmefra med effektiv bruk av internet, videokonferanser og annen digitalteknikk. Det må sies nei til flere oljepalmeplantasjer på bekostning av tropisk regnskog.

Fotosyntesen assimilerer CO₂

Vegetasjon på land, samt alger og planteplankton i vann assimilerer CO₂ i fotosyntesen. Ca. 65% av årlig fotosyntese skjer i terrestre økosystemer og ca. 35% skjer marint. Plantene kan fra sollys, karbondioksid, vann samt grunnstoffer (makro- og mikronæringsstoffer) fra jorda bygge opp komplekse organiske molekyler som er byggsteinene for det meste av livet på Jorden. Når plantene spalter vann for å kunne redusere karbondioksid til hydrokarboner blir oksygen et biprodukt. Siden plantene også slipper ut betydelig mengder CO₂ i mørkerespirasjon og fotorespirasjon beregnes netto fotosyntese som viser hvor mye karbon som blir reelt bundet i organisk biomasse. Når det gjelder planter må det ekstrapoleres fra fotosyntesen i et blad til fotosyntesen i hele vegetasjonen som sådan. Fotosyntesen påvirkes av temperatur, vanntilgang, mengde lys, lengden av vekstsesongen og tilgang på mineralnæring, spesielt nitrogen og fosfor.

I eksemplet er det beregnet fotosyntese på en grasslette på 1 dekar = 1000 kvadratmeter (m²). 1 hektar = 10000 m². 1 år = 365 dager.

Anta at netto fotosyntese er 5 μmol CO₂ per kvadratmeter blad og sekund, at vekstsesongen er 115 dager per år og bladarealindeksen (LAI) er lik 1. Bladarealindeksen er et mål på antall kvadratmeter blad per kvadratmeter bakkeareal. Dette tilsvarer ca. 50000 mol CO₂ per år.

$$5 \frac{\mu\text{mol}}{\text{m}^2 \text{ s}} \cdot 1000 \text{ m}^2 \cdot 115 \frac{\text{dag}}{\text{år}} \cdot 86400 \frac{\text{s}}{\text{dag}} = 4.968 \cdot 10^{10} \frac{\mu\text{mol}}{\text{år}} = 49680 \frac{\text{mol CO}_2}{\text{år}}$$

Vekten av dette tilsvarer ca. 2.2 tonn CO₂ per år.

$$49680 \frac{\text{mol}}{\text{år}} \cdot 44 \frac{\text{g CO}_2}{\text{mol}} = 2.19 \cdot 10^6 \frac{\text{g CO}_2}{\text{år}}$$

Ca. 2.2 kg CO₂ per kvadratmeter blir tatt opp via fotosyntesen i blader og bundet i biomasse i løpet av et år, forutsatt at biomassen ikke blir respirert vekk via mikroorganismer.

Regneeksempelet for CO₂-fluksen per arealenhet kan gjøres mer komplekst ved å bringe inn respirasjon fra mikroorganismer i jorda, annen bladarealindeks (LAI) og annen lengde på vekstsesongen.

I skog og spesielt tropisk regnskog med vekst hele året er bladarealindeksen høy med tilhørende stor fotoassimilasjon via fotosyntesen. Terrestrisk vegetasjonen refikserer ca. 3-3.5 gigatonn fossilt C som slippes ut årlig. Nedhogging av skog kan bli delvis kompensert av gjengroing av landbruks- og kulturlandskap. Spesielt undervegetasjon og lianer kan få bedre vekstbetingelser ved økt CO₂. Ofte viser det seg at man får i starten en økt vekst av CO₂ i starten, men etter hvert flater denne effekten ut. Mange økosystemer er allerede mettet ved dagens CO₂-konsentrasjon.

Global netto primærproduksjon

Mengden energi fiksert i fotosyntesen per areal og tidsenhet kalles **brutto**

primærproduksjon. Ikke all energi i fotosyntesen overføres til biomasse. Det er et energitap ved respirasjon og annen metabolsk aktivitet. Respirasjon er fordelt på de autotrofe og heterotrofe, rotrespirasjon og jordrespirasjon. Respirasjonen foret blad kan være fra ca. 1 - 50 μmol oksygen per time og gram friskvekt. Trekket dette fra brutto primærproduksjon får vi et uttrykk for **netto primærproduksjon**. Tørrvekten av plantematerialet kalles **biomasse**. Deler av netto primærproduksjonen brukes av grasetere (herbivore), insekter og av nedbrytere (sopp, bakterier). Forholdet mellom biomasse i skudd og røtter har betydning for veksttilpasningen. Ettårige planter har ofte mest biomasse over jorda. Flerårige planter med mangel på vann og næring vil ha fordeler av å satse på et velutviklet rotsystem. 60 - 90 % av netto primærproduksjon i grassletter vil være vekst i rotbiomasse. Strøfallet er næring for dekompositører og detrituspisere, og på denne måten resirkuleres næringen. Forholdet mellom akkumulering og nedbrytning av strøfall sier noe om hvor effektivt nedbrytningen skjer. Mengden strøfall varierer fra ca. 200-1600 $\text{g m}^{-2} \text{år}^{-1}$. Nedbrytningen av planterester varierer fra 100% per år i tropisk regnskog til 1-12% i året i barskog.

Økosystem	Areal 10^{12} m^2	Areal %	NPP $\text{g/m}^2 \text{ år}$	NPP $\text{g C/m}^2 \text{ år}$	Biomasse g/m^2	NPP 10^{16} g/år	Biomasse 10^{16} g
Tropisk skog	24.5	4.8	2250	889	18800	5.51	46.1
Temperert skog	12.0	2.4	1550	612	14600	1.86	17.5
Boreal skog	12.0	2.4	1200	474	9000	1.44	10.8
Skogsmark	8.5	1.7	725	286	2700	0.62	2.30
Grassletter	24.0	4.7	850	336	1300	2.04	3.12
Tundra og fjell	8.0	1.6	205	81	300	0.16	0.24
Ørken, stein, is	42.0	8.2	130	51	300	0.55	1.26
Ferskvann	4.0	0.8	800	316	10	0.32	.0004
Kultivert land	14.0	2.7	1800	711	500	2.52	0.70
Total terrestrisk	149.0	29.2				15.0	82
Åpent hav	332.0	65.1	201	79	1.4	6.67	.0465
Kontinentalsokkel	26.6	5.2	400	158	5	1.06	.0133
Oppstrømssoner	0.4	0.08	63	25	10	.0003	.00004
Alger og rev	0.6	1.2	228	90	90	.0014	.0054
Estuarier	1.4	0.3	203	80	450	.0028	.063
Totalt marint	361.0	70.8				7.78	0.13
Jorden totalt	510.0	100				22.78	82.13

Jordens biomer fordelt på areal, netto primærproduksjon (NPP) og mengde biomasse. Etter Whittaker (1970), Lieth & Whittaker (1975), IBP (International Biological Program). Omregning fra NPP (netto primærproduksjon) $\text{g/m}^2 \text{ år}$ til $\text{g C/m}^2 \text{ år}$ gjøres ved å anta at karboninnholdet i tørrstoff plantemateriale utgjør ca. 39.5%. Det er gjennomsnittsverdier som er oppgitt, men alle beheftet med et betydelig standardavvik. Havet utgjør ca. 70% av Jorden og de resterende ca. 30% er landareal. Ca. 66% av netto primærproduksjon (NPP) skjer terrestrisk og 34% marint. Ofte angis forholdet 60/40. Hvis man ønsker å se på fluksen av vann som tas opp og transpireres via plantene så kan fluksen for CO_2 ganges med ca. 800 for å finne vannfluksen.

Ifølge tabellen over er den globale netto primærproduksjonen ca. 228 petagram per år. Hvis vi antar at 39.5% av dette er karbon svarer dette til ca. 90 petagram C per år. $=90 \cdot 10^{15} \text{ g C per år}$. Field og medarbeidere (1998) har beregnet at den globale netto

primæreproduksjon er 104.9 petagram karbon (C) per år, hvorav ca. halvparten produseres i havet ved marin fotosyntese og den andre halvparten fra terrestre planter. Ett petagram (1pg) tilsvarer 10^{15} gram karbon (C). Vi kan regne om til tilsvarende mengde CO_2 :

$(104.9/12) \cdot 44 \text{pg} = 384.6 \text{ pg} = 384.6 \cdot 10^{15} \text{ g CO}_2$ per år blir assimilert i den globale fotosyntesen, det vil si $384.6 \cdot 10^9$ tonn CO_2 per år, eller ca. 12200 tonn CO_2 per sekund.

Evolusjonen har perfektionert plantene og marint plankton og alger til å utføre CO_2 -fangst, mye mer effektivt enn vi klarer industrielt.

De fleste tall man finner for den globale assimilasjonen i fotosyntesen er i området $200\text{-}400 \cdot 10^{15} \text{ g CO}_2$ per år = 200-400 milliarder tonn CO_2 per år = ca. 55-100 pg C per år.

Energiinnholdet biomasse er ca. $1.6 \cdot 10^4 \text{ J/g}$ tørr biomasse.

For $22.78 \cdot 10^{16} \text{ g/år}$ tilsvarer dette $22.78 \cdot 10^{16} \text{ g/år} \cdot 1.6 \cdot 10^4 \text{ J/g} \approx 3.65 \cdot 10^{21} \text{ J/år}$.

Det antas å befinne seg $2750 \cdot 10^{15} \text{ g CO}_2$ i atmosfæren = $750 \cdot 10^{15} \text{ g C}$.

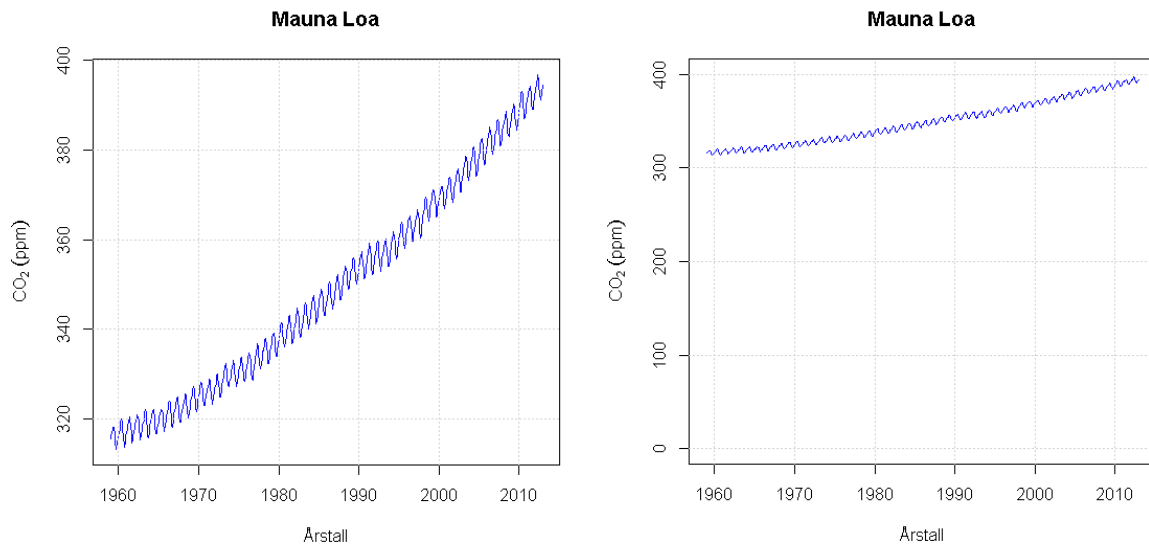
Hvis vi estimerer den terrestre fotosyntesen til 200 petagram CO_2 vil den terrestre fotosyntesen kunne fjerne all CO_2 i atmosfæren i løpet av ca. 13 år! Tilsvarende mengder CO_2 blir tatt opp organismene i havet i form av hydrogenkarbonat (HCO_3^-). Gjennomsnittskonsentrasjonen av HCO_3^- i havet er ca. 2 millimolar.

Heldigvis kommer CO_2 tilbake til atmosfæren ved at organismene på jorda respirerer, for som kjent, uten CO_2 ikke noe liv, slik at det innstiller seg en likevekt. Denne likevekten har *Homo sapiens* bidratt til å ødelegge ved massiv nedhogging av verdens skoger, samt forbrenning av fossilt karbon i enorme mengder. Tallene over viser hvor viktig den globale fotosyntesen er for lufta CO_2 -konsentrasjon.

Konsentrasjonen av CO_2 i seg selv er ikke så interessant, det som er av interesse er fluksen av CO_2 , det vil si hvor mye CO_2 som passerer per areal- og tidsenhet. Det at konsentrasjonen av CO_2 i atmosfæren stiger vil si at det er endring i CO_2 -fluksene på Jorden. Diskusjonen er om hvor mye av dette er naturlig svingninger og hvor mye er antropogent (menneskeskapt).

CO₂ i atmosfæren

Tidsserie eller tidsrekke er en samling av data samlet sekvensielt med faste tidsintervall. Gitt en tidsserie så kan den brukes til å prediktere fremtidig utvikling med en innbygget usikkerhet.

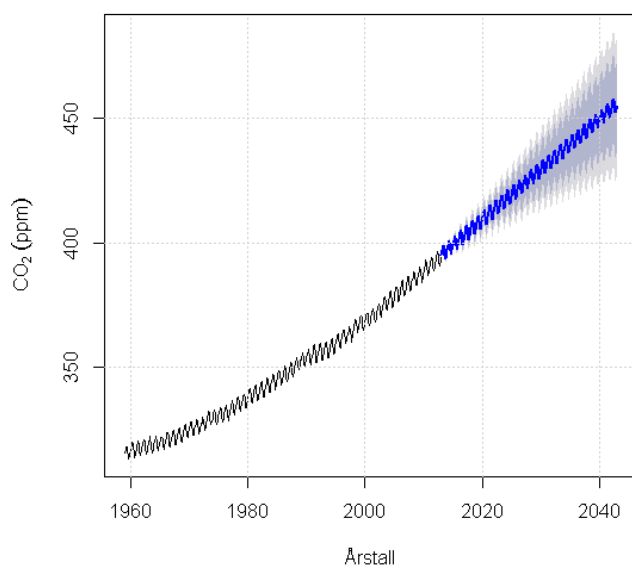


Figur 1. Charles Keeling startet med kontinuerlige målinger av konsentrasjonen av CO₂ i atmosfæren ved Mauna Loa observatoriet på Hawaii, langt vekk fra lokale forurensningskilder. Han fant at det var en kontinuerlig økning i CO₂-konsentrasjon som viser årstidssvingninger. Den laveste verdien i CO₂-konsentrasjon tilsvarer vekstsesongen på den nordlige halvkule, og den maksimale kommer om vinteren med lav fotosyntese på den nordlige halvkule. I tillegg kommer utslipp fra forbrenning av fossil energi. I figur B er de samme dataene plottet, men hvor aksene starter på 0. Den virker ikke fullt så fryktinngytende, men det er allikevel ikke tvil om at kurven stiger. NOAA ESRL data.

Tidsseriedata er korrelerte og har autokorrelasjon. Det betyr at man ikke kan bruke vanlige statistiske metoder som forutsetter uavhengighet.

ARIMA-modeller (autoregressiv (AR) integrert (I) bevegelig gjennomsnitt (MA)) kan brukes i tidsserielerte modeller. En slik periodisk ARIMA-modell blir ARIMA(1,0,3)(1,1,1)[12]

ETS



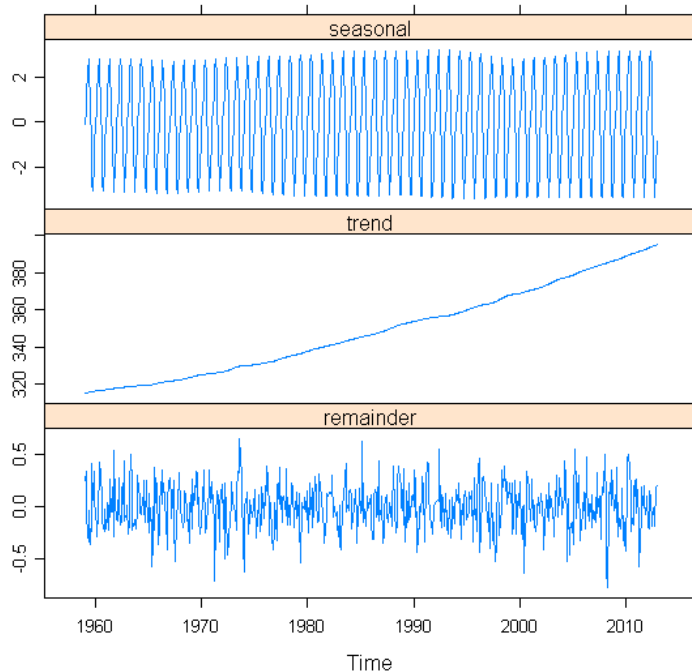
Fremtidsfremskrivning hvis trenden fortsetter vil man passere 450 ppm(v) CO₂ i 2040. Data behandlet i R-pakken forecast.

Før den industrielle revolusjonen antar man at det var en relativt stabil karbonutveksling med CO₂-konsentrasjonen i atmosfæren ca. 275 ppm(v), som var den mengden Keeling fant ved starten av sine målinger ved Mauna Loa. Ifølge iskjerneboringer i Antarktis regner man med at denne konsentrasjonen har vært stabil i de foregående 420 000 år. I 1958 var gjennomsnittskonsentrasjonen ca. 315 ppm CO₂. (Dette tilsvarer 0.0315% CO₂ = 315 mikroliter CO₂ per liter luft = 31.5 pascal (Pa) CO₂).

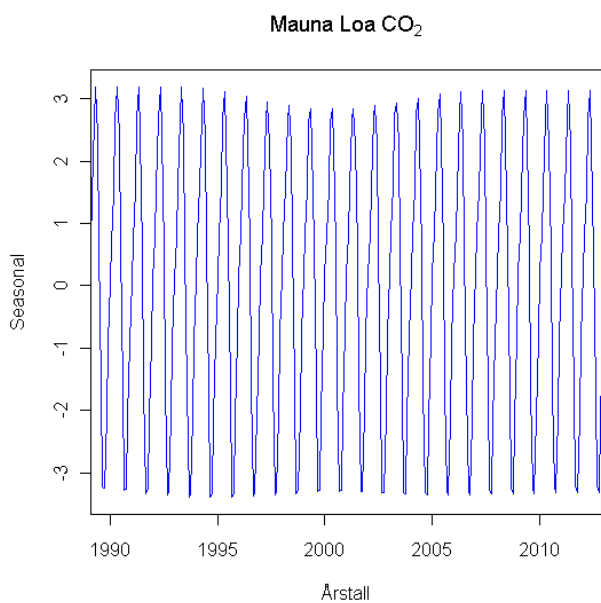
$$1\text{Pa} = 1\text{N/m}^2 = 1\text{ J/m}^3$$

I 2009 har gjennomsnittskonsentrasjonen steget til ca. 390 ppm. At økningen i CO₂-konsentrasjon skyldes forbrenning vises ved at oksygenkonsentrasjonen (O₂) i atmosfæren synker. O₂-konsentrasjonen øker når fotosyntesen er høy, og synker når fotosyntesen er lav. O₂-konsentrasjonen synker også når fossil biomasse forbrennes. Delta ¹³C-forholdet (δ¹³C) for CO₂ i atmosfæren synker, δ¹³C for CO₂ i atmosfæren var tidligere ca. -6.5 ‰, men det synker nå mot -8‰, nok et bevis på at den økte CO₂-konsentrasjonen kommer fra forbrenning fossilt karbon. I et tidsperspektiv over tusenvis av år vil det innstille seg en ny likevekt mellom CO₂ i atmosfære og hav, men de første hundreårene vil økosystemene måtte adaptere seg til økte konsentrasjoner av CO₂. Økning i CO₂-konsentrasjon i atmosfæren kan gi økt

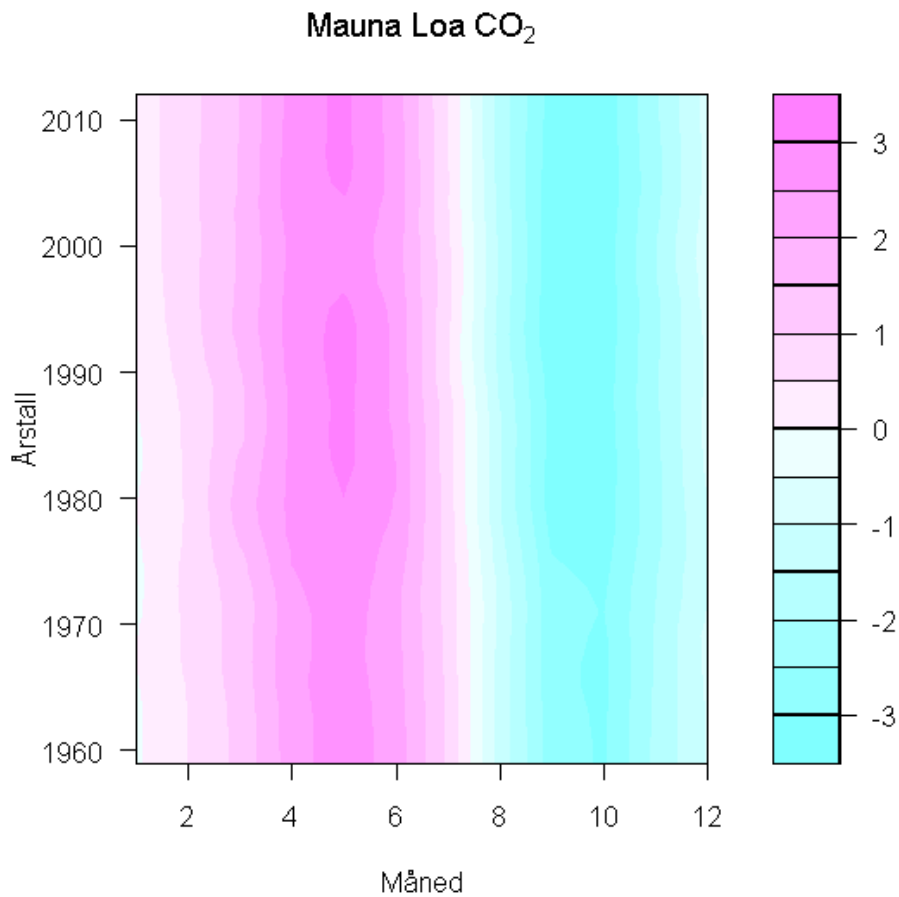
temperatur, men i hvilken omfang er det umulig å forutsi.



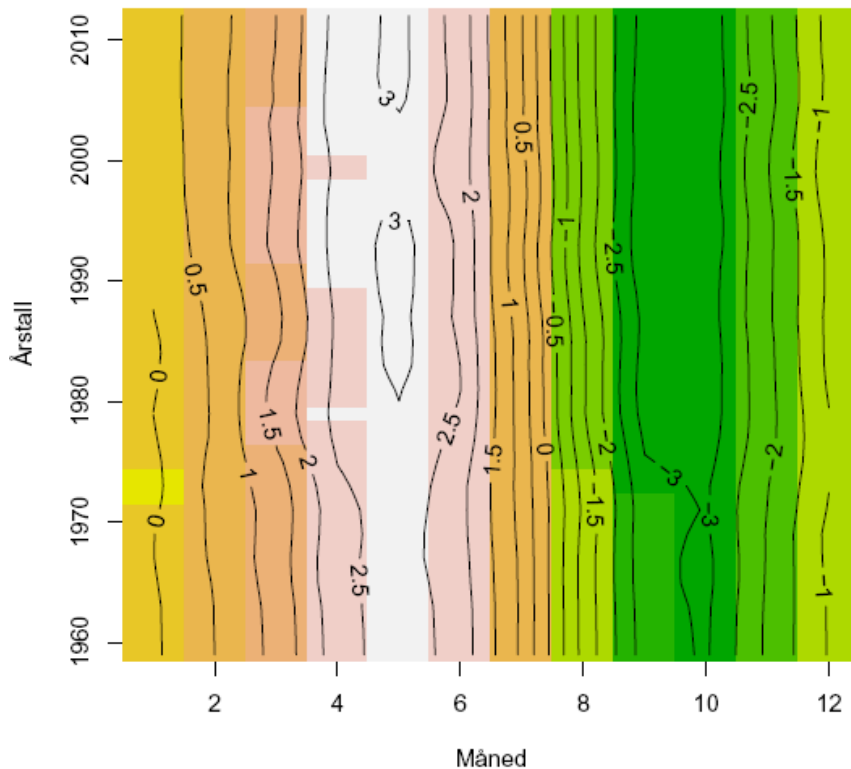
Variasjon i en tidsserie kan dekomponeres i sesongvariasjon ("seasonal"), trend, samt en rest med irregulære svingninger ("remainder"). Trenden er langtidsendring i gjennomsnittsnivå. Variasjonen som blir igjen når sesong- og trendvariasjonene er fjernet fra datasettet er ofte irregulære. Figuren viser den sesongmessige svingningen i CO₂-konsentrasjonen som resultat av sesongmessig variasjon i fotosyntese, samt den skremmende trendutviklingen med økt CO₂-konsentrasjon. "Time" er årstall



I denne figuren er sesongvariasjonen som avvik fra gjennomsnitts CO₂-konsentrasjon presentert for perioden 1990-2012, og man ser svingningene som skyldes fotosyntesen.



Figuren viser årstidsvariasjonen i CO₂-konsentrasjon fordelt på årstall og måned vist som en fargeskala med konsentrasjoner over gjennomsnittet vist som magenta (rosafiolett), ingen endring i forhold til gjennomsnittet ca. hvit og CO₂-konsentrasjoner mindre enn CO₂-konsentrasjoner mindre enn gjennomsnittet med fargen cyan (turkis). Fra februar til juni med en topp i mai er CO₂-konsentrasjonen i atmosfæren høyere enn gjennomsnittet, men hvor fotosyntesen senker CO₂-konsentrasjonen under gjennomsnittet i perioden august-desember (cyan), i juni er konsentrasjon ca. på gjennomsnittet .



Figuren viser som den foregående hvor CO₂-konsentrasjonen er høyere enn gjennomsnittet fra januar-juli, og lavere enn gjennomsnittet fra juli-desember. Det ligger noe tidslag for fotosyntesen som starter om våren materialiserer seg i endret CO₂-konsentrasjon i atmosfæren.



Plantene tilpasser seg til den enhver tid tilgjengelige CO₂-konsentrasjon. Plantene har gjennom evolusjon i millioner av år perfektionert og raffinert sin CO₂-fangst fra luft og vann. Ca. 88 % av tørr plantebiomasse har sin opprinnelse fra CO₂, ca. 7%

kommer fra vann og ca. 5% fra mineralnæring i jorda. I løpet av ca. 10 år blir alt CO_2 i atmosfæren assimilert i plantenes fotosyntese på land og i vann. Ved forbrenning (respirasjon) går CO_2 tilbake til atmosfæren. CO_2 og O_2 er livsviktige molekyler. C4-fotosyntese er mer effektiv enn C3-fotosyntese ved lave CO_2 -konsentrasjoner.



Trær og skog fortsetter å assimilere CO_2 også etter at skogen har blitt gammel. Hogges skogen tar det mange år innen skogen gir netto CO_2 -opptak, siden mye av det organiske materialet i jorden, bl.a. røtter, samt kvistavfall blir respirert og omsatt til CO_2 .



Trær som vokser i områder med skifte mellom en sommer med vekst etterfulgt av en kald vinter får årringer. Er det lang avstand mellom årringene indikerer dette god vekstsesong. Det er en rekke vekstbegrensende faktorer: vann, lys, temperatur, mineralnæring i jorda (spesielt nitrogen), og CO_2 .

