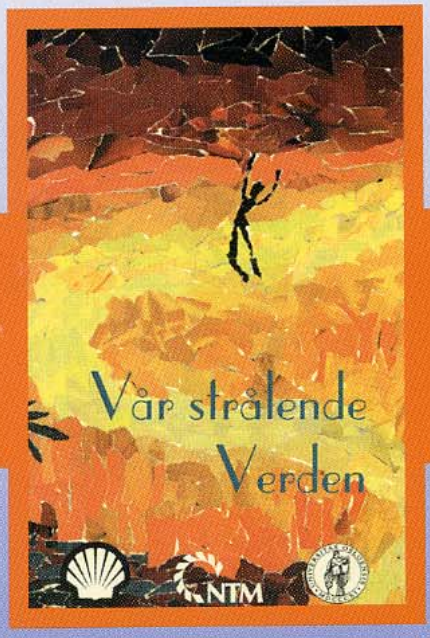
Deilig er den himmel..

blå

Ozonlag
UV-stråling
Drivhuseffekt



TEMAHEFTE 1

Thormod Henriksen
Ellen K. Henriksen
Tove Svendby

Fysisk institutt,
Universitetet i Oslo

TEMAHEFTE OM MILJØFYSIKK

laget til utstillingen

"Vår strålende verden"

på Norsk Teknisk Museum

Oppdatert våren 2005

Det er svært viktig med kunnskap når vi skal fatte vedtak i miljøspørsmål. Ved Fysisk institutt på Universitetet i Oslo gir vi informasjon om radioaktivitet, drivhuseffekt, ozonlag og UV-stråling.

I årene 1992 til 1995 ble den temporære miljøutstillingen ***Deilig er den himmel blå*** vist på Norsk Teknisk Museum. Utstillingen, som var et samarbeid mellom NTM og Universitetet i Oslo, ga informasjon om ozonlag, UV-stråling og drivhuseffekt.

I 1996 åpnet en mer permanent utstilling på museet: ***Vår strålende verden***. Den omhandler ozon og UV-stråling, drivhuseffekt og klima, radioaktivitet og helse, og nordlys.

I forbindelse med disse utstillingene har Fysisk institutt ved Universitetet i Oslo har laget tre temahefter:

Hefte 1, ***Deilig er den himmel blå,*** dreier seg om ozon, UV-stråling og drivhuseffekt.
Hefte 2, ***Vår strålende verden***, handler om radioaktivitet, røntgenstråling og helse.
Hefte 3, ***Nordlys***, er om nordlys.

Fagstoffet i heftene er popularisert, og alle som har interesse for disse emnene kan lese dem. Vi takker alle som har hjulpet til og en særlig takk til Per Einar Arnstad for tegninger og illustrasjoner.

Thormod Henriksen Ellen K. Henriksen Tove Svendby

På internett 2005

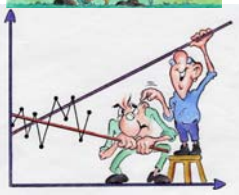
Ny forskning har ført til at heftene 1 og 2 nå er oppdatert. Vi har fått med nye spennende resultater når det gjelder både ozon og UV-strålingens helsemessige betydning. Vi tar også med en del nye betraktninger omkring klima og energiproduksjon. Det er et ønske at heftene skal bli tilgjengelige for flest mulig – og de legges derfor ut på internett.

Innhold

Her drøftes: ozon og ozonlaget — UV-stråling og helse — Drivhuseffekten

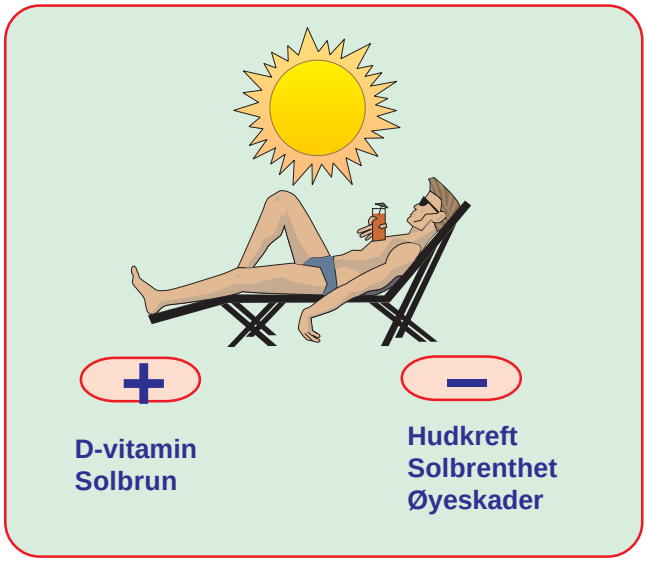
Ozon

Innledning – historikk 2
Det elektromagnetiske spekteret 4
Dannelse av ozon 5
Fordeling og måling av ozon 6
Globale og norske ozonmålinger 9
Ozonlagstrend 12
Nedbryting av ozonlaget 15
Ozonhullet i Antarktis 18
Heterogen ozonnedbryting 20



UV-stråling og helse

Ozon og UV-stråling 22
Virkningsspekteret (CIE og Setlow) 23
Effektivitetsspekteret og soldose 24
Effektive UV-doser 27
UV-stråling og D-vitamin 30
UV og huden 34
Soling og hudkreft 37
Mekanismene for kreftutvikling 39
Andre helseeffekter (øyet, immunforsvaret) 42
UV og liv i havet, UV og planter 44
Konklusjon om UV – Solråd 45



Drivhuseffekten

Definisjon av drivhuseffekten 47
Historikk 48
Klima (definisjon) 48
Klimavariasjoner gjennom tidende 49
Enkel modell for drivhuseffekten 50
Klimagasser – karbonkretsløpet 55
Modeller for økt drivhuseffekt 58
Konsekvenser av økt drivhuseffekt 60
Tiltak for å redusere drivhuseffekten 62
Gasskraft – rensing 64
Energikilder – oppsummering 65

OZON

Innledning

De fleste vet at ozon er en gass som finnes i atmosfæren – som blant annet beskytter den biologiske verden mot den ultrafiolette (UV) strålingen fra sola. Går vi bare 20 år tilbake i tiden, var det knapt noen – utenom enkelte forskere – som interesserte seg for ozonet høyt oppe i atmosfæren. De studerte mengden av ozon, hvordan den var fordelt over jorda og hvordan den endret seg fra dag til dag og med årstiden.

Idag er mange opptatt av ozonlaget, fordi vi slipper ut gasser til atmosfæren som kan øke nedbrytingen av ozon. Det vil i sin tur bety at mer UV-stråling fra sola kan nå ned til bakken – noe som kan gi både negative og positive effekter på livet på jorda.

Siden UV-strålingen bare utgjør ca. 2 % av energien i solstrålingen – vil et tynnere ozonlag ikke føre til nevneverdig oppvarming av jordoverflaten, og vil ikke ha noen direkte virkning på klimaet.

I første del av dette heftet skal vi se nærmere på ozonlaget og den rollen det spiller for livet på jorda.

Ozonmolekylet består av 3 oksygenatomer bundet sammen.

Historikk

Så tidlig som i 1879 foreslo franskmannen **A. Cornu** at det måtte være en gass i atmosfæren som absorberte UV-stråling. Grunnen var at solspektret sluttet så brått når en kom under bølgelengden 300 nm (se figur 1).

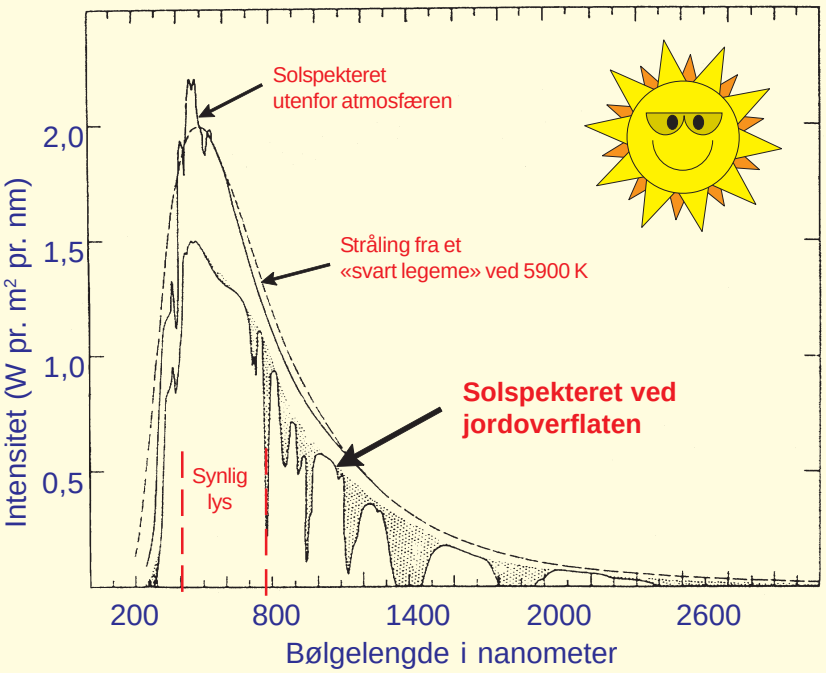
I 1912 studerte **Fabry og Buisson** hvordan ozon absorberte stråling. De sammenlignet resultatene med absorpsjon av sollys i atmosfæren, og de konkluderte med at det måtte være ozon i atmosfæren.

Det ble engelskmannen **Gordon M. B. Dobsons** livsoppgave å studere ozon i atmosfæren. Han konstruerte det etterhvert så berømte Dobson-instrumentet og startet regulære målinger i slutten av 1920-årene.

Dobson besøkte Tromsø i 1934 og hadde med seg et måleinstrument for ozon. Slik gikk det til at Norge kom usedvanlig tidlig med i ozonforskningen. Ved Nordlysobservatoriet i Tromsø var det i første rekke **Einar Tønsberg** og **Kaare Langlo** som var opptatt av ozonmålinger. I 1940-årene målte de ozon også i Syd-Norge (på Dombås og på Blindern), og Kaare Langlo tok en doktorgrad på disse målingene i 1951.

I 1948 startet Søren H.H. Larsen med ozonmålinger. Han var den første som målte ozon i polarområdene – i Longyearbyen på Svalbard i 1951. Da en noen år senere startet med ozonmålinger i Antarktis, ble det tatt utgangspunkt i S. H. H. Larsens målinger. En forventet å finne tilsvarende ozonverdier i Antarktis – men forskjøvet 6 måneder i tid fordi en var på den sydlige halvkule.

Det vakte derfor stor oppmerksomhet da en fant at ozonlaget over Antarktis var langt tynnere enn laget over polarområdene i nord – om våren.



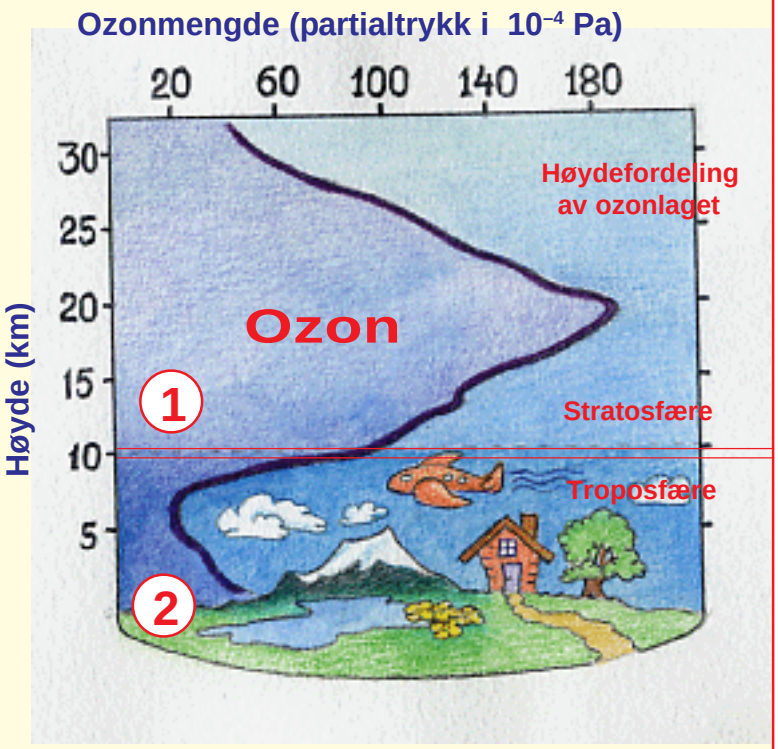
Figur 1. Solspektret viser hvor intens solstrålingen er ved ulike bølgelengder. Bølgelengden er gitt langs den horisontale aksen og intensiteten langs den vertikale. Her er vist spekteret når det treffer ytterkanten av atmosfæren og hvordan det ser ut når det treffer bakken. En god del absorberes av gasser i atmosfæren.

Hva er ozon ?

Ozonmolekylet består av tre oksygenatomer bundet sammen. De tre atmomene ligger ikke på en rett linje – de danner nærmest en trekant med en vinkel på 117°. Ozon har kjemisk formel O_3. Ved normal temperatur er ozon en gass. Den er usynlig, men har en stikkende lukt og reagerer lett med andre stoffer. Selv i små konsentrasjoner kan den skade planter.

Det meste av ozonet (mer enn 90 %) befinner seg 12 til 30 km over bakken (i stratosfæren). De største konsentrasjonene finnes i høydeområdet fra 15 til 25 km. Høydefordelingen er vist i figur 2. Vi ser at helt nede ved bakken er det også en del ozon.

Det er sikkert mange som lurer på hvordan ozonfordelingen kan bli slik. Svaret er at ozon dannes på ulike måter. Det er én «ozonfabrikk» ved bakken og en annen høyt oppe i atmosfæren. Den viktigste «ozonfabrikken» ligger ca. 40 km over bakken. Der oppe har vi mennesker forholdsvis liten påvirknings-evne. Vi er derimot viktige medspillere ved ozon-produksjonen som foregår ved bakken. Det er derfor et paradoks at vi er glade for ozonet som lages i høyden, mens vi misliker ozonet ved bakken.



Figur 2. Her er vist en skisse av høydefordelingen til ozon. Det er mest ozon i stratosfæren (området fra ca. 10 km til 50 km). Det er også ozon i troposfæren (Værsonen). Skillet mellom trosfæren og stratosfæren kalles tropopausen. Det er liten utveksling – det vil si få molekyler – som krysser denne grensen.

Ozongass i høyden er alltid et gode,
den plukker opp stråling på vei til vår klode.
Ozongass ved bakken kan skade naturen,
og luften vi puster blir giftig og uren.

UV-stråling – Bølgelengde og energi

Vi snakker mye om stråling. I figur 1 er vist solspekteret som treffer atmosfæren – og slik det ser ut når det treffer bakken. Solspekteret består av en rekke områder som vi har satt navn på. Vi har:

1. UV-stråling.
2. Synlig stråling.
3. Infrarød stråling – varmestråling.

Solspektret er en del av det elektromagnetiske spektret – og siden vi kommer til å nevne dette flere ganger viser vi det i figur 3. på neste side. Senere skal vi se at også jorda sender ut stråling (varme-stråling).

Felles for all stråling er at den transporterer energi. UV-stråling, lys og varmestråling er alle eksempler på **elektromagnetisk stråling.**

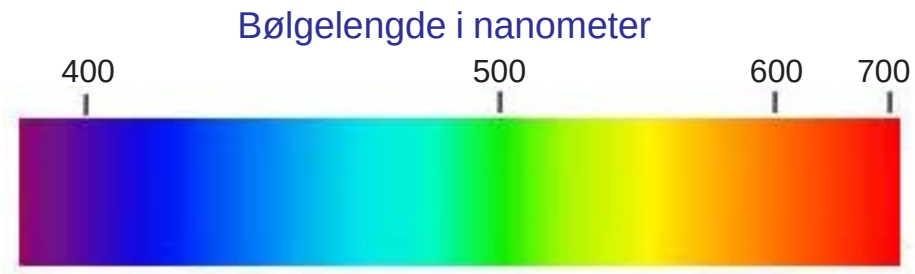
Hva er det som skiller de ulike typer stråling fra hverandre? Jo, det er bølgelengde og energi. Øyet er følsomt for stråling med bølgelengde fra ca. 400 til 750 nm *(nanometer)*.

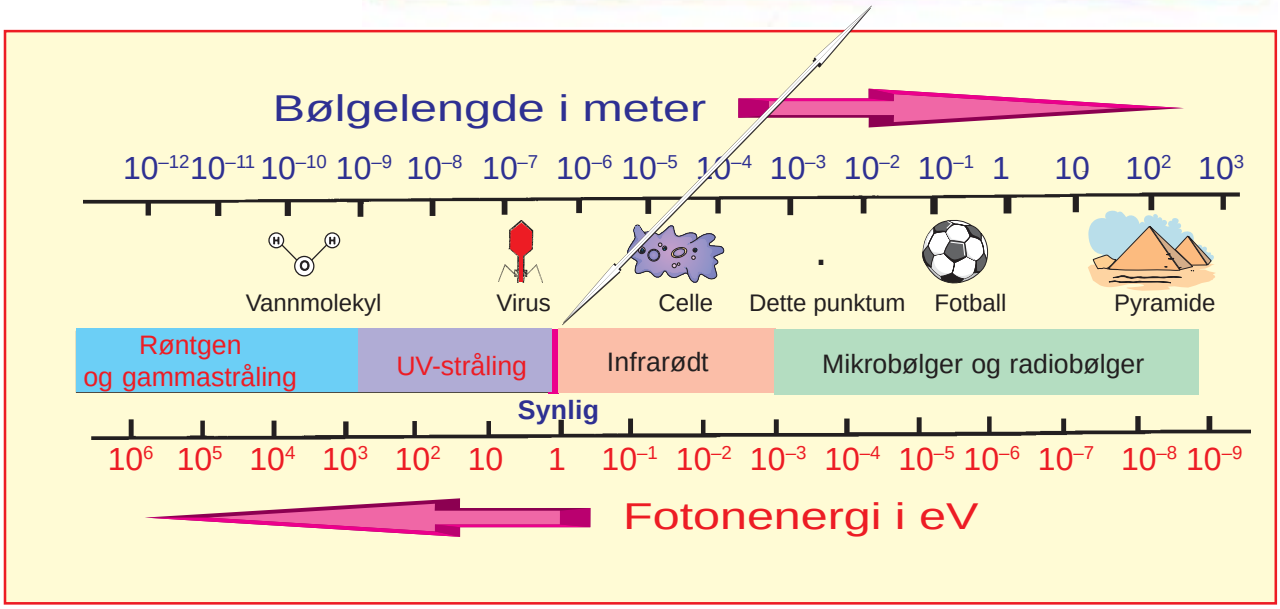
1 nm = 0,000001 mm = 10^{-9} m

Hvis bølgelengden på lyset er ca. 400 nm, er fargen fiolett. Hvis den er omkring 700 nm, er fargen rød. Blander vi alle bølgelengder, får vi «hvitt» lys. Stråling med bølgelengde fra 100 nm til 400 nm kaller vi UV. Av praktiske grunner deler vi dette området inn i 4 undergrupper:

UVA	**320 - 400 nm**
UVB	**280 - 320 nm**
UVC	**200 - 280 nm**
Vakuum UV	**100 - 200 nm**

Den synlige delen av solspekteret (regnbuen) går fra ca. 400 nm til 750 nm. Det hvite sollyset inneholder alle fargene.





Figur 3.Det elektromagnetiske spekteret. Du kan lese og angi det på mange måter. Øverst er angitt bølgelengde (som øker mot høyre) – nederst er det angitt i energi (som øker mot venstre) – og i midten er det elektromagnetiske spektrets områder gitt med navn. For å gi et bilde av spennvidden med hensyn til størrelsen av bølgelengden er det i den øvre delen gitt en del ting vi vet størrelsen på. De er plassert på bølgelengeskalaen omtrent der de passer inn. Den synlige delen – som er en liten del av spekteret – er vist for seg øverst (hvit pil). Det synlige spektret går fra ca. 400 nm til ca. 750 nm og inneholder alle regnbuens farger.

Energi – bølgelengde

Energien til strålingen henger nøye sammen med bølgelengden. Det betyr at vi kan bestemme energien når bølgelengden er gitt og vice versa.

Sammenhengen mellom bølgelengde (λ) og energi (E) for et foton er gitt ved formelen:

$$E = \frac{hc}{\lambda}$$

Her er:
h = $6{,}63 \cdot 10^{-34}$ Js (Plancks konst.)
c = $3 \cdot 10^{8}$ m/s (lyshastigheten).

Dette gir igjen en formel der energien er gitt i elektronvolt (eV) og bølgelengden i nm.

$$E(eV) = \frac{1240}{\lambda(nm)}$$

Du ser da at stråling med kort bølgelengde har **stor** energi – og stråling med lang bølgelengde har **liten** energi. Følgelig har UV-stråling (med kort bølgelengde) mer energi enn synlig lys.

Når energien på strålingen blir mer enn ca. 6 eV er den stor nok til å ionisere (sparke ut et elektron) fra de fleste molekyler. Da snakker vi om ioniserende stråling (for eksempel røntgenstråling). Med formelen vi har over, ser en at UV-stråling med bølgelengde 200 nm har en energi på 6,2 eV. Det betyr at UV-strålingen går over til å bli ioniserende stråling.

Hvordan lages ozon ?

Ozon dannes fra to «råstoffer»: **oksygenatomer (O)** og **oksygenmolekyler (O_2).**

Oppskriften er:

$$O + O_2 = O_3$$

Det er rikelig med oksygenmolekyler i atmosfæren (hele 21%), og ozonproduksjonen begrenses derfor av det andre «råstoffet» (det vil si, av enkle oksygenatomer).

Nøkkelen til å danne ozon ligger i å skaffe enkle oksygenatomer. De dannes på én måte nede ved bakken og på en annen måte høyt oppe i atmosfæren – det er derfor vi sier at vi har to ozonfabrikker.

Ozon ved bakken

Nede ved bakken kan oksygenatomer dannes fra nitrogenoksider (NO og NO_2) og sollys. Nitrogenoksidene produseres i små mengder i forbrenningsmotorer (bl.a. biler). Det betyr at ozon dannes i områder der det er mye forurensning og sollys, som for eksempel i storbyer som Los Angeles.

I Norge er det mest bakkenært ozon når vinden fører med seg luft fra de deler av Europa der det er mye forurensning. Det er Mellom- og Øst-Europa der energiproduksjonen er basert på kull.

Ozon i stratosfæren

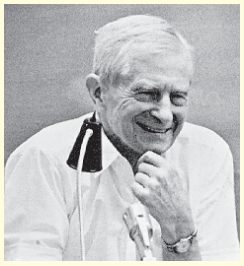
Høyt oppe i atmosfæren dannes oksygenatomer ved hjelp av UV-stråling fra sola.

UV-stråling med stor energi blir absorbert av oksygenmolekyler høyt oppe i atmosfæren . **Hvis energien er større enn 5,11 eV vil sollyset splitte oksygenmolekylet til 2 oksygen-atomer.**
Dette illustreres nederst på siden.