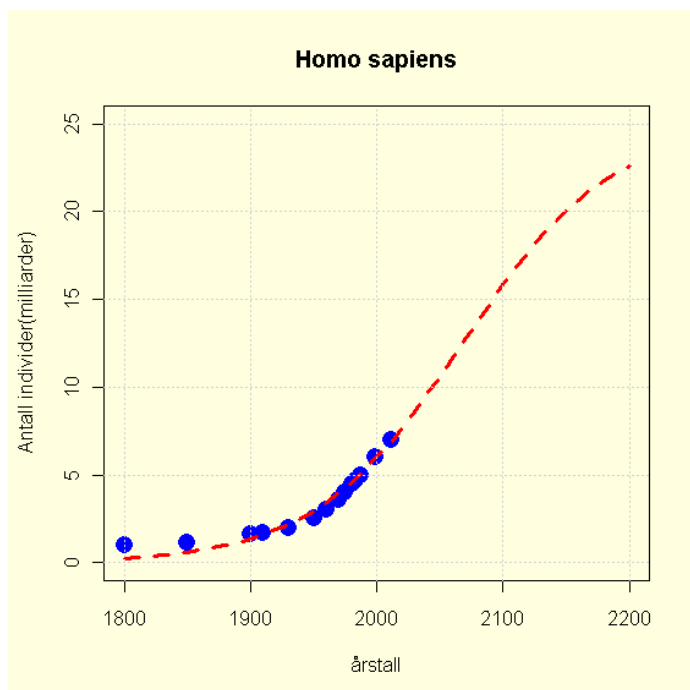
Energiinnholdet i tørr ved er ca. $15 \cdot 10^6$ J/kg, sammenlignet med fett ($38 \cdot 10^6$ J/kg), kull ($29 \cdot 10^6$ J/kg), karbohydrat ($12 \cdot 10^6$ J/kg), bensin ($48 \cdot 10^6$ J/kg), naturgass ($0.4 \cdot 10^8$ J/m³ (STP)).

Oppgaver til skolebruk

1. Hvorfor blir det varme når organisk stoff respireres eller brennes ?
2. Når en kilo organisk stoff respireres eller brennes veier produktene mer eller mindre enn en kilo, eller veier produktene akkurat en kilo ?
3. Respirasjon i levende organismer er en forbrenning som skjer ved lav fysiologisk temperatur katalysert av enzymer og elektrontransportører. Hvorfor vil forholdstallet mellom karbon , oksygen og hydrogen i molekyler som forbrennes påvirke energiutbytte ?
Sammenlign forholdet mellom C, H og O i de kjemiske strukturformlene for karbohydrat, protein og fett.

Jordens bæreevne for verdens befolkning

Menneskepopulasjonen vokser ute av kontroll. Kina med sin omdiskuterte ettbarnspolitik er den eneste nasjon som har forsøkt seg. Noen nasjoner og folkegrupper benytter "det demografiske våpen" i kamp om land og ressurser. Med nei til prevensjon kan det virke som noen overoppyller budskapet: *Vær fruktbare og bli mange og oppfyll jorden og legg den under eder,.. 1Mos. 1.28.* Fra 1987 hvor folketallet passerte 5 milliarder øker folketallet nå med 1 milliard = 1000 millioner mennesker hvert 12. år !!! I 2011 forventes det å være ca. 7 milliarder.



Figur 2. Estimert av utvikling av menneskepopulasjonen. Brukes Verhulsts (1838) logistiske ligning (rød stiplede linje) kan vi forvente en populasjon på ca. 23 milliarder i år 2200, mer enn

en tredobling i forhold til dagens populasjon. Tallene i kurven representerer den største utfordring og trussel for menneskehetens eksistens og setter Jordens økosystemer i fare. **Gi verdens kvinner frihet, en god og lang utdannelse samt inntektsgivende arbeid så vil automatisk fødselshyppigheten gå ned.** Samtidig med befolkningsøkningen følger økte utslipp av klimagassen CO₂, samt klimegassen metan fra verdens rismarker, fra husdyrhold. og søppelfyllinger.

År	Milliarder mennesker på Jorden
1800	1.0
1850	1.1
1900	1.6
1910	1.7
1930	2.0
1950	2.5
1960	3.0
1970	3.6
1975	4.0
1980	4.5
1983	4.7
1987	5.0
1999	6.0
2011	7.0

Menneskepopulasjonen

Riktignok vokser ikke menneskepopulasjonen eksponensielt, men vi kan se hvordan befolkningsutviklingen vil være hvis den fortsetter å vokse med gjennomsnittsraten for perioden 1950-2011.

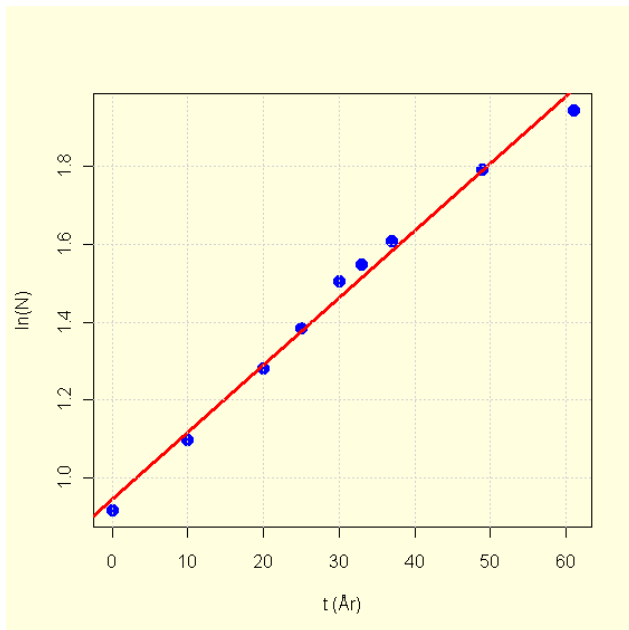
Formelen for eksponensiell vekst er:

$$N = N_0 e^{rt}$$

hvor r er veksthastigheten og N₀ er populasjonen ved tid=0 dvs. 1950 var populasjonen ca. 2.5 milliarder.

Vi kan ta logaritmen på begge sider av likhetstegnet får vi formelen for en rett linje med skjæringspunkt med y-aksen ved ln(N₀) og stigningstall r.

$$\ln(N) = \ln N_0 + rt$$



Regresjonslinjen har formelen $\ln N = 0.95 + 0.017 \cdot t$

Det vil si at veksthastigheten $r = \text{ca. } 1.7\%/\text{år}$, og men vi ser også av figuren at veksthastigheten er i ferd med å minske noe.

Hvis den fortsetter å vokse med 1.7% per år så vil populasjonen 100 år frem fra 1950, dvs. år 2050 være ca. 14 milliarder mennesker, det dobbelte av det i 2011.

Hvor mye mat trenger 7 milliarder mennesker ?

Jorden mottar fra sola energimengden $5.51 \cdot 10^{24}$ Joule (J) per år.

$1\text{J} = 1 \text{ watt-sekund (Ws)} = 1 \text{ newton-meter (Nm)} = 1 \text{ kg m}^2/\text{s}^2$

Hvis vi antar at ca. 0.1 % av dette mottas av plantenes klorofyll og brukes i fotosyntesen tilsvarer dette $5.51 \cdot 10^{21}$ J per år. Tidligere estimerte vi energiinnholdet i netto primæreproduksjon basert på biomene på Jorden til å være $3.65 \cdot 10^{21}$ J/år, altså i samme størrelsesorden.

Vi kan gjøre det samme regnestykket en gang til, men litt annerledes. Hvis vi antar at årlig netto primærproduksjon i det marine og terrestriske økosystem er for Jorden ca. $90 \cdot 10^{15}$ g karbon (C) per år.

Ett mol karbondioksid (CO_2) tilsvarer 12 g karbon (C).

Ca. 479 kJ fri energi blir lagret per mol karbondioksid som bindes i fotosyntesen. Når glukose oksideres til karbondioksid og vann, frigis energi tilsvarende 2872 kJ per mol.

Total mengde lagret energi i fotosyntesen blir:

$$90 \cdot 10^{15} \frac{\text{g}}{\text{år}} \cdot \frac{1 \text{ mol}}{12 \text{ g}} \cdot 4.79 \cdot 10^5 \frac{\text{J}}{\text{mol}} = 3.59 \cdot 10^{21} \frac{\text{J}}{\text{år}}$$

Produksjon av fisk, kjøtt, egg og melk er avhengig av planteproduksjon. Grasetere (herbivore) beholder bare ca. 10 % av den fri energien som finnes i plantene.

Kjøttetere (karnivore) beholder bare 10 % av den fri energi som finnes i graseterene.

Det store energitapet i en næringskjede gjør at det sjelden er fler enn fire trinn i en næringspyramide. Energiutnyttelsen av kraftforet varierer i forskjellige deler av matproduksjonen: melk, kylling, storfekjøtt, fiskeoppdrett. I produksjonen av 1 J storfekjøtt trengs 8-10 J korn, i kyllingproduksjon energikravet ca. 1/3 av dette.

Ett menneske bruker mat tilsvarende minimum ca. 10 MJ per dag (2400 kcal), og dette er nær eksistensminimum. For 7 milliarder mennesker tilsvarer dette $2.56 \cdot 10^{19}$ J per år:

$$7 \cdot 10^9 \cdot 10^7 \frac{J}{dag} \cdot 365 \frac{dag}{\text{år}} = 2.56 \cdot 10^{19} \frac{J}{\text{år}}$$

$$2.56 \cdot 10^{19} / 3.59 \cdot 10^{21} = 0.007$$

Det vil si at vi bare ved å spise forbruker menneskene 0.7% av netto primærproduksjon på Jorden. Disse tallene gjelder bare hvis alle spiser planteprodukter, og øker hvis flere spiser kjøttprodukter.

I den vestlige verden er forbruket av kjøtt stort og i tillegg bruker menneskene store mengder planter til brensel, tremasse, bygningsmaterialer etc. Det er bare stivelse, fett og protein fra planteriket vil kan utnytte direkte som energikilde til mat. Vi kan ikke fordøye cellulose, men det kan mikroorganismer bl.a. i tarmen hos grasetere.

Like før finanskrisen kom i 2008 var stigende matvarepriser et stort problem. Lagrene av hvete, mais og ris var rekordlave i forhold til folketallet. Problemet med økende matvarepriser vil komme igjen. Akkurat som med olje og gass er det spekulanter på verdens matvarebørser som forsøker å presse prisene oppover. Uansett må vi i Norge stoppe nedbygging av landbruksjord. Det kommer til å bli behov for all dyrkningsjorda vi har i dag til matproduksjon.

Matvareinntak per person	g/dag
Karbohydrater	200-400
Protein	60-100
Fett	80-120

Gjennomsnittelig energiinntak per person varierer fra $9 \cdot 10^6$ J/dag til $12 \cdot 10^6$ J/dag. Vanninntak kommer via drikke (te, melk, kaffe, øl, vin, vann), samt fra vann i maten og ved oksidasjon av mat.

Boksmodell og karbon i biosfæren

Vi skal finne et estimat av den gjennomsnittelig oppholdstiden for karbon (C) i atmosfæren. For å studere dette bruker vi en enkel boksmodell hvor inne i boksen er den totale mengden C som finnes i biomasse. Det som går inn i boksen er netto primærproduksjon, og er det likevekt (steady state) vil like mye gå ut av boksen som inn. I det terrestre økosystemet er mye av karbonet bundet i trær og vegetasjon som vi kan anta har en gjennomsnittelig levetid 10-100 år. I det marine økosystemet står fytoplankton og alger for store deler av primærproduksjonen og levetiden for disse kan antas å være 0.3-1 år. Vi ser av grove regnestykket nedenfor at det blir kortere oppholdstid for C i atmosfæren enn det vi gjettet på.

Terrestrisk biomasse, M_t : $32.4 \cdot 10^{16}$ g C

Marin biomasse, M_m : $0.05 \cdot 10^{16}$ g C

Terrestrisk fluks NPP, F_{tinn} : $5.93 \cdot 10^{16}$ g C/år

Marin fluks NPP, F_{minn} : $3.07 \cdot 10^{16}$ g C/år

Gjennomsnittet oppholdstid for C i det terrestriske økosystem t_t : $M_t / F_{t_{nn}} = 5.5$ år

Gjennomsnittet oppholdstid for C i det marine økosystem t_m : $M_m / F_{m_{nn}} = 0.016$ år

Hadde vi brukt brutto produksjonen hadde oppholdstiden for CO_2 blitt enda kortere, siden respirasjonen hele tiden produserer CO_2 .

Grunnstoffene i plantene

Landplantene tar opp makro- og mikronæringsstoffer fra jorda sammen med vann via planterøttene. Opptaket er størst i rothårssonen. Vannplanter tar opp mineralnæringen direkte fra vannet eller fra bunnsedimenter.

Grunnstoff	% innhold i tørrstoff
Karbon (C)	39.5
Oksygen (O)	40
Hydrogen (H)	5.5
Kalium (K)	5.5
Nitrogen (N)	5.0
Kalsium (Ca)	2.0
Fosfor (P)	1.0
Magnesium (Mg)	0.8
Mikronæringsstoffer	0.7

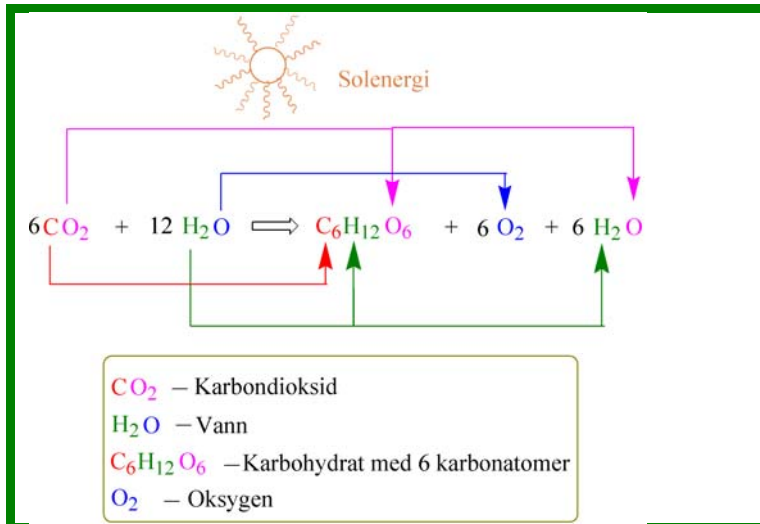
Tabell 1. Innhold av grunnstoffer i tørrstoff av planter. Karbon og oksygen kommer fra CO_2 i lufta og tørrvekten av biomasse fra planter består derved av ca. 79.5% CO_2 . Ca. 5.5 % av tørrstoffet har sin opprinnelse fra vann. Nitrogen er det grunnstoffet som oftest reduserer vekst av planter og utgjør ca. 5% av tørrstoffet i biomassen

Tange og tare holder seg oppreist i vannmassene og har således ikke så høyt innhold av cellulose og hemicellulose som landplantene. Vannplantene inneholder heller ikke lignin. For alger og planteplankton benyttes i stedet Redfield-ratio (Alfred C. Redfield 1934). Redfield undersøkte innholdet av grunnstoffer i dødt og levende plantemateriale i vann og fant at atomforholdet var C:N:P = 106:16:1.

Ifølge Liebigs minimumslov vil det alltid være en begrensende faktor for plantevekst. Alle organismer i en oksygenatmosfære har vanskeligheter med å ta opp jern. Dette blir spesielt et problem for organismer som vokser ved høy pH, hvor jern kan bli en begrensende faktor. I mer enn halvparten av Jordens økosystemer er ferskvann en begrensende faktor for planteveksten.

Fotosyntese

Plantene kan ved hjelp av sollys og fotosyntesen bygge opp komplekse organiske molekyler fra CO_2 , vann og mineralnæring fra jorda



Figur 3 I fotosyntesen reduseres CO_2 til organiske molekyler, her er glukose (druesukker), et karbohydrat, brukt som eksempel. Elektroner og protoner til reduksjonen av CO_2 kommer fra oksidasjon av vann, hvor oksygen blir et biprodukt. I fotosyntesen blir elektroner og protoner fra vann lagret i organiske molekyler. Fotosyntetiske bakterier som lever anaerobt bruker andre elektron- og protonkilder e.g. hydrogensulfid (H_2S), svovel (S^0), toverdigg jern (Fe^{2+}), eller hydrogen (H_2).

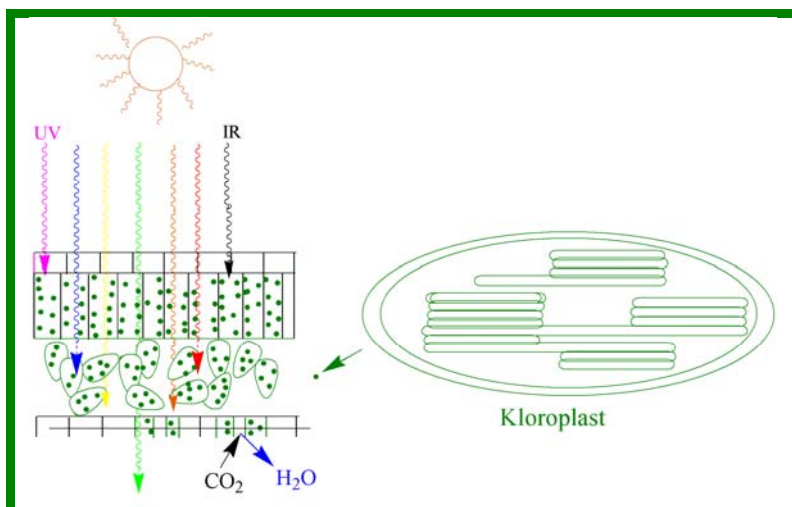
Atommassen til C=12, O=16 og H=1, og fra dette finner vi molekylmassen til glukose $\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6$

$$6 \cdot 12 + 12 \cdot 1 + 6 \cdot 16 = 180$$

Karboninnholdet i glukose utgjør 40% ($72/180$). Plantene lager ikke bare glukose, og en mer generell formel tørr biomasse fra fotosyntesen er $\text{H}_{2960}\text{C}_{1480}\text{O}_{1480}\text{N}_{160}\text{P}_{18}\text{S}_{10}$.

Fotosyntesens lysreaksjon

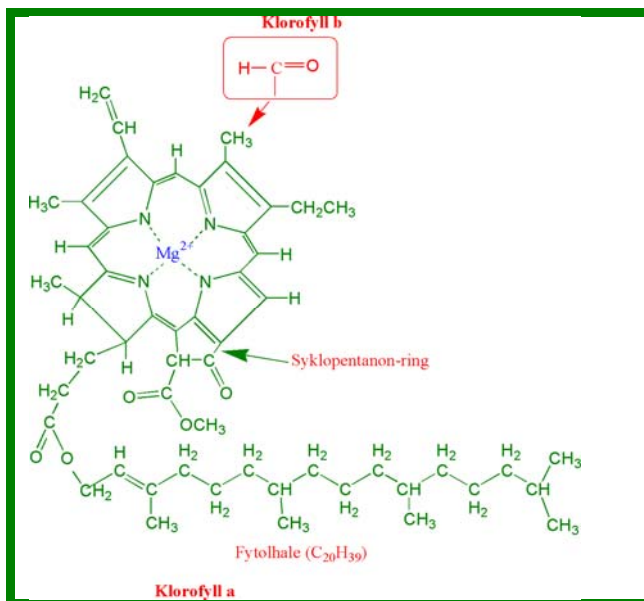
I tylakoidmembranene i plantenes kloroplaster omdannes lysenergi til reduksjonskraft (NADPH) og kjemisk energi (ATP) som brukes i reduksjonen av CO_2 i karbonreaksjonen.



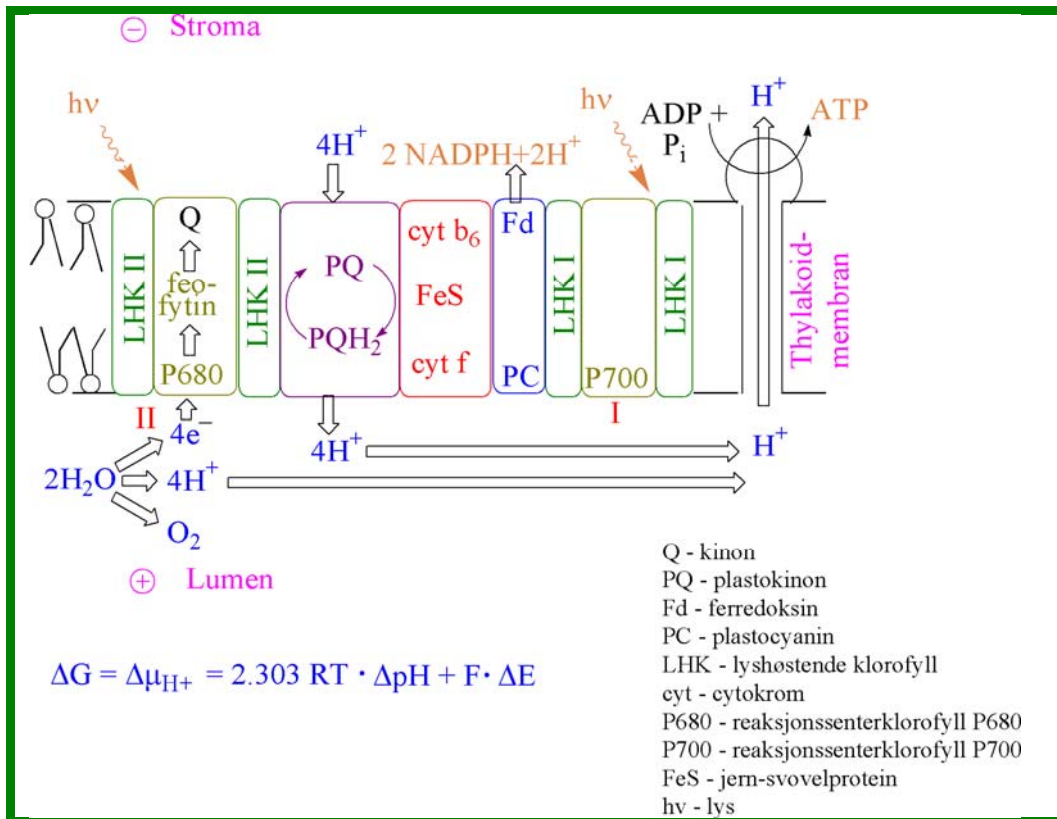
Figur 4. Fotosyntesen skjer i kloroplaster i bladcellene. Kloroplastene er plastider omgitt av en dobbel membran. Inne i kloroplasten er det et tredje membransystem bestående av **tylakoidmembraner**. Stabler av tylakoidmembraner kalles **grana** og

mellom granastablene går det **intergranalameller**. Hver kloroplast inneholder flere kopier med sirkulært DNA. Det er fra 20-50 kloroplaster per celle.

Lysreaksjonen i fotosyntesen skjer i tylakoidmembranene, og karbonreaksjonen skjer i stroma utenfor membranene. Encellede planktonalger inneholder ofte bare en kloroplast per celle. CO₂ kommer inn i bladene via **spalteåpningene** (stomata). Det er fra 50-300 spalteåpninger per kvadratmillimeter av bladet. Selv om spalteåpningene utgjør bare 1-2 % av bladarealet skjer opptil 90% av vanntapet gjennom spalteåpningene. Klorofyllmolekyler i tylakoidmembranene blir eksitert av rødt og blått lys, derfor får bladet en grønn farge. Tylakoidmembranene inneholder også karotenoider som er gulfargete pigmenter som beskytter mot fotooksidasjoner.



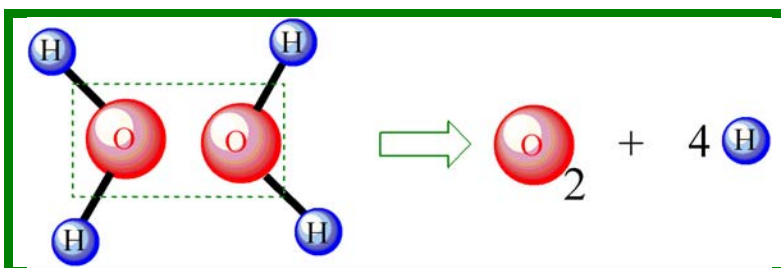
Figur 5. Pigmentet **klorofyll** bundet til protein i tylakoidmembrane i kloroplastene spiller en fundamental rolle i absorpsjonen av lys i fotosyntese hos planter, alger og bakterier. Klorofyll *a* og klorofyll *b* er lyshøstende hjelpepigmenter som frakter eksitasjonsenergi fram til reaksjonscenterklorofyll i fotosystem II og I.



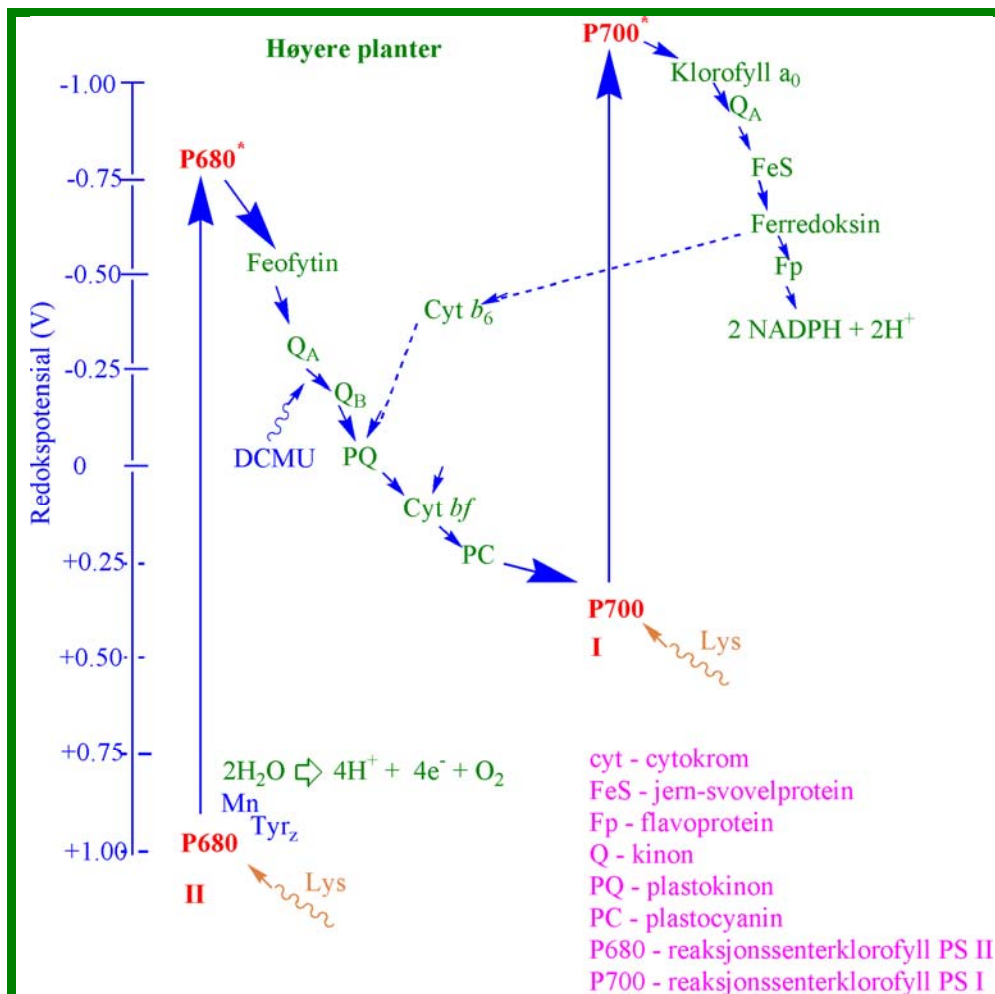
Figur 9. Lysreaksjonen i fotosyntesen skjer i thylakoidmembranene i kloroplastene. I fotosyntesen samvirker to fotosystemer, fotosystem II og I. Spalting av vann og dannelse av oksygen skjer i tilknytning til fotosystem II. Lyshøstende klorofyll bundet til protein virker som antenner og overfører eksitasjonsenergien til reaksjonscenterklorofyll, henholdsvis P680 og P700. Eksitert reaksjonscenterklorofyll kan avgi et elektron (e^-) til elektronakseptoren feofytin og det skjer en **ladningsseparasjon**, lysenergien er fanget. Det tomme elektronhullet i reaksjonscenteret fylles med et elektron fra vannspaltingen. Lyshøstene klorofyller overfører **eksitasjonsenergi** til **reaksjonscenterklorofyll** P680 og P700. Elektroner fraktes fra fotosystem II til fotosystem I ved hjelp av kinoner (PQ), cytokromer (cyt) og plastocyanin (PC). Elektroner overføres via ferredoksin (Fd) til $NADP^+$ som blir redusert til reduksjonskraften NADPH (nikotinamid adenin dinukleotidfosfat redusert form). Det er elektronene i NADPH som brukes til å redusere CO_2 . Den biologiske energibæreren ATP (adenosin trifosfat) som er nødvendig i reduksjonen av CO_2 lages via en gradient av protoner gjennom thylakoidmembranen katalysert av enzymet **ATP syntase** (Mitchells kjemosmotiske hypotese).



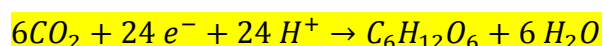
Figur 10. Fotosyntesen skjer inne i kloroplaster (K) i grønt plantevev. En celle inneholder fra 20-50 kloroplaster. Lysreaksjonen skjer i tylakoidmembranene i kloroplasten hvor det blir frigitt oksygen. Karbonreaksjonen skjer i kloroplastenes stroma. I mitokondriene (M) frigis energi ved respirasjon. I respirasjonen overføres elektroner og protoner (bundet i organisk materiale) tilbake til oksygen og det dannes vann. Målestokk: 1 mikrometer (μm). Bilde Elektronmikroskopisk laboratorium, UiO, v/ Tove Bakar.



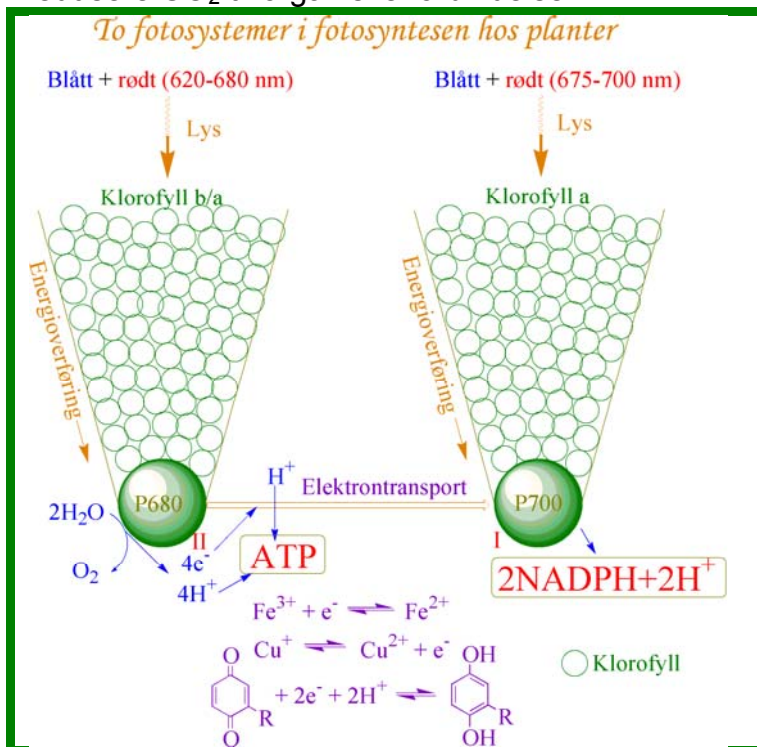
Figur 11. I fotosystem II danner to vannmolekyler (H_2O) et molekyl oksygen (O_2) og 4 hydrogen (H). Hvert hydrogen består et et elektron (e^-) og et proton (H^+).



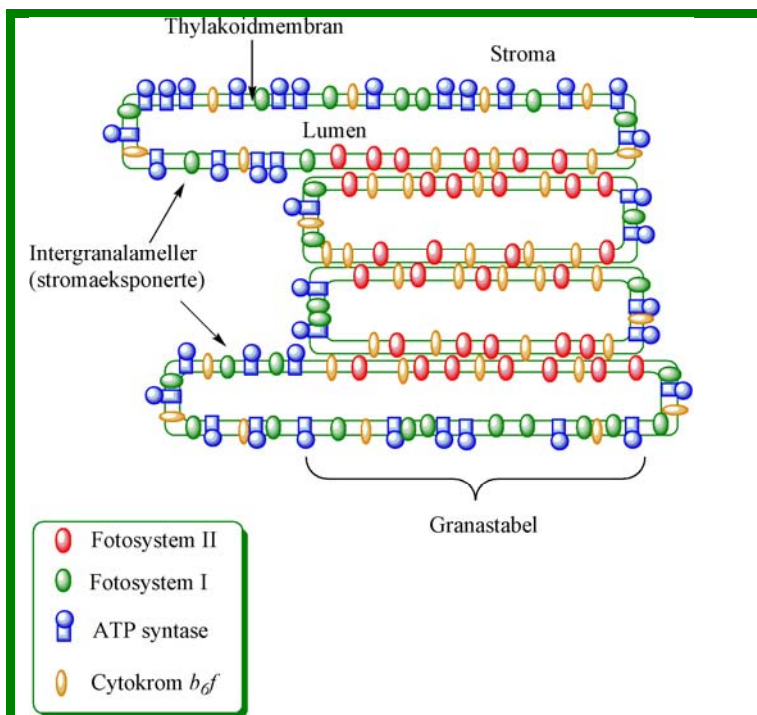
Figur 12. I fotosyntesen hos høyere planter er det to fotosystemer. Fotosystem II har evolusjonær opprinnelse fra røde purpurbakterier, og fotosystem I fra grønne svovelbakterier. De to fotosystemene samarbeider i overføring av elektroner og protoner fra vann til å lage reduksjonskraften NADPH. Gradienten av protoner (H^+) over thylakoidmembranen brukes til å lage ATP. Ved spaltningen av vann i fotosystem II dannes oksygen (O_2) som et biprodukt. Ugrasmidler som ureaherbicider (DCMU, atrazin, simazin) blokkerer elektrontransporten ved å binde seg til det kinonbindende proteinet Q_B . Ugrasmiddelet paraquat (Gramoxone®) og diquat virker ved å ta ut elektroner etter fotosystem I og overfører dem til oksygen og danner superoksidradikaler som til slutt dreper planten. I denne figuren (**Z-skjema**) er elektrontransportørene satt opp etter hvilket **redokspotensial** (volt) de har. Fotosyntesen er en oksidasjons- og reduksjonsprosess. Elektroner og protoner som har sin opprinnelse fra vann brukes blir brukt til å redusere CO_2 . Eksitert reaksjonssenterklorofyll $P680^*$ er en kraftig elektrondonor, og kan avgi et elektron til en elektronakseptor feofytin. Det er i denne reaksjonen det skjer en ladningsseparasjon og lysenergien er fanget. $P680^*$ mottar deretter et elektron som kommer fra spaltningen av vann og danner $P680$ som på nytt kan bli eksitert.



Elektroner (e^-) og protoner (H^+) som kommer fra spaltingen av vann blir brukt til å redusere CO_2 til organiske forbindelser.



Figur 13. Lysreaksjonen i thylakoidmembraner. Lyshøstende klorofyll virker som hjelpepigmenter og overfører eksitasjonsenergien til reaksjonscenterklorofyll P680 i fotosystem II og P700 i fotosystem I. Jern og kobber frakter ett elektron ad gangen, mens kinoner (plastokinon, fyllokinon (vitamin K) kan frakte to elektroner og to protoner ad gangen.

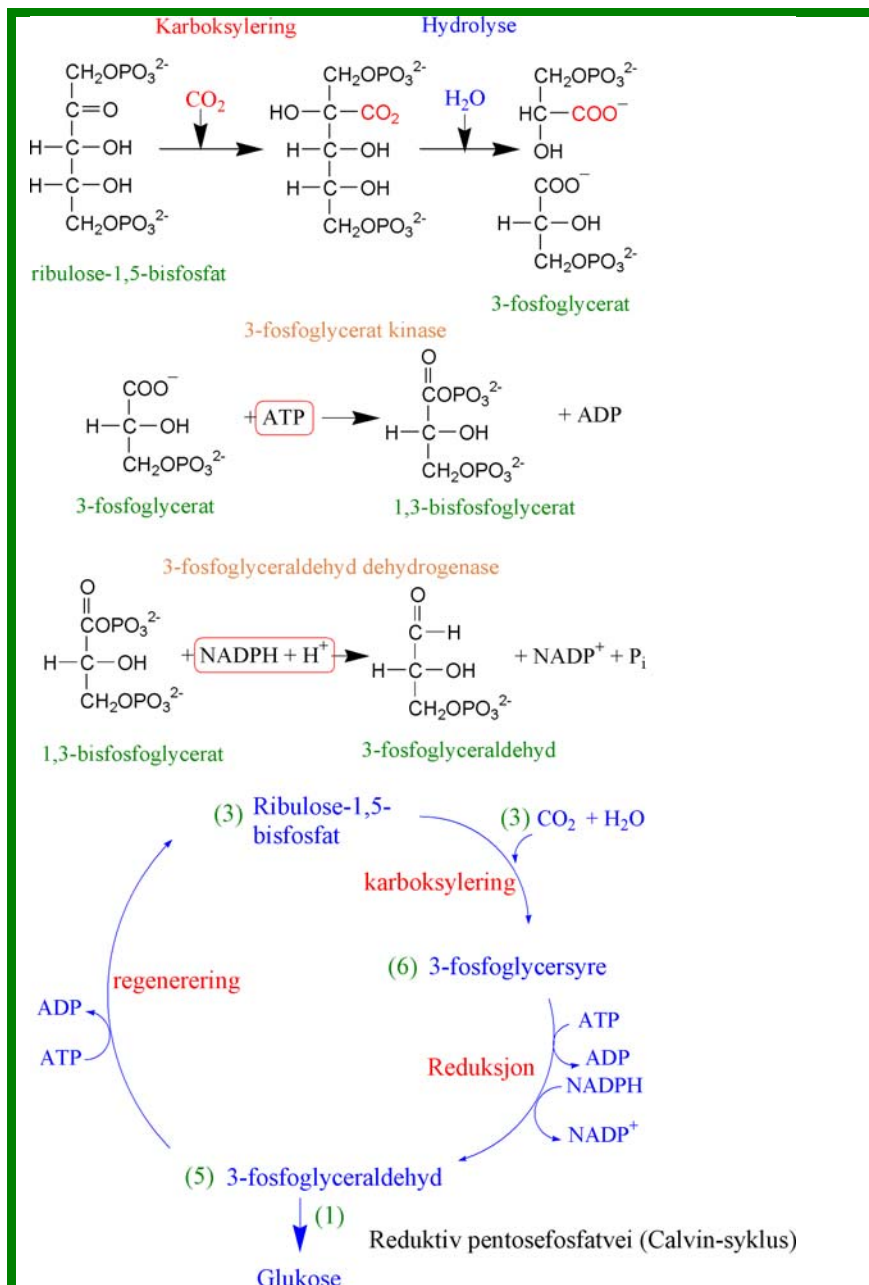


Figur 14. De to fotosystemene har forskjellig plassering i thylakoidmembranene. Fotosystem II er vesentlig plassert i granastabler, mens fotosystem I er vesentlig i

intergranalameller (stromaeksponerte). Elektronbæreren plastocyanin flyter i membranen og frakter elektroner mellom de to fotosystemene.

Fotosyntesens karbonreaksjon

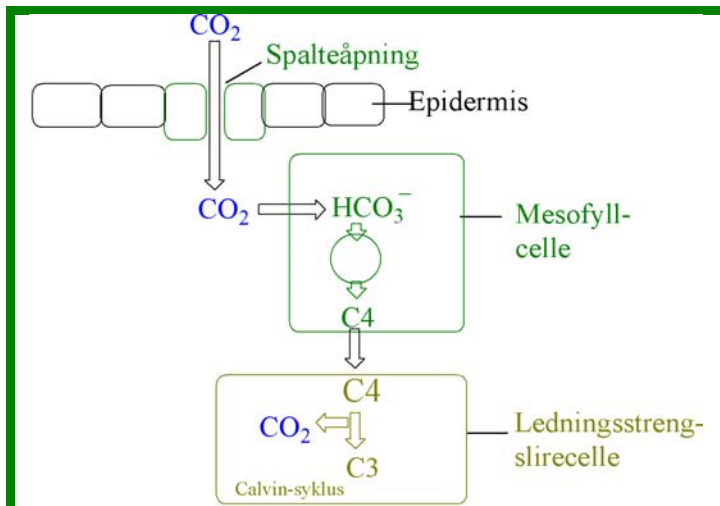
Det første trinnet i assimilasjonen av CO_2 i fotosyntesen er katalysert av enzymet **rubisko** (ribulose-1,5-bisfosfat karboksylase-oksxygenase), et enzym som finnes i alle grønne planter og alger, men virker ikke optimalt ved dagens konsentrasjon av CO_2 . CO_2 -assimilasjonen følger en metningskurve som når et maksimum ca. 1000 ppm CO_2 hos **C3-planter**. Tilgangen til CO_2 for rubisko reguleres av åpning og lukking av spalteåpningene i bladene hos landplantene, og reguleres av vanntilgangen. De biokjemiske reaksjonene i reduksjonen av karbon, kalt **Calvin-Benson syklus**, har sin forhistorie tilbake til livets opprinnelse.



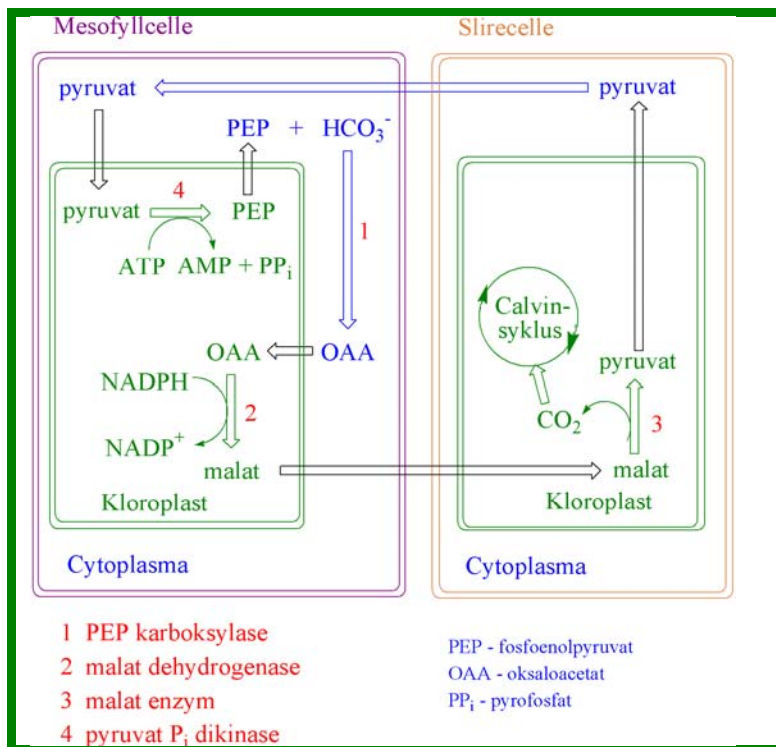
Figur 6. Karbonreaksjonen i fotosyntesen skjer i stroma i kloroplastene. Karboksylering av femkarbonforbindelsen ribulose-1,5-bisfosfat er katalysert av enzymet rubisko. Det lages 3-fosfoglycetat som blir fosforylert ved hjelp av ATP fra lysreaksjonen og deretter blir 1,3-bisfosfoglycetat redusert til 3-fosfoglyceraldehyd ved hjelp av reduksjonskraften NADPH laget i lysreaksjonen.

Fotosyntesen hos C₃-planter blir hemmet av **fotorespirasjon** hvor CO₂ og oksygen (O₂) konkurrer om binding til det aktive sete på enzymet rubisko. Evolusjonen har hos C₄- og CAM-plantene utviklet mekanismer som øker konsentrasjonen av CO₂ rundt rubisko, og derved reduserer fotorespirasjonen. **C₄-planter** og **CAM-planter** har en dualisme i CO₂-fikseringen hvor først benyttes enzymet **PEP-karboksyrase** til å assimilere CO₂, og deretter brukes rubisko. PEP-karboksyrase er et meget effektivt enzym og er allerede mettet ved dagens CO₂-konsentrasjon. C₄-plantene er

tilpasset tørke, høy lysintensitet og lav nitrogenkonsentrasjon. C4-plantene har en spesiell anatomi, kransanatomi, hvor den doble fikseringen av CO_2 (HCO_3^-) skjer først i de ytre mesofyllcellene. Deretter fraktes C4-syrer (malat og/eller asparaginsyre) til en skjede av tykkveggete celler rundt ledningsstrengene som inneholder kloroplaster hvor C4-syrene blir dekarboksylert og CO_2 fiksert av rubisko. PEP-karboksyrase blir ikke hemmet av oksygen, og enzymet virker som en CO_2 -pumpe. C4-plantene har et ekstra krav til ATP sammenlignet med C3-plantene, men dette oppveies av vekstforholdene til C4-plantene. C4-plantene omfatter tropiske savannegress, men er også viktige matplanter som mais, dhurra (Sorghum), hirse (millet), sukkerrør og teff (dyrkes vesentlig i Etiopia), samt noen vannplanter. Gras- og starrfamilien inneholder nesten 80% av C4-plantene. C4-metabolisme forekommer sjelden i trær, siden evolusjon av trær dreier seg vesentlig om konkurranse om lys og plass. C4-plantene fikk økt utbredelse i Miocen for 5-7 millioner år siden (Keeley & Rundel 2003). C4-plantene utgjør bare ca. 4% av artene på Jorden, men C4-plantene står for 20% av netto planteproduksjon i landbruket. Aktiviteten til det CO_2 -fikserende enzymet rubisko i planter er ikke mettet med dagens konsentrasjon av CO_2 i atmosfæren.



Figur 7. C4-fotosyntese hos C-planter. Det skjer først en fiksering av CO_2 i C4-syrer (malat og aspartat) i de ytre mesofyllcellene i bladet katalysert av PEP-karboksyrase. Deretter fraktes C4-syrer via plasmodesmata inn til ledningsstrengslirecellene hvor CO_2 frigis fra C4-syrene, og CO_2 fikseres for andre gang via enzymet rubisko. C4-plantene har tilsynelatende ingen fotorespirasjon.

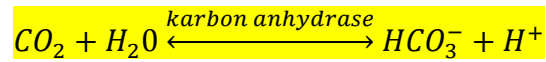


Figur 8. C4-metabolisme i mer detalj fordelt på de to celletypene mesofyllceller og slireceller i bladet. CO₂ i form av hydrogenkarbonat (HCO₃⁻) assimileres av enzymet PEP-karboksylase og det dannes oksaloacetat (oksaeddiksyre). Oksaloacetat omdannes til malat (eplesyre) i kloroplastene katalysert av enzymet malat dehydrogenase. Oksaloacetat kan også transamineres til aminosyren asparaginsyre. Malat fraktes via plasmodesmata til kloroplastene i slirecellene hvor malat spaltes til pyruvat og CO₂. CO₂ assimileres av rubisko i Calvinsyklus. Pyruvat fraktes tilbake til mesofyllcellene og gjendannes til pyruvat katalysert e.g. av enzymet pyruvat P_i dikinase. I reaksjonen dannes AMP og det trengs ekstra ATP for å omdanne AMP til ADP.

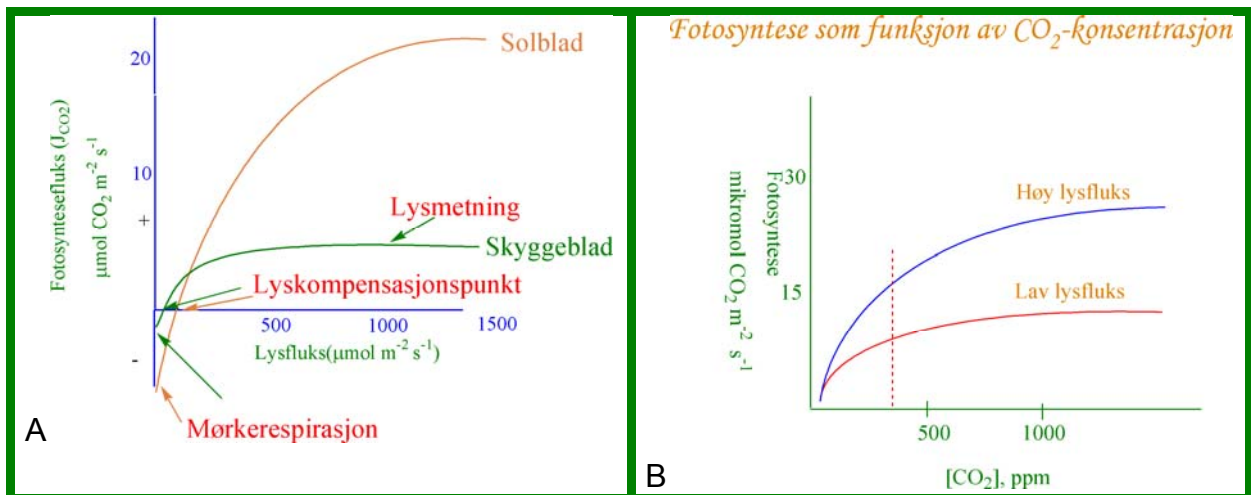
CAM-plantene er sukkulenter tilpasset ekstrem tørke, lav luftfuktighet og høy dagtemperatur, og som fikserer CO₂ om natten ved hjelp av PEP-karboksylase. CAM-plantene omfatter ørkenplanter (kaktusfamilien, bergknappfamilien, sukkulente euphorbiaceer, tropiske epifytter i ananas- og orkidéfamilien, Agave, Aloe samt noen vannplanter for eksempel brasmegras). CAM-plantene lagrer CO₂ midlertidig om natten i vakuoler i form av malat (eplesyre) som er en C4-syre med fire karbonatomer. Om dagen lukkes spalteåpningene og malat brukes som en CO₂-kilde og fikseres med rubisko.

Diffusjon av gasser i vann går ca. 10 000 ganger saktere i vann enn i luft (jfr. Ficks 1. og Ficks 2. lov), og den sakte diffusjonen CO₂ i vann gjør at vannplanter ofte er CAM- eller C4-planter. CAM-planter i vann er tilpasset en daglig svingning i CO₂-konsentrasjon i næringsrike vann. Næringsfattige oligotrofe vann har stabil lav CO₂-

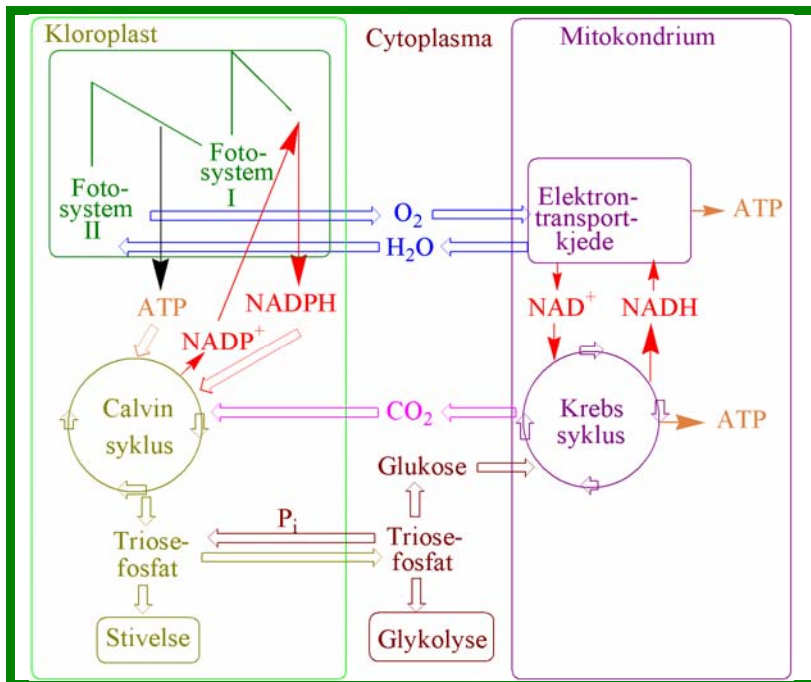
konsentrasjon og noen vannplanter i slike vann henter CO₂ fra bunnsedimentene. Det er en pH-likevekt mellom CO₂ og hydrogenkarbonat (HCO₃⁻) i vann, og i biologiske systemer kan enzymet **karbon anhydrase** katalysere denne likevekten.



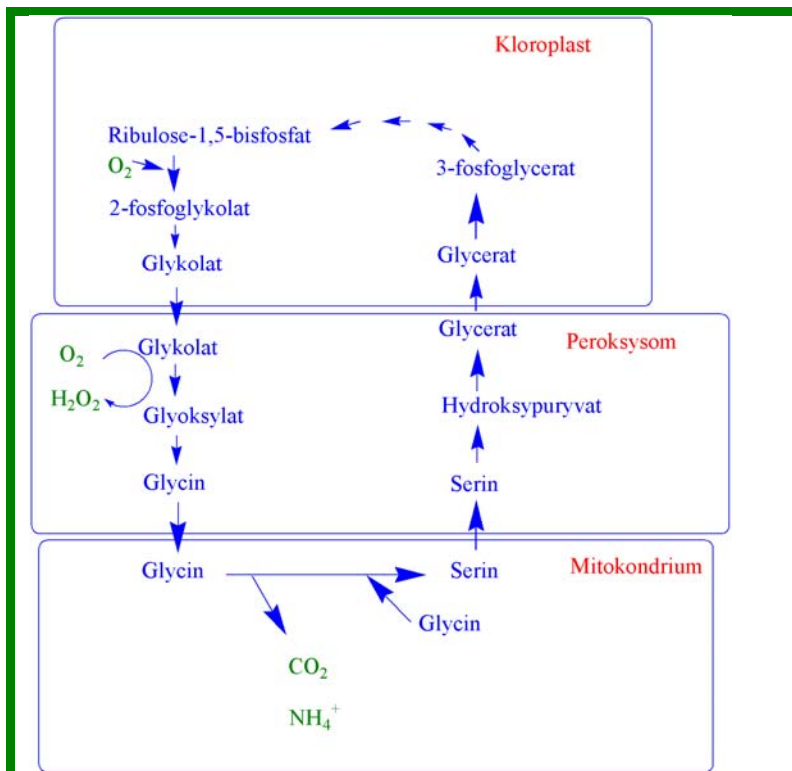
I akvatiske økosystemer i ferskvann og saltvann med aktiv fotosyntese kan pH stige til pH 8-11 Under slike betingelser kan det bli mangel på jern, grunnet det lave oppløselighetsproduktet for treverdig jern. Ålegras kan danne grasenger i saltvann.