Ozondannelsen er mest effektiv i en høyde på ca. 40 km – og selvsagt over de områder der sola er mest intens – det vil si ekvatorområdene.
Ozonmolekyler som blir dannet høyt oppe i atmosfæren, kan lett spaltes igjen av solstrålingen. Det betyr at for å «overleve» lengst mulig må ozonmolekylene komme seg til områder der solstrålingen er mindre intens. Mulighetene ligger i at ozonmolekylene enten kommer nedover i stratosfæren eller til høyere breddegrader. Dette fører til en global ozonfordeling som varierer med sted og tid på året fordi den er avhengig av vindsystemene.

$O – O_2 – O_3$ i atmosfæren

Vi finner oksygen i alle tre formene i atmosfæren – selvsagt aller mest i form av molekylært oksygen. Ozon dannes fra solstrålingen høyt oppe og kan brytes ned igjen av solstrålingen. Geofysikeren Sydney Chapman trodde at all ozon dannelse og nedbrytning var basert på disse tre formene av oksygen.

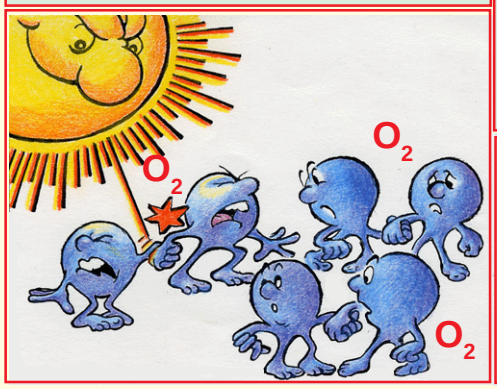


Sydney Chapman

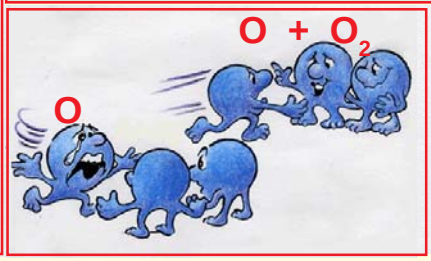
Illustrasjon av ozondannelsen i stratosfæren

En får dannet O-atomer når sola spalter oksygenmolekylet. Energien må være større enn 5,11 eV. Det betyr at en må ha fotoner med en bølgelengde ***mindre*** enn 242,4 nm. Slik stråling stopper høyt oppe – og dannelsen er mest effektiv i 40 km høyde.

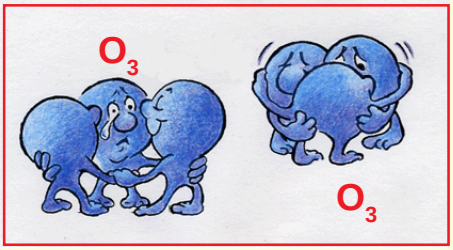
$$O_2 \xrightarrow{\text{UV-stråling}} O + O$$



Energirik solstråling splitter oksygenmolekylet (O_2) og danner O-atomer.



Oksygenatomene (O) reagerer med O_2.



Det dannes ozon (O_3).

Fordeling av ozon

Før vi går løs på måling og nedbryting av ozon, skal vi se litt på den globale fordelingen. Vi skiller mellom høydefordelingen og den geografiske fordelingen.

Høydeforedeling

I figur 2 ser du hvordan ozon normalt er fordelt i høyden. Det er et maksimum i høydeområdet 15 til 25 km. Hvilket høydeområde som har de største konsentrasjonene, varierer litt med årstid og geografisk sted.

En metode for å bestemme høydefordelingen av ozon, er ballonger som bringer med seg en målesonde. Ballongene fylles med helium, og sonden måler ozon (kjemisk) idet ballongen stiger opp. Resultatet sendes tilbake til bakken via radio. Ballongene når opp til ca. 30 – 35 km.

Det er også mulig å måle høydefordelingen ved hjelp av **lidar.** Det er en metode som ligner på radar – men en bruker laserlys og ikke radiobølger. På Andøya i Nordland, i tilknytning til rakettbasen, er det nå innstallert en ozon-lidar (målestasjonen har fått navnet ALOMAR).

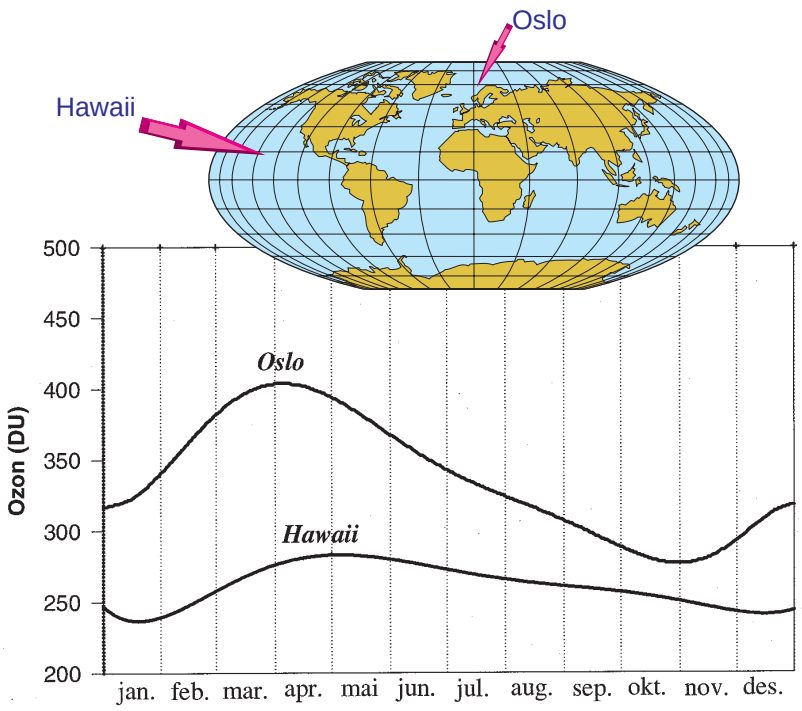
Kunnskap om høydefordelingen er viktig for å finne ut hvordan ozonnedbrytning foregår. Når det gjelder ozonets rolle som beskyttelse mot UV-stråling, er det imidlertid **totalmengden** av ozon som er av betydning, ikke hvor i atmosfæren den befinner seg.

Geografisk

Hvis ozonet er til for å beskytte livet på jorda mot UV-stråling, burde ozonlaget vært tykkest ved ekvator, der sola er sterkest. Deretter burde det avta gradvis mot polene. I virkeligheten finner vi det motsatte!

Selv om det dannes mest ozon nær ekvator, er likevel ozonlaget tynt i dette området. Tykkelsen er omkring 220 til 280 DU (enheten DU er definert på neste side) og den varierer lite med årstidene (se figur 4). Det er vindsystemene som gjør at det er mer ozon over våre breddegrader enn over ekvatorområdene. Ozonlaget er tykkest ved 60° til 70° N (Oslo ligger på 60° N og Tromsø på ca. 70° N).

Ozonmengden også varierer med lengdegraden. Om vinteren er det betydelig mer ozon over Sibir, Alaska og Nord-Canada enn det det er i Skandinavia (se de globale kartene).



Figur 4. Middelverdien av ozon gjennom året for Oslo og Hawaii i perioden 1980-1990. Ozonlaget er tynnere, og varierer mindre, over Hawaii enn over Oslo.

ALOMAR på Andøya

På nordspissen av Andøya ligger en forskningsstasjon (Andøya Rocket Range) som har utstyr til å studere atmosfæren ved hjelp av raketter og ballonger. På fjellet over rakettbasen ligger Alomar (det står for «*Arctic Lidar Observatory for Middle Atmospheric Research*»). Her kan en ved hjelp av lasere studere høydefordelingen av ozon.

Hvordan måles ozon?

Ozon **absorberer** UV-stråling fra sola. Det betyr at ozon tar opp energien i UV-strålingen og bruker den til å bryte kjemiske bindinger og til å produsere varme. Absorpsjon innebærer at strålingen blir *«spist opp»* av ozonmolekylene. Vi kan bruke denne absorbsjonen til å måle tykkelsen på ozonlaget.

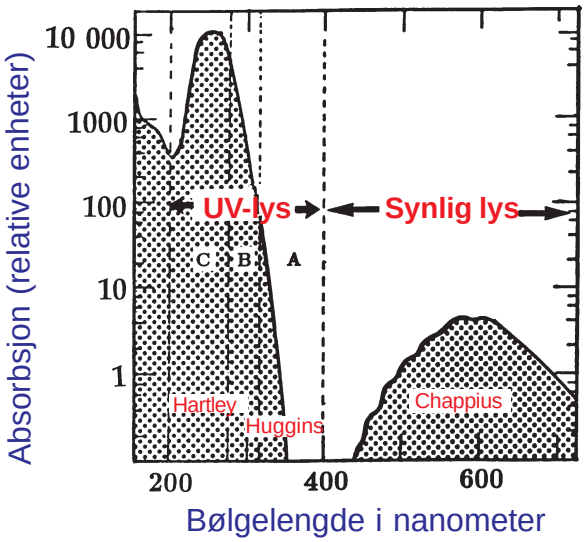
Ozonmåling

Hvis det kommer ***mye*** UV-stråling ned til bakken, er det lite ozon i atmosfæren. Kommer det ***lite*** UV-stråling ned til bakken, er det mye ozon.

Vi måler mengden av UV -stråling som trenger gjennom ozonlaget. Det gir oss ozonlagets tykkelse.

For å kunne måle nøyaktig er det viktig med gode kunnskaper om hvordan ozon absorberer solstråling. Det er vist i figur 5. Vi bruker absorbsjonen i UV-området og bruker to (eller flere) bølgelengder.

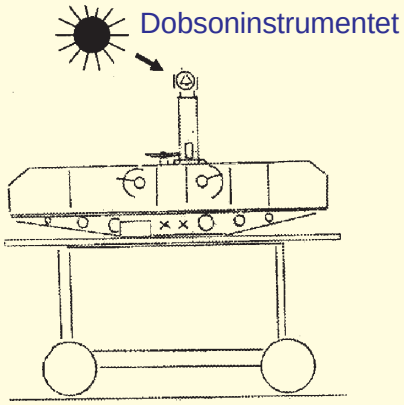
De sikreste ozonmålingene baseres på stråling som går gjennom ozonlaget og treffer instumenter som står på **bakken.** Vi kan også bruke instrumenter som er plassert i satellitter. Da vil solstrålingen gå ned i ozonlaget og reflekteres (blir spredt tilbake) til instrumentet i satellitten.



Figur 5. Absorpsjonsspekteret til ozon i bølgelengdeområdet fra 180 nm til 800 nm. De ulike delene av spekteret har fått navn etter forskere som arbeidet med det. Vi har Hartley-båndet, Huggins-båndet og i den synlige delen – Chappius-båndet.

Bakkemålinger

Alle målinger før 1978 er basert på bakkeinstrumenter – og det var alltid av typen Dobsoninstrumenter. G. M. B. Dobson konstruerte dette i slutten av 1920-årene. Det ble laget mer enn 100 slike instrumenter og alle var gitt et nummer. I Norge hadde vi ialt 3 slike instrumenter (nr. 8, 14 og 56) og målingene hos oss startet i 1934. Standardinstrumentet (som de andre ble kalibrert mot) er nr. 83 som ble plassert på Mauna Loa på Hawaii.



Her er vist en skisse av det berømte Dobsoninstrumentet som G. M. B. Dobson konstruerte omkring 1930. Dobsoninstrumentet var ca. 1,5 m langt og sto ofte på en tralle. Målingene var manuelle og en måtte rulle instrumentet ut i det fri når en skulle måle – både sommer og vinter. Disse instrumentene er nå stort sett «pensjonert» og en har fått nye automatiske instrumenter som er datastyrt. Men de aller fleste målinger før ca. 1990 er basert på dette instrumentet.

Gordon M. B. Dobson
(1889–1976)

Måleenhet for ozon

Måleenheten som brukes for å angi tykkelsen på ozonlaget kalles en **dobsonenhet** (forkortes DU).

En dobsonenhet defineres på følgende måte:

Hvis vi tok alt ozon i atmosfæren og presset det sammen til samme trykk som ved bakken, ville vi få et lag på 2 til 5 mm.

Et lag på 1 mm er 100 Dobsonenheter (100 DU).

I 1980-årene kom det et nytt bakkeinstrument i drift – det såkalte **«Brewerinstrumentet»** (se bilde nedenfor). Det ble utviklet av Alan W. Brewer i 1973. Tallet på slike instrumenter har økt raskt og i år 2000 var det 165 slike i drift rundt om i verden.

Brewerinstrumentet er styrt av et dataprogram. Det styrer instrumentet slik at det til enhver tid kan «se» direkte mot sola. Vi kan måle så ofte vi måtte ønske, men målinger utført midt på dagen mot direkte sol er de sikreste. Videre kan det programmeres slik at en kan få nye data så ofte en måtte ønske. Vi har Brewerinstrumenter i drift på Blindern og på Andøya i NordNorge.

På bildet under ser du det Brewerinstrumentet som står på taket på Kjemibygningen på Blindern. Det er tatt en vinterdag med Holmenkollen i bakgrunnen. Det var i flere år Finn Tønnessens oppgave å holde instrumentet i topp stand. Du ser at det hviler en del betongblokker på beina til instrumentet for å hindre at det flytter seg i dårlig vær. Den øverste delen av instrumentet dreier med sola hele dagen.

Finn Tønnessen (1930 – 2003)

Satellittmålinger

Fra 1978 har en brukt satellitter til ozonmålinger. De går i en sirkelbane ca. 800 km over bakken og over begge polene. Omløpstiden er ca. 100 minutter. Solstrålingen går ned i ozonlaget og blir spredt tilbake til satellitten.

Fordelen med satellitter er at en kan måle på svært mange steder i løpet av en dag. Målingene er mer usikre enn de en får fra de beste bakkestasjonene. Det er også et drawback at en vanskelig kan rette på feil som oppstår i instrumentene. Det oppsto en feil på instrumentet ombord på den første ozonsatellitten (Nimbus 7) som førte til gale målinger midt på 1980-tallet. Pussig nok viste målingene fra satellitten at ozonlaget stadig ble tynnere, men samtidig avvek de mer og mer fra bakkestasjonene. En klarte å korrigere for denne feilen.

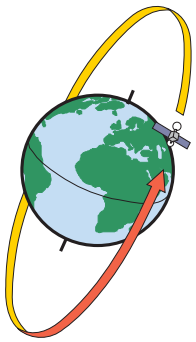
Det viktigste måleinstrumentet som brukes i satellittene heter **TOMS** (det står for «**T**otal **O**zone **M**apping **S**pectrometer»). Det første av disse instrumentene (ombord i satellitten Nimbus 7) målte fra oktober 1978 til mai 1993. I 1996 kom satellitten Earth Probe – og den måler fortsatt. Måleresultatene presenteres i form av fargekart. Du kan finne et eksempel på neste side.

I heftet her viser vi både satellittdata og bakkemålinger – og videre ozonkart der de fleste målinger er samlet.

TOMS

Vi har til nå hatt følgende satellitter som har målt ozon med instrumentet TOMS:

1. Nimbus 7
   1978–93
2. Meteor 3
   1991–94
3. Adeos
   1996–97
4. Earth Probe
   1996–



GUV-instrumentet

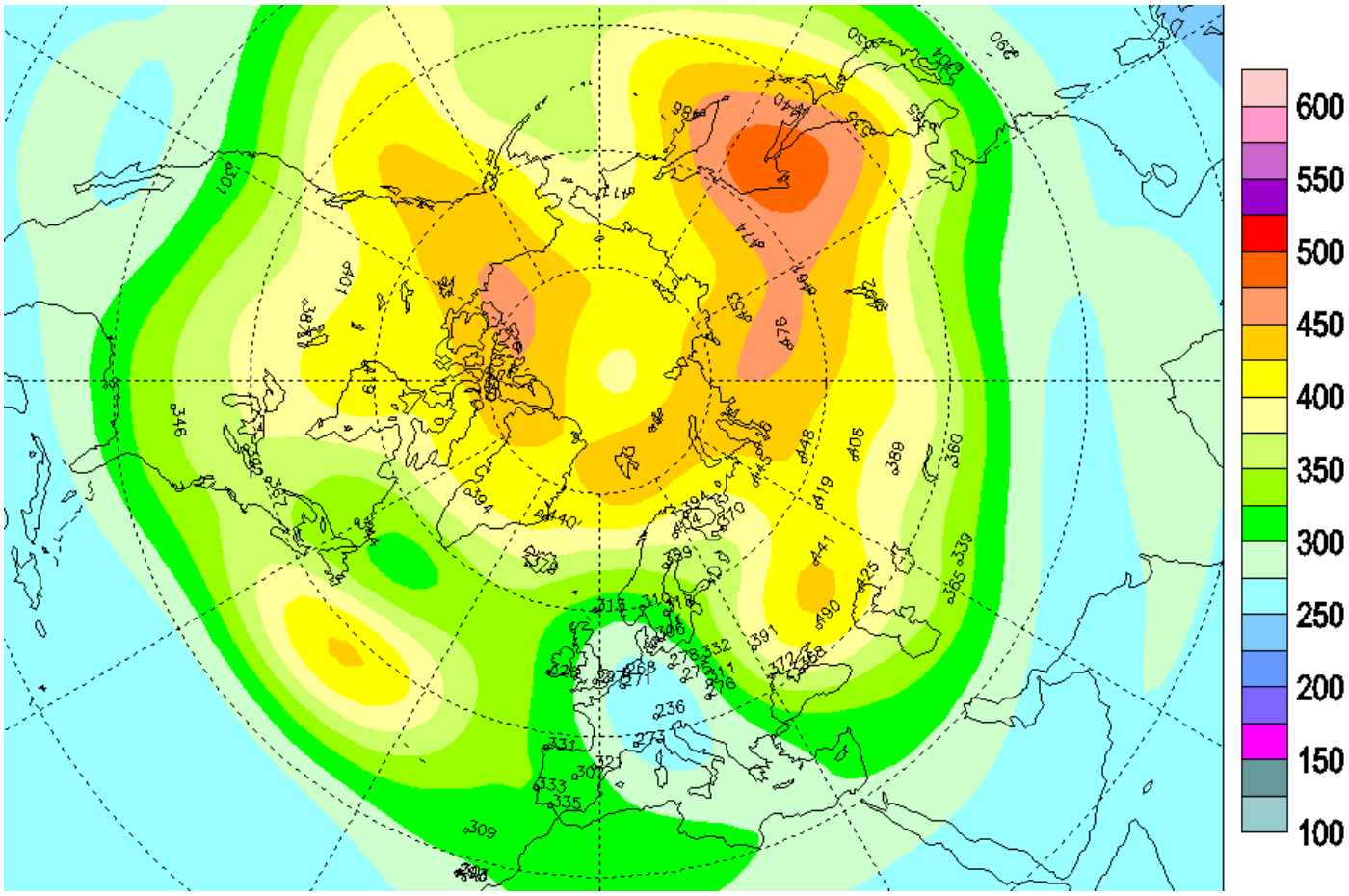
Vi må også nevne et lite datastyrt instrument som kalles GUV-511. Det måler UV-stråling sentrert rundt bølgelengdene 305 nm, 320 nm, 340 nm og 380 nm. Disse målingene gir muligheter for å bestemme ozonmengde og UV-doser. Det kommer vi tilbake til. Bildet viser GUV på Blindern.

Ozonmålinger og hvordan de presenteres

Vi skal først vise hvordan ozonmålinger kan presenteres med fargekart. Målinger blir gjort med både bakkeinstrumenter og med instrumenter plassert i statellitter. For å få oversikt over situasjonen blir målingene samordnet og presentert – med tall (de er da gitt i dobsonenheter) – og fargekodet. Bestemte ozonnivåer gis en bestemt farge slik at en raskt kan se hvilke områder som har de samme ozonverdier. Det er **WOUDC** (det står for "The **W**orld **O**zone and **U**ltra **V**iolet **D**ata **C**entre") som samler inn data og gir oversiktene.

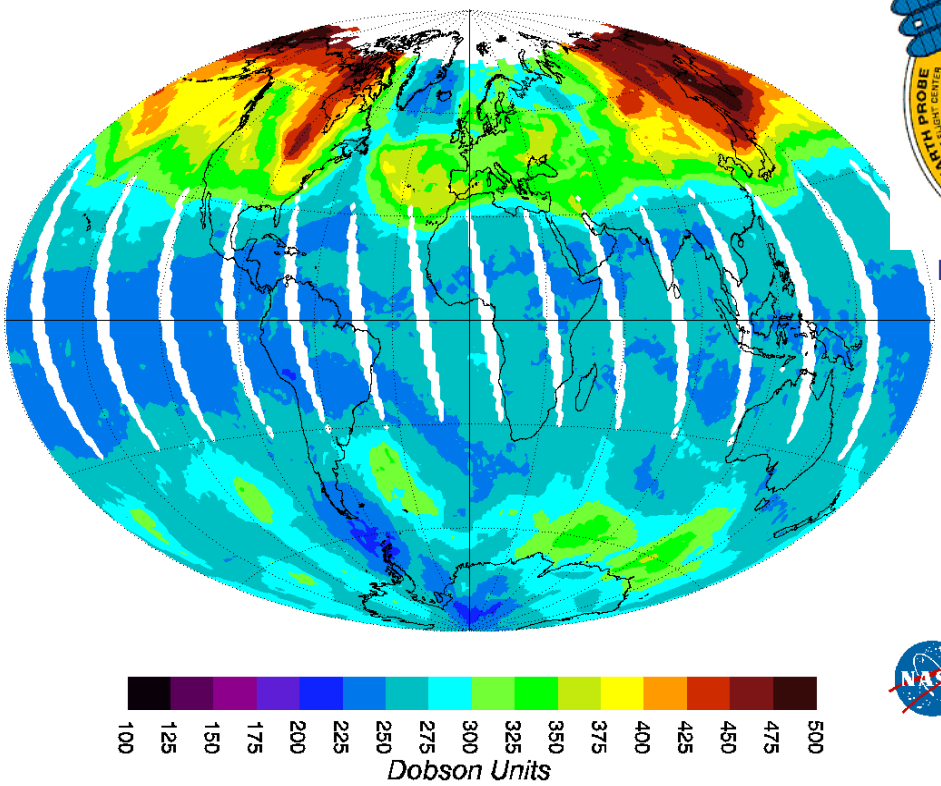
På kartet under er en oversikt over ozonverdiene som er målt en tilfeldig dag i mars 2005.

Ozonverdier på den nordlige halvkule 20 mars 2005



The World Ozone and Ultra Violet Data Centre (WOUDC) operates a scientific archive and database providing a variety of ground-based ozone data sets to the international scientific community. There are over 300 stations represented in the archive with over 35 years of continuous data for some sites. Data sets include total column ozone, surface ozone, vertical profile data from ozonesonde flights, lidar measurements and the Umkehr technique. These ground based observations are used to generate maps over a wide area such as the Northern Hemisphere - the point observations are plotted and the space between them is interpolated. Kartet gjelder 20. mars 2005.

Satellittdata



Logoen til TOMS

Her ser du den globale fordeling av ozon 1. mars 2005. De hvite stripene, og det hvite området rundt Nordpolen er områder der TOMS-instrumentet ikke klarte å måle. Rundt Nordpolen er det for lite sollys på den tiden av året. Når satellitten går rundt jorda dekker den i hvert omløp en stripe rundt jorda. Disse stripene overlapper ikke i ekvator-områdene – derfor er det ingen målinger. Du må bruke farge-koden som er gitt. Kartet viser en normal situasjon for årstiden. Det er mest ozon over de nordlige områdene. Vi ser også at Skandinavia har mindre ozon enn andre områder på samme breddegrad. Slik har det vært til alle tider. Men ozonmengden varierer betydelig fra dag til dag – likesom været.