Figur 15. A. Fotosyntese som funksjon av lysintensitet (lysfluks) målt som mikromol per kvadratmeter og sekund ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$). Lysintensiteten hvor fotosyntesen er like stor som respirasjonen kalles **lyskompensasjonspunkt**. Skyggeplanter har lavere lyskompensasjonspunkt og lavere mørkerespirasjon sammenlignet med solplanter. Overskudd av lysenergi kan gi **fotoinhibering**. B. Fotosyntesen som funksjon av CO₂-konsentrasjon hos en C3-plante. En C3-plante har **CO₂-kompensasjonspunkt** ved 50-100 ppm CO₂, mens en C4-plante har CO₂-kompensasjonspunkt ved 1-5 ppm CO₂. C4- og CAM fotosyntese er effektiv ved lav konsentrasjon av CO₂. C3-fotosyntese tilpasser seg konsentrasjonen av CO₂. Ved lave CO₂-konsentrasjoner blir det flere spalteåpninger, ved høyere konsentrasjon blir det færre spalteåpninger.



Figur 16. I fotosyntesen produseres oksygen fra vann, og elektroner og protoner fra vann brukes til å redusere CO_2 til organiske forbindelser. I respirasjonen i mitokondriene lages nye karbonskjeletter til metabolismen og energi frigis i form av ATP. I oksidasjonen i elektrontransportkjeden i mitokondriene blir elektroner og protoner som ble lagret i organiske forbindelser i fotosyntesen ført tilbake til oksygen og det dannes vann. Kretsløpet er sluttet.



Figur 17. C_3 -plantene har fotorespirasjon fordi oksygen og CO_2 konkurrerer om binding til det aktive sete på enzymet rubisko. Ved fotorespirasjon dannes 2-fosfoglykolat som omdannes til glykolat og blir fraktet til peroksisomene hvor det skjer

en oksidasjon. Aminosyren glycin fraktes til mitokondriene hvor det dannes CO₂. Ammonium (NH₄⁺) blir refiksert via enzymene GS-GOGAT for å unngå nitrogentap.

Spalteåpning og antall spalteåpninger reguleres av CO₂-konsentrasjon

Når konsentrasjonen av CO₂ i atmosfæren stiger reduseres spalteåpningene og derved minker vanntapet. Denne vannsparing gir redusert uttørking av jorda, og kan forklare økt vekst i tørre områder ved økende CO₂-konsentrasjon, forutsatt at det ikke er andre begrensende faktorer som for eksempel nitrogen eller fosfor. Økt CO₂ gir redusert behov for å lage rubisko. Nå viser det seg at økt vekst for en plante som følge av økt CO₂ konsentrasjon ikke gjenspeiles i vegetasjonen. Under veksthusbetingelser med optimal temperatur med tilstrekkelig mengder vann og næring vil en dobling i CO₂-konsentrasjonen kunne gi ca. 30% økning i biomasse gjennom en vekstsesong. Dette danner basis for **CO₂-gjødsling** i drivhus som har blitt brukt i planteproduksjon i veksthusnæringen. Økt CO₂ vil i mye mindre grad gi økt biomasseproduksjon i naturlig vegetasjon. Fjellplanter ser i liten grad til å respondere på økt CO₂, og langtidseffektene på skog som inneholder opptil 80% av jordas biomasse er uvis. Levealderen til skog kan bli redusert ved økende CO₂-konsentrasjon. Oppdagelsen at stomata responderer på CO₂-konsentrasjonen ble gjort allerede i 1916 av Linsbauer og Freudenberger, men det er stor forskjell mellom arter varierende fra ingen effekt til 10 x minskning i stomatakonduktansen. Bartrærnes spalteåpning ser bl.a. ut til ikke å bli påvirket av økt CO₂. Effekten av CO₂ på stomata varierer i tillegg med bladalder, lysfluks, fuktighet og temperatur. Mindre spalteåpninger vil kunne redusere skadene av luftforurensninger, og vil således kunne gi en positiv veksteffekt. Woodward (1987) fant nedgang i stomatetettheten hos trær de siste 200 år ved studier av herbariemateriale, noe som indikerer at økt konsentrasjon av CO₂ gir færre spalteåpninger på bladene. Fotorespirasjonen kan hemmes med 50 % ved en økning i CO₂ til 600 ppm. Hva med konkurranse? Vil C3-planter utkonkurrere C4-planter, og vil trær utkonkurrere busk- og feltvegetasjonen? Noe entydig svar er det ikke. Planteveksten reguleres av bladareal og lystilgang. Hvordan planten fordeler sine fotosynteseprodukter og ressurser mellom røtter og deler over jorda, blomster, frukt, frø vil være avgjørende. Når tilgangen på lys, nærings, og vann er lav responderer plantene lite på økt tilførsel av karbondioksid, disse faktorene kan til og med være viktigere enn CO₂ konsentrasjonen.

Vann og fotosyntese

Ca. 1% av vannet plantene tar opp inngår i plantenes fotosyntese og biomasseproduksjon. Resten av vannet deltar i avkjøling av planten, samt til frakting av mineralnæring fra jorda og opp i planten.

Vanndamp er den viktigste klimagassen i atmosfæren. Store mengder regnvann blir fanget opp av vegetasjonen og fordampes derfra tilbake til atmosfæren, og store deler av vannet som kommer ned i jorda går tilbake til atmosfæren via opptak i planterøttene og utslipp gjennom spalteåpningene i bladverket. For å produsere 1 kg biomasse bruker C3-planter i gjennomsnitt fra 800-1200 liter vann. C4-planter bruker bare fra 500-800 liter vann per kg biomasse. Mest effektiv utnyttelse av vann har CAM-planter. Vegetasjon og skog hindrer erosjon og flom.

Tapet av vann fra jorda avhenger av mengden energi som er tilgjengelig for fordampning, og fuktighetsforholdene i den øvre delen av jorda. Økt fotosyntese hos C3-planter ved økt CO₂-konsentrasjon skyldes økt substrattilgang og redusert fotorespirasjon, dette oppveier også delvis det reduserte kvanteutbytte ved høyere temperatur. Redusert fotosyntese over tid ved økt CO₂-konsentrasjon kan skyldes redusert mengde av enzymet rubisko, endeproduktthemming av fotosyntesen via stivelse, eller for liten tilgang på fosfat. Stomatakonduktansen reduseres både hos C3-planter og C4-planter ved økt CO₂-konsentrasjon. Redusert stomatakonduktanse vil kunne øke bladtemperaturen.

I hvilken grad vegetasjonstranspirasjonen reduseres ved økt CO₂-konsentrasjon avhenger av struktur og bladarealindeks (LAI). For en urtaktig vegetasjon med høy grenselagkonduktanse, og stor evne til å fukte lufta, så vil transpirasjonshastigheten reduseres lite i motsetning til en barskog.

Gjennomfall av nedbør i vegetasjonen reduseres med økt bladarealindeks fordi vannet oppfanges i bladverket og fordampes derfra. Hvis transpirasjonsraten reduseres så vil bladarealindeksen øke inntil den nye transpirasjonsraten er lik gjennomfallet. Hvis ikke økt CO₂ samtidig gir økt nitrogenopptak så vil nitrogeninnholdet i vegetasjonen reduseres. Fotosyntesen er lineært relatert til nitrogeninnholdet i bladet.

Hogst og nydyrking

Menneskene påvirker CO₂-kretsløpet er ved hogging av primærskog for å skaffe trevirke til papir, brensel, og byggematerialer, samt beitemark og dyrkningsjord. Ved ved svedjebruk brennes skog og vegetasjon og det dyrkes planter i asken. Endret landskap står for 20% av de økte CO₂-utslippene som skyldes menneskelig aktivitet. Hogging av primærskog frigjør mer CO₂ enn hogging av sekundærskog, siden primærskogen inneholder biomasse i jord og vegetasjon som kan ha akkumulert gjennom århundrer. Når tropisk regnskog blir hogd ned og drenert i stor skala med tilhørende frigivelse av store mengder karbondioksid. Deretter blir området brukt til kvegdrift, dyrking av soyabønner eller til plantasjer oljepalmer som gir palmeolje brukt til biodiesel og næringsmiddelindustri. En monokultur med landbruksplanter som erstatter biomangfoldet i skogen ødelegger også den komplekse globale vannsyklus som skogen er en viktig del av. I oversvømte sumpområder hindres nedbrytningen av organisk materiale pga. mangel på oksygen. Dreneres myr- og sumpområder øker respirasjonen og nedbrytningen av biomasse, samt gir frislipp av gassen metan.

Plantene og den globale vannsyklus

Vannkilde	g H ₂ O
Jordvann	$1.22 \cdot 10^{23}$
Grunnvann	$1.53 \cdot 10^{25}$
Hav	$1.35 \cdot 10^{24}$
Atmosfære	$1.30 \cdot 10^{22}$
Is	$3.30 \cdot 10^{25}$
Totalt	$1.40 \cdot 10^{27}$

Totalt vanninnhold på Jorden.

Fordampning	g H ₂ O per år
Fra vegetasjon og jord	$7.10 \cdot 10^{22}$
Fra hav	$4.25 \cdot 10^{23}$
Total fordampning	$4.96 \cdot 10^{23}$

Fordampning av vann fra vegetasjon, jord og hav på Jorden.

Nedbør	g H ₂ O per år
Nedbør over land	$1.11 \cdot 10^{23}$
Nedbør over hav	$3.85 \cdot 10^{23}$
Total nedbør	$4.96 \cdot 10^{23}$

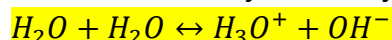
Total nedbørfluks på Jorden.

Sammenligner man med tabellen over bare vannforbruk for å lage biomasse omsettes vanddampen i Jordens atmosfære bare via vegetasjonen i løpet av 0.2 år.

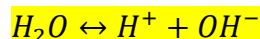
Kjemiske egenskaper til CO₂

pH

Først må vi si litt opp pH. Vann deltar i ionisasjonsreaksjonen:



hvor H₃O⁺ er hydroniumionet og OH⁻ er hydroksylionet. Vi skriver denne ofte forenklet:



Dette gir likevektsreaksjonen med **likevektskonstanten** K_c:

$$\frac{[H_3O^+] \cdot [OH^-]}{[H_2O]^2} = K_c$$

Vann har tetthet $1 \cdot 10^3 \text{ g L}^{-1}$, og molekylvekt 18, noe som gir vannkonsentrasjon $55.6 \text{ mol L}^{-1} = 55.6 \text{ M}$, en konstant verdi som vi kan kombinere med K_c og lage en ny likevekts konstant for vann K_v:

$$[H_3O^+] \cdot [OH^-] = K_c \cdot [H_2O]^2 = K_c \cdot [55.6]^2 = K_v$$

pH er minus til den Briggske logaritmen (grunntall 10) til konsentrasjonen av H^+ :

$$pH = -\log[H^+]$$

Kjenner vi pH kan vi regne ut H^+ -konsentrasjonen:

$$[H^+] = 10^{-pH}$$

Vi har også:

$$K_v = [H^+] \cdot [OH^-] = 10^{-14} \quad (25^\circ C)$$

Hvor K_v endrer seg med temperaturen:

Vi har den generelle **Henderson-Hasselbalch-ligningen**:

$$pH = pK_a - \log \frac{[Konjugert\ syre]}{[Konjugert\ base]}$$

Hvor $pK_a = -\log(K_a)$

pH-avhengig CO_2 -likevekt

Likevekten mellom CO_2 og hydrogenkarbonat (bikarbonat, HCO_3^-):



$$\frac{[HCO_3^-] \cdot [H^+]}{[CO_2]} = K_{c1}$$

$$pH = pK_1 - \log \frac{[CO_2]}{[HCO_3^-]}$$

Likevekten mellom bikarbonat og karbonat (CO_3^{2-}):

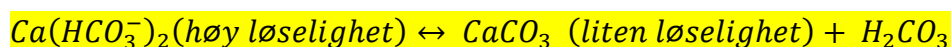


$$\frac{[CO_3^{2-}] \cdot [H^+]}{[HCO_3^-]} = K_{c2}$$

$$pH = pK_2 - \log \frac{[HCO_3^-]}{[CO_3^{2-}]}$$

Ved $20^\circ C$ er $pK_1=6.392$ og $pK_2=10.38$.

Det er mer karbondioksid i vann enn det man forventer ut fra **Henry's lov** siden karbondioksid finnes i andre former som virker som buffersystem. Det er en kalsium-karbonsyrelikevekt:



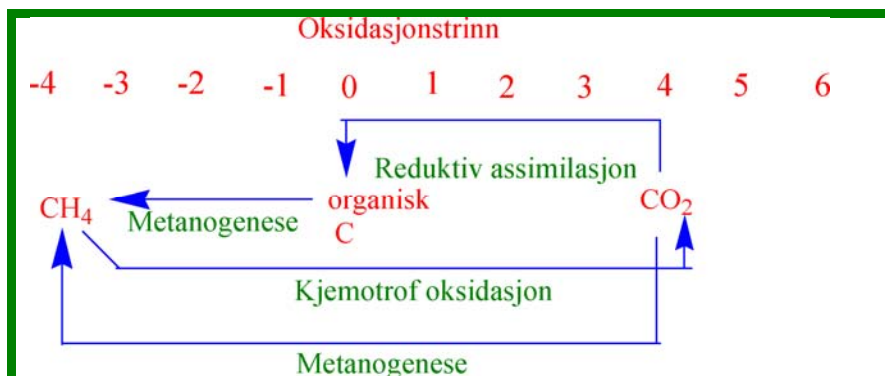
Det finnes store mengder kalsiumkarbonat ($CaCO_3$) i verdenshavene, og er det største lageret av CO_2 . Det er to hovedformer av kalk, kalsitt og aragonitt.

Kalsitt er den mest stabile. Aragonitt blir omdannet til kalsitt ved høy temperatur. Kalsitt finnes i en rekke former, og kløyves i tre retninger. Kalsitt kan være både lystett og gjennomsiktig, og kalsittkrystaller er dobbeltbrytende. Kalsitt blir løst opp av syre, og både sur nedbør og surt grunnvann løser opp kalsiumkarbonat. Metamorf marmor består av kalsitt, og man kan se hvordan marmorsteiner i mange storbyer blir tæret ned av luftforuresninger. Hvit marmor fra Colonata i Italia er berømt, og utvinnes i store mengder. Det ser nesten ut som fjellene er dekket av snø, men det er marmorleier. Skallene til marine kokkoliter og foraminiferer er laget av kalsitt, og kalsitt finnes i rødalger, mosdyr (bryozoa), pigghuder (Echinodermata), muslinger og brachiopoder. Utdødde trilobiter hadde øyelinser laget av kalsitt. I fossiler blir aragonitt erstattet med kalsitt.

Aragonitt er den andre hovedtypen av kalsiumkarbonat, og har fått navn fra Aragon i Spania. Stalakitter i dryppsteinshuler kan være laget av aragonitt. Aragonitt er polymorft, finnes i flere former, og inngår i kalkskall hos en del marine organismer. Aragonitt kan også dannes i havet og inngår i den marine CO₂-syklus sammen med kalsitt.

Totalt oppløst uorganisk karbon (DIC):

$$DIC = [CO_2] + [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}]$$



Figur 18. Forskjellig oksidasjonstrinn for karbon. CO₂ er den mest oksiderte formen, metan (CH₄) er den mest reduserte.

Løselighet av gasser og Henrys lov

Løselighet av gasser i væsker avhenger av fire faktorer:

1. Partialtrykket til gassen, og løseligheten øker med økende partialtrykk.
2. Temperaturen til løsningsmiddelet. Løseligheten minsker med økende temperatur.
3. Hvor mye salt det er i løsningen. Løseligheten minsker med økende saltinnhold.
4. Absorpsjonskoeffisienten til gassen.

Henrys lov: partialtrykket til en gass over løsningen p_{gass} er proporsjonal med molbrøken til gassen i løsningen (χ_{gass}), k_{gass} er løselighetskoeffisienten:

$$p_{gass} = k_{gass} \cdot \chi_{gass}$$

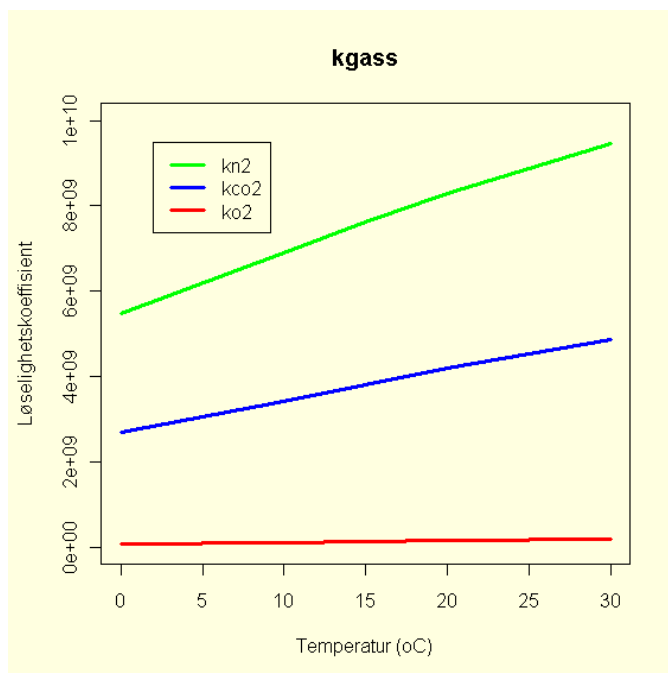
Hvis antall mol andre stoffer er mye mindre i forhold til mol vann (n_v) kan molbrøken for gassen forenkles:

$$\chi_{gass} \approx \frac{n_{gass}}{n_v}$$

Dette kan settes inn i Henrys lov og vi får:

$$n_{gass} = \frac{p_{gass} \cdot n_{gass}}{k_{gass}}$$

Løselighetskoeffisientene (k_{gass} i målenhet Pa) for nitrogen (k_{N_2}), oksygen (k_{O_2}) og karbondioksid (k_{CO_2}) ved forskjellig temperatur ($t, ^\circ C$) vist i Figur 19.



Figur 19. Vi ser at forholdet mellom oksygen og karbondioksid endrer seg når temperaturen øker, det blir forholdsvis mer oksygen enn karbondioksid ved økende temperatur, noe som bl.a. forklarer at fotorespirasjon hos planter øker med økende temperatur.

Temperatur (°C)	$K_{nitrogen}$ (Pa · 10 ⁹)	$K_{oksygen}$ (Pa · 10 ⁹)	$K_{karbondioksid}$ (Pa · 10 ⁹)
0	5.48	2.68	0.072
10	6.89	3.41	0.113
15	7.63	3.81	0.123
20	8.29	4.19	0.144
30	9.47	4.85	0.195

Løselighetskoeffisienter for nitrogen, oksygen og karbondioksid.

Regneeksempel

Hvis partialtrykket til CO_2 $p_{CO_2}=38$ Pa ved $20^\circ C$ så blir konsentrasjonen av CO_2 i væsken bli $14.7 \mu mol CO_2$ per liter:

$$c_{CO_2} = \frac{p_{CO_2} \cdot c_v}{k_{CO_2}} = \frac{38 \text{ Pa} \cdot 55.6 \text{ mol L}^{-1}}{0.144 \cdot 10^9 \text{ Pa}} = 14.67 \text{ } \mu\text{mol L}^{-1}$$

Løses fast stoff i vann senkes vanndamptrykket over oppløsningen. For tynne løsninger gjelder **Raoult's lov**.

$$\frac{e}{e_0} = \gamma \cdot \chi_v$$

Hvor e er **vanndamptrykket** over oppløsningen, e_0 er vanndamptrykket over rent vann og χ_v er molbrøken av vannet i oppløsningen.

Lavere vanndamptrykk over en oppløsning gir **frysepunktdepresjon** (ΔT):

$$\Delta T = E_k \cdot m_{osmol}$$

Hvor $E_k = -1.858 \text{ K kg mol}^{-1}$ for vann.

Gasser i atmosfæren

Innhold av lufta i troposfæren:

Gass	Mengde
Nitrogen (N ₂)	0.7808 (≈ 78%)
Oksygen (O ₂)	0.2095 (≈ 21%)
Vanndamp (H ₂ O)	≈ 0.2 – 3%
Argon (Ar)	0.0093 (≈ 0.9%)
Karbondioksid (CO ₂)	≈ 0.039% = 390 ppm = 390 μmol/mol
Neon (Ne)	≈ 0.002% = 20 ppm
Helium (He)	≈ 0.00005% = 5 ppm
Ozon (O ₃), karbonmonoksid (CO), ammoniakk (NH ₃), svoveldioksid (SO ₂), nitrogenoksider (NO _x), metan(CH ₄)	≈ <0.00001% = 0.1 ppm

Standard atmosfæretrykk (STP) er 101325 Pa = 1.013 bar = 760 millimeter Hg.

Trykket (P) til en gass er avhengig av volum (V), temperatur (T) og antall mol av gassen (n), R er gasskonstanten.

Gasslovene

Boyle-Mariottes lov: Trykk ganger volum er konstant

$$V \cdot P = \text{konstant}$$

Gay-Lussacs lov: Volumet for en bestemt gassmengde ved konstant trykk er proporsjonal med temperaturen:

$$\frac{V}{T} = \text{konstant}$$

Ved å sette disse to lovene sammen får vi den generelle gassloven:

$$\frac{P \cdot V}{T} = \text{konstant}$$

Avogadros lov: Like volumer gass under like ytre betingelser inneholder samme antall molekyler. 1 mol inneholder Avogadros tall partikler: $6.022 \cdot 10^{23}$ partikler. Molvolumet ved 0°C og 0.1013 MPa er 22.414 liter. Molvolumet ved en annen temperatur bestemmes vha. Gay-Lussacs lov. Ved å bringe inn Avogadros lov får den generelle gassloven formen:

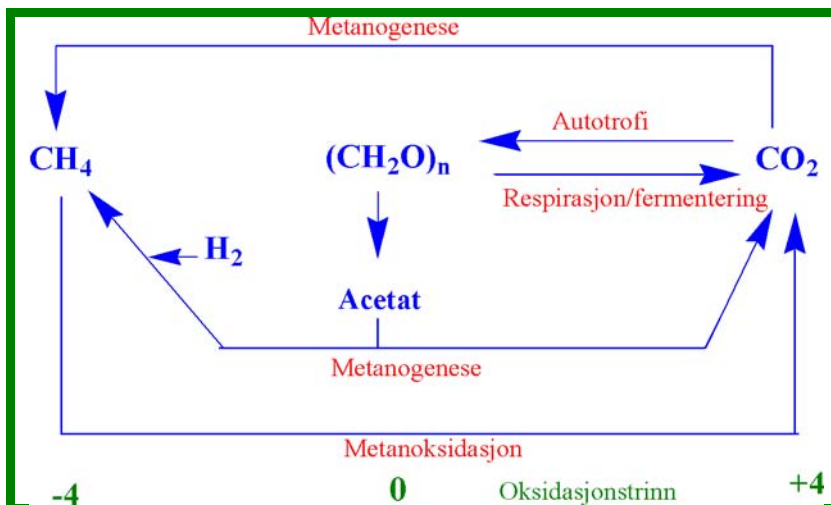
$$P \cdot V = n \cdot R \cdot T$$

Daltons lov om partialtrykk sier at i en gassbladning hvor gassene ikke reagerer med hverandre er partialtrykket til hver gass lik trykket som den utøver alene, og totaltrykket (P) er summen av partialtrykkene (p_n):

$$P = p_1 + p_2 + p_3 + \dots + p_n$$

Metan

Det finnes prokaryote mikroorganismer som i stedet for CO_2 bruker metan (CH_4) som karbonkilde



Figur 20 . Metan dannes av **metanogene bakterer** som lever anaerobt og bruker CO_2 som akseptor for elektroner og protoner når de oksiderer organisk materiale. Metanogene bakterier finnes i søppelfyllinger, oversvømte rismarker og myrområder, samt i vomma hos grasetere. Energien som ligger lagret i metan kan brukes av **metanotrofe bakterier** ved oksidasjon av metan. Metanogene og metanotrofe bakterier kan således danne næringsnett.

Ca. $7 \cdot 10^{14}$ g metan tilføres atmosfæren per år.

Internasjonale avtaler

Bevaring av Jordens økosystemer som sikrer gode levevilkår for en stadig økende befolkning er en for omfattende oppgave til å bli ivaretatt av enkeltasjoner. Slike spørsmål ble derfor tatt opp i FN-regi på Rio de Janeiro-konferansen i 1992 (United Nations Summit Meeting for Climate, Environment and Development (UNCED)). På Rio-møtet ble det underskrevet konvensjoner vedrørende klimaendringer (Framework Convention on Climate Change, FCCC), biodiversitet (Convention on biodiversity, CBD) og spredning av ørken (Convention to combat formation of deserts, CCD).

The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) ble dannet i 1988 av FN og World Meteorological Organization

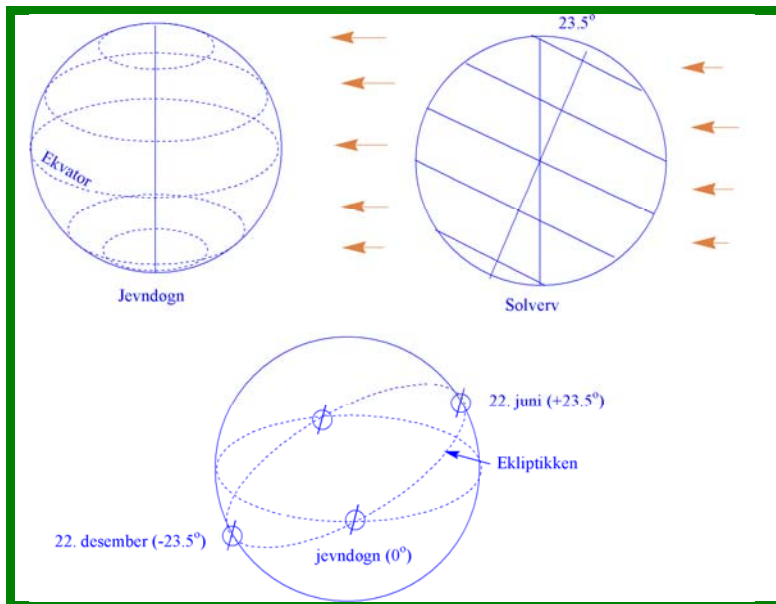
Kyotoprotokollen av 1997 var avtale om å redusere mengden drivhusgasser til 5.2% lavere enn 1990-nivå og dette skal oppnås i perioden 2008-2012.

Drivhusgassene eller klimagassene er i denne sammenheng karbondioksid (CO_2), metan (CH_4), lystgass (N_2O), CFC (freoner) og haloner fra kjølemaskiner og brannslukningsutstyr, SF_6 for å lage magnesium. Ifølge Montrealprotokollen i 1987 vedtok industrialiserte land stopp i bruken av freoner og halon. Kyotoprotokollen ble ikke undertegnet av alle nasjoner.

Årsaker til klimaendringer på Jorden

I Jordens 4.6 milliarder år lange historie har det vært dramatiske klimaendringer som har vekslet mellom istider og varmeperioder. Bare siden siste istid har en over 3 km tykk iskappe over Skandinavia smeltet. Disse klimasvingningene har hatt naturlige årsaker som resultat av vulkanutbrudd, meteorittnedslag, branner, platetektonikk, samt svingninger i solinnstråling og solvind, endring i Jordens akse og bane.