Ozonmålinger i Norge

Mange er interessert i ozonlagets tykkelse. Vi skal vise en del resultater fra målingene som er gjort i Oslo. Andre målestasjoner har tilsvarende data.

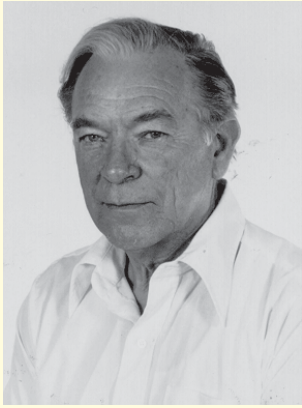
I figur 6 på neste side ser en at ozonverdiene varierer betydelig fra én dag til den neste. Det er særlig om vinteren og våren det er store variasjoner. Vi kan slå fast at vi har de høyeste verdiene om våren (ved påsketider).

De daglige variasjoner kan være både 20 – 30 %. I figur 6 ser vi for eksempel at ozonlaget varierte fra 230 DU til 470 DU i løpet av en uke i februar 2000.

De daglige ozonmålingene sier for de fleste lite – det er nok heller middelverdier og trend som har interesse. Men de daglige ozon-verdiene har selvsagt sammenheng med mengden av UV-stråling som når ned til bakken. Derfor er ozonmålingene knyttet sammen med UV-målinger. UV-målingene er også avhengig av skydekket – som er viktigere enn ozon.

Du finner både ozonmålinger og UV-målinger på Internett.

http://www.fys.uio.no/plasma/ozone/
http://uvnett.nrpa.no/uv/



Søren H. H. Larsen (1920 – 1997) hadde i mange år ansvaret for de norske ozonmålingene. Han har stått for de fleste eldre måleresultater vi har.

Middelverdier

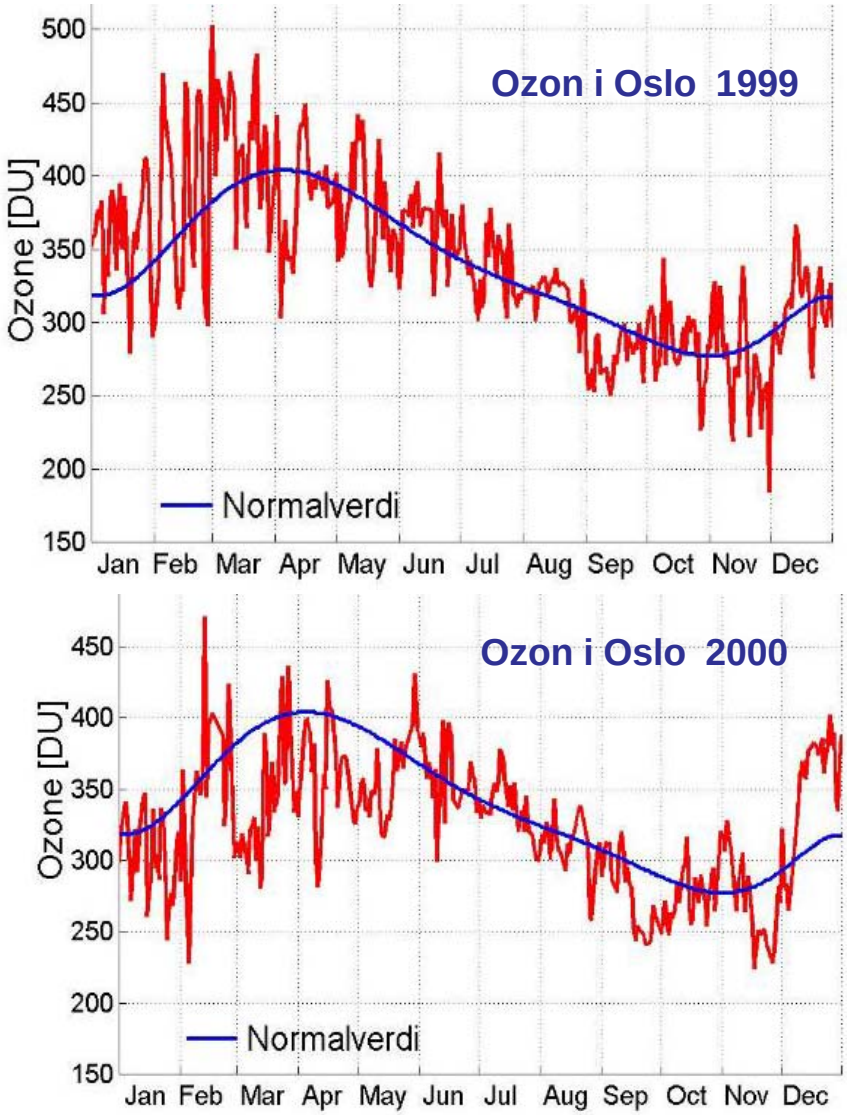
Middelverdien av ozonmålingenefra 1978 til 1990 i Oslo er vist ved den blå kurven i figur 6 («normalverdien»).

I 1994 var ozonlaget omtrent som i et normalår, mens det både i 1992 , 1993 og 1996 var tynnere enn normalt. Det er særlig i vinter- og vårperioden vi har hatt lave verdier.

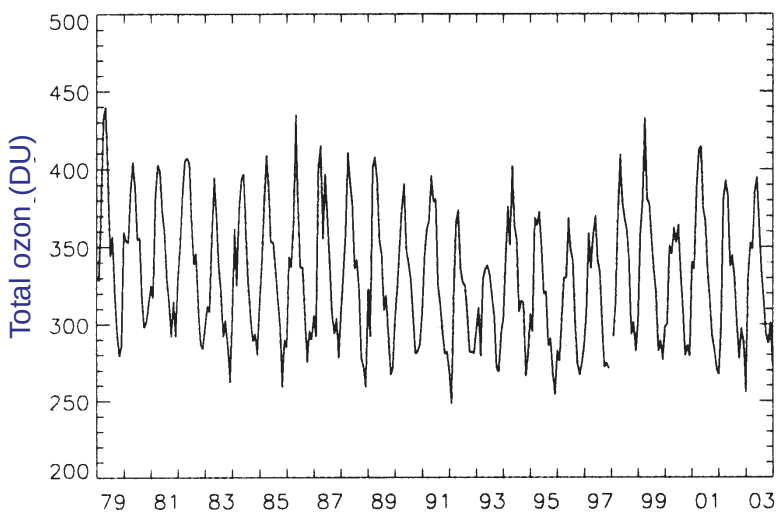
Middelverdien av målingene for en måned kalles **månedsverdien**. I figur 7 ser vi månedsverdiene for Oslo for perioden 1978 til 2004. Figuren viser den årlige gang med de høyeste verdiene i mars-april og de laveste i oktober-november.

I ozondebatten som raste for en del år tilbake var det vanlig å dele opp året i vinter og sommer. Vinterverdien var middelverdien av de 4 månedene desember – mars. Sommerverdien var middelverdien for de 4 månedene mai – august.

Med hensyn til UV-stråling hos oss i nord – er det selvsagt sommerverdien som er av interesse. Vinterstid er det svært lite sol. Vinter og sommerverdienes utvikling i perioden 1978 til 2002 er gitt i figur 8 på neste side.



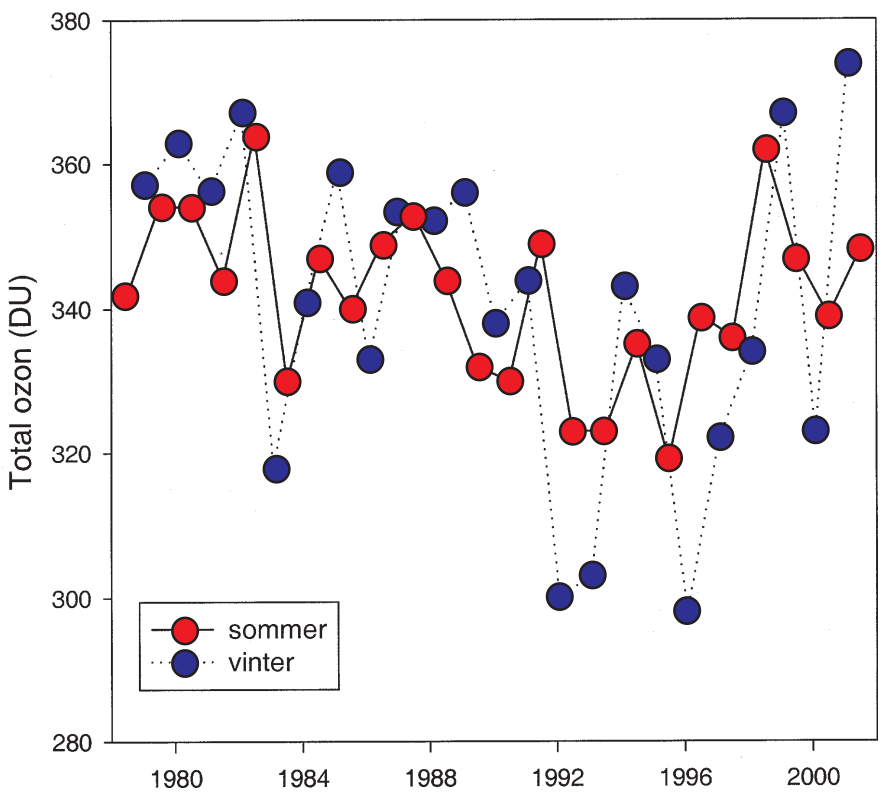
Figur 6. De daglige ozonverdiene for Oslo varierer betydelig. Her er vist målingene for 1999 og 2000. Den heltrukne kurven viser middelverdien for årene 1978 - 1990. De største variasjonene finner en om vinteren og våren. Det er langt roligere i månedene juni, juli og august da solstrålingen er på sitt høyeste.



Ozonmålinger i Oslo

Årsmiddel	331 DU
Sommermiddel	342 DU
Vintermiddel	341 DU
Minste målte verdi	181 DU
Største målte verdi	580 DU

Figur 7. Ozonmålinger (månedsmiddelverdier) i Oslo fra 1978 til 2004. De høye verdiene er mars – april og de laveste oktober – november. De laveste verdiene hadde vi i begynnelsen av 1990-årene.



Figur 8. Her er vist Oslomålinger for perioden1978 – 2002. *Vinter-verdiene* (det vil si månedene desember – mars) *er gitt med blå punkter* og *sommerverdier* (mai – august) er gitt med røde punkter.

Utviklingen av ozonlaget – trend

Det er blitt målt ozon en rekke steder rundt om i verden siden 1930-årene. De fleste måleseriene strekker seg bare over relativt kort tid. Eldre målinger ble gjennomført med utstyr og teknikk som er forskjellig fra dagens. Det gjør sammenligninger vanskelige. Gjennom de siste 20 – 25 år er det gjort kontinuerlige ozonmålinger en rekke steder. Disse målingene er anylysert og det er blitt populært å snakke om en utvikling eller trend. Med data, slik en finner de i figurene 7 og 8, kan vi antyde en trend for perioden eller for en del av perioden.

Det som trigget den store ozondebatten var at en artikkel i tidsskriftet *Nature* av Mario Molina og Sherwood Rowland i 1974. De pekte på det faktum at vi i økende grad brukte og slapp ut i atmosfæren de stabile klor-fluor-karbon gassene (KFK-gasser). De hadde lang levetid i atmosfæren og kunne etterhvert komme til høyder hvor ozonlaget er – og dermed bryte ned ozon (se den engelske teksten under bildet av Rowland og Molina).

De fleste trendanalyser startet omkring 1978 – 80 og de viste at ozonlaget var i ferd med å bli tynnere. Dette støttet derfor den hypotese Rowland og Molina fremsatte – at KFK-gassene bidro til ozonnedbryting. Nedbrytingen var størst på vinterstid men også sommerverdiene (som er de biologisk interessante) viste en nedadgående trend. I tillegg til dette kom oppdagelsen av ozonhullet i Antarktis i 1985 (se senere) som også ble forklart med KFK-gasser.

Dette førte til en intens ozondebatt der forskere, miljøorganisasjoner og politikere deltok. Det var mange som fremsatte dystre fremtidsutsikter med et stadig min-kende ozonlag og dermed økt mengde UV-stråling. Økt UV-stråling mente en ville ha en negativ innflytelse på livet på jorda og i havet. Det ble til og med tallfestet hvordan tallet på hudkreft ville øke – og det virket svært skremmende.

Et viktig poeng i debatten var at ozonnedbrytingen trolig var menneskeskapt. Det var mange som hevdet at våre utslipp av KFK-gasser, som startet omkring 1950, som var årsaken til ozonnedbrytingen.
Ut av debatten kom så Montrealavtalen i 1987 som førte til restriksjoner med hensyn til utslipp av KFK-gasser. Avtalen er senere forsterket og det er nå forbud mot slike utslipp. Vi skal senere se at KFK-gassene er drivhusgasser – noe som gjør det viktig å hindre utslipp til atmosfæren.

Mario Molina

Sherwood Rowland

Dette er sakset fra artikkelen i Nature:

Chlorfluoromethanes are being added to the environment in steadily increasing amounts. These compounds are chemically inert and may remain in the atmosphere for 40–150 years, and concentrations can be expected to reach 10 to 30 times present levels. Photodissociation of the chlorfluoromethanes in the stratosphere produces significant amounts of chlorine atoms, and leads to the destruction of atmospheric ozone.

Rowland og Molina fikk i 1995 nobelprisen i i kjemi sammen med Paul Crutzen for kjemisk nedbrytning av ozon.

Ozonlaget før 1950 – og KFK-utslipp

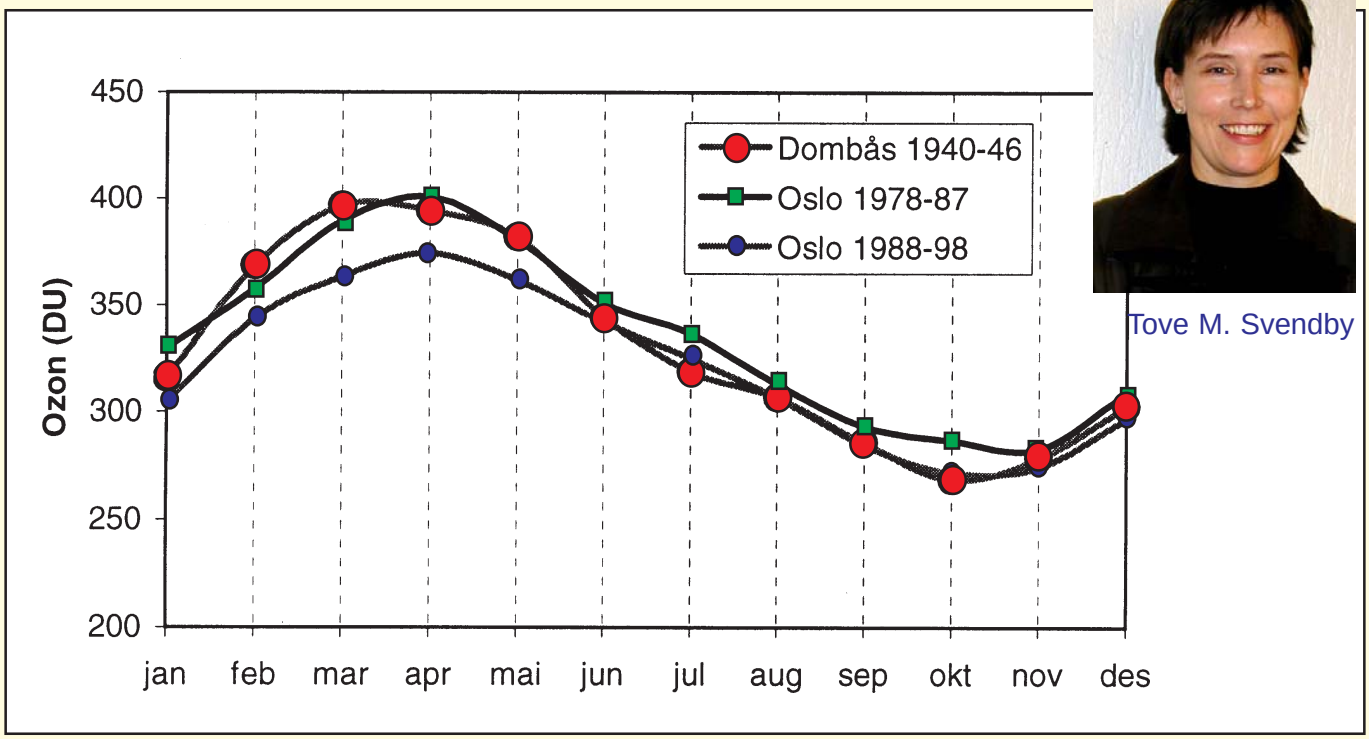
Det som manglet i ozondebatten, var det faktum at ingen med sikkerhet kunne fortelle hva det «normale» ozonlaget skulle være. Hvordan var det før KFK-gassene kom til?

Før 1950 var det ytterst få målestasjoner som var i drift. Vi kjenner til målinger i Arosa i Sveits, i Tromsø og på Dombås. Disse stasjonene brukte det gamle Dobson-instrumentet, men med andre innstillinger enn dagens (det gjelder bølgelengder og spaltebredder) Det oppsto derfor et sterkt ønske om omfattende reanalyser.

De gamle data er reanalysert og lagt frem i to doktorgrads-avhandlinger (Trond Svenøe med data fra Tromsø og Tove Svendby med data fra Dombås).

Dombås-målingene er vist i figur 9 sammen med data fra Oslo for de to ti-årsperiodene 1978 – 1987 og 1988 – 1998. Resultatene gir grunnlag for en del interessante tanker angående de spørsmål som har vært fremme i ozondebatten.

Tove M. Svendby



Figur 9. Ozonlagets årstidsvariasjon i Sør-Norge. Kurven for Dombås viser middelverdien av målingene for perioden 1940–46 (juni 1946). Det er videre to kurver for Oslo som gjelder målinger som er gjort siden 1978. De største endringene finner vi for perioden januar til mai. For de viktige sommermånedene er endringene små. (Figuren er hentet fra Tove M. Svendbys doktorgrad, 2002.)

Vi kan slå fast at det *ikke* har vært noen dramatisk endring i ozonlaget de siste 50 årene. De endringer som en ser er knyttet til vinter- og vårmånedene. For den viktige sommerperioden er det små endringer. Det er heller slik at ozonlaget for 50 år siden var tynnere enn i dag. Dombås-målingene viser videre at årstidsvariasjonen var omtrent den samme den gang som nå.

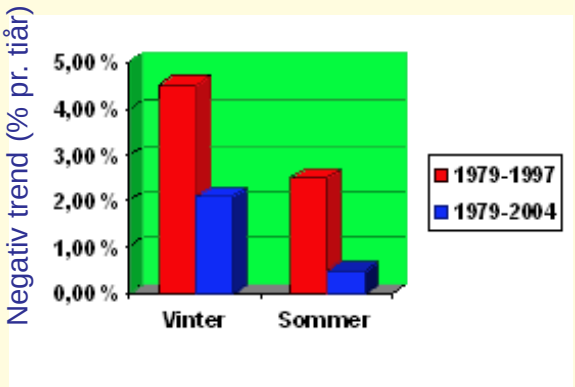
Av data som ikke er tatt med, kan vi slå fast at ozonmengden varierte betydelig fra år til år i 1940-årene. Samlet var det en negativ trend i 1940-årene. Vi kjenner ikke årsaken til dette, men det viser seg at det var en lignende trend både i Arosa og i Tromsø. Omkring 1940 var det høyere verdier enn i 1946!

Trend for norske data

Fra 1978 har vi kontinuerlige målinger ved Universitetet i Oslo. Det var Dobsoninstrumentet som ble brukt frem til 1998 da det ble erstattet med Brewerinstrumentet.

Hvis vi tilpasser målepunktene i en periode til en rett linje får vi det som kalles trenden for perioden. Da vi laget dette heftet i 1997 var årstrenden for perioden 1979 –1997 negativ og ca. 4,5 % pr. tiår. Tar vi med de siste 7 årene (perioden 1979 – 2004) er årstrenden fortsatt negativ, men nå bare ca. 2,1 % pr tiår. Dette viser tydelig noe av problemene. Det er perioder der trenden er negativ og perioder der den er positiv. Hvis vi skal våge oss til å tippe er det trolig at ozonmengden i atmosfæren er konstant i tid – men at fordelingen på jorda vil variere med variasjonen i vindsystemene.

Deler vi opp året i sommer og vinterverdier finner vi følgende:



Figuren viser at den negative trenden var betydelig større for perioden 1978 – 1997 sammenlignet med perioden 1978 – 2004. Det er bare et bevis for at en må være forsiktig med hensyn til trend.

Konklusjon

Trendverdier er noe en lett kan bli lurt av. Over våre områder, kan en finne perioder med både negativ og positiv trend. Når det gjelder målinger fra 1978 og frem til idag (figurene 7 og 8), må vi nevne to kraftige vulkanutbrudd som har hatt en effekt på ozonlaget. Det var et utbrudd fra vulkanen *El Chichon* i Mexico i april 1982 og et utbrudd fra vulkanen *Pinatubo* på Filippinene i juni 1991.

Trendverdier som starter *etter* et kraftig utbrudd og ender *før* det neste utbruddet, blir gjerne positive, mens trendverdier som starter *før* og ender *etter* utbruddet, blir negative.

En illustrasjon som viser noe av problemene. Trendanalyser er følsomme for start- og slutt-verdier – særlig hvis perioden er kort. Det er vanskelig å tenke seg en lineær trend over en lang periode.

Nedbrytning av ozonlaget

Ozonproduksjonen i atmosfæren er meget effektiv. Det betyr at så lenge solstrålingen og oksygenmengden er konstant, vil dannelsen av ozon gå med uforminsket styrke.
Det betyr at vi må ha mekanismer som bryter ned ozon like fort som det dannes – det må være en likevekt mellom dannelse og nedbryting.

Vi vet nå at ozon kan brytes ned både ved **fysiske prosesser** (sollyset spalter ozon) og ved **kjemiske prosesser.**

Fysisk nedbryting av ozon

Vi nevnte at geofysikeren Sydney Chapman i 1930 satte frem en model der ozonbalansen ble forklart ved reaksjoner mellom oksygen og sollys.Dannelsen er slik du ser den på side 5.