Klima beskrives av været på en lokalitet. Det er globale klimamønstre i temperatur og nedbør på Jorden, med en gradient fra ekvator mot polene. UV-stråling fra sola absorberes av ozonlaget i stratosfæren. Noe av sollyset reflekteres tilbake til verdensrommet. Mye av solenergien absorberes av vann og terrestre systemer. Vann, landmasser og luft varmes opp når de absorberer sollys. Oppvarmingen skaper vind og temperaturskjeller ,



Figur 21. Solinnstrålingen varierer med breddegrad og årstid Jordaksen heller 23.5° i forhold til baneplanet (ekliptikken). Denne helningen gir årstidssvingninger i klima på Jorden. Lysintensiteten fra sola varierer med breddegrad på. Når jorda passerer himmelekvator og soldeklinasjonen er 0° har vi henholdsvis vårjevndøgn og høstjevndøgn. Når soldeklinasjonen er $+23.5^\circ$ er det sommersolvær og ved -23.5° er det vintersolvær. Jorden roterer fra øst mot vest, derfor flytter stjernebildene seg fra øst mot vest i løpet av natten. Stjernehimmelen ser fra Jorden ut som et roterende "hjul" med polstjerna i navet, men det er Jorden som roterer.

Jorden mottar kontinuerlig energi fra Solen som befinner seg $150 \cdot 10^6$ km unna. Overflatetemperaturen på Solen er ca. 5750 K. **Solfluksen**, energimengden som treffer vinkelrett på den ytre delen av atmosfæren, er 1361 W/m^2 . Denne energien blir imidlertid spredd på hele jordoverflaten når Jorden roterer. Hvis vi lager et sirkelformet plan i rett vinkel på solstrålene får dette et areal $A = \pi r^2$. Overflaten til en kule er $4\pi r^2$. Forholdet mellom overflatearealet til en kule og en sirkel med samme radius blir dette $4\pi r^2 / \pi r^2 = 4$. Regnet som gjennomsnitt for natt og dag og for alle breddegrader og hele Jorden blir energimengden som mottas fra sola $1361/4 \approx 340 \text{ W/m}^2$. Refleksjonskoeffisienten, albedo, $a \approx 0.3$, og angir at ca. 30% av solfluksen blir reflektert tilbake til verdensrommet, og de resterende 70% blir absorbert. Fluksen for utsendt varmestråling (J) er gitt ved Stefan-Bolzmanns lov:

$$J = \sigma T^4$$

hvor T er temperaturen i Kelvin og $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ J/m}^2 \text{ s K}^4$.

Hvis vi antar at like mye energi sendes ut som mottas har vi:

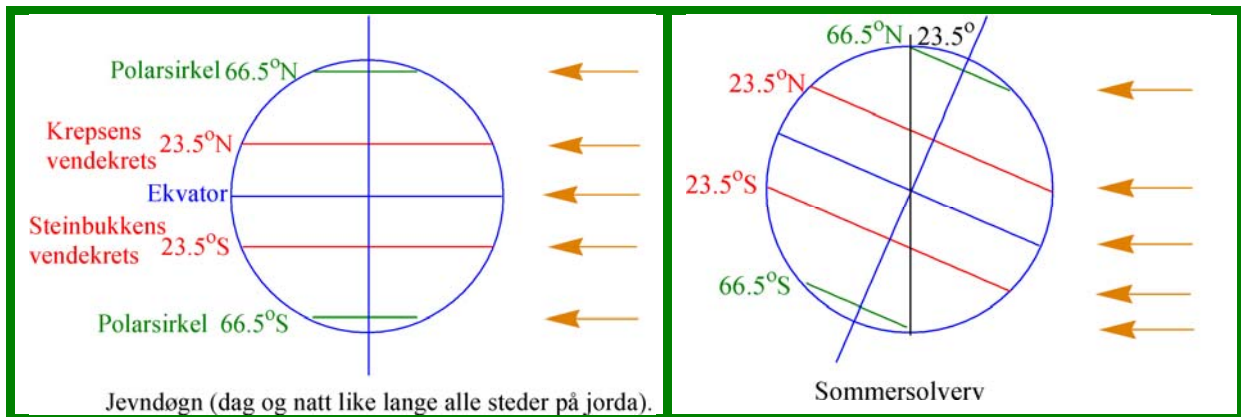
$$\frac{1361}{4} = a \frac{1361}{4} + \sigma T^4 \rightarrow T^4 = \frac{(1-a)1361}{4\sigma}$$

$$T^4 = 4200617284$$

$$\text{dvs. } T \approx 255 \text{ K}$$

Gjennomsnittstemperaturen for Jorden er ca. 290 K, og den lavere verdien vi beregnet (255 K) skyldes at en del av den langbølgete varmestrålingen som sendes ut blir absorbert av CO_2 , H_2O , CH_4 og andre drivhusgasser i atmosfæren., og reemittert.

De naturlige endringene i klima styres av Jordens bane rundt Solen i løpet av et år, rotasjonen av kloden i løpet av et døgn, helningen av jordaksen 23.5° i forhold til baneplanet hvor aksen heller vekk fra sola i vinterhalvåret på den nordlige halvkule, gir årstidsvariasjon på sørlige og nordlige breddegrader, mens ekvator får samme avstand til sola hele året og tilsvarende lik daglengde året rundt. På den nordlige halvkule vender jordaksen mot sola i perioden mars til september og vekk fra Solen resten av året. Den skrå jordaksen roterer med en syklus på ca. 43.000 år fra $22-23.5^\circ-25^\circ$, aksen normalt på baneplanet roterer rundt på ca. 21.000 år, ellipsebanen roterer eksentrisk rundt på ca. 100.000 år. Eksempel: se hvordan aksens snurrebass roterer.



Figur 22 . Ved høstjevndøgn og vårjevndøgn er dag og natt like lang på alle steder på Jorden.

Fordampning av vann ved tropene får varm og fuktig luft til å stige ved ekvator, kondenserer og gir nedbør. Dette gir stillebelter med liten vind langs ekvator. Når den varme lufta stiger blir den avkjølt og utvidet. Avkjølt luft holder på mindre vann og resten faller ut som nedbør i tropene. Kald tørr luft beveger seg vekk fra ekvator mot polene, varmes opp, og når tettheten til den kalde tørre lufta stiger synker den ned ved de subtropiske høytrykksbeltene ved 30°N og 30°S hvor man finner ørkener. Lufta absorberer fuktighet når den synker og gir et tørt klima. Noe av lufta går tilbake til ekvator og luft som går videre mot polene oppvarmes på nytt og stiger igjen ved 60°N og 60°S . Når denne lufta avkjøles blir det nedbør, og når denne lufta stiger går den mot polene og resten går mot ekvator. Vindmønsteret bestemmes av luft som beveger seg i sirkulasjonsceller. Passatvindene i tropiske og subtropiske strøk blåser fra øst mot vest. I den tempererte sone er vindretningen fra vest mot øst. Lokale klimaforhold blir bestemt av topografi. Nærhet til vann påvirker lokalklima.

Kystområder er fuktigere enn innlandet. På varme og solrike dager varmes land og lufta over land raskere enn over store vann eller sjø. Når den varme lufta stiger, blåser vind inn fra sjøen. På den nordlige halvkule får sørskråninger mer sollys og er derfor varmere og tørrere enn nordskråninger, noe som gir forskjellig type vegetasjon (Lamberts cosinuslov). Ørken finnes ofte på lesiden av høye fjell. Når fuktig luft presses over fjell synker temperaturen med ca. 0.5°C per 100 m (fuktigadiabatisk). Når lufta presses opp blir den avkjølt og fuktigheten kommer ut som regn. Kald tørrere luft faller ned på lesiden av fjellet hvor den varmes opp, nå ca. 1°C per 100 meter (tørradiabatisk), og absorberer fuktighet og danner **regnskyggen** med tørr vind, kalt Föhn-vind NØ for Alpene, Chinooks på østsiden av Rocky Mountains. I Norge gir Langfjella regnskygge. Mikroklima blir forskjellig på områder uten trær versus tredekte områder. Snø dekket at sot sotpartikler ("black carbon") absorberer

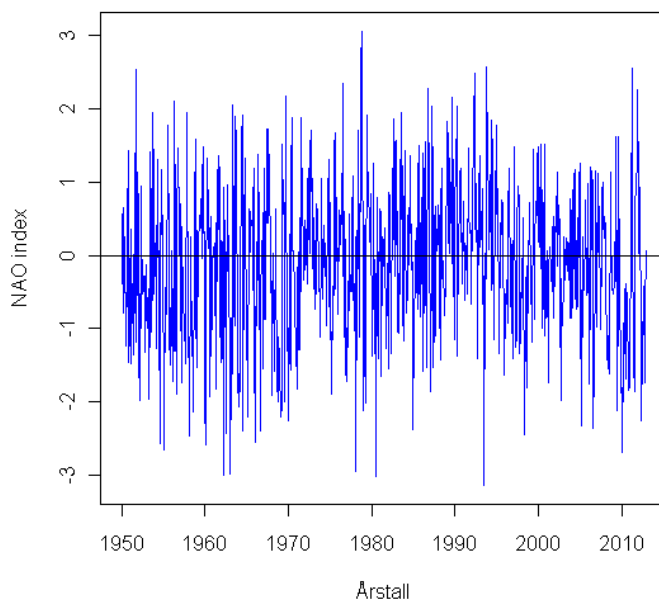
mer solstråling enn hvit reflekterende snø. Skogbranner og annen forbrenning gir sotpartikler.

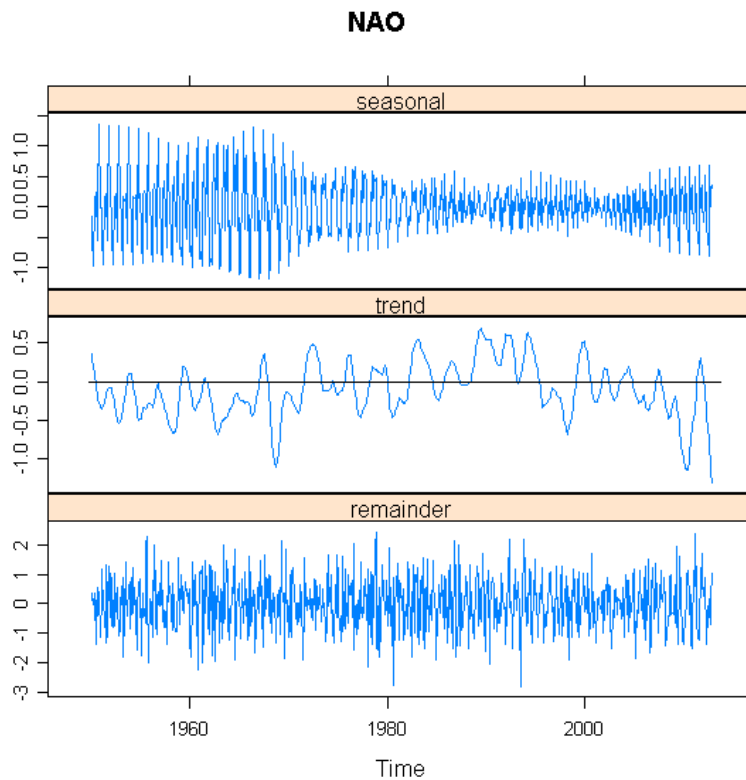
Når vestavinden blåser over det varme overflatevannet tas med fuktighet som bringer regn. Passatvinden blåser vestover over land i Peru og tar med seg det varme overflatevannet langs kysten, og derved kan kaldt næringsrikt vann strømme opp fra dypet opp mot kysten og som gir næring til store fiskebestander. Passatvinden blåser vestover og hindrer bevegelsen av det varmeste vannet i V-Stillehavet ved Australia. Dette gir lite regn langs kysten og lav overflatetemperatur. En periodevis oppvarming av overflatevann i det østlige tropiske Stillehav endrer havstrømmer og vær. Imidlertid skjer det noen ganger ved juletider (1957, 1972, 1983, 1993, 1997-1998) at passatvindene blir svakere og det kommer varmt overflatevann nordfra langs kysten fra den ekvatoriale motstrøm. Vanligvis flyter strømmene vestover, men ved El-niño-tid går de saktere, reverserer og går østover og når fiskebankene ved Peru ved juletider, noe som resulterer i reduserte fiskebestander ved kysten.

Nordatlantisk oscillasjon (NAO)

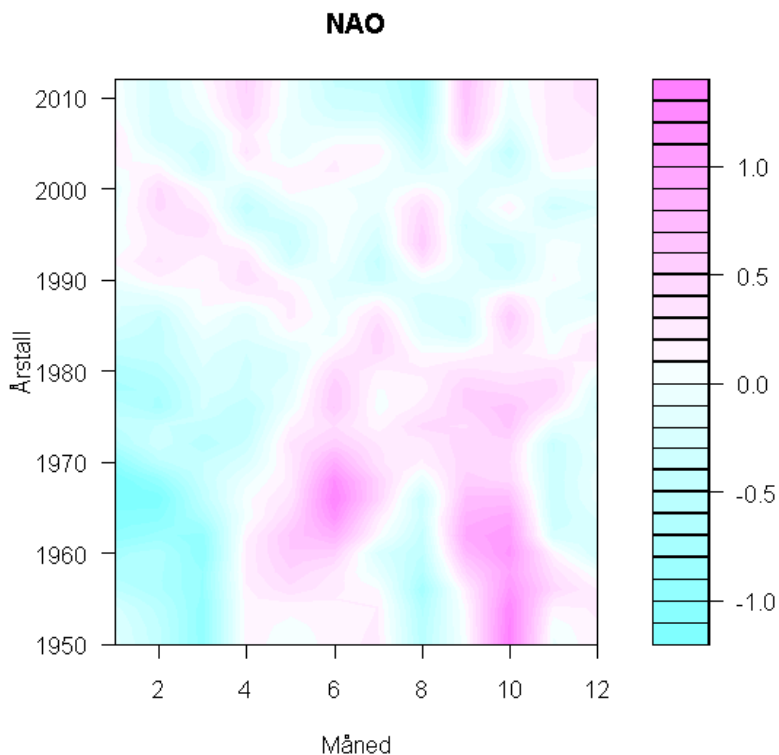
Den **nordatlantiske oscillasjon** (NAO) er styrt av forskjell i lufttrykk mellom Azorene og Island påvirker klima på den nordlige halvkule.

Figuren viser månedlig normalisert indeks for den nordatlantiske oscillasjon (NAO). Data NOAA Climate Prediction Center.





NAO-indeks tidsrekke dekomponert i trend, sesongvariasjon og irregulære svingninger.



Konturplot av NAO-indeks vist som et fargemønster hvor verdier over gjennomsnittet får fargen magenta og verdier under gjennomsnittet får fargen cyan. Etter 1985 ser det ut til å ha skjedd en endring i det relativt stabile mønsteret fra 1950-1985.

Solflekkaktivitet

Det er variasjon i solflekkaktivitet hvor det med **solvinden** blir kastet ut store mengder plasma og magnetisk energi ut i verdensrommet. Solvinden med stor hastighet, 1.5 millioner km/time, beveger seg 15 milliarder kilometer ut i verdensrommet hvor den møter den kosmiske **stjernevinden** i sjokksone med høy temperatur som bølger fram og tilbake. Solvinden kan også påvirke klima på Jorden.

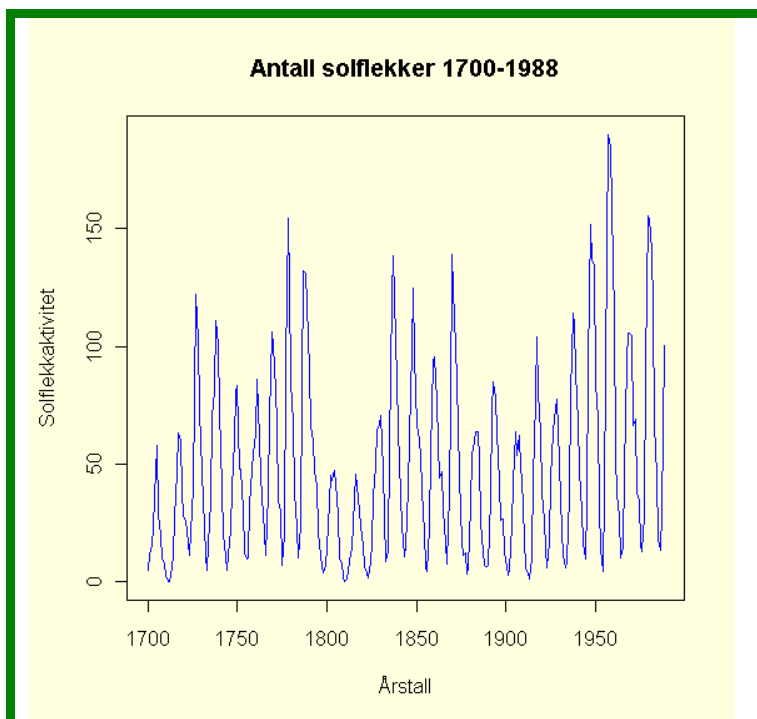
Wolf-tall (sveitsisk astronom Johann Rudolph Wolf) er internasjonalt solflekk tall (Zürich-tall)

Relativt solflekk tall R:

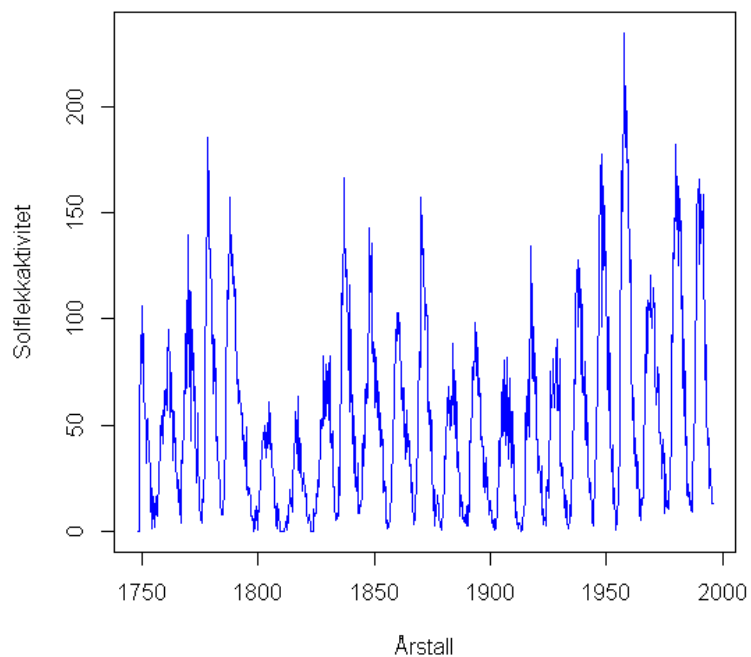
$$R = k(10g + s)$$

hvor s er antall solflekker, g er antall grupper og k en observasjonsfaktor.

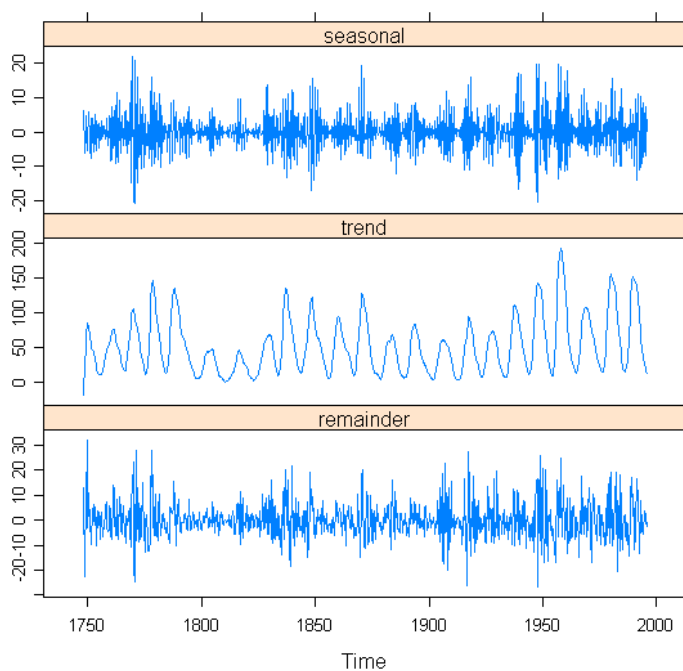
I 2003 var det et stort utbredd fra sola, registrert på Jorden og av Voyager 1 og 2. Det ligger en ring av isobjekter utenfor vårt solsystem, Kuiperbeltet, og isplaneten Pluto kan bevege seg ut i Kuiperbeltet. Når det dannes is og snø over store områder under istider blir mye av solstrålingen reflektert ut i verdensrommet. Vi kan spekulere over hvilke prosesser det er som gir så mye temperaturøkning slik at istidene blir erstattet med varmeperioder. For å kunne si noe om klimaendring må man kjenne til tidsserien med naturlige variasjon og ekstremverdier. Som nevnt tidligere er tidsserier korrelerte data.



Figur 28. Solflekkaktivitet er en av mange årsaker som bidrar til å forklare svingninger i klima på Jorden.



Samme tidsserie for solflekkaktivitet, men kvartalsmessige tellinger, og for et litt annet tidsintervall.



Tidsrekken for solflekkaktivitet dekomponert i sesong- og trendvariasjon, hvor man observerer en periodisk ca. 10-års syklus

Havstrømmer

Havstrømmene har stor betydning for livet og klima på Jorden. Polhavet er ca. 140 millioner år gammelt, og havisen bestående av flak med forskjellig tykkelse, 1/6 over vann og 5/6 under vann, er et dynamisk system i bevegelse. Fridtjof Nansen hadde bl.a. ut fra drivtømmer fra Sibir og fra rester av Jeanetteksepedisjonen som ble funnet igjen på Grønland, kommet med hypotesen om at det gikk en havstrøm fra øst mot vest over nordpolen, og for å vise dette seilte han langs kysten av Sibir, frøs han inne i drivisen med *Fram* ved de Ny-sibirske øyer og hadde planer om å drive nordvest over polpunktet (*Fram over Polhavet* (1897)). Tre lange fjellrygger strekker seg gjennom Polhavet. Lomonosovryggen, som ble oppdaget i 1948, strekker seg som en lang undersjøisk fjellkjede fra Novosibirsk til den nordlige delen av Grønland, deler Polhavet i to og får stor betydning for strømforholdene. Noen steder kan isfjell skrape havbunnen i gruntvannsområdene. Havisen roterer rundt i Polhavet og gjør en syklus i løpet av 7-8 år, men det ser nå ut til at rotasjonen går raskere. Polis og kaldt vann med lav saltholdighet fra polbassenget driver ut i stredet mellom Grønland og Svalbard med Øst-Grønlandsstrømmen. Øst-Grønlandsstrømmen går videre gjennom Danmarkstredet mellom Grønland og Island, passerer sydspissen ved Kap Farvel og beveger seg nordvest som Vest-Grønlandsstrømmen opp Davisstredet. Amerikanske ubåter og radarsatelitter overvåker tykkelsen av polisen, og tidligere var den gjennomsnittelig 3 meter tykk, nå er den ca. 1 meter. Med Golfstrømmen kommer det varmt havvann mot nord. Saltvann er tyngre enn ferskvann. Med issmeltingen kommer det mer ferskvann. Mindre is betyr at det blir presset ut mindre salt når isen fryser, og det blir mindre tungt saltvann som synker ned i havdypet. Når vann fryser frigis varme og når det smelter forbrukes energi. Mindre havis og mer åpent vann gir mindre refleksjon av sollyset. Innlandsisen på Grønland dekker omtrent 4/5-deler av Grønland og kan være opptil 3 kilometer tykk. Isbreene kalver i havet, og mye av havisen er forsvunnet.

Alle faktorer med tilhørende data som påvirker klima legges inn i kompliserte klimamodeller, hvor man med meget avanserte datamaskiner simulerer tidligere klimadata og forsøker å framskrive et framtidsscenario for Jordens klima. Noen av disse modellene sier at i løpet av 100 år vil temperaturen kunne stige 3-4°C på flere steder på Jorden. Vi hadde den lille istid rundt 1750, hvor breene i Norge hadde stor utbredelse, med en kombinasjon av mye nedbør og lite isavsmelting, men det er nå indikasjoner på at Jorden i nå går inn i en varmeperiode. Spørsmålet er om dette er en naturlig svingning, eller om den skyldes menneskelig aktivitet. Det er dessverre flere og flere indikasjoner på at det siste er tilfelle og en medvirkende faktor. Grunnet det uforutsigbare i vær og klima ("sommferfugleeffekten") er enten kaldere eller varmere klima et mulig utfall som resultat av menneskelig forstyrrelser av de naturlige økosystemer. Sjøvann utvider seg når det oppvarmes og når innlandsisen på Grønland og i Antarktis smelter vil havnivået stige. Det er store varmemengder og gigantiske varmepumper involvert når vann forflytter seg mellom fasene flytende vann, is og vanddamp. I den tropiske regnskogen i Brasil fordampes mye av vannet som kommer med nedbøren via den tropiske regnskogen, og det samme vannet kan regne ned og fordampe flere ganger innen luften har passert Amazonasbeltet. Nedhogging av regnskoger på Jorden kan påvirke slike varmepumper og det kan tenkes å kunne påvirke klima og havstrømmer, med uanede konsekvenser. Når havisen smelter i Antarktis kan ikke lenger isbjørn fange sel på isen. Atferdsresponsen på endret klima vil bli at fisk søker seg til kaldere dypere vann om sommeren når overflatevannet blir for varmt. Torsken søker nye gyteområder lenger mot nord og øst. Oppvekstområder og trekkveier for fisk og andre marine organismer

vil endre seg. Sykdommer og parasitter som nå er begrenset til tropiske områder vil kunne spre seg nord- og sydover.

Vi kan i årene som kommer forvente oss større variasjon i temperatur og nedbør fra år til år, kraftigere regn, skybrudd, hvor elver, bekker, kloakk- og avløpssystem ikke klarer å ta unna vannmassene.

Atmosfære

Vi tar lufta for gitt. Den puster vi inn og ut i, forbrenner drivstoff, brukes til oppvarming og lager strøm i vindmøller, samt er utslippssted for flyktige forurensninger og sotpartikler. "Whats goes up, must come down". Det er en felles global atmosfære. Luft er en blanding av gasser. Standard tørr luft inneholder 78% nitrogen (N₂), 21% oksygen (O₂) og 1% argon (Ar), som til sammen utgjør ca. 99.96% av tørr luft. I tillegg finnes litt karbondioksid (CO₂), samt små mengder va neon (Ne), helium (He), krypton (Kr), hydrogen (H₂) og xenon (Xe). Vanddampinnholdet (H₂O) varierer fra ca. 0-5%, men er en viktig bestanddel i luft. Når temperaturen øker, øker luftas evne til å holde på vann.

I tillegg finnes det lokalt varierende mengder med metan (CH₄), karbonmonoksid (CO), nitrogenmonoksid (NO), nitrogendioksid (NO₂), dinitrogenoksid (N₂O, lystgass) troposfæreozon (O₃), svoveldioksid (SO₂) og ammoniakk (NH₃), kvikksølv (Hg) og klorfluorokarboner (CFC, freoner).

Gass	Volum%	Vekt%	ppm	Molekylvekt
N ₂	78.08	75.47	780805	28.01
O ₂	20.95	23.20	209450	32.00
Ar	0.93	1.28	9340	39.95
CO ₂	0.039	0.0606	390	44.01
Ne	0.0018	0.0012	18.21	20.18
He	0.0005	0.00007	5.24	4.00
Kr	0.0001	0.0003	1.14	83.80
H ₂	0.00005	-	0.50	2.02
Xe	8.7·10 ⁻⁶	0.00004	0.087	131.30

Innholdet av gasser i lufta. Edelgassene Ne, Kr og Xe er inerte, og kan sende ut lys når de blir elektrisk ladet (jfr. neon- og xenon-lamper). N₂ med tre bindinger mellom N-atomene er en inert gass. Flytende N₂ (kokepunkt -196°C, 77K) brukes til avkjøling (kryogen væske) av vevsprøver, sperm, instrumenter (CCD), superledning. Flytende N₂ koker i kontakt med varmere objekter. Væske-gassutvidelse er 1:694 så store krefter er involvert hvis flytende nitrogen fordamper raskt. Flytende CO₂ kan brukes til å erstatte væske i elektronmikroskopipreparater med luft, kritisk punkt tørking. **Tørris** er CO₂ i fast form og sublimerer (går direkte fra fast form til gass) ved -78.5°C. Kritisk punkt er 5.13 atmosfærer og -56.4°C. Det gjør også He.

Atmosfæretrykk 0°C 101325 kPa (kilopascal)

Tetthet: 1.2929 kg m⁻³

Den kjemiske formelen CO_2 vil si $\text{O}=\text{C}=\text{O}$ hvor et karbonatom er bundet kovalent med dobbeltbinding til to oksygenatomer, avstand mellom C og O er 116.3 pikometer. CO_2 er en gass ved standard trykk og temperatur (STP, 0°C (273.15K) og absolutt trykk 100 kPa. NIST bruker 20°C (293.15K) og trykk 101325 Pa (1 atmosfære). Superkritisk flytende CO_2 er en **superkritisk væske** med egenskaper mellom gass og væske hvor CO_2 holdes over kritisk temperatur (30.25 K) og kritisk trykk (9.39 MPa, 72.9 atm). Superkritisk CO_2 er godt løsemiddel for mange organiske forbindelser. Kritisk temperatur for helium (^4He) er 4K, men for den mer sjeldne heliumisotopen $^3\text{He}(2p+1n)$ er det mulig å oppnå 0.2-0.3K. Prisen på flytende helium har steget mye.

I en diamantamboltcelle (DAC) er det med trykk 40-48 GPa (400000-480000 atmosfærer) mulig å lage glass av CO_2 (amorf karbonia, a-karbonia, a- CO_2), akkurat som av kvarts (SiO_2), men det er meget ustabil. Karbonia kan finnes inne i planeter hvor det er mulig å oppnå slike trykk.

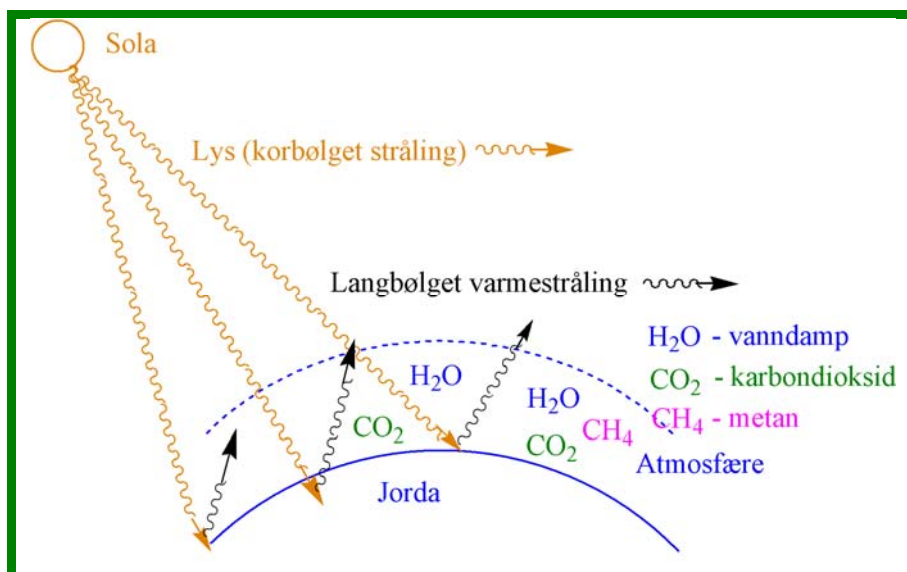
Clausius Clapeyron-relasjonen brukes til å finne relasjonen mellom trykk og temperatur langs fasegrensene i et fasediagram fast stoff-væske-gass.

Er det mulig å modellere noe så komplekst som Jordens klima? Venus har en gjennomsnittstemperatur på 460°C , det skyldes ikke bare at den er nærmere Solen, men den har også en tykk atmosfære med CO_2 . På Mars uten atmosfære varierer temperaturen mellom -200°C til 400°C .

Molekylvekten til tørr luft er 28.98, mens molekylvekten for vanndamp er 18.02. Det betyr at vanndamp har mindre tetthet enn tørr luft., og at en blanding av vanndamp og luft har mindre tetthet enn tørr luft. Forskjellen i tetthet mellom tørr luft og luft mettet med vanndamp øker med temperaturen. Høyt barometertrykk betyr fint vær og luft som faller, lavt barometertrykk indikerer dårlig vær og stigende luft.

Drivhuseffekt og klimagasser

Synlig lys er **kortbølget elektromagnetisk stråling fra sola** som slipper igjennom atmosfæren og ned til jordoverflaten hvor lyset blir absorbert av vegetasjon, vann, jord og andre objekter på jordoverflaten. Hvor mye kortbølget stråling som absorberes påvirkes av refleksjon fra overflaten (**albedo**). Albedo varierer mye fra en snø- eller isdekket flate til en skogbevokst flate eller åpent vann. Dette må man ta hensyn til hvis man planter skog på områder hvor det tidligere ikke vokste skog. Solkonstanten er 1366 Wm^{-2} ($1365\text{-}1367 \text{ Wm}^{-2}$) angir hvor mye sollys som treffer utsiden av atmosfæren. Den lille istid år 1750. Titanic kjørte på et isfjell i 1912, et område hvor det vanligvis ikke var isfjell.



Figur 27. "Drivhuseffekt". Kortbølget stråling fra sola absorberes av objekter på jorda og sendes ut i verdensrommet som langbølget varmestråling. Varmestrålingen blir absorbert av vanndamp, karbondioksid og metan i atmosfæren.

Det er en energibalanse mellom refleksjon og absorpsjon. Alle objektene på Jorden sender deretter ut igjen den absorberte solstrålingen i form av **langbølget varmestråling** (infrarød varmestråling) som blir absorbert av vanndamp, karbondioksid, metan, lystgass (N_2O), ozon (O_3) og andre klimagasser (drivhusgasser) i troposfæren, den nedre delen av atmosfæren. Ordet "drivhuseffekt" er noe misvisende siden oppvarmingen som skjer i et drivhus skyldes at varmekonveksjonen blir redusert. Imidlertid har ordet etablert seg, og uten "drivhuseffekt" ville det ikke kunne eksistert noe liv på Jorden. Den viktigste drivhusgassen er vanndamp slik at overflatetemperaturen i havet og vanndampsyklus har svært stor betydning for vanndampeffekten. Allerede i 1896 gjorde Svante Arrhenius beregninger som viste at middeltemperaturen ville stige med ca. $5\text{ }^\circ\text{C}$ hvis konsentrasjonen av karbondioksid i atmosfæren ble doblet (Phil. Mag. S5 41 (1896) 237-277)). Utstrålingen fra Jorden en klar vinternatt er mye større og gir lavere nattetemperatur sammenlignet med en natt med skyer. Klimagassene omfatter vanndamp (H_2O), karbondioksid, (CO_2), metan (CH_4) (fra rismarker, søppelfyllinger, husdyr, myrområder, oljeutvinning, planter, geologiske prosesser), lystgass (N_2O) fra denitrifikasjon og salpeterfabrikker, ozon (O_3) fra NO -syklus i troposfæren, klorfluorokarboner kalt freoner (CFC-11, CFC-12) fra kjølemaskiner og aerconditionanlegg. Metan virker sterkere som drivhusgass enn CO_2 og hos drøvtyggere kan opptil 10% av maten de spiser gå tapt som metan. Svoelheksafluorid (SF_6) som brukes i elektronikkindustri, og for å lage magnesium er også en drivhusgass, samt perfluorokarbon for å etse og rense halvledere. Flyktige organiske forbindelser (VOC) fra vegetasjon og menneskelig aktivitet kan gi opphav til troposfæreozon som virker som drivhusgass og deltar i dannelsen av fotokjemisk smog. Under anoksiske forhold i oversvømte rismarker, søppelfyllinger med organisk materiale, i myr og smeltet taiga, i vomma på drøvtyggere, kan ikke lenger oksygen være elektronakseptor for mikroorganismer som respirerer organisk materiale. I stedet bruker de anaerobe metanogene bakterier CO_2 som elektronakseptor og danner metan. I komplekse næringsnett vil aerobe metanotrofe bakterier bruke metan som karbon- og elektronkilde.

De fleste områdene på Jorden som kan dyrkes er allerede tatt i bruk. Produksjon av korn, den viktigste matkilden for menneskene på Jorden, er avhengig av nitratgjødning (dypvannsrør er ammoniumspesialist og gjødsles med urea), og under assimilasjonen av nitrogen fra nitrat, via nitritt til ammonium blir 0.02-0.2% av nitritt redusert til drivhusgassen lystgass.

Det har gjennom millioner av år vært store svingninger i klima på Jorden, en rekke istider etterfulgt av varmeperioder. Mer skyer og mindre refleksjon fra is ettersom den smelter vil bidra til oppvarmingen. Vulkanutbrudd slipper ut CO₂, og når kontinentalplater forflytter glir fra hverandre kan det komme CO₂ og metan ut fra det indre av Jorden. Løseligheten av gasser i vann er avhengig av temperatur og partialtrykk til gassene. Alt dette bidrar til naturlige svingninger i klima.

Kyotoprotokollen av 1997 var en avtale om å redusere mengden drivhusgasser til 5.2% lavere enn 1990-nivå og dette målet skal oppnås innen 2008-2012. Norge har store vanskeligheter med å innfri disse forpliktelsene. The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) ble dannet i 1988 av FN og World Meteorological Organization, og består av hundrevis av vitenskapsmenn som vurderer tilgjengelige klimadata som kan føre til endring i nedbørsmønstre og havnivå, med tilhørende store økologiske konsekvenser. Mer og mer tyder på at det nå skjer en klimaendring på jordkloden og klimamodellene viser at menneskelig aktivitet er en medvirkende faktor til klimaendringene. Riktignok har vi påvirket de fleste områdene av kloden, men at arten menneske nå også er i ferd med å påvirke klimasystemene viser hvor dramatisk påvirkningen er. **Forsterkt drivhuseffekt** kalles den effekten som skyldes menneskelig aktivitet hvor man har vært spesielt opptatt av betydningen av utslipp av karbondioksid fra fossilt brensel, men man må ikke glemme effektene av de andre drivhusgassene. Det er 3 hovedreservoarer for karbondioksid: havet, atmosfæren og den terrestre biosfæren inkludert jordasmonnet. Store mengder CO₂ omsettes via fotosyntese og respirasjon i plantene på land og i havet. Alt organisk materiale blir omsatt via respirasjon, og når organisk karbon blir oksidert dannes det CO₂. Ved forbrenning ved høy temperatur av biomasse og organisk fossilt karbon blir det også frigitt CO₂. Når taigaen smelter frigis store mengder CO₂ og metan. Man regner med at all CO₂ i atmosfæren blir omsatt via fotosyntesen i løpet av 10 år. Hvilke effekter vil økt konsentrasjon av karbondioksid i atmosfæren ha på biosfæren og spesielt fotosyntesen, plantevekst og produktivitet? De første hypotesene gikk ut på at effekten av økt CO₂-konsentrasjon (karbondioksidgjødning) vil bli økt CO₂-assimilasjon via fotosyntesen, redusert transpirasjon og dette til sammen skulle gi økt utnyttelse av vannopptaket i plantene. Det vil si økt vannutnyttings effektivitet (WUE) ("water use efficiency", molar vannutnyttingskoeffisient, [CO₂] tatt opp/[H₂O] tatt opp, mmol mol⁻¹). Så vise seg at man får langtidseffekter av økt CO₂-konsentrasjon i atmosfæren som gir følgende effekter avhengig av planteart: Nedgang i fotosyntesen. Økt aldring. Færre spalteåpninger på bladene. Hvis det er en annen begrensende vekstfaktor, ofte nitrogen eller temperatur, vil økt konsentrasjon av CO₂ ikke gi noen økt fotosyntese..

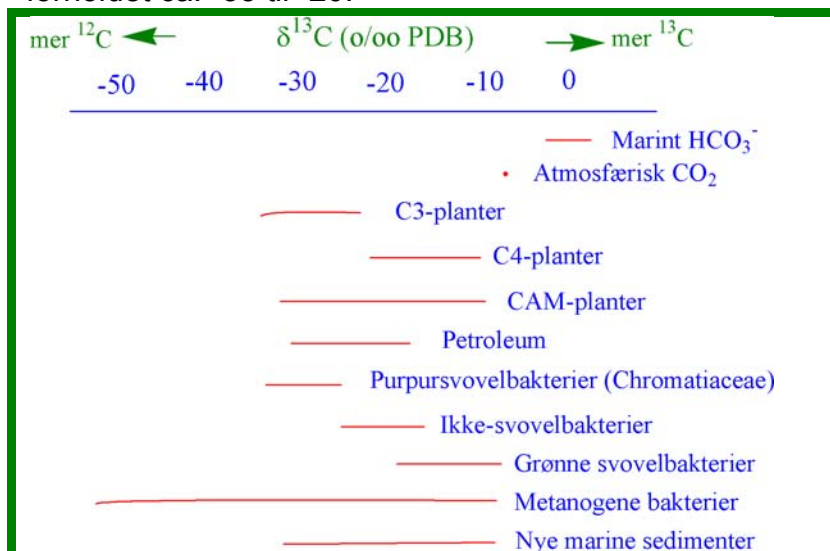
Delta ¹³C

De to ikke-radioaktive isotopene ¹²C og ¹³C av karbon som finnes i forholdet 100 : 1.1 i karbondioksid. Disse isotopene reagerer kjemisk på samme måte, men på grunn av

forskjellig størrelse reagerer de med forskjellig hastighet. De tas opp i forskjellig mengde hos C3 og C4-plantene og gir derved planten en isotopsignatur kalt delta ^{13}C -fordhold ($\delta^{13}\text{C}$).

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{R_{\text{prøve}}}{R_{\text{standard}}} - 1 \right) \cdot 1000 \text{ (‰)} \quad \text{hvor } R = \frac{^{13}\text{CO}_2}{^{12}\text{CO}_2}$$

Forholdet mellom isotopene av karbon i luften har forandret seg igjennom tidene, blant annet har atombombep prøvene gitt en økning av den radioaktive isotopen ^{14}C . For å ha en standard hvordan forholdet mellom karbonisotopene var i tidligere tider bruker man kalkskallet fra en utdødd gruppe blekkspruter, Belemniter, fra Peedee-formasjonen i Syd-Carolina i U.S.A.. Ved å behandle kalken med syre fås karbondioksid og forholdet mellom isotopene kan måles. National Bureau of Standards har laget en ny standard i forhold til denne. Ved å se på karbonisotopene i gammelt plantemateriale og i skjeletter har vi kunnet finne ut om det vesentlig var C3 planter (ris, hvete, bønner) eller C4-planter (mais, hirse) mennesker og dyr spiste i tidligere tider. Delta ^{13}C -forholdet i C4 planter er ca. -15 til -10, og i C3-planter er forholdet ca. -35 til -20.

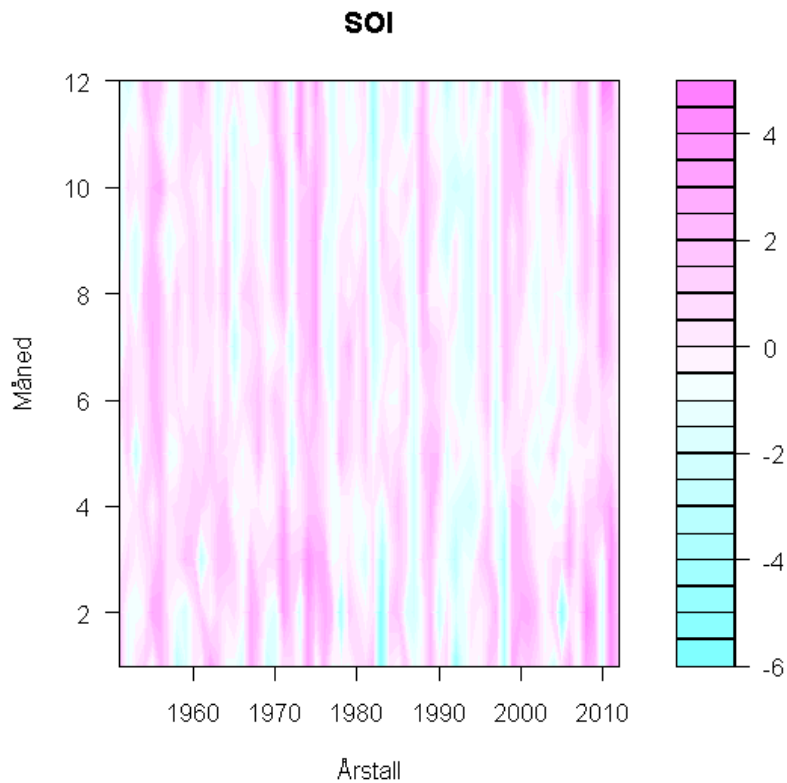


Figur 29. $\delta^{13}\text{C}$ -forhold i utvalgte organismer samt atmosfærisk CO_2 og hydrogenkarbonat i havet. Lavere $\delta^{13}\text{C}$ betyr mer av isotopen ^{12}C . Når $\delta^{13}\text{C}$ forholdet i atmosfæren blir negativt indikerer dette at opprinnelsen til økt CO_2 i atmosfæren må komme fra organisk materiale (fossilt eller nålevende).

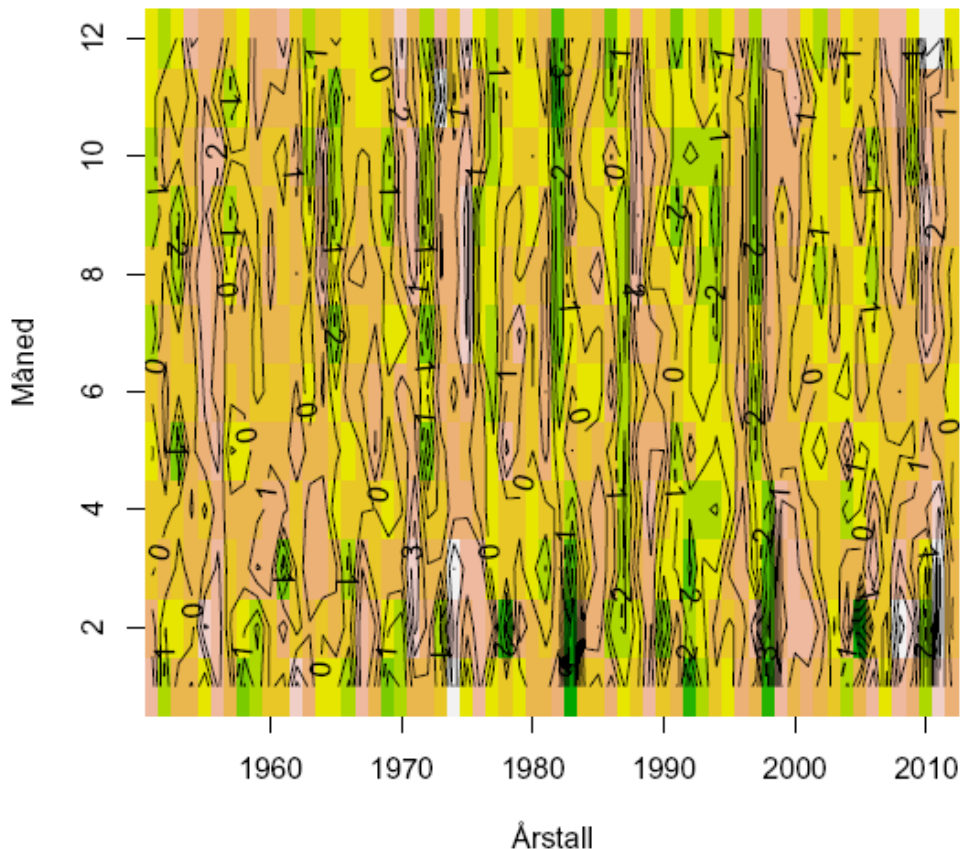
Søratlantisk oscillasjon (SOI, ENSO)

En periodevis oppvarming av overflatevann i det østlige tropiske Stillehav endrer havstrømmer og vær. Den ekvatoriale motstrøm er en liten havstrøm som går fra vestmot øst ved ekvator, men noen ganger blir den sterk og er med å skape værphenomenet den sørlige oscillasjon. (El-niño /La Niña sørlig oscillasjon, ENSO). Den sørlige oscillasjon er atmosfæredelen av El-niño, målt som en **sørlig oscillasjonsindeks** (SOI) som beregnes fra trykkforskjellen mellom Tahiti og Darwin i Australia. El niño gir negative verdier for SOI, som betyr liten trykkforskjell mellom Tahiti og Darwin. Varmt vann skyves vekkfra ekvator og opp til N-Amerika og S-Amerika. Når vestavinden blåser over det varmeoverflatevannet tas med fuktighet som bringer regn. Passatvinden blåser vestover overland i Peru og tar med seg det varme overflatevannet langs kysten, og derved kan kaldtnæringsrikt vann strømme opp fra dypet opp mot kysten og som gir næring til storefiskebestander. Passatvinden

blåser vestover og hindrer bevegelsen av det varmestevannet i V-Stillehavet ved Australia. Dette gir lite regn langs kysten og lavoverflatetemperatur. Imidlertid skjer det noen ganger ved juletider (1957, 1972, 1983, 1993, 1997-1998) at passatvindene blir svakere og det kommer varmt overflatevann nordfra langs kysten fra den ekvatoriale motstrøm. Vanligvis flyter strømmene vestover, men ved El-niño-tid går de saktere, reverserer og går østover og når fiskebankene ved Peru ved juletider, noe som resulterer i reduserte fiskebestander ved kysten.



Negative verdier for SOI er på figuren merket med cyan (turkis). Se spesielt lave SOI-verdier i 1983 og 1997-98, men det er også lave verdier i perioden 1992-1994.



På figuren ser man de spesielt lave SOI-verdiene i 1983, 1987 og 2010

Jordens vitaldata	Verdi
Ekvatorial radius	$6.38 \cdot 10^6$ m
Polar radius	$6.36 \cdot 10^6$ m
Totalt areal	$5.10 \cdot 10^{14}$ m ²
Jordens masse	$5.98 \cdot 10^{27}$ g
Atmosfærens masse	$5.14 \cdot 10^{21}$ g
Havenes masse	$1.4 \cdot 10^{24}$ g
Ferskvannets masse	$1.3 \cdot 10^{20}$ g
Levende organismer masse tørrvekt	$1.3 \cdot 10^{18}$ g
Antall mol tørr luft i atmosfæren	$1.8 \cdot 10^{20}$ mol
Havvolum	$1.35 \cdot 10^{18}$ m ³

Biogeokjemiske kretsløp

Grunnstoffene sirkuleres med en fluksrate i biologiske og geologiske prosesser. Kjemiske stoffer som sirkuleres gjennom levende organismer kalles **biogrunnstoffer**. Biogeokjemiske sykler er globalt lukket, og stoff forsvinner ikke. Cirka like mye energi som Jorden mottar sendes tilbake til verdensrommet. Transport av grunnstoffene skjer via biologi, geologi (forvitring) og meteorologi. Karbon (C), nitrogen (N), oksygen (O) og svovel (S) finnes både i gass- og fastform,

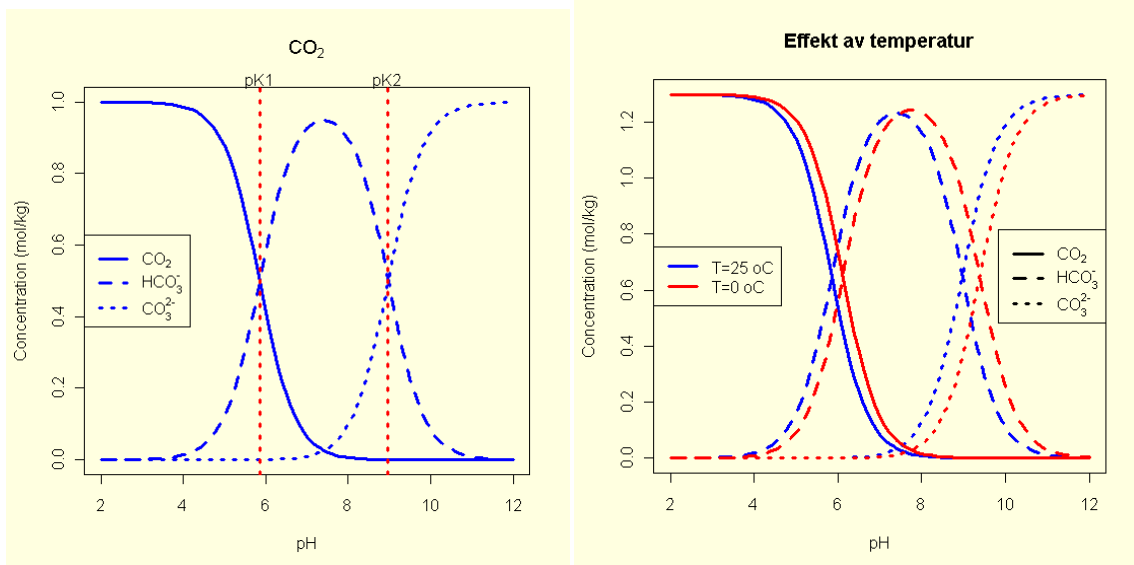
mens fosfor (P), kalium (K), kalsium (Ca) og mikronæringsstoffer (sporstoffer), er mindre bevegelige. Kvikksølv (Hg) er en global forurensning som finnes i flyktige former.

Karbonsyklus

I karbonsyklus inngår karbondioksid (CO_2), bikarbonat (hydrogenkarbonat) (HCO_3^{2-}), karbonat (CO_3^{2-}), karbonmonoksid (CO), metan (CH_4), etan, eten, propan og andre hydrokarboner, samt organisk karbon bundet i protein, aminosyrer, karbohydrater, organiske syrer, alkoholer, cellulose, hemicellulose, lignin, voks, fett og andre organiske forbindelser. Karbonsyklus påvirkes av fotosyntese, respirasjon, lav- og høytemperaturforbrenning, metanogenese, vulkansk aktivitet, forsuring og forvitring av kalsiumkarbonat i skjell og kalkstein. Karbonsyklus har endret seg gjennom lange geologiske tidsperioder. Det skjer temperatur-, pH- og konsentrasjons- og biologiavhengig utveksling mellom CO_2 i hav og atmosfæren. CO_2 assimileres i fotosyntese, og frigis til atmosfæren ved respirasjon i levende organismer og nedbrytning av dødt organisk materiale. Sur nedbør og økt temperatur gjør at mer CO_2 frigis fra vann og kommer ut i atmosfæren. Hos ettårige planter dør den totale biomassen hver høst, unntatt frøene, og kommer som bidrag til heterotrofe organismer i jorda som strøfall som omsettes til CO_2 . Løvtrær og urter, råtne stammer, greiner og røtter bidrar med store mengder karbon som omsettes ved nedbrytning til mindre enheter som benyttes til å lage nye molekyler. Mineraliseringen av karbon vil si at organiske molekyler oksideres til CO_2 eller reduseres til metan. I myr er karbonnedbrytningen redusert på grunn av anaerobe forhold og lav pH. Trestammer og greiner brytes saktere ned enn blad og finrøtter på grunn av det høye innholdet av karbon samtidig som det inneholder lite nitrogen. Ubalanse mellom produksjon av strøfall og nedbrytning gir akkumulering av organisk stoff (råhumus). Surt strøfall i barskog med høyt innhold av lignin og harpiks danner råhumus som brytes sakte ned pga de sure forholdene og tungt nedbrytbart materiale med lite nitrogen i forhold til karbon. I sur jord og oversvømt jord med liten nitrifikasjon gir opptak av ammonium i planter en naturlig forsuring. Intensivt jordbruk reduserer mengden karbon i jorda. Karbonbalansen til et økosystem er forskjellen mellom karbonassimilasjon og karbontap.