Fysisk nedbryting av ozon kan vi beskrive ved den enkle illustrasjonen til høyre på siden – eller på en litt mer faglig måte:

$$O_3 + \text{Sollys} \rightarrow O + O_2$$

Oksygenatomet (O) som er et reultat av spaltingen kan selvsagt reagere med molekylært oksygen (O_2) og danne ozon igjen. Det gir ingen nedbrytning. Men oksygenatomet kan også reagere med et nytt ozonmolekyl etter følgende skjema:

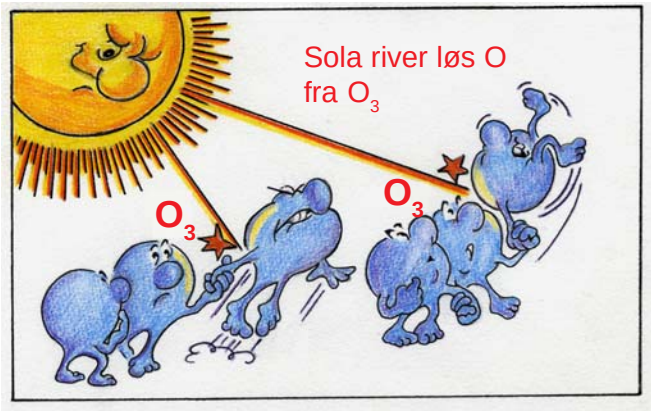
$$O + O_3 \rightarrow 2O_2$$

Nettoresultatet av disse to prosessene er at to ozonmolekyler er blitt til tre oksygenmolekyler – altså:

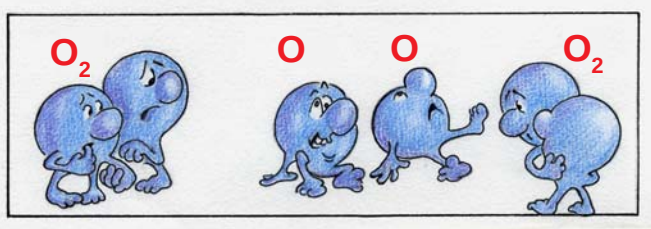
$$2O_3 + \text{Sollys} \rightarrow 3\,O_2$$

Etterhvert forsto en at disse enkle nedbrytningsreaksjonene ikke var raske nok til å bryte ned ozon i takt med det som dannes. Derfor ble det nødvendig å se etter andre nedbrytningsprosesser i tillegg.

Omkring 1950 viste Marcel Nicolet og David R. Bates at radikaler dannet fra vann (slik som H OH og HO_2) kan påvirke nedbrytingen. Det betyr at kjemiske stoffer som i utgangspunktet ikke kan bryte ned ozon kan omformes og bli reaktive (bli radikaler) og dermed reagere med ozon. Vi får kjemisk nedbryting – se neste side.

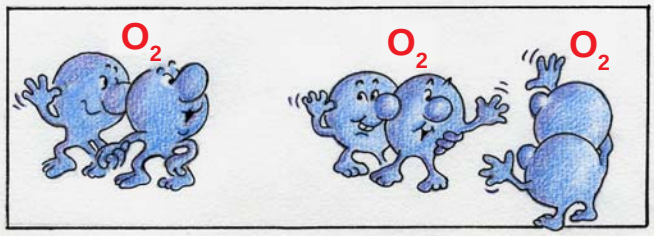


O-atomene har 2 muligheter:
1. Pånytt danne ozon.
2. Gå sammen og danne O_2



O-atomene danner O_2 og ozon er brutt ned .

$$O_3 + O_3 \rightarrow 3\,O_2$$



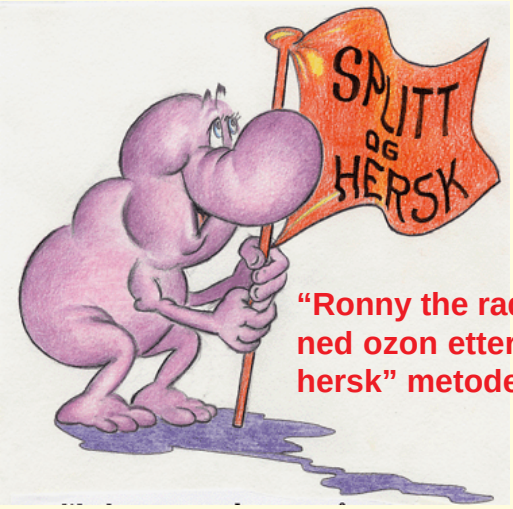
Kjemiske nedbryting av ozon

To viktige forutsetninger for kjemisk nedbryting av ozon.

1. De kjemiske stoffene må være der ozonlaget er – det vil si i stratosfæren.

2. Stoffene må være eller kunne omformes til reaktive *frie radikaler (vi kaller de R)*.

Nedenfor er kjemisk nedbryting vist både ved illustrasjon («splitt og hersk») og på en mer faglig kjemisk måte.



"Ronny the radical" bryter ned ozon etter "splitt-og-hersk" metoden.

Kjemisk eller katalytisk ozonnedbryting

Den kjemiske nedbrytingen er avhengig at et reaktivt radikal R (Ronny). Reaksjonsskjemaet går slik:

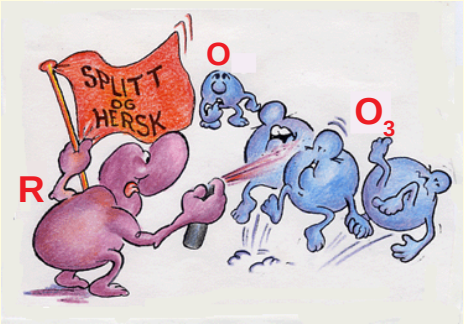
$$O_3 + R \rightarrow RO + O_2$$

$$RO + O \rightarrow O_2 + R$$

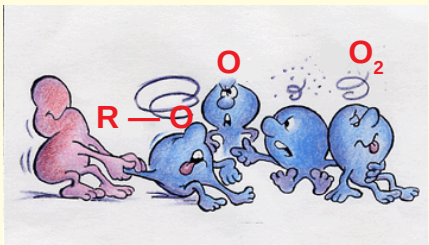
Nettoresultatet av de to reaksjonene er:

$$2O_3 \rightarrow 3O_2$$

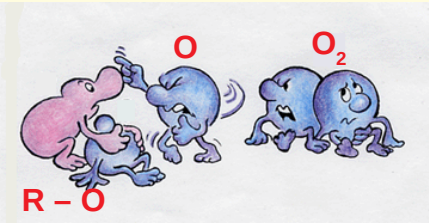
Vi kaller dette reaksjonsmønsteret for «katalytisk». Det er et radikal (R) som katalyserer nedbrytingen – og dette radikalet er «like helt» etter reaksjonen. Det kan derfor ta fatt på en ny nedbrytningsrunde – noe som gjør nedbrytingen svært effektiv.



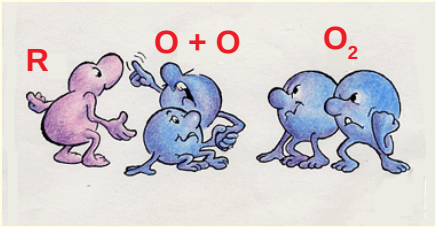
Radikalet er meget reaktivt. Det går løs på ozonmolekylet (O_3) og forsøker å trekke til seg et oksygenatom.



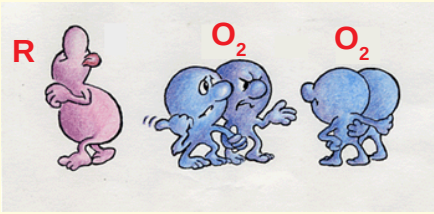
«Ronny» har tatt fatt i oksygen-atomet og danner **RO** - mens et annet oksygenatom lurer i bakgrunnen.



RO-forbindelsen blir angrepet av **O**-atomet.



«Ronny» gir slipp på oksygen-atomet som han stjal fra ozonmolekylet.



Kampen er over. «Ronny» har ødelagt et ozonmolekyl, og det er dannet to O_2-molekyler. «Ronny» er uskadd og kan ta fatt på en ny nedbrytningsrunde.

Radikaler som kan bryte ned ozon

Radikalet R kan være nitrogenoksider (NO, NO_2), vannradikaler (HO, HO_2) eller et halogenatom (Cl, Br). I ozondebatten har **klorradikalet** (Cl) stått i fokus – særlig etter at Molina og Rowland hevdet at utslipp av KFK-gassene ville føre til økt klormengde i stratosfæren.

Vanlig klor (Cl_2) består av to kloratomer som er bundet sammen. Klor i denne formen er **ikke** noe radikal, og det kan heller ikke bryte ned ozon. **Klor må foreligge som atomer (Cl) – først da er det reaktivt.** Brom (Br) reagerer på tilsvarende måte som klor.

Det slippes ut betydelige mengder klorforbindelser til atmosfæren, bl.a fra **havet, vulkaner, forbrenningsprosesser og KFK-gasser**.

Klormengden som slippes ut via KFK-gassene er langt mindre (nesten 1000 ganger mindre) enn den mengden som slippes ut fra havet og fra vulkaner. Hvis klorforbindelsene skal få betydning for ozonlaget må de komme opp til en høyde på 15 til 25 km (over værsonen).

Klor fra havet når vanskelig opp i slike store høyder. Mesteparten kommer ned igjen med nedbør(gjerne som sur nedbør, HCl). Klor fra vulkaner kan komme opp i stratosfæren. Det er i første rekke styrken på vulkanutbruddet som er avgjørende. Enkelte vulkanutbrudd sender partikler og gass opp til 20 kilometers høyde. Ved andre utbrudd vil gassen bare «sive ut» fra toppen av vulkanen, og alt utslipp forblir i nedre del av atmosfæren. Vulkaner har trolig større indirekte betydning for ozonlaget ved at de slipper ut svovel som kan danne aerosoler (små partikler eller dråper) av svovelsyre og således bidra til **heterogen nedbryting** (se senere).

Når det gjelder KFK-gassene, er de kjent for å være meget stabile, og de reagerer sjelden med andre stoffer. Den gang en startet produksjon av disse gassene, ble de betegnet som meget miljøvennlige. De er **ikke** giftige, og kan gå gjennom et menneske uten å gi skader. Derfor anvendes de som drivgass i spraymedisiner for astmapasienter. Tidligere ble KFKer brukt som drivgass også i andre spraybokser, men nå er dette forbudt i Norge. Vi og mange andre land følger dermed opp **Montreal-avtalen,** der vi forplikter oss til å stoppe bruken av KFK og en del andre gasser som kan bidra til ozonnedbrytning. Det er fortsatt land som ikke finner det mulig å følge opp disse forpliktelsene.

Et KFK-molekyl er ikke noe reaktivt radikal. Men når det kommer opp i stratosfæren kan det spaltes og gi et reaktivt kloratom. Denne frigjøringen av klor kan skje på flere måter:

Paul Crutzen fikk Nobelprisen i kjemi i 1995 sammen med Molina og Rowland. Han var særlig opptatt av nitrogenoksider.

1. Direkte av solen

$$CFCl_3 + \text{sollys} \rightarrow Cl\cdot + CFCl_2$$

Klor med rød prikk betyr at det er et reaktivt radikal. Det betyr at det er et uparet elektronspinn og det har magnetisk moment. Alle radikaler har et uparet elektronspinn og de kan studeres ved hjelp av ESR (Electron Spin Reonance).

2. Indirekte ved såkalt «heterogen kjemi»

Da en tidlig på 1970-tallet begynte å frykte effekten av KFK-gassene, var det kun kjemiske reaksjoner mellom gasser en hadde i tankene.

Etter oppdagelsen av ozonhullet i Antarktis, forsto en at dette **ikke** kunne forklare den kraftige og raske nedbrytingen som fant sted – det måtte en helt ny type mekanisme. Det var i første rekke Susan Solomon som introduserte teorien om **heterogen ozonnedbrytning**. «Heterogen» betyr her at reaksjonen involverer både stoffer i gassform og i fast form. Idag tror vi at den kan forklare både ozonhullet og de kraftige, globale ozonnedgangene vi har hatt i forbindelse med vulkan-utbruddene i 1982 og 1991. Vi skal se nærmere på dette, men først behandle det som populært kalles «ozonhullet».

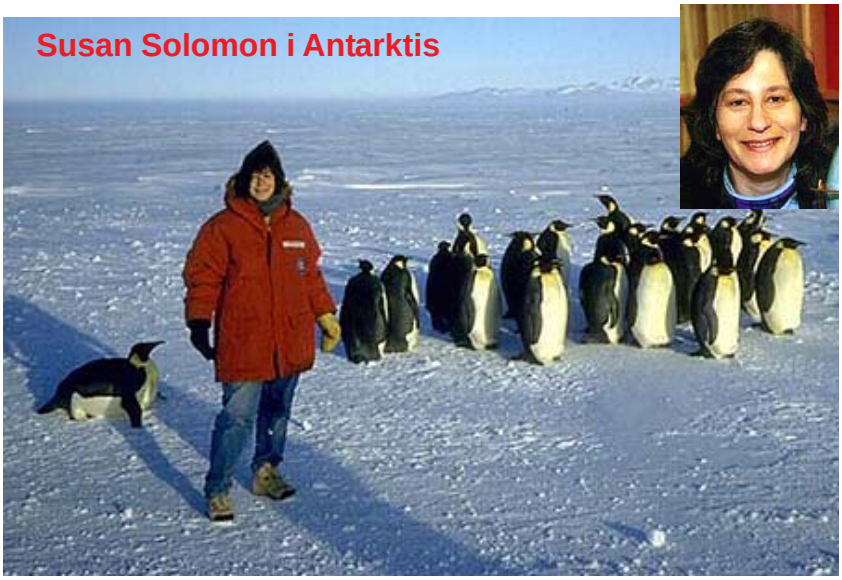
KFK-gasser

Betegnelse	Kjemisk formel
F-11	$CFCl_3$
F-12	CF_2Cl_2
F-113	CCl_3CF_3
F-13	CF_3Cl
Halon 1211	CF_2ClBr
Halon 1301	CF_3Br

KFK-gasser inneholder klor. De er meget stabile og kan holde seg i atmosfæren i mange tiår. Det betyr at det er gode muligheter for at de kan fraktes helt opp i stratosfæren. Her kan sollyset føre til at klor (evt brom fra halonene) spaltes av og blir til de reaktive radikalene.

Susan Solomon introduserte i 1986 den «heterogene ozonnedbryting» – en mekanisme som nå er allment akseptert. Hun fikk ikke del i den nobelprisen som gikk til dette fagområdet i 1995 – men fikk i 1999 «National Medal of Science» for sitt arbeid.

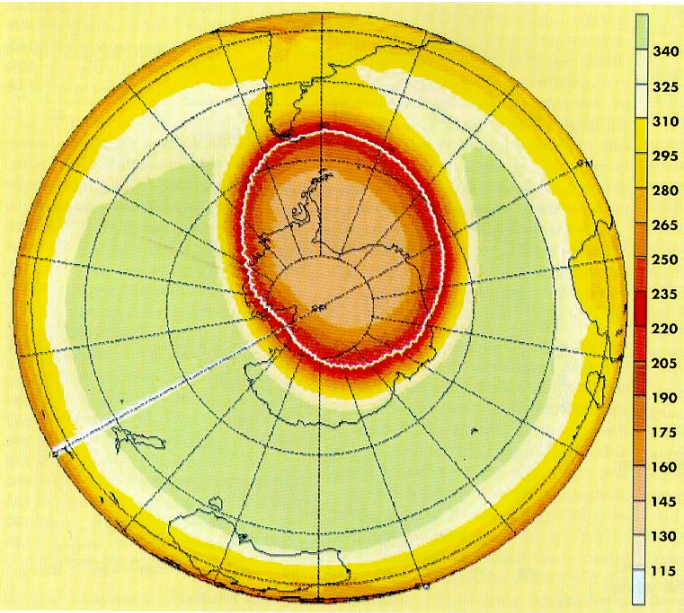
Bildet her (fra 1986) viser Susan Solomon, da hun 30 år gammel ledet en ekspedisjon til Antarktis for å studere «ozonhullet.



I en artikkel i tidsskriftet Nature i 1986; «On the depletion of Antarctic ozone», skriver Susan Solomon og medarbeidere:

«We show that homogeneous (gas phase) chemistry as presently understood cannot explain the observed depletions (in Antarctica). On the other hand, a unique feature of the Antarctic lower stratosphere is its high frequency of polar stratospheric clouds, providing a reaction site for heterogeneous reactions.»

Ozonhullet i Antarktis



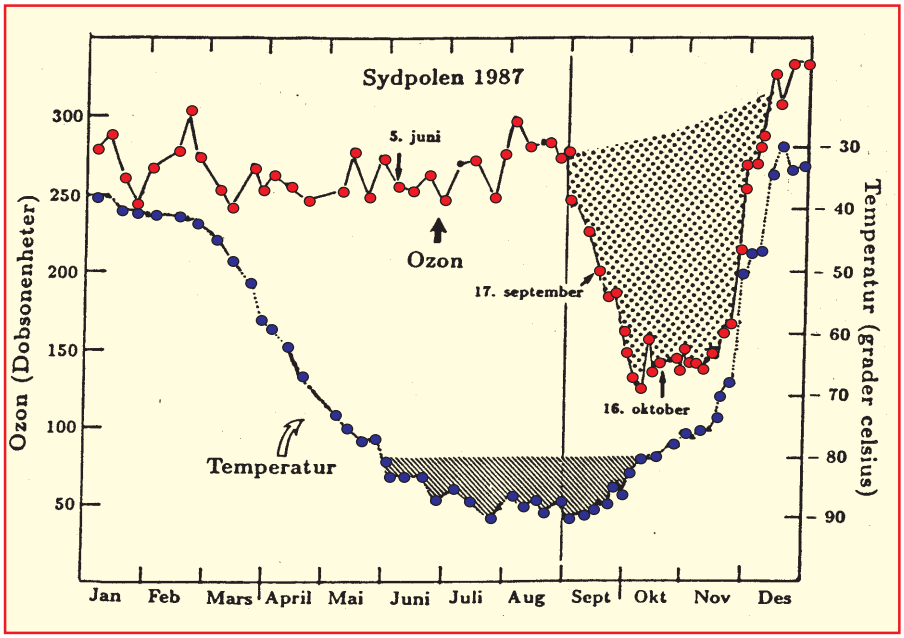
Et ozonhull er definert som et område der ozonverdiene er under 220 DU. Dette er foresten en høy verdi fordi det er ofte ozonverdien er under dette i ekvatorområdene. På kartet her er den grensen markert med en hvit kurve. Hele området innenfor denne kurven har ozonverdier under 220 DU. I Antarktis oppstår denne situasjonen om våren (det vil si i september – oktober). Varighet og størrelse varierer fra et år til det neste.

Over våre områder kan vi fra tid til annen ha ozonhull – men de varer bare en dag eller to. Vi finner også det samme over ekvatorområdene.

Her er et kart som viser en situasjon der ozonhullet dekker det meste av Antarktis.

Ozonmålingene i Antarktis startet i 1956 på den engelske stasjonen Halley Bay. Senere har det kommet flere stasjoner. USA har en målestasjon på selve Sydpolen, som ligger 2800 meter over havet (det er høyere enn Galdhøpiggen). Dette er neppe noe feriested, for temperaturen svinger mellom 25 og 30 kuldegrader om sommeren og ned mot 70 kuldegrader om vinteren.

Siden sola er borte fra dette området halvparten av året, kan en vanskelig bruke de vanlige måleinstrumentene for ozon i vinterhalvåret. De første årene brukte en ballonger med kjemiske ozonmålere. De kan brukes hele året. Når en sender opp en ballong, får en informasjon om temperatur og om høydefordelingen av ozon. Dette gir verdifull informasjon om nedbrytningsmekanismene i atmosfæren.



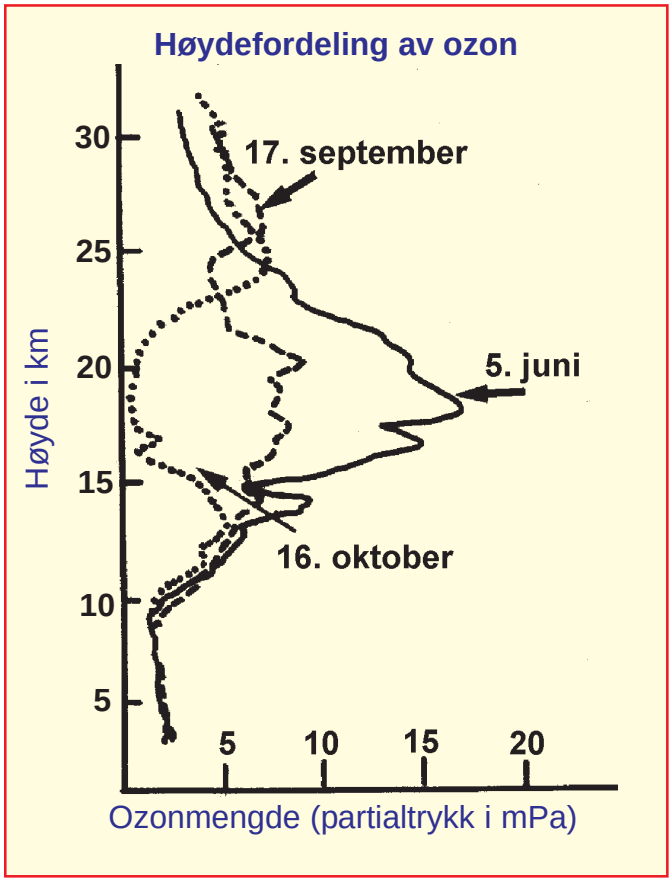
Figur 10. Øverste kurve viser total ozonmengde på Sydpolen i 1987 (skala til venstre). Det prikkede området viser den kraftige ozonfortynningen i den antarktiske våren («ozonhullet»). Nederste kurve viser middeltemperaturen i høydeintervallet 14 – 19 km (skala til høyre). Dager med temperatur under 80 kuldegrader er skravert.

På grunnlag av ozon- og temperaturmålinger på Sydpolen i 1987 har vi laget figurene 10 og 11. De gir informasjon om hva ozonhullet er og hvordan det dannes. (alle data fra W. Komhyr).

Den øverste kurven i figur 10 viser ozonverdien (skala til venstre). Som vi ser, startet det en kraftig ozonfor-tynning i begynnelsen av september (våren i Antarktis). I oktober var ozonlaget omtrent halvparten så tykt som resten av året. De lave verdiene holdt seg til utgangen av november.

Ozonhullet er ikke like kraftig hvert år, hverken når det gjelder varighet, geografisk utbredelse eller minimumsverdi. Ozonlaget har alltid vært tynt over Antarktis, noe G. Dobson oppdaget allerede gjennom de første målingene på 1950-tallet. Dobson mente det var et resultat av den stabile polarvirvelen, et vindsystem som ***hindrer*** tilstrømning av ozonrik luft fra tropiske strøk. Først når polarvirvelen bryter sammen i slutten av november, vil det transporteres ozon inn over Antarktis. Vi tror fortsatt dette er en riktig forklaring. Nå kan vi i tillegg forklare hvorfor nedbrytingen går så fort og mekanismen for den.

Den nederste kurven på figur 10 viser temperaturen i høydeområdet 14 til 19 km. Den var under 80 kuldegrader helt fra juni til ut i oktober. Lave temperaturer er helt nødvendige for å danne de små ispartiklene som inngår i den heterogene nedbrytingen (se senere). Når sollyset kommer tilbake i september er alle forutsetningene tilstede for en omfattende ozon-fortynning ved heterogen kjemi.



Figur 11. Høydefordelingen av ozon på Sydpolen 5. juni, 17. september og 16. oktober 1987. Den 5. juni er fordelingen «normal». Nedbrytingen er begrenset til høydeområdet 15 til 22 km. (Data fra W. Komhyr).