Karbonsyklus er koblet til energiflukt bestående av assimilasjon, dissimilasjon, og redoksreaksjoner. Store mengder uorganisk karbon finnes som bikarbonat i havvann og karbonatsedimenter. Antropogen endring i karbonsyklus skjer ved brenning av fossilt brensel og avskoging. Det har tidligere vært endringer i karbonsyklus over geologiske tidsskalaer, og variasjoner i fluks og mengder i forskjellige biomer, men det spesielle i vår tid er den antropogene faktoren.

Tidligere trodde man at gammel skog er CO_2 -nøytral. Det viser seg imidlertid at 15-800 år gammel skog er et viktig lager for global CO_2 , og fortsetter å assimilere CO_2 inntil biomassen blir $5\text{-}7 \cdot 10^4 \text{ g C m}^{-2}$ (Luyssaert *et al.* 2008). Selv om gamle trær dør raskt går nedbrytningen sakte over dekadene. Planting av ny skog etter hogst gir forstyrrelser av tidligere vegetasjon og frigivelse av CO_2 fra nedbrytning av organisk materiale i strøfall og jord, og det tar lang tid før slik skog viser netto CO_2 -opptak.



Figur 23 Bjerrum-diagram som viser likevekten mellom karbondioksid, hydrogenkarbonat og karbonat Denne likevekten påvirkes av temperaturen. Forskjellige former av CO₂ ved forskjellig pH (Bjerrumdiagram). Ved pK_a-verdiene er det like mye av hver av de to formene. CO₂ dominerer ved sur pH, etterhvert som pH stiger blir det relativt mindre CO₂, og mengden HCO₃⁻ øker, deretter minker mengden HCO₃⁻ og mengden CO₃²⁻ øker, sistnevnte dominerer ved høy pH. Fra programmet Seacarb i R (H. Lavigne, A. Proye & J-P. Gattuso <http://www.r-project.org/>)

	g C
Hav	$4.00 \cdot 10^{19}$
Atmosfære	$8.00 \cdot 10^{18}$
Levende biosfære terrestrisk	$32.39 \cdot 10^{16}$
Levende biosfære marint	$0.05 \cdot 10^{16}$
Dødt materiale terrestrisk	$1.50 \cdot 10^{18}$
Dødt materiale marint	$2.00 \cdot 10^{18}$
Fossilt	$1.13 \cdot 10^{19}$
Totalt karbon (C)	$6.31 \cdot 10^{19}$

Total karbonmengde i form av karbon (C).

	g C per år
Fotosyntese terrestrisk (NPP)	$50 \cdot 10^{15}$
Respirasjon terrestrisk	$50 \cdot 10^{15}$
Fotosyntese marint (NPP)	$20 \cdot 10^{15}$
Respirasjon marint	$20 \cdot 10^{15}$
Fossilt brensel og sementproduksjon	$5.5 \cdot 10^{15}$
Uorganisk C ved oppstrømming fra dyphav	$10 \cdot 10^{15}$
Organisk C fra elv til hav	$0.2 \cdot 10^{15}$
Avsetning av organisk C til dyphavene	$0.1 \cdot 10^{15}$

Flyt av gram karbon per år. Det er en fluks av karbon inn og ut av atmosfæren.

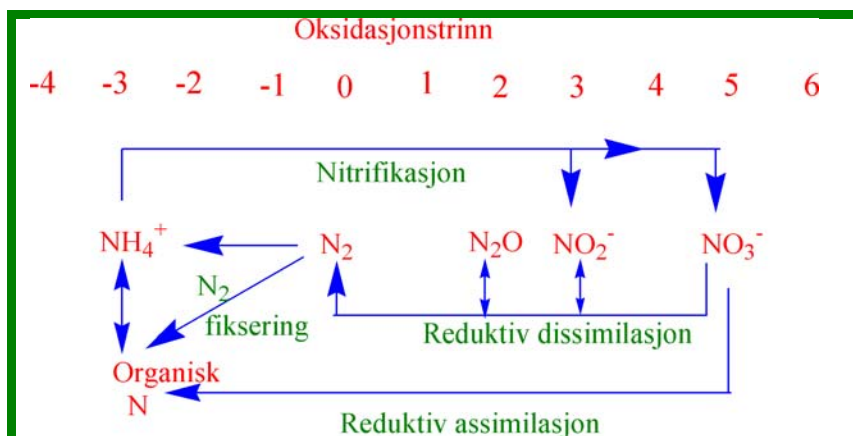
Utslippene av CO₂ fra fossilt brensel er ca. $5.5 \cdot 10^9$ tonn C per år = $5.5 \cdot 10^9$ gigatonn (Gt) C per år = $5.5 \cdot 10^{15}$ g C per år, og fordobles ca. hvert 20. år.

10^6 = mega (M), 10^9 =giga (G), 10^{12} =tera (T), 10^{15} =peta (P), 10^{18} =exa (E).

Ca. 2 Gt C per år kommer fra nedbrenning av skog.

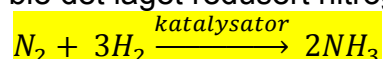
Nitrogensyklus

De uorganiske formene i nitrogensyklus er gassformig dinitrogen (N₂), nitrogendioksid (NO₂), nitrogenmonoksid (NO), ammoniakk (NH₃) og lystgass (N₂O), samt ikke-flyktig nitrat (NO₃⁻), nitritt (NO₂⁻), ammonium (NH₄⁺), i pH-likevekt med NH₃). Organiske former av nitrogen er urea, urinsyre, aminer, protein, aminosyrer, nukleinsyrer, alkaloider, hem og klorofyll samt andre organiske nitrogenforbindelser. Nitrogen omsettes via oksidasjoner og reduksjoner i biologiske systemer, nitrogenfiksering, ammonifisering, nitrat- og ammoniumassimilasjon, nitrifikasjon og denitrifikasjon. Luft inneholder 78% N₂, men de tre bindingene mellom nitrogenatomene i N₂ gjør at molekylet er lite reaktivt. N₂ kan bli fiksert ved biologisk- eller industriell nitrogenfiksering. Planter kan ta opp ammoniakk og dinitrogenoksid fra luften. Generelt har planter stor evne til å assimilere fremmedstoffer (xenobiotika). Nitrogenoksidene NO og NO₂, kalt NO_x) dannes i forbrenningsreaksjoner i skip og dieselmotorer, men kan også dannes ved lyn. Nitrogenoksidene blir oksidert til nitrat (NO₃⁻) i atmosfæren og inngår nå i stigende grad i "sur nedbør".



Figur. 24 Oksidasjonstrinn for forskjellige former av nitrogen

Nitrogen er vanligvis en begrensende faktor for plantevekst. Tidligere brukte man guano, husdyrgjødsel og chilesalpeter, men i 1905 startet man syntetisk produksjon av nitrogen gjødsel, først etter Birkeland-Eides energikrevende lysbueprosess som dannet oksidert nitrogen. Denne ble erstattet av den mer effektive energikrevende **Haber-Bosch-prosessen** - katalytisk ved høyt trykk og temperatur ble det laget redusert nitrogen:



N fra atmosfære til jord	g N per år
Industriell N-fiksering	$8.0 \cdot 10^{13}$
Biologisk N-fiksering terrestrisk	$1.9 \cdot 10^{14}$
Biologisk N-fiksering marint	$4.0 \cdot 10^{13}$
Atmosfærisk N-fiksering (lyn)	$1.9 \cdot 10^{13}$
Total N-fiksering	$3.29 \cdot 10^{14}$

Nitrogenfiksering fra atmosfære til jord per år

N fra jord til atmosfære	g N per år
Fordampning av NH ₃	$1.0 \cdot 10^{14}$
Denitrifikasjon	$2.1 \cdot 10^{14}$
Industriell brenning	$2.0 \cdot 10^{13}$
Biomasse brenning	$1.2 \cdot 10^{13}$
Total N fra jord til atmosfære	$3.42 \cdot 10^{14}$

Nitrogenutslipp fra jord til atmosfære per år

N kilder	g N
N ₂ atmosfære	$3.9 \cdot 10^{21}$
Levende terrestrisk organisk	$7.5 \cdot 10^{15}$
Levende marint organisk	$0.3 \cdot 10^{15}$
Dødt terrestrisk organisk	$1.0 \cdot 10^{17}$
Dødt marint organisk	$3.0 \cdot 10^{17}$
Uorganisk N i jord	$1.5 \cdot 10^{17}$
Uorganisk N i sjøvann	$3.5 \cdot 10^{17}$
Uorganisk N i atmosfæren	$1.4 \cdot 10^{15}$

Nitrogen er nødvendig for mikrobiell omsetning av død biomasse. Tørr- og våtavsetninger av nitrogen fra atmosfæren påvirker de naturlige økosystemene. Utvasking av nitrat gir eutrofiering av vann og vassdrag. Kloakk og landbruk gir tilførsler av N.

N omsetning	g N per år
Ammonifisering (organisk N til NH ₄ ⁺)	$5.0 \cdot 10^{15}$
Biologisk N-assimilasjon	$5.0 \cdot 10^{15}$
Denitrifikasjon (NO ₃ ⁻ til N ₂ og N ₂ O)	$0.1 \cdot 10^{15}$
Biologisk N-fiksering	$0.23 \cdot 10^{15}$

N assimileres i plantene vesentlig i form av nitrat (NO₃⁻) og ammonium (NH₄⁺), men plantene kan også utnytte andre N-kilder som urea, aminosyrer o.a. Ved høy pH fordampes ammoniakk (NH₃). Forskjellige nitrogenforbindelser blir avsatt ved våtavsetninger (nedbør) og tørravsetninger. Industrielt fiksert nitrogen tilbakeføres til jorda i form av mineralgjødsel.

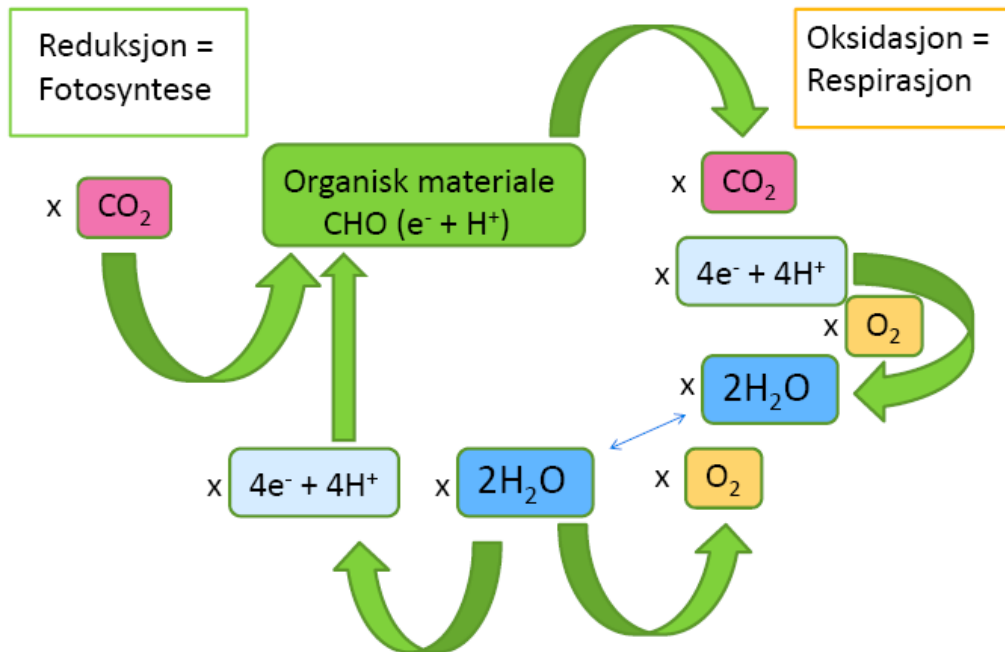
Hydrogensyklus

Hydrogensyklus er en global omsetning av hydrogen i formene hydrogen (H₂), vann (H₂O) og organisk bundet hydrogen. Sirkulerer vann fra havet til atmosfæren, og kommer ned som nedbør i form av regn, evaporasjon, transpirasjon, tåke, ut i estuarier, avrenning, ned i grunnvannsreservoarer, og tilbake til havet som blir salt. Hydrogen er et produkt fra mange anaerobe bakterier. Pyruvat kan omdannes til karbondioksid, acetyl-CoA og hydrogen. Etanol kan omdannes til acetat og hydrogen. Bakterier som kan oksidere hydrogen er vanligvis litotrofe og metanogene bakterier kan vokse ved å redusere karbondioksid og bruke hydrogen som elektron- og protonkilde ifølge reaksjonen.

Oksygen og biologisk liv

Den tidligste atmosfæren i Jordens utvikling, for 3.9 til 2.5 milliarder år siden, var sannsynligvis uten oksygen (O₂, dioksygen). Kvasiarter og hypersykler dannet de første selvreplikerende systemer. Starten på utviklingen av det livet vi kjenner i en oksygenatmosfære startet med at to typer anaerobe fotosyntetiske bakterier inngikk symbiose, og disse kunne bruke vann som kilde til elektroner og protoner. Oksygen

er et biprodukt i denne reaksjonen, starten på den store oksygenhendelsen eller oksygenrevolusjonen.



Figur. Livet i en oksygenatmosfære. I fotosyntesen med energi fra sollys flyttes elektroner og protoner fra vann til karbondioksid og det blir dannet organisk materiale. Organisk materiale er et lager med karbon, elektroner og protoner. I respirasjonen blir det frigitt energi når elektronene og protonene i organisk materiale flyttes tilbake til oksygen og det blir dannet vann. Alt liv lever på energien som ligger i potensialsprang på redoksskalaen.

Det første biogene oksygenet i atmosfæren i Prekambrium ble fjernet i reaksjon med redusert jern (ferrojern) som ble oksidert til treverdig jern (ferrijern), rustbånd med jern. Dette er tynne båndformete lag med jernoksid, enten som magnetitt (Fe_3O_4) eller hematitt (Fe_2O_3) dannet for 2.4 til 1.9 milliarder år siden. Det skjedde en rask stigning av oksygenkonsentrasjonen i havet og atmosfæren, den store oksidasjonshendelsen. Deretter fulgte et fall i oksygenkonsentrasjonen. Oksygen reagerte med metan i atmosfæren. Metan er en virkningsfull drivhusgass og da konsentrasjonen av metan sank ble atmosfæren avkjølt og mye av vannet på Jorden frøs og dannet Snøball-Jorden. Andre navn på denne perioden er Huron-istiden (Huron-sjøen i N-Amerika). Snøballperioden varte i 300 - 400 millioner år.

Giftig oksygen og den første store masseutryddelsen

Fritt oksygen er giftig. Det første oksygenet medførte en masseutryddelse av organismer som manglet beskyttelsessystemer mot skadelige former av oksygen. Etter en periode med oksygenproduserende prokaryoter som blågrønnbakterier fulgte seinere eukaryotene alger, bregner, moser, karsporeplanter, blomsterplanter

og store skoger. For ca. 2.3 milliarder år siden var dette starten på oksygenrevolusjonen med et dyreliv i eonet Phanerozoikum som bruker oksygen som en elektronakseptor. Oksygen er et av de mest elektronegative grunnstoffene og med oksygen som elektronakseptor i metabolismen blir det frigitt store mengder energi.

Oksygen og andre gasser løser seg i vann avhengig av partialtrykket av gassen i atmosfæren, temperaturen på vannet og oppløsningskonstanten for gasse.

	Oksygenmengde	Oksygenfluks
Atmosfære	$1.4 \cdot 10^{18}$ kg O ₂	$3 \cdot 10^4$ kg O ₂ per år
Biosfære	$1.6 \cdot 10^{16}$ kg O ₂	$3 \cdot 10^{14}$ kg O ₂ per år
Litosfære	$2.9 \cdot 10^{20}$ kg O ₂	$6 \cdot 10^{11}$ kg O ₂ per år

Tabell. Oksygenmengde i atmosfære, biosfære og litosfære, samt den oksygenfluksen. Dagens fotosyntese er i stand til å produsere dagens oksygenmengde i atmosfæren i løpet av 2000 år. En fluks vil si hvor mye som produseres eller forbrukes per arealenhet og tidsenhet. Her er arealenheten Jordens overflate og tidsenheten et år.

Fotosyntese (tilførsel av O ₂)	Oksygenfluks
Terrestrisk fotosyntese	$16500 \cdot 10^{10}$ kg O ₂ per år
Akvatisk fotosyntese (hav, ferskvann)	$13500 \cdot 10^{10}$ kg O ₂ per år
Fotolyse	
Sum fotosyntese	Ca. $30000 \cdot 10^{10}$ kg O ₂ per år

Tabell. Oksygenproduksjon fra fotosyntetiske organismer (en reduksjon)

Respirasjon (fjerning av O ₂)	Oksygenfluks
Aerob respirasjon og mikrobiell oksidasjon	$29000 \cdot 10^{10}$ kg O ₂ per år
Antropogen forbrenning fossilt brensel	$1200 \cdot 10^{10}$ kg O ₂ per år
Fotokjemisk oksidasjon	$600 \cdot 10^{10}$ kg O ₂ per år
Kjemisk forvitring	$50 \cdot 10^{10}$ kg O ₂ per år
Biologisk og industriell nitrogenfiksering	$22 \cdot 10^{10}$ kg O ₂ per år
Sum respirasjon og oksidasjon	Ca. $31000 \cdot 10^{10}$ kg O ₂ per år

Tabell. Fjerning av oksygen fra Jorden (en oksidasjon)

Oksygen og evolusjon

Transport av elektroner via elektrontransportører fra en kilde med høyt potensial til en mottaker ved lavt potensial er grunnlag for alt liv. Det samme gjelder bruk av protoner til å lage elektrokjemiske gradienter og energirike kjemiske forbindelser. Oksygen som elektronakseptor i egne celleorganeller med prokaryotisk opphav, mitokondriene, ga utvikling av aerobt liv: Ediacara-eksplosjonen for 635-542 millioner år siden (Ediacara-åsene i Australia), Avalon eksplosjonen for ca. 580 millioner år siden (Avalon-halvøya, Newfoundland) og den kambriske eksplosjon 543-530 millioner år siden hvor alle dyregruppene blir representert. Oksygen i atmosfæren og ozon laget et skjold mot skadelig ultrafiolett stråling. Kontinentaldrift (platetektonikk) blottla ny kystområder med muligheter for fotosyntetiserende organismer. Sedimenter

fra marint plante- og dyreliv ga opphav til olje og gass, mens sedimenter fra kambriske skoger ga kull-leier.

Oksygenkonsentrasjonen i atmosfæren endrer seg

Man regner med at oksygenkonsentrasjonen i atmosfæren på Jorden har variert fra 0% til opptil 30-35%, for deretter å synke til nåværende ca. 20.95%.

Hvis man forutsetter at alt oksygen i atmosfæren, vann og litosfæren har kommet fra fotosyntesen, så kunne man tenke seg et eksperiment hvor alt fossilt karbon (olje, gass, kull) og alt biokarbon som finnes på Jorden brant opp, så ville oksygenkonsentrasjonen komme tilbake til 0%. Et slikt regnestykke ut fra dagens oksygenkonsentrasjon på Jorden vil også vise ca. hvor mye fossilt karbon og biokarbon det finnes på kloden.

I nærheten av byer er oksygenkonsentrasjonen noe lavere enn i omkringliggende områder grunnet stor forbrenning. Endringer i oksygenkonsentrasjonen er vanskelig å måle siden atmosfæren inneholder så mye oksygen, 209460 ppm oksygen (O_2) sammenlignet med ca. 400 ppm karbondioksid (CO_2). Det anvendes forskjellige metoder for å se på endringer. Man kan se på forholdet mellom oksygenisotopene ^{18}O , ^{17}O og ^{16}O og isotopfraksjonering, akkurat som man kan se på forholdet mellom karbonisotopene ^{12}C , ^{13}C , eventuelt også radioaktivt ^{14}C . En metode benytter seg av forholdet mellom oksygen og nitrogen (O_2/N_2). Ved Scripps Institute of Oceanography (<http://scripps2.ucsd.edu>) benytter man seg av interferometri, refraksjon av forskjellige bølgelengder for å måle delta-forholdet mellom oksygen og nitrogen, $\delta(O_2/N_2)$ per meg.

1 per meg vil si fjerning av ett molekyl O_2 fra en million molekyler O_2 .

Man bruker begrepet **Atmosfærisk potensielt oksygen (APO)** hvor forholdet O_2/N_2 og karbondioksidkonsentrasjonen ($[CO_2]$) inngår:

$$APO \text{ per meg} = \delta \left(\frac{O_2}{N_2} \right) + a_g \cdot 4.8 [CO_2]$$

hvor a_g er et mål på utvekslingen mellom O_2 og CO_2 , og delta-forholdet $\delta(O_2/N_2)$ er gitt ved:

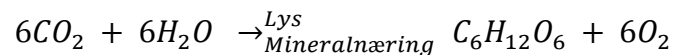
$$\delta \left(\frac{O_2}{N_2} \right) = \left[\frac{\left(\frac{O_2}{N_2} \right)_{prøve} - \left(\frac{O_2}{N_2} \right)_{referanse}}{\left(\frac{O_2}{N_2} \right)_{referanse}} \right] 10^6 = \left[\frac{\left(\frac{O_2}{N_2} \right)_{prøve}}{\left(\frac{O_2}{N_2} \right)_{referanse}} - 1 \right] 10^6$$

Brenning av fossilt brensel tømmer atmosfæren for oksygen med en hastighet (rate) på ca. 1000 tonn oksygen per sekund. Det er 3.2 millioner sekunder i et år, det vil si 30 milliarder tonn oksygen forsvinner og omdannes til karbondioksid CO_2 . Imidlertid er det 1200000 milliarder tonn oksygen i atmosfæren, se tabellen over. Det vil si at vi kan brenne fossilt brensel med dagens nivå i 40000 år før alt oksygen i atmosfæren er borte.

Hvis vi anslår mengden fossilt brensel på Jorden til å være 10000 milliarder tonn karbon (C) så vil oksidering av dette gi 37000 milliarder tonn karbon i CO₂ og 27000 milliarder tonn oksygen forbrukt. Noe oksygen blir også fjernet via oksidering av hydrogen (H). Til sammen blir dette ca. 38000 milliarder tonn oksygen, noe som tilsvarer ca. 3.3% av Jordens oksygenmengde.

Ved Scripps institutt for oseanografi måler de en synkende oksygenkonsentrasjon i atmosfæren, 1.9 meg per år, som tilsvarer at oksygenkonsentrasjonen synker med ca. 4 ppm O₂ per år. Dette skyldes vesentlig forbrenning av fossilt karbon. Når man hogger ned tropisk regnskog og erstatter dette med plantasjoner med soya, palmeolje etc. gir dette redusert fotosyntese, dvs. redusert mengde CO₂ tatt opp og redusert mengde O₂ utskilt. Den gigantiske fluksen av CO₂ og O₂ via fotosyntese og respirasjon i biosfæren gjør at dagens konsentrasjon av oksygen vil være relativt stabil, men noe synkende.

Denne ligningen er noe misvisende, men viser hovedtendensen:



Det er først når oksygenkonsentrasjonen nærmer seg Pasteur-punktet, 3-5% oksygen, at man ser større effekter i biologisk liv, hvor hovedproduksjonen av energi vil måtte komme via den lite energieffektive glykolysen cytoplasma på bekostning av den meget energieffektive trikarboksylsyresyklus (Krebs-syklus) i mitokondriene. At dette vil skje så lenge som det finnes fotosyntetiserende organismer er meget lite sannsynlig.

Det kan også nevnes at livet i absolutt mørke på dypvannshavbunn med vulkansk aktivitet basert på kjemosyntese er avhengig av oksygen som elektronakseptor. Et større problem ved bl.a. nedhogging av tropiske regnskog er tapet av artsmangfold, representert med **den sjette store masseutryddelsen** i Jordens historie forårsaket av den stadig økende menneskepopulasjonen. **De fem store masseutryddelsene av liv** skjedde over lange geologiske tidsperiodener og hadde astronomiske og geologiske årsaker. I motsetning til den antropogene sjette masseutryddelsen som nå skjer i løpet av meget kort tid målt i geologisk tidsskala. En flytur over sentral-Europa viser litt av den menneskeskapte endringen i landskapet.

Et kanskje større problem med nedhogging av tropisk regnskog er skogens betydning for Jordens vannsyklus og de uanede konsekvenser dette kan ha på lengre sikt. Vanddamp er atmosfærens viktigste drivhusgass. I områder dekket av vegetasjon passerer regnvannet tilbake til atmosfæren via transpirasjon gjennom bladenes spalteåpninger. Lett å se ved tåken av kondensert vanddamp over regnskogen. Mindre bladareal gir mindre transpirasjon. Kondensering og fordampning av vann krever store energimengder som inngår i Jordens energiregnskap med betydning for havstrømmer, vanntemperatur, vind og ned

Svovelsyklus

Svovel blir tilført atmosfæren via naturlige prosesser som svoveldioksid (SO₂) og hydrogensulfid (H₂S). H₂S blir raskt omdannet til SO₂ i atmosfæren, og SO₂ blir oksidert til sulfat (SO₄²⁻). Svovelutslipp kommer fra forbrenning av olje og kull, og var tidligere en viktig bestanddel i "sur nedbør". SO₂ og H₂S slippes ut i atmosfæren via vulkansk aktivitet.

S kilder	g S
Sulfat i sjøvann	$1.4 \cdot 10^{21}$
Levende organisk S	$3.0 \cdot 10^{15}$
Dødt organisk S	$50.0 \cdot 10^{15}$
S i atmosfære	$4.00 \cdot 10^{12}$

S omsetning	g S per år
Terrestrisk biologisk S-assimilasjon	$0.15 \cdot 10^{15}$
Marin biologisk S-assimilasjon	$0.60 \cdot 10^{15}$
Våt- og tørravsetninger	$0.24 \cdot 10^{15}$
S fra fossilt brensel og smelteverk	$0.1 \cdot 10^{15}$
Industriell sulfatproduksjon	$0.03 \cdot 10^{15}$

Fosforsyklus

P kilder	g P
Uorganisk P i jord	$200 \cdot 10^{15}$
Levende organisk P	$3.0 \cdot 10^{15}$
Dødt organisk P	$25.0 \cdot 10^{15}$
Organisk P i dyphavene	$100 \cdot 10^{15}$

Verdens fosfatreserver er begrenset.