Ballongmålingene ga også informasjon om hvordan ozonet fordeler seg i høyden. I figur 11 er gitt noen av de høydekurvene en fikk på Sydpolen i 1987 (de er markert i figur 10).

Kurvene viser klart hvor i atmosfæren nedbrytningen finner sted. Kurven for 5. juni viser den normale ozonfordelingen med maksimum omkring 15 til 20 km. Vi ser hvordan dette området mister ozon i september. Når ozonfortynningen er på sitt største, i oktober, er nesten alt ozon i høydeområdet 16 til 22 km borte.

Tidspunktet for den store ozonreduksjonen er viktig. Den starter omtrent når sola vender tilbake til Antarktis etter vinteren. Figurene 10 og 11 gir verdifull informasjon om «ozonhullet».

Viktige observasjoner om ozonhullet

1. Ozonnedbrytingen starter i begynnelsen av september når sola kommer tilbake til polområdet. Det betyr at **fotokjemiske** prosesser er viktige for nedbrytningen av ozon.

2. Ozonfortynningen er begrenset til høydeområdet fra ca. 13 km til ca. 24 km.

3. Nedbrytingen finner sted når temperaturen er under 80 kuldegrader (se figur 10).

4. Nedbrytingen er meget rask. Det skjer i løpet av én til to uker. Det gjør at en må tenke på andre mekanismer enn bare reaksjoner mellom gassmolekyler.

Heterogen ozonnedbryting kan være farlig for ozonlaget det!

Heterogen ozonnedbrytning

Med utgangspunkt i disse observasjonene kom forslaget om heterogen ozonnedbryting (se side 18).

Heterogen er en betegnelse som brukes om kjemiske reaksjoner som omfatter både stoffer i gassform og stoffer i fast eller flytende form.

Når temperaturen i stratosfæren er meget lav (under 80 kuldegrader), kan det dannes skyer av ispartikler. Vi kaller dem PSC, som står for ***Polar Stratospheric Clouds.*** Disse partiklene er spesielt viktige når det gjelder reaksjoner i stratosfæren som kan frigjøre klor (og brom).

Når vintermørket og polarvirvelen dannes over Antarktis, synker temperaturen i stratosfæren og PSC-ene dannes. Vi vet ikke riktig hva partiklene består av, men mener at en blanding av salpetersyre og vann (tri-hydratet $HNO_3(3H_2O)$) er en viktig bestanddel i skyene.

KFK-gassene transporterer klor opp til stratosfæren. Sollyset bryter gassene ned, og kloratomene bindes i reservoarer i lang tid. Reservoarer for klor er saltsyre (HCl) og klornitrat $ClONO_2$. Nå er det at PSC-ene kommer inn i bildet. *På* eller *i* disse partiklene skjer det reaksjoner som frigjør klor og brom, som ved hjelp av sollys omdannes til reaktive radikaler som Cl·. Det er dette vi kalte «Ronny the radical» i illustrasjonen på side 16.

Vi kan beskrive denne reaksjonsmekanismen på en mer faglig måte ved hjelp av noen kjemiske ligninger – som vist i boksen under.

Heterogen ozonnedbryting

$$HCl + ClONO_2 \rightarrow Cl_2 + HNO_3$$

$$H_2O + ClONO_2 \rightarrow HNO_3 + HOCl$$

Disse reaksjonene skjer på overflaten av PSC-ene og/eller svovelsyredråpene. Disse reaksjonene omformer klor fra en ganske inaktiv form til de mer reaktive formene Cl_2 og HOCl.

Når sola skinner, vil disse spaltes, og da har vi fått de reaktive radikalene Cl og OH.

$$Cl_2 + \text{Sollys} \rightarrow 2\,Cl\cdot$$

Ozonhull i nord ?

For å danne PSCer må temperaturen være svært lav, ca. 80 kuldegrader. Polarvirvelen sørger for slike temperaturer i Antarktis. Temperaturer på under –80 °C forekommer også på våre breddegrader, men som regel bare noen få dager av gangen. Derfor kan det dannes en relativt langvarig ozonfortynning (2 - 3 måneder) over Antarktis, mens det stort sett bare forekommer kortvarige fortynninger (noen dager) i nord. Kaare Langlo fant for mer enn 50 år siden betydelig ozonfortynning samtidig som det ble observert perlemorskyer (disse skyene ligger svært høyt og består av is). Dette kan være et resultat av heterogen nedbryting av ozon. Langlo klarte ikke å forklare disse «minihullene», men fant det så interessant at han skrev i sin doktorgrad fra 1951 følgende:

«We have found justification for publishing these results in the hope that they may be of some value for continued research in this field.»

Vulkaner og heterogen nedbryting

Vi har såvidt nevnt at vulkaner kan spille en rolle for ozonnedbrytningen. Kraftige vulkanutbrudd kan sende store mengder SO_2 opp i stratosfæren. Etter noen uker omdannes gassen til små dråper av svovelsyre (H_2SO_4). Vi tror dette kan gi heterogen ozonnedbryting. Små dråper av svovelsyre kan virke på samme måte som PSCer og følgelig gi mulighet for frigjøring av klor. Dermed kan vi få en ekstra nedbryting av ozon.

Etter utbruddet på Mt. Pinatubo fant en svovelsyrepartikler, først over de samme breddegrader som vulkanen – og senere ved langt høyere breddegrader. Siden mengden av klor i stratosfæren er større idag enn tidligere (bl.a. på grunn av KFK-gasser og haloner), vil slike utbrudd kunne gi store, forbigående fortynninger.

Hva med ozonlaget i framtiden?

Det er 15 - 20 år siden ozondebatten var på sitt høyeste. Debatten og bekymringen omkring ozonlaget startet med Molina og Rowlands hypotese i 1974 at de menneskeskapte KFK-gassene kan påvirke ozonlagets balanse. De fikk bekreftet sin hypotese gjennom oppdagelsen av ozonhullet over Antarktis – og særlig etter at Susan Solomon introduserte den heterogene ozonnedbrytingen.

Det ble et politisk mål å stoppe utslippene av KFK-gasser – noe som lyktes i og med «Montralavtalen» i 1987. Den avtalen forpliktet en lang rekke industriland til å fase ut bruken av KFK-gasser. Fra 1996 er det forbudt med utslipp av KFK-gasser i Norge og mange andre industriland.

Vi vet at KFK-gassene er meget stabile og de vil være med oss i flere tiår fremover. Det betyr at forholdene ligger tilrette for "ozonhull" i Antarktis hver vår. Vi må regne med at størrelsen vil variere fra år til år, men ozonfortynningen vil trolig være større enn den fortynningen Dobson fant i slutten av 1950-årene – det vil si før KFK-gassenes tid.

Forholdene i nordområdene er forskjellig fra Antarktis – men det kan dannes PSC-er i Arktis og vi kan ha forhold som gir heterogen nedbryting. Polarvirvelen i nord er ikke så stabil som i sør – og den flytter på seg.
Vi får trolig ingen vedvarende ozonnedbryting, men vi kan forvente «minihull» med større hyppighet enn det vi har hatt. Disse minihull vil trolig opptre på vinterstid – i en periode av året da sola står lavt og vi faktisk kunne ønske oss et tynnere ozonlag.

Hvis drivhuseffekten skulle øke, vil det gi høyere bakketemperatur, men samtidig en kaldere stratosfære. Dette kan føre til at mulighetene for å danne PSC-er vil øke – noe som i sin tur kan øke nedbrytingen av ozon.

Vulkaner som sender ut svovel og som er kraftige nok til at de utsendte gassene kan nå opp i stratosfæren, vil få betydning. Det kan gi heterogen ozonnedbryting. Vulkaneffekten vil vare så lenge det er svovelsyredråper i atmosfæren – sannsynligvis i flere år.

Konklusjon

Så lenge sola skinner og det er oksygen i atmosfæren vil ikke ozonlaget forsvinne!

Spør du om ozonlaget er tilstrekkelig tykt for å beskytte livet på jorda mot UV-strålingen – er trolig svaret ja (se de følgende sider).

Vår livsstil har ført til at vi får betydelig mer UV-stråling på kroppen enn det våre foreldre og besteforeldre fikk!

Ozon og UV-stråling

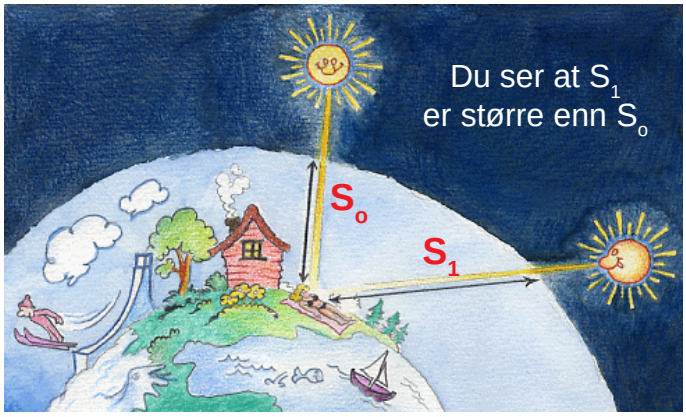
Solstråling gjennom atmosfæren

Den store interessen for ozonlaget som miljøemne skyldes at ozon absorberer en del av UV-strålingen fra sola. Uten ozonlag ville UV-strålingen bli 30 – 40 ganger sterkere, og det ville utvilsomt få betydelige konsekvenser for livet på jorda.

Når vi kjenner ozonlagets tykkelse, kan vi beregne hvor mye UV-stråling som trenger ned til bakken. Mange tror kanskje det ville være lettere å måle UV-strålingen direkte, i stedet for å gå veien om ozonmålinger? Dessverre er det ikke slik. Grunnen er at målingene byr på en rekke tekniske og faglige problemer, og at måleutstyret er meget kostbart. Til tross for det som nå er sagt, er det i en rekke land, deriblant Norge, bygget opp et nett av UV-måle-stasjoner. Poenget er å kartlegge UV-nivået og følge med på hvordan det eventuelt endrer seg. Mange er nå klar over noe som kalles UV-indeks – og som er ment å gi informasjon slik at vi kan styre våre solvaner (se nærmere om dette senere).

Solstrålingen inneholder alle typer UV (A, B, C) + litt røntgenstråling når den treffer atmosfærens ytterkant. Når strålingen passerer atmosfæren, blir den absorbert i større eller mindre grad av gassene som er der. Røntgenstråling og kortbølget UV-stråling absorberes av oksygen (både vanlig molekylært oksygen, dvs. O_2, og enkle oksygenatomer som en finner høyt oppe i atmosfæren). Ozon er viktig for absorpsjon av UVC- og en stor del av UVB-strålingen.

Når strålingen kommer ned til bakken, er all stråling med bølgelengde mindre enn ca. 295 nm borte. Om vinteren, når solstrålingen har en lengre vei å gå gjennom atmosfæren, blir følgelig absorbsjonen større, og da er det sjelden noe stråling med bølgelengde under 305 nm som når ned til bakken. Intensiteten av solstrålingen øker raskt når en kommer over ca. 310 nm.



En illustrasjon som viser at veilengden gjennom atmosfæren er svært avhengig av solhøyden. Om vinteren kommer det lite stråling ned til bakken.

Vet du dette?

1. Hva menes med en UV-dose?
2. Hvordan vil UV-dosen øke hvis ozonlaget ble tynnere?
3. Hva betyr UV-strålingen for livet på jorda?

Biologisk virkning – virkningsspekter

Når UV-stråling treffer et biologisk system, kan det føre til effekter – noen positive og noen negative. For menneskene er det positivt med D-vitamin- dannelse og negativt med solbrenthet og hudkreft.

Det er viktig å være klar over at de ulike delene av solspektret **ikke** er like effektive når det gjelder å gi en biologisk effekt. La oss nevne to eksempler.

1. Det er svært vanskelig å bli brun når en sitter og soler seg bak en glassrute. Årsaken er at glasset absorberer de korte bølgelengder (300 – 350 nm) som mest effektivt gjør huden brun.

2. Plantenes fotosyntese består av en rekke viktige prosesser som krever stråling med bølgelengde i området 400–700 nm. Det kan godt skje bak en glassrute (drivhus).

Konklusjon: Den biologiske effekt er avhengig av bølgelengden. Når vi angir effekten som funksjon av bølgelengden, får vi et virkningsspektrum.

Enhver biologisk effekt har sitt eget virkningsspektrum. Det gjelder solbrenthet, bruning av huden, veksthemming i plantespirer, dannelse av D-vitamin, dannelse av hudkreft, osv. Kunnskap om virkningsspekteret er viktig når vi bruker solkrem og diskuterer solvaner. Det er også viktig når vi diskuterer betydningen av et eventuelt tynnere ozonlag. Det å finne frem til de forskjellige virkningspektre er ofte neglisjert – kanskje fordi det er vanskelig.

Virkningsspekteret

Når vi angir virkningen av solstrålingen eller UV-strålingen som en funksjon av bølgelengden, får vi det vi kaller et «virkningsspekter».

I figur 12 er vist to forskjellige virkningsspektre som har stor betydning når det gjelder UV-stråling og helseeffekter. Det er CIE-spekteret og det vi kaller for Setlow-spekeret. (Merk at skalaen for virkning er logaritmisk).

CIE-spekteret og Setlow-spekteret

Den internasjonale belysningskomité CIE (*Commission Internationale de l`Eclairage* eller *International Commission on Illumination*) foreslo i 1987 at en skulle bruke et virkningsspektrum som i stor grad faller sammen med spekteret for å bli solbrent (erytemspekteret). Det er et teoretisk spektrum – men det ligner på en rekke eksperimentelt bestemte virkningsspektre. CIE-spekteret består av tre rette linjer.

Som en ser av figur 12 er UVB-stråling langt mer effektiv til å gi en effekt enn UVA-stråling. For eksempel er virkningen ved 320 nm 100 ganger mindre enn virkningen ved 300 nm.

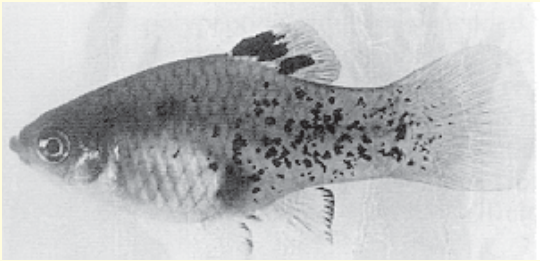
Solbrenthet følger CIE-spekteret, og det har vært allment akseptert at også andre skadelige effekter, som hudkreft, har et lignende virkningsspekter. Siden UVB-strålingen er så dominerende i CIE-spekteret, har en av og til betegnet den som skadelig UV-stråling (på engelsk *damaging UV*).

Hva med UVA?

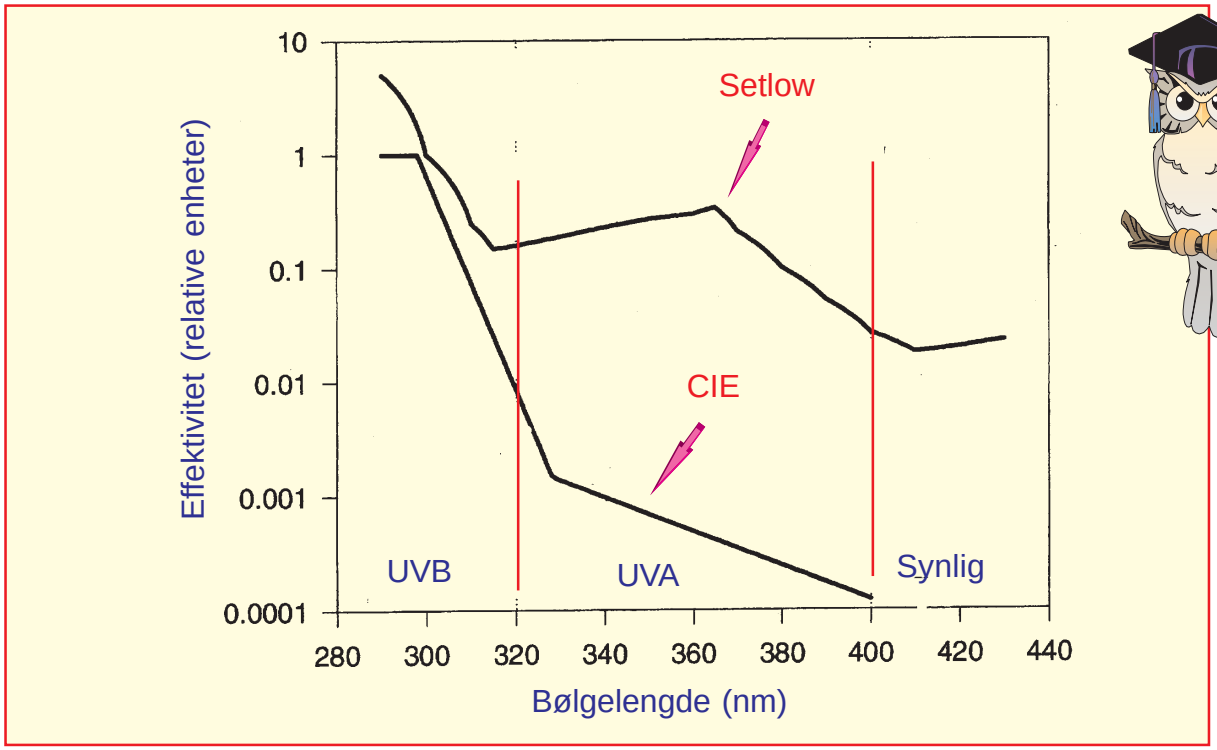
Ifølge CIE har UVA-stråling svært liten effekt. Men selv om effekten av hvert enkelt foton med UVA-stråling er liten, er det til gjengjeld mange av dem i solspektret, og som vi vet: *«mange bekker små gjør en stor å»*.

Vi kjenner en del biologiske effekter der UVA-stråling er viktig. Det gjelder for eksempel å endre farge på pigmenter i huden (det du kan oppnå når du bruker solarier). Videre er UVA viktig når det gjelder elding av huden. Men den virkelige bomben sprang høsten 1993 da amerikaneren Richard B. Setlow presenterte noen eksperimenter med en liten akvariefisk (med det vanskelige navnet *Xiphophorus*) som antydet at UVA-stråling muligens var svært viktig når det gjelder dannelsen av hudkreftformen *ondartet føflekk-svulst* hos mennesker *(malignt melanom)*.

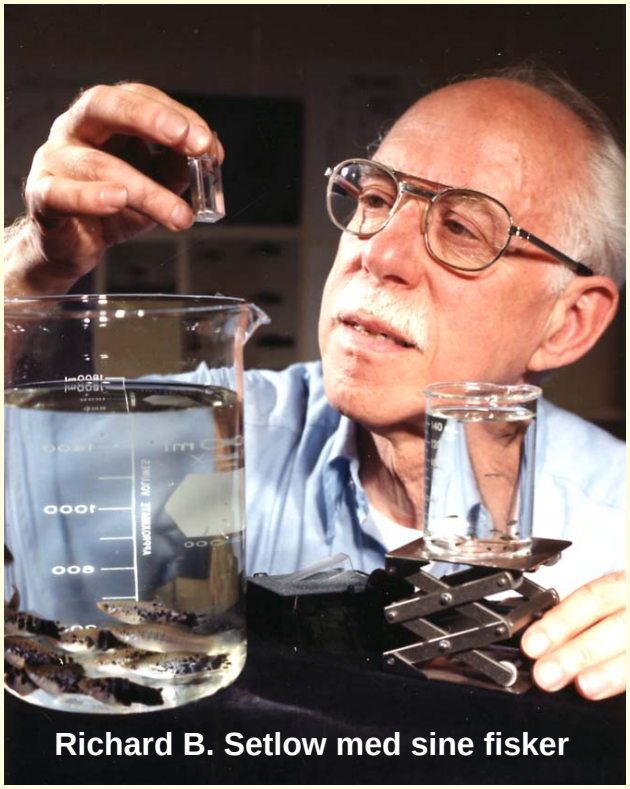
Setlows eksperimenter er så viktige at det har ført til betydelige endringer i de solråd som blir gitt. Det er følgelig grunn for oss til å stoppe opp og se nærmere på Setlows eksperimenter.



Fisken Xiphophorus har «føflekker» på hale-partiet som dannes ved UV-stråling.



Figur 12. Et virkningsspektrum viser hvor effektiv strålingen er ved ulike bølgelengder. Her ser du to helt forskjellige spektre. CIE-spektret er et teoretisk spektrum som ligner spektret for solbrenthet og en rekke andre observerte virkningsspektre. Det blir gjerne brukt i bergninger av UV-dose. Setlow-spektret er et observert spektrum, og gjelder dannelse av «melanomer» hos fisk.



Richard B. Setlow med sine fisker

Richard B. Setlow er en amerikansk forsker som har bred anerkjennelse innen strålingsbiofysikk og molekylarbiologi. Han har fått en rekke utmerkelser for sin vitenskapelige innsats blant annet Enrico Fermiprisen i 1988. Han sier følgende om soling, solkremer og melanomdannelse etter at han gjorde sine eksperimenter med fisken Xiphophorus:

We found, using a fish model in which the animals have only one tumor suppressor gene, that the most important spectral region in sunlight responsible for the induction of malignant melanoma is the longer ultraviolet – a region that is not significantly reduced by human use of conventional sunscreens. Hence, sunbathers who use sunscreens to protect against sunburn which results from the shorter ultraviolet rays, stay in the sun for a longer time and have a higher risk of melanoma.

Our research shows that about 90 percent of sunlight's melanoma-causing effect may come from UVA and only 10 percent from UVB. Still UVB is the chief cause of other skin cancers besides melanoma.

Setlow bestrålte akvariefisken med UV-stråling. Han varierte bølgelengden på UV-strålingen fra et forsøk til det neste. Han startet med UVB- stråling – gikk over til UVA – og brukte tilslutt synlig lys i det blåfiolette området. Han målte hver gang dannelsen av «melanomer» (de mørke flekkene på halepartiet av fisken). Effektiviteten av strålingen er vist i figur 12 (kurven merket Setlow).

Vi ser at virkningsspektret for dannelsen av melanomer hos fisk er betydelig forskjellig fra CIE-spektret. Forskjellen består i første rekke av at UVA-stråling er langt mer effektiv til å danne «melanomer» enn det en kunne forvente ut fra CIE-spekteret.

Melanomer hos akvariefisk og ondartet føflekksvulst hos mennesker er to forskjellige ting. Men vi kan ikke se bort fra at mekanismene er de samme – og derfor bør vi merke oss resultatene.

I det følgende vil vi bruke begge disse virkningsspektrene for å beregne effektive soldoser.

Effektivitetsspekteret – soldose

Et virkningsspekter – som i figur 12 – viser hvilke bølgelengdeområder som er effektive for å gi en bestemt biologisk effekt. Du må ha stråling i dette bølgelengdeområdet for i det hele tatt å få en virkning. Det betyr at for å bli solbrent må du utsettes for UV-stråling. Likeledes for at det skal foregå fotosyntese må en ha synlig lys fordi virkningsspekteret for fotosyntese ligger i det synlige området. Dess mer stråling en har innenfor det effektive bølgelengdeområdet dess større er effekten. Mengden av stråling fra en kilde kombinert med virkningen av den, gir ***effektivitetsspekteret***. Dette må vi forklare nærmere.

Vi kaller virkningsspekteret for $V(\lambda)$, der λ er bølgelengden. Antall fotoner (det vi si mengden) med en bestemt bølgelengde fra en strålekilde kaller vi for $I(\lambda)$. I vår sammenheng er det i første rekke sola som er strålekilden og $I(\lambda)$ er ***solspekteret.*** I et solarium vil $I(\lambda)$ være spekteret fra den lampen som brukes. Effektivitetsspekteret har fått betegnelsen $E(\lambda)$ – og er gitt som produktet av virkningsspekteret og solspekteret – og skrives:

$$E(\lambda) = V(\lambda) \cdot I(\lambda)$$

Effektivitetsspekteret tar hensyn til hvor mye stråling som kommer fra sola ved de ulike bølgelengder (solspekteret), og hvor stor effekt hver enkelt bølgelengde har (virkningsspekteret). Hvis vi bruker de to virkningsspektrene som er vist i figur 12 sammen med solspekteret, får vi de to effektivitetsspektrene som er vist i figur 13.

Dose og dosehastighet

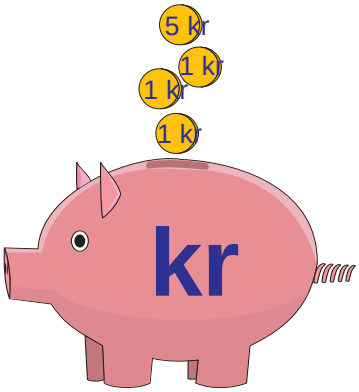
Effektivitetsspektret summert over alle bølgelengder er dosehastighet – det vil si hvor stor UV-dose du får pr sekund du oppholder deg i sola. Dersom du også tar hensyn til hvor lenge du soler deg, får du et uttrykk for effektiv UV-dose.

Hvis du syntes dette høres vanskelig – skal vi nå forklare nærmere. I første omgang skal vi forklare effektiv soldose med penger – penger i en sekk eller en sparegris. Deretter skal gi gi en faglig forklaring.

Soldose som sparegris

Vi tenker oss en sparegris – som inneholdser alt fra 50-ører til tusenlapper. Det totale beløp viser hvor effektiv sparegrisen er (hvor mye du kan kjøpe). Det totale beløp kan sammenlignes med en "effektiv soldose".

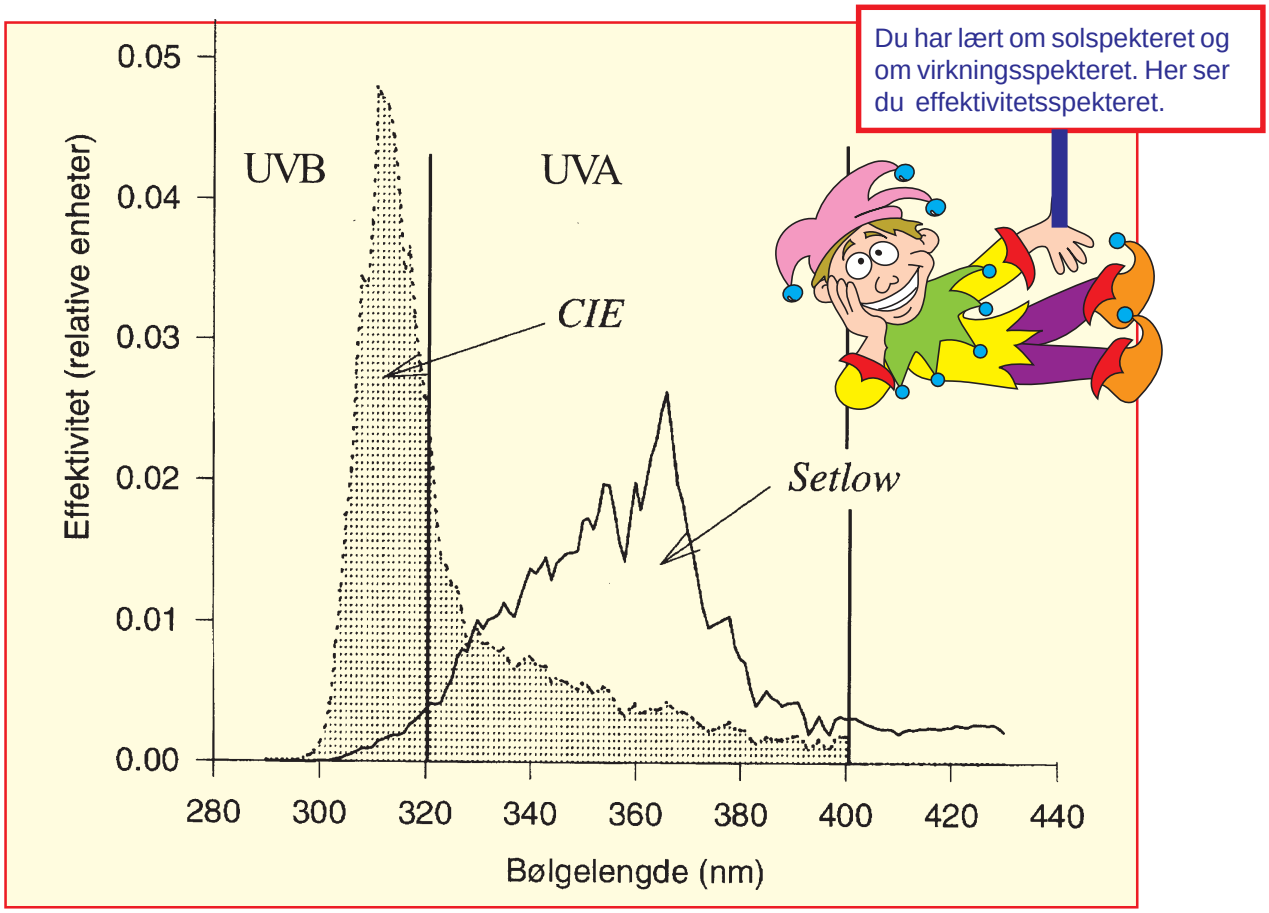
Verdien på sedlene og myntene kan sammenlignes med de ulike områdene av virkningsspektret – noen sedler (1000 kr seddelen) kan en kjøpe mye for, mens andre har liten kjøpekraft (50-øringen).



Når det gjelder UV-strålingen fra sola, vet vi at noen bølgelengder har stor effekt (i figur 12 ser du at det er UVB), mens andre (gjerne UVA) har mindre effekt.

Antall sedler og mynter tilsvarer solspektret. Det er mye stråling i UVA-området, som har relativt liten effekt. Det kan sammenlignes med mange 50-ører som enkeltvis har liten kjøpekraft. Har vi tilstrekkelig mange 50-ører kan vi kjøpe like mye som med en 1000-lapp. Få 1000-kr sedler (som har stor kjøpekraft) kan sammenlignes med lite UVB-stråling (som har stor biologisk effekt).

Til slutt teller vi opp pengene på sparegrisen. Det er det samme som å ta produktet av I(λ) og V(λ) og summere opp over alle bølgelengder.



Figur 13 Her er vist to effektivitetsspektre der sola er strålekilden. Samlet effekt er lik med arealet under kurven(e). Med CIE-spekteret er det UVB-stråling som er mest effektivt (arealet er størst) – men når en bruker Setlow-spekteret vil UVA-området dominere.

Soldose – faglig korrekt

Effektivitetsspekteret definerte vi som produktet av virkningsspekteret og solspekteret. Den effektive dosehastighet, det vil si dose pr. sekund får vi ved å summere effektivitetsspekteret over alle bølgelengder (i praksis fra 290 nm til 400 nm). Det betyr at en integrerer effektivitetsspekteret:

1 $$\frac{dD}{dt} = \int_0^{\infty} I(\lambda) \cdot V(\lambda) \cdot d\lambda$$

Vi sa at I(λ) er solspekteret. Hvis vi bruker en annen strålekilde, for eksempel en kunstig UV-kilde (solarium), vil I(λ) være spekteret til den kunstige kilden.

Skal vi finne UV-dosen for en hel dag, må vi summere dosebidragene for hele dagen. Da kan en merke seg at virkningsspekteret er det samme hele dagen, – men solspekteret er avhengig av ozonlagets tykkelse, skydekket og ikke minst solhøyden. Det innebærer at solspekteret er avhengig av tid på dagen, tid på året og sted (det vil si breddegrad). Vi kan ta hensyn til dette ved å skrive solintensiteten som funksjon av både bølgelengde og tid; I(λ,t).

Den totale UV-dose for perioden t, er definert som:

2 $$D = \int_0^{t} \int_{290}^{400} V(\lambda) \cdot I(\lambda, t) \cdot d\lambda \cdot dt$$

Tiden kan være alt fra noen minutter til flere år. Vi kan selvsagt også beregne dosen for et par uker på en badestrand ved Middelhavet. I senere kapitler skal vi stort sett vurdere årsdoser. Virkningsspekteret vil da være konstant, mens I(λ,t) varierer hele året igjennom.

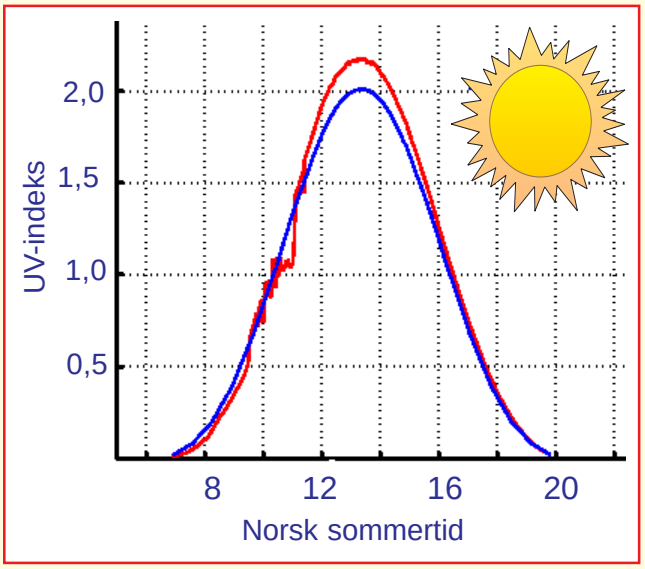
I de fleste doseberegninger som gjøres ser en bort fra skydekket og antar at det er klar himmel.

UV-indeks

Med det verktøy vi nå har, kan vi definere det som populært kalles UV-indeks. Det er en parameter som kan gi oss informasjon om intensiteten av UV-strålingen på et sted.

UV-indeks er ment som et råd for solvaner – i første rekke solbrenthet. Derfor bruker en CIE-spekteret. UV-indeks er da gitt ved ligning merket 1. En kan måle UV-indeks og en kan beregne den. Det som hele tiden endrer seg I(λ).

UV-indeks måles på en relativ skala som går fra 0 til ca. 12 – 13. Hos oss vil den komme opp i ca. 6 midt på sommeren. I ekvatorområdene kommer den opp i 12 eller mer enkelte dager. Der er det samtidig et tynnere ozonlag.



Figur 14. Her er vist UV-indeks for Oslo 30. mars 2005. Den røde kurven er den målte verdi – den blå er forventet verdi med "normalt ozonlag". Ozonlaget var 10 – 15 % tynnere enn normalt den dagen. Det var noen skyer på formiddagen, men ellers var det en fin vårdag. UV-indeks nådde verdien 2,1 som ikke er særlig høy. På Finse som ligger mye høyere og der det var snø, nådde UV-indeks opp i 3,5.

Effektive UV-doser

Vi har kunnskap om hvordan solstrålingen blir absorbert og spredt i atmosfæren. Det er derfor mulig – men vanskelig – å beregne hvor mye stråling som når frem til bakken. Til dette bruker vi en stor og komplisert modell av atmosfæren.

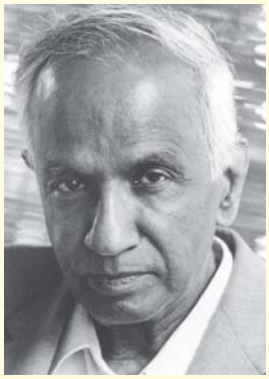
Det var den indiske fysikeren Chandrasekhar som utarbeidet en teoretisk modell for hvordan strålingstransporten er gjennom atmosfæren. Basert på denne modellen har nordmannen Knut Stamnes og medarbeidere utarbeidet en metode for å løse de matematiske ligningene ved hjelp av datamaskiner, slik at en kan beregne UV-strålingen som treffer bakken.

Modellen består i at en deler inn atmosfæren i 40 lag som alle er 2 km tykke. En antar at absorpsjon og spredning er den samme innenfor et lag, men at det varierer fra lag til lag nedover i atmosfæren. I disse lagene kan en legge inn ozon (det meste mellom 10 og 30 km), og andre ting som absorberer og sprer strålingen, for eksempel skyer. Resultatet av beregningene er at en kan angi solspekteret ved bakken, når en kjenner ozonlaget og skydekket.Siden skydekket varierer betydelig fra time til time vil de fleste beregninger være for «*klar himmel*».

UV-dosen en får kan regnes ut ved å summere dagsdosene for en periode, for eksempel et år. Når vi beregner denne, deles året inn i timer (det er 8760 timer i et år). Videre antar vi at solspekteret er konstant innen hver time, men det varierer fra time til time gjennom dagen.

Ozonlaget inngår i beregningene av UV-strålingen. Vi kan bruke de verdier som en til enhver tid måler – men vi har brukt middelverdier når vi beregnet de årsdoser du finner i figur 15.

I figur 15 er alle doser gitt relativt til Oslo (60° N), som er satt lik 100.



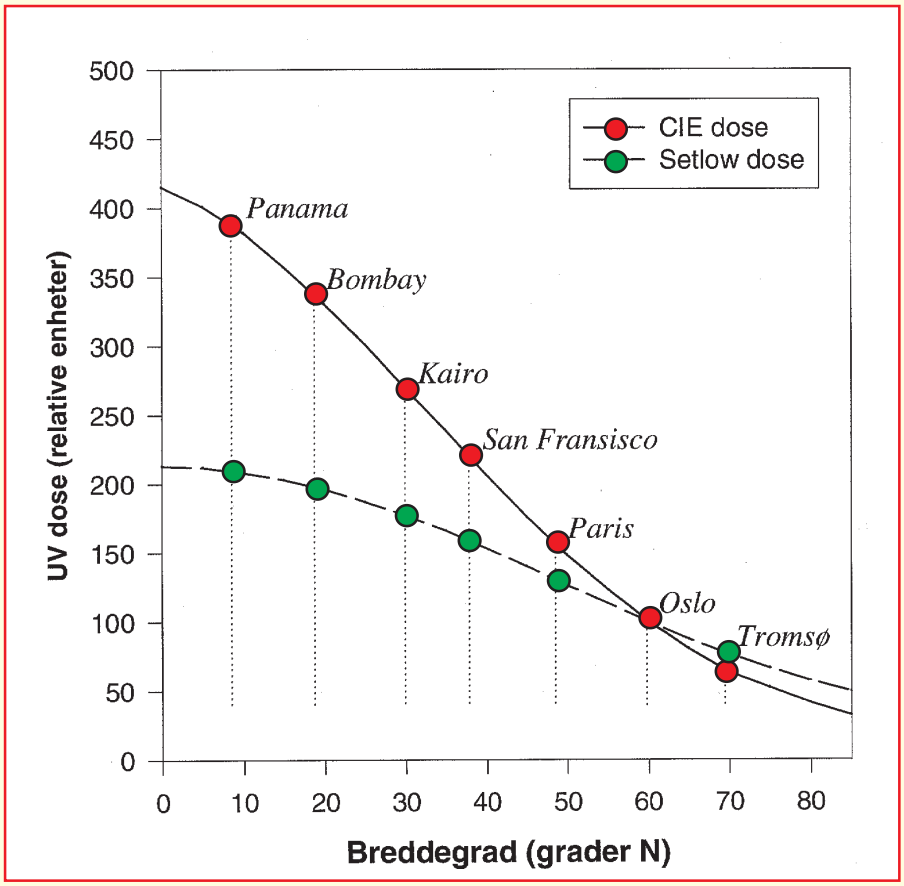
S. Chandrasekhar (1910–95)

Figur 15 viser en del interessante ting. Med CIE-spekteret som grunnlag øker årsdosen med en faktor 4,3 fra Oslo til ekvator. Det betyr at UV-dosen øker i snitt med ca. 7 prosent for hver breddegrad en reiser sydover (én breddegrad er 111 km). Når vi sier «i snitt», er det fordi kurven i figur 5.4 ikke er en rett linje. Endringen per breddegrad innen Norge er noe mindre enn lengre syd. Mellom Oslo og Tromsø varierer det effektive UV-nivået med 4 – 5 prosent per breddegrad. Det betyr f.eks. at UV-nivået på årsbasis er ca. 5 prosent høyere i Oslo enn for eksempel omkring Hamar og Gjøvik.

Brukes Setlow-spekteret i de samme beregningene, er breddegradsvariasjonen bare halvparten så stor, og årsdosen ved ekvator er omkring dobbelt så stor som i Oslo.

Oppsummering

De UV-doser som presenteres er beregnede doser. Vi tar hensyn til ozonlagets tykkelse, men antar ellers at det er klar himmel!



Figur 15. Årlig effektiv UV-dose som funksjon av breddegrad på den nordlige halvkule. Dosene gjelder ved havoverflaten og er gitt i relative verdier der dosen for Oslo er satt lik 100. En del kjente steder er antydet. De to kurvene gjelder doseberegninger der henholdsvis CIE- og Setlow-spekteret er benyttet.

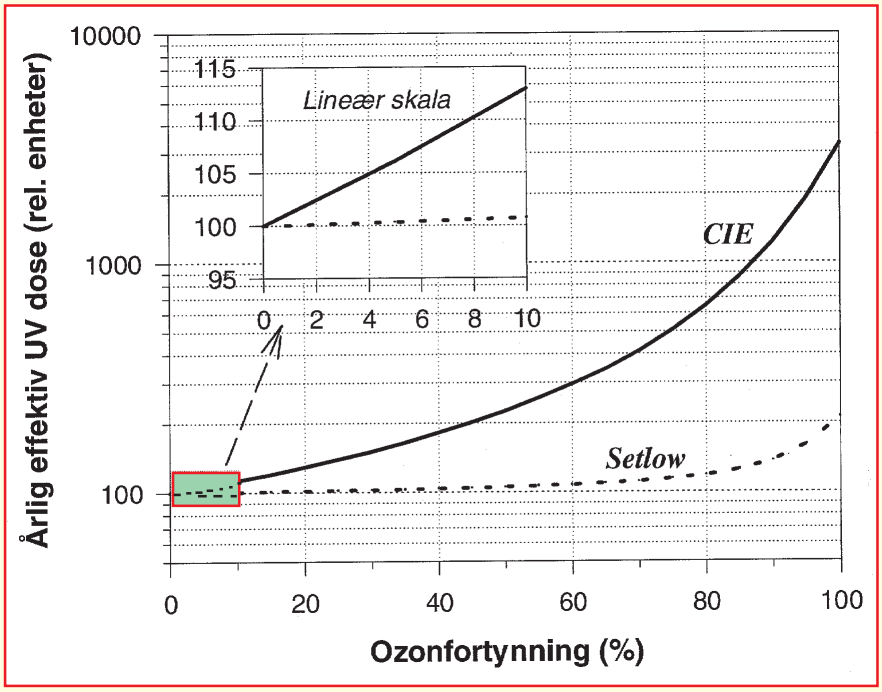
Fortynning av ozonlaget

I miljødebatten var mange opptatt av at ozonlaget er truet, fordi **et tynnere ozonlag vil bety mer UV-stråling.** Det er viktig at vi kan være litt mer presise og fortelle **hvor mye** UV-strålingen vil øke hvis ozonlaget blir redusert med for eksempel 10 prosent.

En økning av UV-dosen på grunn av et tynnere ozonlag kan sammenlignes med å flytte sydover. Vi ser i figur 15 at UV-nivået øker når vi beveger oss sydover. Hvor langt sydover må vi flytte for at økningen i effektivt UV-nivå skal tilsvare en ozonlagsfortynning på for eksempel 5 eller 10 prosent ?

En reduksjon av ozonlaget om vinteren betyr lite eller ingenting uansett hvilket virkningsspektrum vi bruker. Det er i de fire sommermånedene (mai t.o.m. august) at vi får omkring 80 % av årsdosen.

Når vi skal beregne hvordan UV-nivået øker med et redusert ozonlag antar vi en konstant ozonreduksjon for hele året. Resultatet av dette er vist i fig. 16.



Figur 16. Årlig effektiv UV-dose ved 60 grader nord som funksjon av ozonfortynning. Skalaen er logaritmisk. Det grønne området er forstørret, og dosene er gitt på en lineær skala. Brukes CIE-spektret, vil 100 % fortynning øke dosen 30 - 40 ganger. En fortynning på ca. 45 % vil fordoble dosen. Det betyr at Oslo da får samme UV-nivå som de nå har ved Middelhavet. Brukes virkningsspektret til Setlow, blir effekten av et tynnere ozonlag ubetydelig. Det henger sammen med at for Setlow-spektret er UVA-området det som gir det største bidraget til dosen – og UVA-stråling påvirkes nesten ikke av ozonmengden.

Konsekvens av ozonfortynning

Vi ser av figur 16 at når ozonfortynningen er liten (det vil si noen få prosent), vil UV-nivået øke lineært. Det betyr at 1% ozonfortynning gir ca. 1% økning i UV-nivå. Dette holder for ozonfortynninger opp til ca. 10 % . Et eksempel på dette er vist i figur 14 der UV-intensiteten er ca. 10 prosent over normalen på en dag med en ozonreduksjon på ca. 10 prosent. Når ozonfortynningen blir større øker dosen kraftigere, som vist i figur 16.

I all diskusjon om konsekvensene av et tynnere ozonlag er det helt avgjørende at vi kjenner virkningsspektret for de biologiske prosessene vi snakker om. Vi kjenner noe, men har fortsatt ikke tilstrekkelig kunnskap om virkningsspektrene for dannelse av D-vitamin, for øyeskader, for vekst-hemming til alger og plankton, for hudkreft – både malignt melanom og basalcellekreft (den vanligste formen for hudkreft), osv. De aller fleste som gir råd med hensyn til solig bruker CIE-spekteret – og det kan føre til betydelige feil med hensyn til et svekket ozonlag som en ser av figur 16.

UV-nivå og skydekke

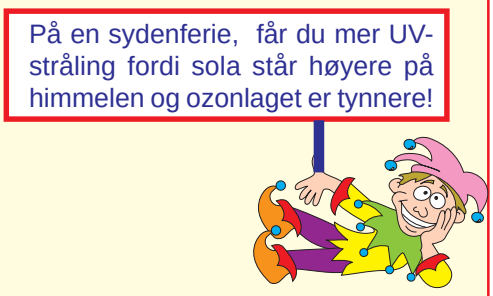
Vi vet alle at skydekket har stor betydning for den UV-stråling som kommer ned til bakken. På årsbasis er UV-nivået på Østlandet omkring halvparten av det som er forventet ut fra klar himmel.