P omsetning	g P per år
Terrestrisk biologisk P-assimilasjon	$0.2 \cdot 10^{15}$
Marin biologisk P-assimilasjon	$1.0 \cdot 10^{15}$

pH-likevekt ammonium og ammoniakk

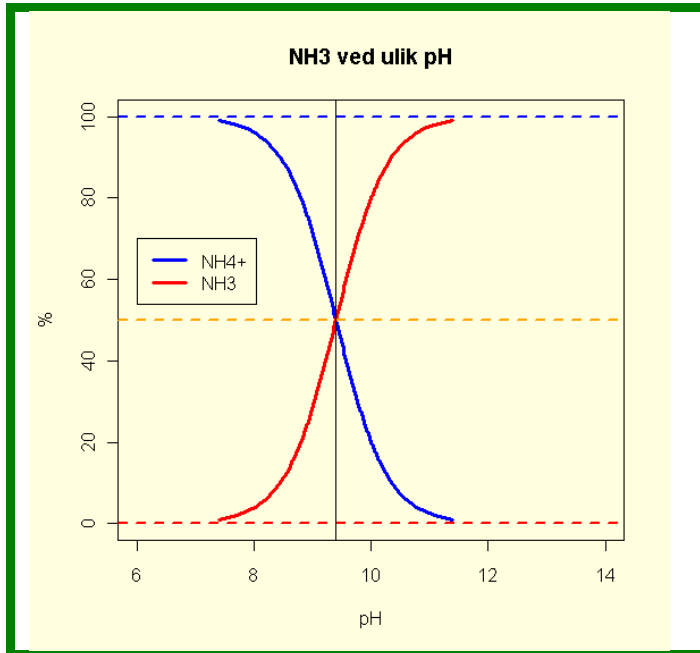
Det er en pH-avhengig likevekt mellom ammonium (NH₄⁺) og ammoniakk (NH₃), sistnevnte er en stikkende illeluktende giftig gass.



$$\frac{[NH_3] \cdot [H^+]}{[NH_4^+]} = K_a$$

$$pH = pK_a - \log \left(\frac{[NH_4^+]}{[NH_3]} \right)$$

Hvor $pK_a=9.40$ (20°C).



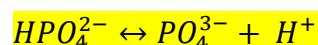
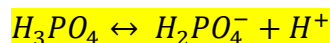
Figur 25. Ved økende pH blir det en økende andel av nitrogen som fordampes i form av ammoniakk (NH₃).

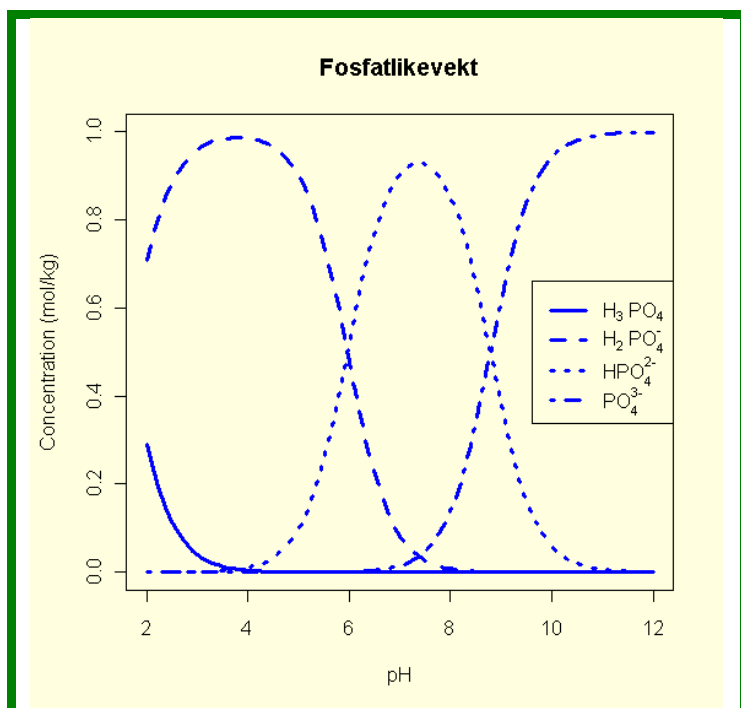
pH-likevekt og fosfat

Fosfor (gr. *phosphoros* - lysbærer) kommer fra en lite krystallisert apatitt kalt fosforitt (råfosfat, Ca₅(OH,F)(PO₄)₃). Råfosfat er tungtløselig i vann og må løses i svovelsyre eller salpetersyre. Råfosfat løst i svovelsyre gir løselig fosfat i form av Ca(H₂PO₄)₂ og CaSO₄, en blanding som kaller superfosfat. Løses råfosfat i fosforsyre dannes trippel superfosfat. Løses råfosfat i salpetersyre dannes kalsiumnitrat som brukes til kalksalpeter. Kalsiumnitrat nøytraliseres med ammoniakk (NH₃). Thomasfosfat, et kalsiumfosfatsilikat, kommer som et biprodukt ved framstilling av jern.

I områder som er mettet med nitrogen, kan det bli mangel på fosfat. Vi har følgende pH-likevekter for fosfat med følgende pK_a-verdier:

pK₁=2.15, pK₂=7.20, pK₃=12.33

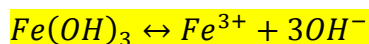




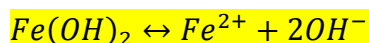
Figur 26. pH-avhengig likevekt mellom forskjellige former av fosfat. Fra biblioteket secarb i R. <http://www.r-project.org/>

pH, jern og oppløselighetsprodukt

Jern eksisterer i tre hovedformer: toverdig Fe^{2+} (ferro), treverdig Fe^{3+} (ferri) og metallisk jern (Fe). Alle organismer i en oksygenatmosfære har vanskeligheter med å ta opp jern. Jernmangel gir anemi hos pattedyr og klorose hos planter. Mange organismer bruker **sideroforer** (jernbærere) for å assimilere jern. Bakteriesideroforer kan være peptider med hydroksamsyrer (-CONOH) som kan binde jern meget effektivt som hydroksamater. Fytosideroforer er basert på karboksylsyrer, amino- og hydroksylgrupper. **Oppløselighetsproduktet** (25°C) for treverdig og toverdig jern er henholdsvis $1.6 \cdot 10^{-39}$ og $7.9 \cdot 10^{-16}$.



$$K_{\text{sp}} = 1.6 \cdot 10^{-39} = [\text{Fe}^{3+}] \cdot [\text{OH}^-]^3$$



$$K_{\text{sp}} = 7.9 \cdot 10^{-16} = [\text{Fe}^{2+}] \cdot [\text{OH}^-]^2$$

Dette betyr svært lave konsentrasjoner av Fe^{3+} i luft, og jo høyere pH desto lavere konsentrasjon.

Ved $\text{pH}=7$ er hydroksylkonsentrasjonen $[\text{OH}^-]=10^{-7}$ dvs. jernkonsentrasjonen er $[\text{Fe}^{3+}] = 1.6 \cdot 10^{-39} / 10^{-21} = 1.6 \cdot 10^{-18} \text{ M}$

Altså en meget lav Fe^{3+} -konsentrasjon.

Ved pH=4 er hydroksylkonsentrasjonen $[OH^-]=10^{-10}$ dvs.

$$[Fe^{3+}] = 1.6 \cdot 10^{-39} / 10^{-30} = 1.6 \cdot 10^{-9} \text{ M}$$

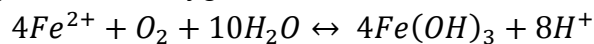
Det vil si en milliardøkning i konsentrasjonen ved å senke pH fra 7 til 4. Ved jernmangel kan planter utnytte dette ved å senke pH i rotsonen. I sjøvann med høy pH kan jernkonsentrasjonen bli svært lav.

Ved anaerobe forhold pH=7 så vil konsentrasjonen av toverdige jern (Fe^{2+}) være:

$$[Fe^{2+}] = 7.9 \cdot 10^{-16} / 10^{-14} = 0.079 \text{ M}$$

Det vil si en jernkonsentrasjon som kan være toksisk. Sumpplanter bringer oksygen ned til røttene via aerenkym, og toverdige jern blir oksydert til brunfarget treverdige jern på røttene.

Toverdige jern blir oksydert i en oksygenatmosfære:



Fe^{3+} kan reduseres til Fe^{2+} vha. NAD(P)H eller direkte via fotoreduksjon hos fotosyntetiserende organismer.

Det er store betenkligheter med gjødsling av havet med jern for å stimulere veksten av planteplankton som kan ta opp CO_2 . I havet hvor pH er høy er det mulig at planteplankton lever i symbiose med bakterier som har effektive sideroforer.

Gjødsel og storpolitikk

Nitrogen og Guanokrigen

Alexander Humboldt brakte med seg guano fra Peru til Europa i 1804, og i 1840 startet utvinning av "Perus hvite gull". **Guano** kommer fra ekskrementer fra sjøfugl og pingviner, inneholder ca. 15% nitrogen, ca. 9% kalium og ca. 3% fosfor, delvis omsatt av mikroorganismer, herdet og tørket inn i klima med lite nedbør. Chincha Islands er øyer utenfor kysten av Peru som inneholdt mye guano i opptil 30 meter tykke lag. Kampen om ressursene endte i **Guanokrigen** mellom Spania-Peru/Chile 1864-1866. I 1874 var guanoavleiringene tømte

Guano fra S-Afrika kom fra kappstule og kappskarv, men det fantes også guano på de Vestindiske øyer.

Da Christopher Columbus dro til Jamaica i 1504 reiste noen av mannskapet på vei til Haiti (Lille-Spania, Hispaniola) forbi Navassa. Denne øya Navassa Island, ble annektert av USA i 1857, med grunnlaget i lovverket Guano Island Act som sa at når en borger av USA oppdaget avsetninger av guano på ubebodde øyer som ingen gjorde spesielt krav på, så skulle øyene tilfalle USA. Baker Island, Jarvis Island, Howland Islands, Kingman Reef, Johnston Atoll og Midway Atoll ble annektert ifølge Guano Island Act. Swan Island har blitt tilbakeført til Honduras, men uenigheten om Navassa Island mellom USA og Haiti er ikke løst. Flere amerikanske selskaper deltok i utvinningen av guano, US Guano Company / American Guano Company. Det ble også markedsført andre typer guano, flaggermusguano, og ved å behandle

fiskeavfall med svovelsyre ble de produsert Helgoländer Fisch-guano. Alger ble også brukt for eksempel Altonar Algen guano. Det kunne være helseproblemer tilknyttet bruken av guano. Soppen *Histoplasma capsulatum* som vokser på avføringen til sjøfugl og flaggermus kan gi sykdommen histoplasmose forårsaket av støv fra guano.

Chilesalpeter og Salpeterkrigen

Landbruket i Europa krevde stadig tilførsel av nitrogengjødsel. I Atacama-ørkenen var det store forekomster med natriumnitrat (**Chilesalpeter**, natronsalpeter, natriumsalpeter, NaNO_3), som også kunne brukes i produksjon av sprengstoff. Salpeter, l. *sal petrae* - klippesalt) var opprinnelig kjent fra Egypt og India. Bolivia hevet skattene som de krevde inn for å utnytte Bolivias del av Atacama-ørkenen. Dette førte til **Salpeterkrigen** (Stillehavskrigen) 1879-1883 mellom Chile, Peru og Bolivia, hvor Chile gikk seirende ut. Chilesalpeter ble utkonkurrert av **Norgessalpeter**.

Norgessalpeter

Sam Eyde grunnla Norsk Hydro-Elektrisk Kvælstof aktieselskab i 1905. Basert på en elektrisk lysbue hadde Kristian Birkeland og Sam Eyde gjort det mulig å binde nitrogen (N_2) fra lufta, og verdens første fabrikk for produksjon av syntetisk nitrogengjødsel startet på Notodden i 1905. Medførte stor vannkraftutbygging i Telemark bl.a. Vemork kraftstasjon. Birkeland-Eyde prosessen utkonkurrert av den mer effektive Haber-Bosch-metoden basert på den katalytiske reaksjonen $\text{N}_2 + 3\text{H}_2 \rightarrow \text{NH}_3$. Norsk Hydro i samarbeid med I.G. Farbenindustri i 1927. I.G. Farben hadde patent på Haber-Bosch metoden, men hadde også patent på Zyklon B brukt i gasskammere under den andre verdenskrig. Dette er et dystert kapittel i Norsk Hydros historie. Ammunisjonsfabrikkene i Tyskland hadde også stort behov for nitrat. Hydrogen (H_2) ble i starten produsert ved elektrolyse av vann. Elektrolyse av vann gir anrikning av tungtvann i elektrolyttluten. Vemork-aksjonen utført av Kompani Linge i februar 1943, samt sprengning av jernbaneferga Hydro på Tinnsjø, hadde som formål å stoppe tungtvannstransporten til Tyskland. Haldenreaktoren, Norges første atomkraftverk, som startet i 1958 var basert på tungtvann gitt fra Norsk Hydro. Norsk tungtvann dro seinere ut på herostratisk berømt "verdensturné". Det franske gjødselselskapet Cofaz ble kjøpt opp. I dag lages hydrogen fra metan og produksjon av livsviktig kunstgjødsel er direkte avhengig av olje- og gassindustrien, med de storpolitiske følger dette har. Gjødseldivisjonen i Norsk Hydro ble utskilt i selskapet Yara for å "synliggjøre aksjonærverdiene" i selskapet. Yara fikk med seg vikingskipet som varemerke, og er et verdensomspennende selskap for produksjon av gjødsel: fullgjødsel, salpeter, urea og ammoniakk. Jordas befolkning er i ferd med å passere 7 milliarder og øker med ca. 1 milliard mennesker hvert 12. år. Det gir nye utfordringer å skaffe mat til en økende befolkning, spesielt når matproduksjon skal konkurrere med biomasse brukt til å lage biobrennstoff til transportsektoren. Fullgjødsel® 11-5-17 fra Yara kan for eksempel inneholde 11% N (4.6% NO_3^- +6.5% NH_4^+), 5% P (P_2O_5) og 17% K (K_2O), og i tillegg magnesium, svovel og bor. den er

klorfattig vil si at det er brukt andre kaliumsalter enn kaliumklorid (KCl). Kalksalpeter™ inneholder 15.5% nitrogen og 19% kalsium. Rød og blå Superba er en vannløselig gjødsel som har anvendelse innen hagebruk og veksthusnæring

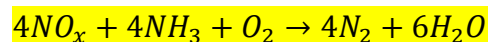
Nitrat har få bindingssteder i jorden og vaskes lett ut. Avrenning av nitrogengjødsel fra landbruket gir algeoppblomstring i ferskvann og kystnære områder, med tilhørende eutrofiering og anaerobe bunnsedimenter med produksjon av illeluktende hydrogensulfid fra sulfatreduserende bakterier. Nitrat finnes også igjen i grunnvannet, og høye konsentrasjoner av nitrat i drikkevann er skadelig, kan gi methemoglobin og "Blue babies". Salat som dyrkes under lite lys og med mye nitrat kan inneholde nitratmengder som overstiger grenseverdier.

Det finnes både nitrofile og nitrofobe planter. Planter som vokser på sur jord med lite nitrifikasjon bruker ammonium som nitrogenkilde. Det samme gjelder sumpplanter hvor mangel på oksygen i sedimentene gjør at det blir liten nitrifikasjon. Imidlertid er ammonium giftig for mange planter.

Urea kan brukes til annet enn å gjødsle rismarker og granskog. Dieselmotorer i biler, og båtmotorer som bruker diesel eller bunkersolje slipper ut store mengder sotpartikler og i tillegg nitrogenoksider. (NO_x). Skipsfarten slipper ut enorme mengder forurensning i eksosen, hvor det er få krav til rensing.

Urea urealøsning (32.5% urea, Ad Blue) pumpet inni varm eksos er et av midlene som er tenkt brukt for å fjerne nitrogenoksider. DaimlerChrysler' har sin Blue Tec, Mitsubishi (3 diamanter) har sin.

Urea kan omdannes til ammoniakk (NH₃). Den katalytiske reduksjonen av nitrogenoksider blir:



Fosfat

Fosfat er en annen begrensende ressurs for plantedyrking og finnes i form av råfosfat. I Vest-Sahara, tidligere spansk koloni, Spansk Sahara, er det noen av verdens rikeste fosfatforekomster. Spania inngikk en avtale med Mauretania og Marokko i 1975 om deling av Spansk Sahara når Spania trakk seg ut. Samtidig støttet FN i 1975 kravet om lokalt selvstyre og medbestemmelse i Vest-Sahara. Vest-Sahara ble delt mellom Mauretania og Marokko i 1976. Mauretania trakk seg ut av Vest-Sahara i 1979 etter kamper med frigjøringsbevegelsen Polisario støttet av Algerie, og det endte med at Marokko invaderte og overtok hele Vest-Sahara. Marokko blir støttet av Saudi-Arabia og USA. Marokko er verdens største eksportør av fosfat basert på fosfatforekomstene i det okkuperte Vest-Sahara. I tillegg er det rike fiskerier utenfor kysten av Vest-Sahara. Vi får fosfat fra ultrabasiske og alkaliske bergarter med magnesiumrike fosfater bl.a. apatitt (Ca₅(PO₄)₃(OH, F, Cl) fra Zheleznygruvene i Kovdor massivet på SV-Kola i Russland. Råfosfat fra Kola inneholder mindre mengder giftig kadmium enn det som råfosfat vanligvis inneholder.

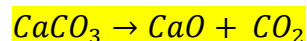
Fosfatforekomster finnes også i Egypt nær Bur Safaga og Quseir ved Rødehavskysten, og i Israel og Kanada.

Store internasjonale selskaper som Monsanto og Bayer som har eierrettigheter til viktige sprøytemidler for landbruket, inkludert ugrasmidler, sikrer seg også rettigheter til frø, bl.a. produksjonen av hybridfrø. Jfr. UPOV-91. Som alltid er kapitalinteressene tilstede der det er penger å hente. Frø, sprøytemidler og gjødsel vil alltid være en sikker inntektskilde for globale selskaper.

Det er blitt sagt at i krisetider bør man investere i gull. Når den store matkrisen kommer hadde det vært smartest å investere i hermetikk og kornsiloer.

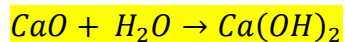
Kalking

De fleste planter trives best på svak sur jord fra pH 5.0 - 6.8 avhengig av art. Potet vokser best på sur jord pH 5 - 6. Løk, spinat, kål og brokkoli trives best ved pH 6.0 - 6.8. Kalking vil si å tilføre basiske kalsium- (Ca^{2+}) eller magnesium (Mg^{2+})-salter for å bedre vekstforholdene for planter som mistrives på sur jod. Kalk kan tilføres som brent kalk (CaO), kalksteinsmel (CaCO_3 , kalsitt), hydratkalk (Ca(OH)_2), dolomittkalk ($\text{CaMg(CO}_3)_2$), eller magnesitt (MgCO_3). Kalk framstilles ved oppvarming av kalkstein (CaCO_3 , kalkspat, kalsitt) i en kalkovn ved ca. 1000°C med følgende reaksjon:

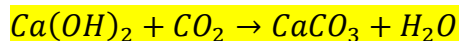


Bærum kommune har bilde av en kalkovn i sitt kommunevåpen.

Hydratkalk lages ved lesking av brent kalk med vann, en prosess med sterk varmeutvikling:

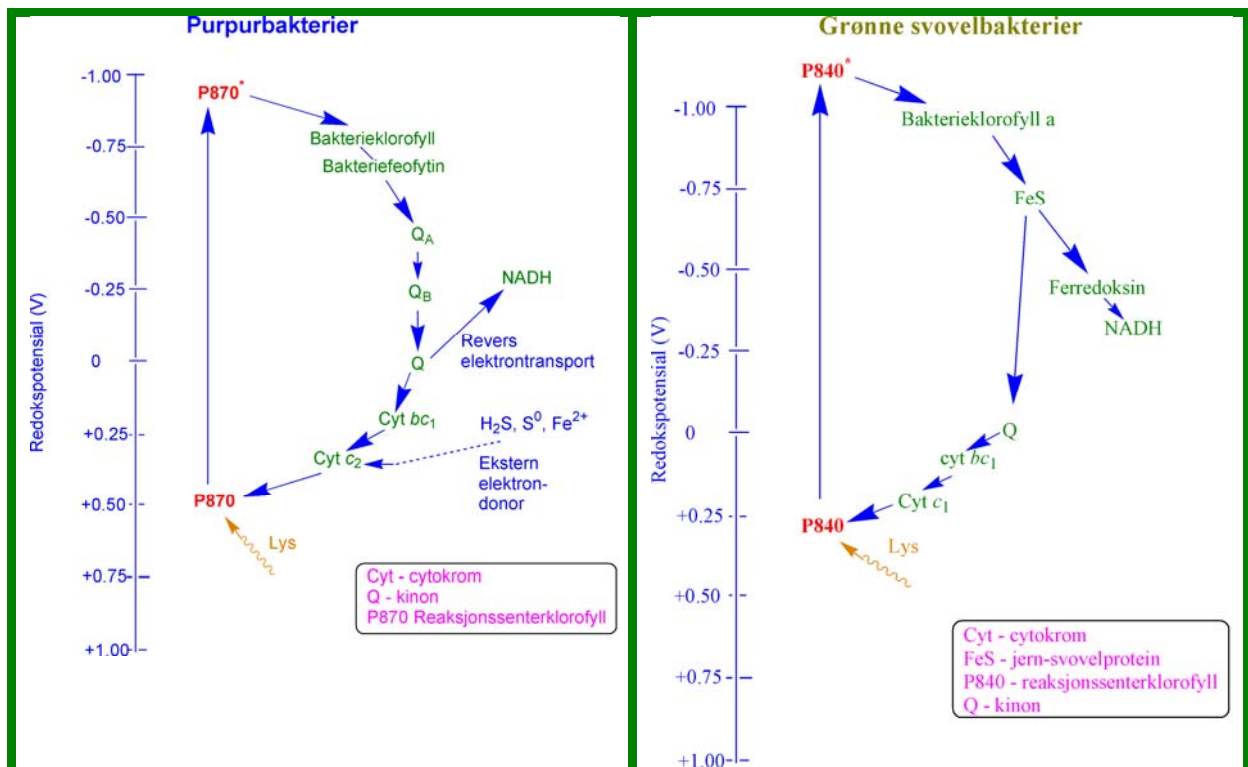


Lesket kalk, sand og vann en sement blanding som ved muring herdes over tid ved opptak av karbondioksid:



CO_2 assimilasjon i anaerobe fotosyntetiske bakterier

Anaerobe fotosyntetiske bakterier bruker ikke Calvin-syklus. Grønne svovelbakterier bruker reduktiv sitronsyresyklus (reduktiv Krebsyklus eller reversering av trikarboksylsyresyklus) til å lage organiske syrer som oksalacetat, hvor acetyl-CoA brukes som CO_2 akseptor. Redusert ferredoksin brukes som elektronkilde og produktet er pyruvat. CO_2 kan deretter bindes i overgangen fosfoenolpyruvat til oksalacetat, mellom succinyl-CoA og 2-oksoglutarat og mellom 2-oksoglutarat og oksalosuccinat. Metanogene og acetogene bakterier bruker acetyl-CoA biosynteseveien. Grønne ikke-svovelbakterier kan bruke en glykoxylatproduserende syklus (hydroksypropionsyre biosynteseveien) til fiksering av karbondioksid.



Figur 30. Purpurbakterier og grønne svovelbakterier er eksempler på to typer fotosyntetiske bakterier som lever anaerobt. Fotosyntetiske bakterier har bakterieklorofyll og klarer seg med bare ett fotosystem. Denne typen bakterier dominerte på Jorden i perioden før det var oksygen i atmosfæren. Ved en symbiose av to slike bakteriegrupper ble det dannet bakterier, bl.a. blågrønnbakterier som kunne utnytte vann som elektron- og protonkilde med oksygen som biprodukt. Når oksygen brukes som terminal akseptor for elektroner blir det frigitt maksimalt med energi, og en ny era i jorda startet med organismer som brukte oksygen som terminal akseptor. I denne gruppen hører alle de aerobe dyrene på jorda, inkludert menneske.

Litteraturreferanser

Barnett, T.P., Pierce, D.W. & Schnur, R. (2001) Detection of anthropogenic climate change in the world's oceans. *Science* 292:267-279.

Bonnie, R., Schwartzmann, S., Oppenheimer, M. & Bloomfield, J. (2000). *Counting the cost of deforestation*. *Science* 288:1763-1764.

- Falkowski, P. et al. (2000) *The global carbon cycle: a test of our knowledge of earth as a system*. Science 290: 291-296.
- Field, C.B., Behrenfeld, M.J., Randerson, J.T. & Falkowski, P. 1998. *Primary production of the biosphere: Integrating terrestrial and oceanic components*. Science 281:237-240.
- Goldammer, G. (1999) *Forest on fire*. Science 284:1782-1783.
- Heimann, H. (1997) A review of the contemporary global carbon cycle and as seen a century ago by Arrhenius and Högbom. *Ambio* 26:17-24.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y. & Visbeck, M. (2001) *The North Atlantic oscillation*. Science 291:603-604.
- Keeley, J.E. & Rundel, P.W. (2003) *Evolution of CAM and C₄ carbon-concentrating mechanisms*. Int. J. Plant Sci 164 (3):555-577.
- Keeling, R.F., Piper, S.C. & Heimann, M. (1996) *Global and hemispheric CO₂ sinks deduced from change in atmospheric O₂ concentration*. Nature 381:218-221.
- Heimann, M. & Reichstein, M. (2008) *Terrestrial ecosystem carbon dynamics and climate feedbacks*. Nature 451, 289-292
- Lal, R. (2008) *Carbon sequestration*. Phil. Trans. R. Soc.. B 363:815-830.
- Larcher, W. *Physiological plant ecology* (2003). Springer-Verlag.
- Lieh, H.R.H. & Whittaker, R. (eds.) (1975) *Primary production of the biosphere*. Springer Verlag.
- Luyssaert, S., Schulze, E.-D., Börner, A. Knohl, A., Hessenmöller, Law, B.E., Ciais, P. & Grace, J. (2008) *Old-growth forests as global carbon sinks*. Nature 455: 213-215.
- Magnani, F., Mencuccini, M., Borghetti, M., Berbigier, P., Berninger, F., Delzon, S., Grelle, A., Hari, P., Jarvis, P.G., Kolari, P., Kowalski, A.S., Lankreijer, H., Law, B.E., Lindroth, A., Loustau, D., Manca, G., Moncrieff, J.B., Rayment, M., Tedeschi, V., Valentini, R. & Grace, J. (2007) *The human footprint in the carbon cycle of temperate and boreal forests*. Nature 447: 848-852.
- Nobel, P.S. (1991) : *Physicochemical and environmental plant physiology*. Academic Press .

Post, W.M., Peng, T.-H., Emanuel, W.R., King, A.W., Dale, V.H. DeAngelis, D.E (1990) *The global carbon cycle*. American Scientist 78:310-326.

R Development Core Team (2007). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. ISBN 3-900051-07-0, URL <http://www.R-project.org>.

Schlesinger, W.H. (1997) *Biogeochemistry: an analysis of global Change*. Academic press, San Diego, pp. 588.

Schimmel et al. (2001): *Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems*. Nature 414:169-172.

Schulze, E-D., Beck, E. & Müller-Hohenstein, K (2002) *Plant Ecology*. Springer Verlag.

Vitousek, P.M., Mooney, H.A., Lubchenco, J. & Melillo, J.M. (1977) *Human domination of earth's ecosystems*. Science 277:494-499.

Willert, D.J. von, Matyssek, R. & Herppich, W. (1995) *Experimentelle Pflanzenökologie*. Georg Thieme Verlag.

Wikipedia

Woodward, F.I. (1987) *Stomatal numbers are sensitive to increases in CO₂ from pre-industrial levels*. Nature 327 : 617-618.

© Halvor Aarnes, 2008/2012/2014