UV-målinger

Det er nå en rekke målestasjoner for UV-stråling i Norge. Dette nettet av målestasjoner er et samarbeid mellom Helse- og omsorgsdepartementet og Miljøverndepartementet og systemet opereres av Statens strålevern og Statens forurensningstilsyn (SFT) ved NILU. Det er ni stasjoner i drift fra NyÅlesund i nord til Landvik ved Grimstad i sør. Målingene, som er basert på CIE-spekteret, tar hensyn til både ozonmengde og skydekket. Resultatene legges ut på Internett og oppdateres hele dagen. Alle resultater kan en finne på adressen:

http://uvnett.nrpa.no/uv/

Oppsummering – ozon og UV-stråling



Det er gjennomført en lang rekke målinger og beregninger når det gjelder ozon og UV-stråling. La oss derfor peke på noen av de resultater som dette arbeidet har gitt.

1. Ozonmålinger i Norge gjennom mer enn 50 år viser at ozonnivået har endret seg relativt lite.

Hvis vi antar at skydekket er uforandret fra år til år, kan vi slå fast at UV-strålingen neppe har endret seg nevneverdig i dette tidsrommet. Ozonmålingene kan tyde på at UV-strålingen muligens var større for 50 år siden.

2. Omkring 80 prosent av UV-dosen får vi i løpet av månedene april til og med august, og bare fem prosent i vintermånedene.

3. Skydekket har stor betydning for UV-nivået.

Skyvariasjoner har større innflytelse enn de normale ozonvariasjonene.

Hvis det er klarvær og samtidig lite ozon (ofte skjer dette samtidig), blir UV-dosene store.

4. Det er satt igang en rekke målestasjoner som registrerer UV-strålingen rundt om i Norge. Det bør bli en vane å sjekke UV-nivået når en skal være i sola. På sikt vil disse målingene gi oss bedre informasjon om UV-strålingen og dens variasjon i Norge.

+

Dannelse av D-vitamin
Velvære
Solbrun
Styrking av immunforsvaret

–

Hudkreft
Elding av huden
Solbrenthet
Svekking av immunsystemet
Øyeskader

Vi kan ikke omtale alle effekter av UV-stråling – men vi skal se nærmere på de som er nevnt her.

UV-stråling og D-vitamin

D-vitamin er helt avgjørende når det gjelder å bygge opp beinmassen. Den viktigste kilde til D-vitamindannelse er sola. Det er UVB-stråling som er effektiv fordi den starter prosessen som du ser i figur 17. I huden vår har vi utgangsstoffet 7-dehydrokolesterol. Det omformes til et previtamin D_3 som er inaktivt. Dette aktiveres i to trinn – først i leveren og så i nyrene. Det som skjer er at det hektes på to OH-grupper for å få det aktive D-vitamin.

Hvor mye D-vitamin trenger vi?

D-vitaminmengde måles i vekt (og da i mikrogramområdet) eller i såkalte internasjonale enheter (IE).

1 µg = 40 IE

Det rår betydelig usikkerhet om hvor stort det daglige behov er. De fleste mener nok at behovet varierer gjennom livet og i ulike situasjoner – som for eksempel graviditet. Når vi ser på økingen av beinskjørhet, er det rimelig å trekke den slutning at de fleste ville være tjent med et noe høyere D-vitaminnivå.

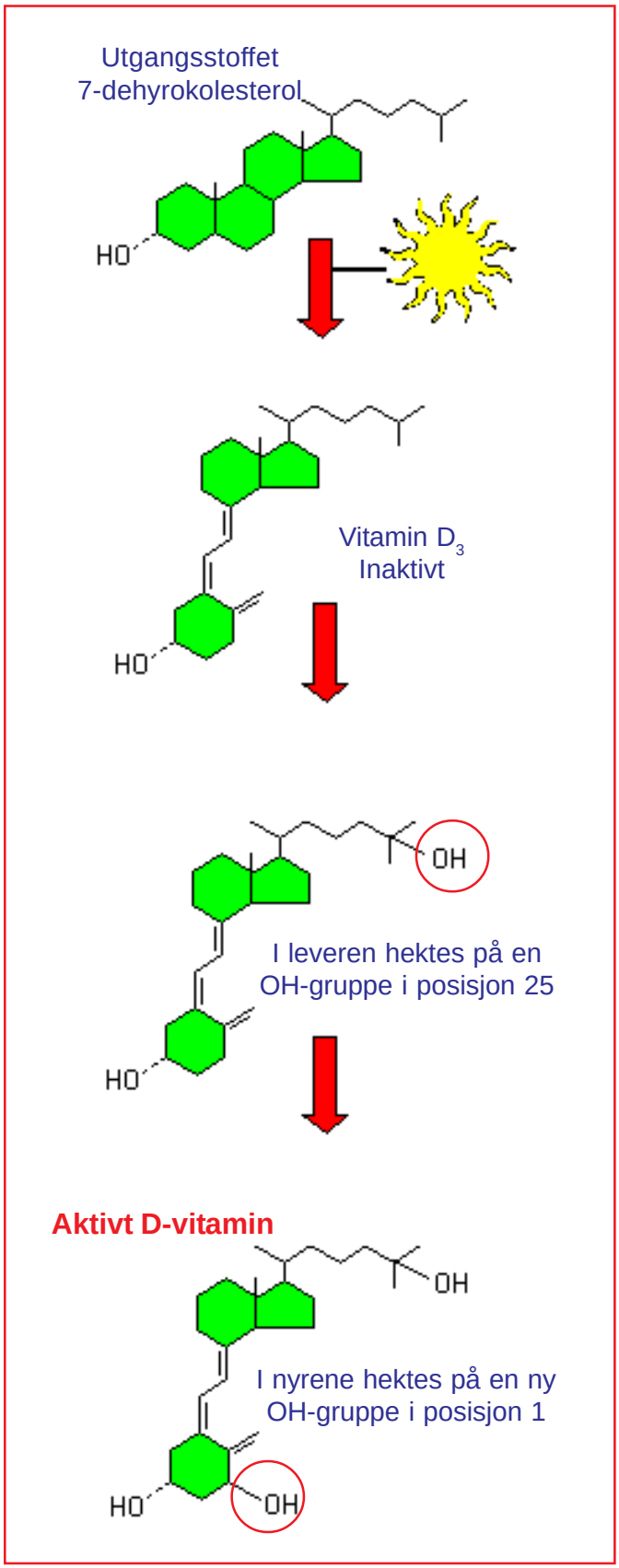
De fleste eldre mennesker har sannsynligvis for lavt D-vitaminnivå – noe som vil øke nedbrytingen av beinmasse. Grunnen til at eldre lettere kommer i D-vitaminmangel, er det faktum at mengden av utgangsstoffet 7-dehydrokolesterol i huden minker med alderen. Likeledes er gjerne eldre mennesker langt mer forsiktige med solstrålingen. Mange er også knyttet til inneliv, som i institusjon.

De fleste regner med at det daglige behov for D-vitamin er minst 200 IE eller 5 µg per dag. Du vil flere steder finne tabeller som angir det daglige behov. En av de nyeste er denne.

Alder	Behov i IE	Behov i µg
Barn	200	5
20 - 50 år	200	5
50 - 70 år	400	10
Over 70 år	600	15

Med hensyn til beinskjørhet er det de over 50 år som vil kunne ha størst nytte av solstråling. De vil være tjent med mer sol over større deler av kroppen.

Beinskjørhet er langt lettere å forebygge enn å behandle. Som vanlig er det viktig med et godt kosthold, solstråling, kalsium, tilstrekkelig mosjon og ikke røyking.



Figur 17. Her er en rent skjematisk fremstilling som viser hvordan utgangsstoffet 7-dehydrokolesterol omdannes til D-vitamin. Utgangsstoffet ligner svært på kolesterol. Vi har det i huden og det kan lages i laboratoriet. Det må UVB til for å omforme det.

D-vitaminmangel – Rakitt – Beinskjørhet

D-vitaminer er viktig i spedbarnsalderen for å unngå ***rakitt*** eller «engelsk syke». I den andre enden av livet er ***osteoporose*** eller «***beinskjørhet***» et stort problem der D-vitaminer spiller en viktig rolle. La oss derfor se litt nærmere på hva dette er og det omfang det har.

Rakitt – «engelsk syke»

Rakitt rammer barn i de to første leveårene. Mangel på D-vitamin fører til bløte knokler. Beinvevet forkalkes ikke skikkelig, og overganger mellom brusk og bein blir fortykket (se eksemplene i figur 18). Sykdommen herjet tidligere rundt om i hele Europa. De som ble rammet, kunne bli hjulbeinte og krumryggede, og for jenter kunne det føre til at de fikk store vanskeligheter med å gjennomføre en graviditet.

De første beskrivelser av rakitt går tilbake til 1650. Sykdommen spredte seg med den industrielle revolusjon, under et teppe av kull og røyk blant fattige som bodde i trange, mørke gater i den tids nye fabrikkbyer. Sykdommen kan, med en viss rett, sies å være forårsaket av menneskenes forurensning av atmosfæren. Den opptrådte i hele Europa, men særlig i engelske gruvebyer (herav navnet «engelsk syke»).

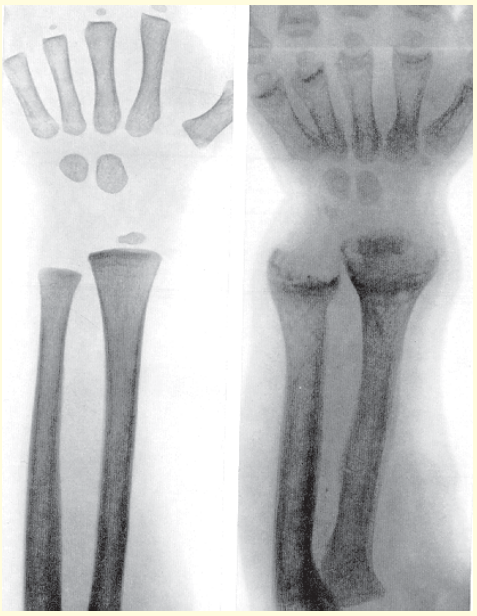
Barn i alderen fra 3 mnd. og opp til ca. 2 år er mest utsatt for rakitt. I slutten av det 19. århundre kunne opp til 90 prosent av alle barn i europeiske storbyer være merket av sykdommen. I Norge var det også en del rakitt, men trolig ble mange reddet ved at vi spiste mye fisk, og at de fleste barn tok tran.

Rakitt er en sykdom som stort sett er borte – både i Norge og i andre land. Imidlertid har det de senere år vært en liten oppblomstring av sykdommen i forbindelse med innvandrerbarn. De er ofte mørkhudede – har mer pigment – og trenger følgelig mer sollys for å danne tilstrekkelig med D-vitamin.Det å flytte til Norge krever mer sol på kroppen enn det de får. .

Voksne kan også rammes av en tilsvarende D-mangel sykdom – det vi kaller ***osteomalaci***. Selve ordet osteomalaci betyr «bløtt ben» og er ikke det samme som osteoporose.

Beinskjørhet – osteoporose

Beinskjørhet rammer i første rekke de eldste i samfunnet og flere kvinner enn menn. Det er en langsomt snikende prosess som til slutt fører til at det oppstår brudd – selv ved lette påvirkninger. Det gjelder underarmsbrudd, brudd i ryggen og ikke minst; farlige lårhalsbrudd.



Figur 18. Røntgenbilder av to småbarnarmer. Begge bildene er fra barn som er ca. 18 md. gamle. Til venstre er en normal arm, mens bildet til høyre viser et barn som har rakitt.

Beinskjørhet er et stort problem både i Norge og i resten av verden. Det reduserer livskvaliteten til dem som rammes, og legger beslag på mange helsekroner. I realiteten rammes vi alle fordi beinmassen avtar med årene, men det får helsemessige utslag bare hos en del.

Vi regner med at det i Norge er omkring 250 000 kvinner som har beinskjørhet og omkring 50–60 000 menn. Det fører blant annet til omkring 32 000 beinbrudd, som koster samfunnet ca. 2 milliarder kroner i året.

Beinskjørhetens utvikling

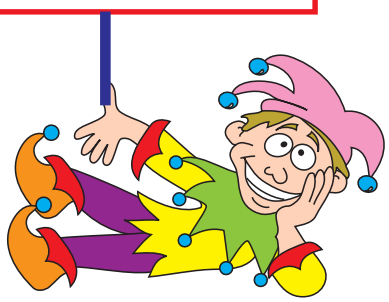
Det ser ut til at beinskjørhet er på fremmarsj i mange land, men årsakene til det er ikke klarlagt. Vi vet at kroppen trenger kalsium for å fungere, og beinbygningen er kroppens kalsiumlager. Beinbygningen må hele tiden gi fra seg kalsium til blodet. Hvis det ikke tilføres nok kalsium tilbake til beinbygningen, vil balansen mellom blodet og knoklene forstyrres. Beinstrukturen er hele tiden i endring – gammelt brytes ned og nytt bygges opp. Denne rundgangen tar omkring to til fire måneder.

Vi vet at tidlig i livet – opp til 20–25 år – skjer det en oppbygging av bein og skjelett. Beinmassen når en topp omkring 30-årsalderen, men så begynner tapet. Hos noen er tapet større enn hos andre, og de utvikler beinskjørhet fra 50-årsalderen. Siden det er langt mer hyppig hos kvinner enn menn, viser det at kjønnshormoner spiller en rolle – og vi vet at etter overgangsalderen reduseres østrogenmengden.

Tap av beinmasse er normalt omkring 0,3–0,5 prosent per år. Hos kvinner øker dette etter overgangsalderen til omkring 1–3 prosent per år. Omkring 60-årsalderen går det langsommere, men det stopper ikke opp. Eldre kvinner har tapt omkring 35–50 prosent av beinmassen og eldre menn har tapt omkring 20–35 prosent.

Sjansene for at beintapet skal utvikle seg til beinskjørhet, er avhengig av den beinmassen en har i 30-årsalderen (det vil si toppverdien), og hvor fort tapet går. Du kan selv influere på prosessen ved å få tilstrekkelig kalsium og D-vitamin samt mosjon.

Kalsium + D-vitamin er nødvendig!



Kroppen innholder omtrent 1,5 prosent kalsium. Dette finner vi tre steder:

1. I beinstrukturen: Her er omtrent 99 prosent av alt kalsium, og beinbygningen er selve lageret for kalsium.

2. I cellene i kroppen: For å fungere riktig trenger cellene litt kalsium.

3. I blodet: Det er blodet som frakter kalsium til organer og celler etter som det er behov for det.

Kalsium som vi får gjennom maten, blir absorbert fra tarmen og brukt der det trengs. **D-vitamin** er avgjørende for dette opptaket!

Hvis opptaket av kalsium fra tarmen ikke er tilstrekkelig, må en bruke av lageret (beinbygningen) – og når det hentes ut for mye kalsium fra beinbygningen, kan det føre til beinskjørhet.

Sollys på naken hud er viktigste D-vitaminkilde. Det er noe i maten vi spiser – normalt ca. 50 % av dagsbehovet (100 IE). Om vinteren med lite UV-stråling bør vi ta tran.

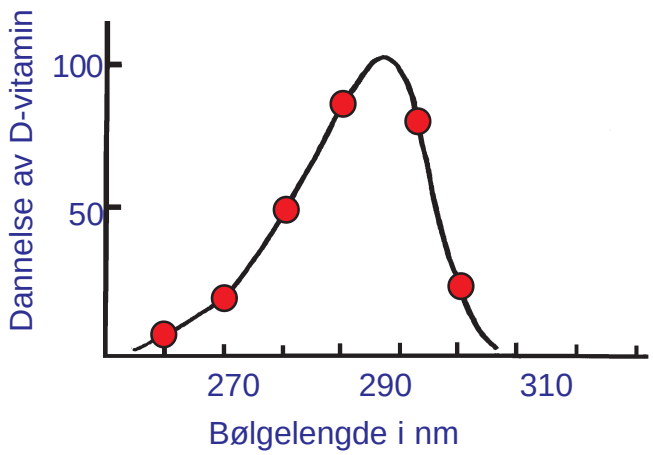
Virkningsspekteret for D-vitamin

Hvilke deler av solspekteret fører til D-vitamindannelse – kan en bruke kunstige kilder som solarier?

Det er vanskelig å få informasjon om virkningsspekteret, men det har vært gjennomført en del laboratorieforsøk. Den kritiske prosessen er hvordan stoffet vi har i huden (7-dehydrokolesterol) blir omdannet til det inaktive vitamin D_3. Det er gjort forsøk med hud fra mennesker med en hudtype som er omtrent den vi har i Norge. Biter av huden ble bestrålt med kunstige UV-lamper i laboratoriet. For hver enkelt bestråling brukte en UV-stråling innenfor et bølgelengdeintervall på 3–5 nm.

Ved hjelp av moderne teknikk målte en mengden av utgangsstoffet (7-dehydrokolesterol) og de produkter som UV-strålingen ga. Det ble gjort mange eksperimenter, og for hvert eksperiment ble det brukt et nytt bølgelengdeområde. Resultatet av eksperimentene er vist i figur 19.

Eksperimenter fra andre forskere har gitt tilsvarende resultater – slik at vi kan regne med at virkningsspekteret for D-vitamindannelse er bestemt. Vi ser at bølgelengdeområdet 295–300 er det mest effektive. Vi kan videre slå fast at UVA-stråling (320 – 400 nm) har liten eller ingen effekt når det gjelder dannelse av D-vitamin. Du kan *ikke* bruke solarier og tro at du kan danne D-vitamin! Det må da være et solarium som ikke følger retningslinjene, som sier det skal være lite eller ingen UVB-stråling.



Figur 19. Her er vist et eksperimentelt virkningsspektrum for dannelse av forløperen til D_3 i huden til mennesker med hudtype III. Dette spekteret kan sammenlignes med CIE-spekteret. (Hentet fra MacLaughlin, Anderson og Holick i Boston, USA.)

Virkningsspekteret for D-vitamin

Kunnskap om virkningsspekteret for D-vitamindannelse gir grunnlag for en rekke konklusjoner:

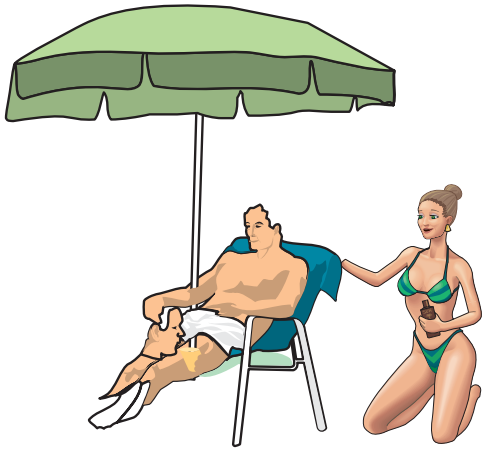
1. D-vitamindannelse krever UVB-stråling. Det gjelder både den D-vitamin som dannes i huden, og det som dannes kunstig i laboratorier og fabrikker.

2. For å danne D-vitamin i huden må vi ut i friluft. Det er imidlertid ikke nødvendig å være i direkte sol, fordi det er betydelig mengder av spredt UVB-stråling i skyggen. På grunn av Rayleigh-spredning blir UVB med bølgelengde 300 nm spredd omkring åtte ganger mer effektivt enn synlig lys med bølgelengde 500 nm.

3. Ozon absorberer i første rekke UVB-stråling. Det betyr at mindre ozon vil føre til mer D-vitamindannelse og *vice versa*.

4. Solariebruk gir *ikke* D-vitamindannelse. Ifølge gjeldene bestemmelser for godkjenning av solarier og høyfjellssoler skal det være minimalt med stråling i UVB-området. I det alt vesentlige gir bruk av solarier UVA-stråling.

5. Vær klar over at solkrem beskytter i første rekke mot UVB. Hvis du bruker faktor 10 vil det bety at du *reduserer* dannelsen av D-vitamin med omkring 90 prosent! Bruk derfor solkrem kun på de mest utsatte steder. Gå heller i skyggen!



Med hensyn til D-vitamin – velg parasoll fremfor solkrem!

Hvor mye D-vitamin dannes?

Det råder betydelig usikkerhet når det gjelder mengden av D-vitamin som dannes i huden. Det er avhengig av både solmengde og mengden av 7-dehydrokolesterol i huden. En UV-dose som fremkaller svak rødhet i huden hos hvite mennesker, kalles for en ***minimum erytem dose* (MED)**. Det har vært antydet at en slik dose gir omkring 30 mikrogram D-vitamin per kvadratmeter hud. Dagsbehovet av D-vitamin er ca. 10 µg – og kanskje helst litt mer når en blir eldre. Det betyr at hvis du soler deg over det meste av kroppen (vi har omkring 1,5–1,8 kvadratmeter hud) inntil du får en dose på 1 MED, vil det holde til noen dagers behov. På en fin sommerdag i Sør-Norge får vi en erytemdose i løpet av noen minutter til en halv time.

Om vinteren er det lite eller ingen UVB-stråling som kommer ned til bakken i Norge. Da vil den naturlige dannelsen av D-vitamin opphøre – eller være utilstrekkelig. Det gjelder for perioden september til april. I den perioden bør inntak av D-vitamin gjennom kosten økes. Aller enklest gjøres det ved å ta tran. Én spiseskje tran innholder omkring 1200 IE (omkring 30 µg) med D-vitamin – noe som dekker det daglige behov hos de fleste (overdriv ikke det kunstige inntak).

D-vitaminets historie

De første vitenskapelige beskrivelser av D-vitaminmangel (nemlig rakitt) ble gjort på midten av 1600-tallet av Daniel Whistler og Francis Glisson, men gjennombruddet kom først i perioden 1910–30 da en lærte å kjenne vitaminene. Edward Mellanby arbeidet med hunder som oppholdt seg innendørs, og som utviklet rakitt. Han fant at sykdommen skyldes mangel på et sporstoff i maten – som han trodde var et fettløselig vitamin.

I 1920-årene ble det gjort en rekke forsøk. En fant at en måtte skille mellom A- og D-vitamin som begge er fettløselige. I 1923 fant Goldblatt og Soames at ved å bestråle en forløper til vitamin D i huden, ble det dannet en forbindelse som var identisk med det fettløselige vitaminet. I forsøk med rotter som hadde rakitt, fant en at det var positivt å bestråle huden med UV-stråling og videre UV-bestråle maten.

Den kjemiske struktur av D-vitamin ble bestemt i 1930-årene i laboratoriet av den tyske kjemikeren Adolf Windaus. Han fikk nobelprisen i 1928 for sitt arbeid med steroler og deres sammenheng med vitaminene.

Adolf O.R. Windaus

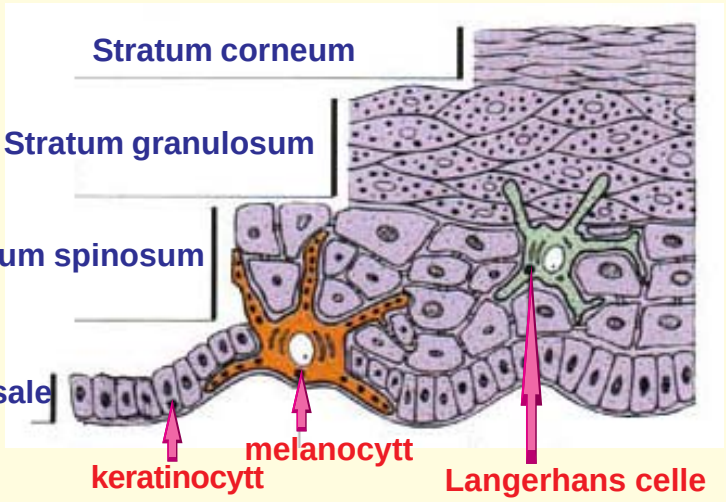
UV og huden

Soling fører til dannelse av ***melanin*** som gir den fine, brune fargen. Det negative er solbrenthet som gjør huden rød og hoven. Det kan oppstå væskefylte blemmer. Blodårene i dermis utvider seg og blod strømmer til. Det er verken behagelig eller sunt å bli brent. Nå skal vi se hva som skjer når vi blir brune.

Huden består av overhud (epidermis), lærhud (dermis) og underhud (hypodermis). I figur 20 er vist et snitt av overhuden – som består av en rekke lag. Ytterst er det flate, døde celler som etterhvert skalles av (hornlaget). Nye celler lages i basalcellelaget, der cellene deler seg ca. hver 3. uke.

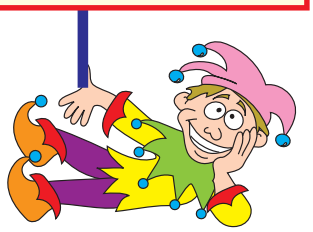
I basalcellelaget finner en også **melanocyttene**. De deler seg langsomt, men det er disse cellene som lager pigmentet **melanin.** Melanin absorberer UV-stråling, og beskytter dermed cellene som ligger under. De øverste cellelagene i huden virker som en «paraply» mot solstrålene. Denne paraplyen bygges ikke opp på èn dag og derfor må starten være forsiktig.

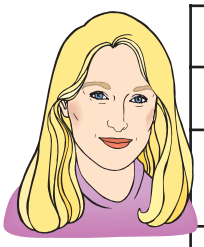
En kan dele menneskene inn i hudtyper avhengig av hvor lett de blir solbrente – eventuelt etter størrelsen på melaninkornene (melanosomene). I tabellen under er vist en hudtypeinndeling som ble introdusert i 1975 av amerikaneren Thomas B. Fitzpatrik. Tabellen tar utgangspunkt i hvor lett huden blir brent og brunet. Nordmenn flest hører til type II og III, mens de i Irland og Skottland hører mer til I og II. Mennesker nær ekvator, har gjerne adskillig mer pigment i huden enn vi langt mot nord. Dette er kanskje naturens måte å beskytte menneskene mot UV-stråling. Vi kan øke mengden av pigment ved soling. Det skal vi se nærmere på nå.



Figur 20. Et tverrsnitt av overhuden (epidermis). Vi har satt navn på lagene. Videre er vist de viktigste celletypene i epidermis, i første rekke keratinocytter og melanocytter, og de mer sjeldne Langerhans celler. *Melanocyttene er «fabrikker» som danner pigmentet melanin (det som gir huden brunfarge). Pigmentet skilles ut i enden av cellenes lange «armer».*

Lær å kjenne din hudtype!
Den kan du **ikke** endre på.





Type	Hudfarge	Sol og hudreaksjon	Eksempler
I	Hvit	Alltid brent, aldri brun, flasser	Folk med hvit hud, blå øyne, fregner
II	Hvit	Blir lett brent, blir lite brun, flasser gjerne	Folk med lys hud, rødt eller blondt hår
III	Hvit	Blir moderat brent, lett brun	Middels kaukasisk type
IV	Lys brun	Blir lite brent. Brunes lett og mer enn middels	Folk med lys eller brun hud, mørkt hår, mørke øyne - sør-europeere
V	Brun	Blir sjeldent brent, brunes betydelig	Folk med brun hud (India)
VI	Svart	Aldri brent, svart	Folk med svart hud (negre)

Pigmentdannelse ved soling

Spørsmål

1. Hvordan dannes pigmentene?
2. Pigmenttyper.
3. Hva er virkningsspekteret for bruning?
4. Hva er virkningsspekteret for solbrenthet?

Dannelse av pigment

I epidermis har vi fra hundre-tusen til mer enn to hundre-tusen melanocytter per cm^2. Antallet er – merkelig nok – uavhengig hudtype, men det varierer avhengig av hvor på kroppen en er. Det er minst på ryggen og mest omkring kjønnsorganene.

Når melanocyttene treffes av UVB-stråling, vil de begynne å dele seg. Samtidig er dette starten på produksjon av melanin. Melanocyttene inneholder noen små organeller som kalles ***melanosomer*** – og det er her produksjon av melanin foregår. Melanosomene er eggformede, og dimensjonene er ca. 0,6 µm hos hvite og omkring 1 µm hos fargede. Antall melanosomer og type pigment er også noe som varierer med hudtypen.

I det indre av melanosomene er det et byggverk av proteiner. Det er en «forskaling» der en kan avsette melanin etterhvert som det dannes. Starten på pigmentdannelsen består i en trigging av enzymet tyrosinase som omformer utgangs-stoffet – aminosyren ***tyrosin***. Hos mørkhudede er det langt mer tyrosinase, og de produserer følgelig mye melanin – ja selv *uten* solstråling. Hos albinoer derimot, mangler tyrosinase, og de blir brent når de soler seg.

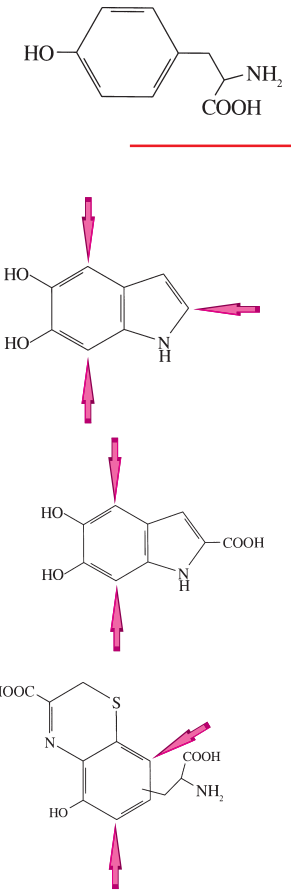
Etter hvert som melanosomene fylles opp med pigment, vandrer de utover i dendrittene (se figur 21). Melanosomene (de små kornene) blir mørkere utover i dendrittene fordi de fylles opp med melanin.

Melanosomer, fulle av melanin overføres til keratinocyttene. Selve overføringen tenker en seg foregår ved at noen melanosomer knipes av som en liten boble (markert med røde ringer i figur 21) som «spises» av keratinocytten.

I keratinocytten vil melanosomene samle seg og danne en ***cap*** eller en paraply over cellekjernen. På den måten blir cellekjernen med sitt DNA beskyttet mot UV-skader.

Pigmenttyper

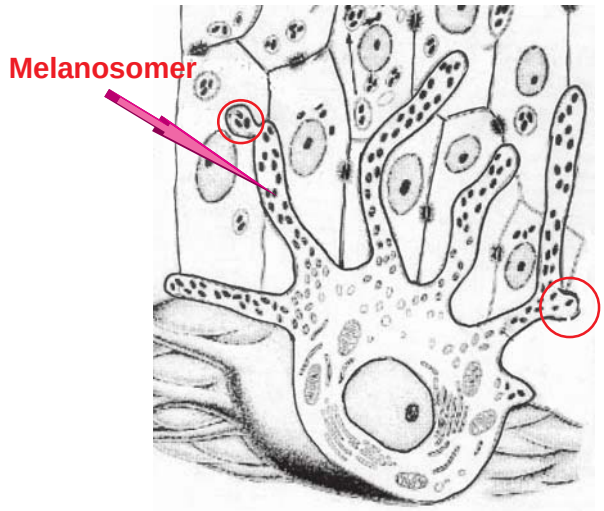
Det er to hovedtyper av melanin – ***eumelanin*** og ***phaeomelanin***. Begge er store komplekse molekyler som oppstår når noen mindre «start-molekyler» (vi kaller dem *«precursor»* moleky-ler) polymeriseres (hektes sammen). Et pigment er et byggverk av mindre molekyler. Du ser de forskjellige startmolekylene under.



Ved hjelp av tyrosinase blir tyrosin omformet til byggesteinene for eumelanin og pheomelanin. Videre hektes disse byggesteinene sammen til et større byggverk (et pigment) ved de steder som er merket ved røde piler.

Produksjon av melanin tar tid.Det tar fem til sju dager å bygge opp tilstrekkelig pigment i cellene slik at det er be-skyttende. Soler du deg mye i starten, vil cellene være temmelig ubeskyttet i den første perioden – da kan en få DNA-skader som i sin tur kan gi hudkreft.

Pigmentene brytes ned igjen. Små lyse pigmenter brytes ned mens de fortsatt er i *stratum spinosum*, mens de store mørke pigmentene brytes ned mer langsomt – vi finner de til og med i *stratum corneum*.



Figur 21. En tegning av en melanocytt. Den har en rekke utløpere og ligner en blekksprut. «Armene» (dendrittene) til melanocyttene går inn i stratum spinosum, der de gir fra seg pigment til keratinocyttene (markert med røde ringer) . En melanocytt kan ha kontakt med 30 – 40 keratinocytter.

Virkningsspektre for bruning og brenning

I figur 22 er vist virkningsspektrene for å danne pigment og for å gi solbrenthet (erytemdannelse).

Det eksperimentelle spektret for solbrenthet i figuren er grunnlaget for CIE-spekteret som er vist i figur 12. CIE-spekteret blir ofte kalt for erytemspekteret, men CIE-spekteret i figur 12 er et rent teoretisk virkningsspekter – gitt ved tre rette linjer og som derfor lett kan brukes i beregninger av UV-doser.

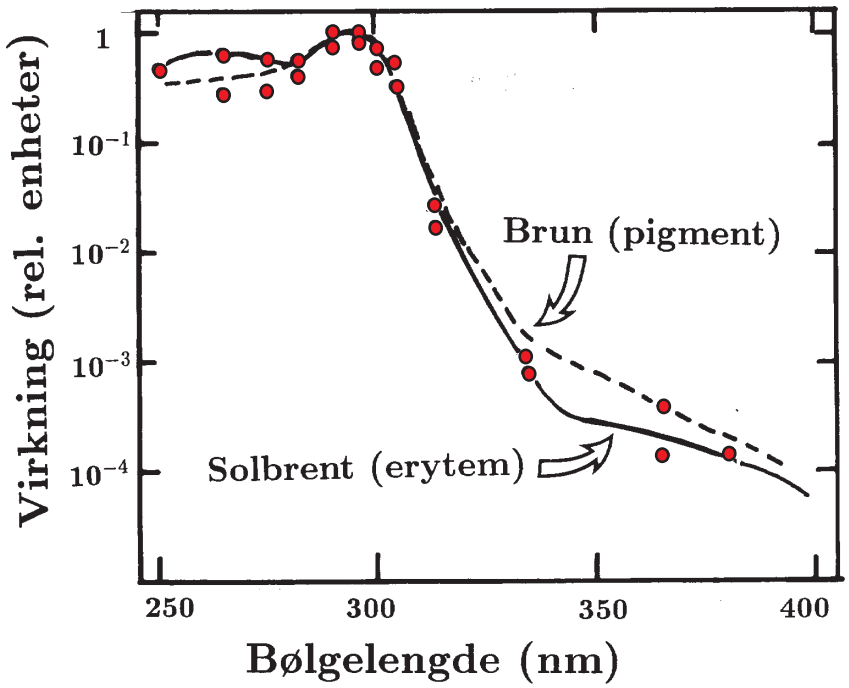
Du kan få nyttig informasjon ved å se på de virkningsspektrene som vi har presentert i figurene: 12, 19 og 22. Vi nevner:

1. Du kan ikke bli brun i en fei uten samtidig å risikere å bli solbrent. Den eneste løsningen er å la brunfargen komme i mange små porsjoner. Dette gjelder både i solarier og ute i sola.

2. Du kan ikke ***danne*** pigment med kunstige UV-kilder som bare gir UVA-stråling. Det vil i så fall ta meget lang tid. Solarier skal ifølge forskriftene gi meget lite UVB – noe som gjør at det dannes lite eller ingen pigmenter i et solarie.

Det er sikkert en del som vil protestere mot dette fordi de av erfaring vet at en får farge av solariebruk. Det skyldes at fargen på pigmenter som allerede er i huden blir mørkere ved bestråling med lys og UV. Det er en oksidasjonsreaksjon som skjer ganske fort og som på engelsk kalles *Immediate Pigment Darkening* (IPD). Det er kun en fargeendring – ingen nydannelse. Fargen blekner igjen etter noen timer. Vi kjenner ikke virkningsspektret for denne reaksjonen, men vi vet at effekten er stor i UVA-området. Denne reaksjonen vil derfor skje når en bruker UVA-kilder i solarier.

3. En negativ effekt av UV er elding av huden. Det innebærer at huden blir stivere og mindre elastisk – en forandring som de fleste ønsker å unngå. Særlig UVA-stråling er effektiv, og solarier er derfor minst like ille som sola når det gjelder elding av huden.



Figur 22. Her er vist virkningsspektrene for erytemdannelse (solbrenthet) og for dannelse av pigment (melanin) i huden hos hvite med hudtype II og III (nordmenn).

Soling og hudkreft

Soling kan gi hudkreft. Det er den mest negative helseeffekt vi har av solstrålingen. Vi skal først nevne de hudkreftformene som vi har. Det er et mål å finne frem til hva slags UV-stråling som er effektiv (hvilke virkningsspektre som gjelder for de ulike typer av hudkreft).

Det skjer en del spennende ting innen kreftforskning i dag og vi har i et annet hefte (Vår strålende verden – Hefte 2) beskrevet en del av de mekanismer som vi mener er viktige når det gjelder stråleindusert kreft – og når det gjelder de forsvarsmekanismer vi har. Vi henviser til dette heftet – men skal ta med en del ting som gjelder hudkreft spesielt.

Hudkreft er den mest hyppige kreftformen vi har. Den rammer, lik de fleste andre kreftformene, stort sett eldre mennesker. Men selv om den bryter ut ved en alder på 50 – 55 år, er den gjerne et resultat av soling som har skjedd langt tidligere i livet.

Hudkrefttyper

Basalcellekreft eller basocellulært karsinom

Denne typen utvikler seg fra keratinocyttene i *stratum basale* i epidermis (se figur 20, side 29). Dette er den hudkreftform som er mest vanlig. Alle tilfeller blir ikke registrert, men i 1996 registrerte Kreftregisteret vel 5500 personer i Norge med denne krefttypen. Selv om vi ikke har full oversikt over antall tilfeller, regner en med at det er like mye av denne kreftformen som av alle de andre kreftformene til sammen!

Basalcellekreft opptrer i første rekke på nakne legemsdeler, det vil si ansikt og hode – og er sannsynligvis forårsaket av UV-stråling med et virkningsspekter lik CIE-spekteret.

Basalcellekreft er relativt uskyldig fordi den ikke sprer seg til andre steder (metastaserer). Den kan ligne små knuter – arraktige eller eksemlignende – og kan være sår som vokser eller ikke vil heles. Denne kreftformen rammer temmelig likt kvinner og menn, og nær alle (99 prosent) blir helbredet.

Basalcellekreft krever behandling – stort sett ved å fjerne svulsten kirurgisk. I senere år har en brukt en metode for å fjerne svulsten som heter «fotodynamisk terapi» (PDT). Da brukes det en krem på huden som inneholder et stoff som gjør cellene ekstra følsomme for lys (flere stoffer kan brukes, men det som nå er viktigst, heter «5-aminolevulinsyre» eller ALA). Når celler som har fått slik krem, bestråles med lys – gjerne laserlys – dannes produkter som dreper cellen.

Plateepitelkreft eller spinocellulært karsinom

Denne kreftformen utvikler seg fra keratinocyttene i *stratum spinale* (se figur 20). Denne kreftformen er ikke så hyppig som basalcellekreft, men det er omkring 900 tilfeller i året i Norge. Stort sett er den knyttet til solbestrålte områder (ansikt og hals) og den kan spre seg til lymfeknuter og andre steder. Den må derfor behandles så raskt som mulig.

Plateepitelkreft er langt hyppigere (omtrent en faktor 2) hos menn enn hos kvinner. Helbredelsesprosenten er meget god, omkring 92 til 97 prosent.

Spinocellulært karsinom starter som et lett flassende eksem som utvikler seg til sår. Den kan være særlig aggresiv rundt kroppsåpninger (øyne, ører, munn, endetarm og skjede).

Plateepitelkreft kan behandles ved å fjerne svulsten kirurgisk. En kan også bruke strålebehandling og fotodynamisk terapi.

Malignt melanom – ondartet føflekksvulst

Den formen for hudkreft vi frykter mest, er malignt melanom eller ondartet føflekkkreft. Vi frykter den fordi den i langt større grad enn de andre formene kan metastasere (spre seg til andre steder enn der den starter). Videre er dette den kreftformen som øker mest i Norge. Utviklingen siden Kreftregisteret ble opprettet og frem til 1995 er vist i figur 23. Heldigvis er vi blitt flinkere med tidlig diagnose og behandling slik at «spriket» mellom de to kurvene i figuren øker.

Malignt melanom er en ukontrollert vekst av melanocyttene som lager pigment (se figur 20, side 27). Starten er altså en skade som fører til at en melanocytt mister kontrollen. Det kan være en melanocytt i huden eller for eksempel i øyet.

Malignt melanom forekommer stort sett bare hos den hvite rasen, og en er mer utsatt dess mindre pigment en naturlig har i huden. Det har vært en skremmende vekst i antall tilfeller av malignt melanom hos den hvite rasen de senere årtiene. Vi regner nå med at det i Norge er ca. 1000 nye tilfeller i året – i Sverige er det ca. 1500, i England ca.

6000 og i USA omkring 50 000 nye tilfeller hvert år. Det som forsterker det hele er at antall tilfeller ser ut til å øke fra år til år.

Mulighetene for en vellykket behandling øker når kreften oppdages tidlig. Nesten 80 prosent av alle som blir operert for malignt melanom, blir helbredet ved å fjerne primærsvulsten – og aller viktigst her er kirurgi.

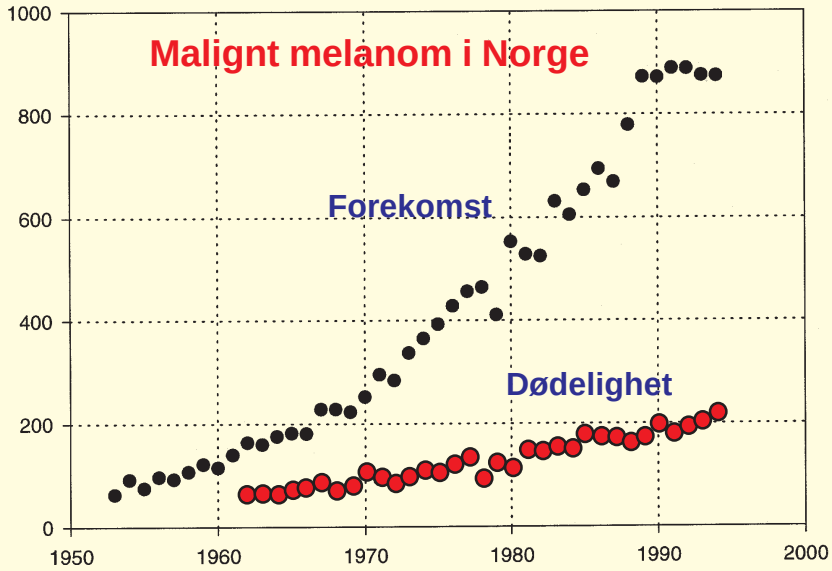
Melanomer forekommer for det meste hos voksne og en tror at to til fem prosent av tilfellene er arvelige. Navnet føflekkreft har det fått fordi det ofte starter ut fra en føflekk. Vi skal derfor være på vakt når føflekker vokser, klør, endrer farge, eller begynner å væske (blø). Alle føflekker vokser noe, men når de blir større enn ca. 5 mm bør en være på vakt. Det er også grunn til å holde øye med nye føflekker. I USA har man skissert en ABCD for melanomer som en kan bruke hvis en har mistanke.

ABCD for føflekkreft

A. «Asymmetry» på en føflekk. Det vil si at én side ikke er lik en annen.
B. «Border irregularity». Det vil si at kantene ikke er jevne.
C. «Color». Fargen på pigmentet er ikke lik over hele føflekken.
D. «Diameter». Størrelsen på føflekken er mer enn 5–6 millimeter.

Malignt melanom kan i prinsippet starte hvor som helst på kroppen, men er gjerne knyttet til de solbestrålte områder. Klesdrakt har betydning. Når det gjelder ansikt og hals, er forekomsten stort sett den samme hos kvinner og menn, men når det gjelder bena (særlig fra kneet og ned) er det store forskjeller. Det er langt flere kvinner enn menn som får melanomer på leggene – fordi de tradisjonelt har gått med skjørt og bare legger om sommeren. Tilsvarende er det fler menn som får melanom på overkroppen. Det betyr at solvaner, badedrakter og mengde av solstråling er viktig for ondartet føflekksvulst.

Det er også undersøkelser som viser at solintensiteten er viktig. En stor soldose i løpet av én dag innebærer betydelig større risiko enn den samme soldosen fordelt over noe lengre tid.



Figur 23 viser hvordan «malignt melanom» har utviklet seg i Norge i perioden fra 1953 til 1995. Det var en kraftig vekst i 1970- og 1980-årene. På 1990-tallet var det ca. 900 tilfeller per år. Den nederste kurven viser at omkring 200 dør hvert år (data fra Kreftregisteret).

Virkningsspektrene for hudkreft

Det er av stor betydning å få informasjon om hvilke deler av solspekteret som kan gi hudkreft. Vi kan selvsagt ikke gjøre eksperimenter med mennesker – og det er vanskelig å finne modellsystemer som kan gir informasjon.

Eksperimenter med modellsystemer gjennomføres med kunstige UV-kilder der en kan endre det bølgelengdeområdet som benyttes fra ett forsøk til det neste. Gjentatte eksperimenter kan således gi innformasjon om virkningsspektrene.

Modellsystemet fremfor alle når det gjelder ***ikke-melanom*** hudkreft, er mus. Det har vært gjennomført mange forsøk med mus og UV-stråling. **De viser at virkningsspekteret for ikke-melanom hudkreft ligner CIE-spekteret.**

Hva med ondartet føflekksvulst ?

Vi har desverre ikke noe godt biologisk system for å studere utviklingen av melanomer. Det nærmeste vi har er den lille akvariefisken *Xiphophurus* – som Richard B. Setlow studerte. Det ga oss Selow-spekteret. Gjelder det også for mennesker?

Vi kan ikke med sikkerhet si om mekanismene som fører til malignt melanom hos mennesker, er de samme som gir melanomer hos akvariefisken, men det er etter hvert mange kreftforskere som tror det. Derfor er Setlow-spekteret viktig!

Konklusjon

Konsekvenser av Setlows arbeid

Kunnskapen om Setlows virkningsspektrum for melanomer hos fisk gir grunnlag for noen interessante og viktige betrakninger.

Vi bruker sola som strålekilde. Videre bruker vi de to virkningsspektrene som er beskrevet (figur 12 på side 19). Da får vi de to effektivitetsspektrene i figur 13 (side 21). Vi kan nå tallfeste betydningen av UVA- og UVB-stråling ved følgende tabell:

Virkningsspekter	Bidrag fra UVB	Bidrag fra UVA
CIE-spekteret	64 %	26 %
Setlow-spekteret	5 %	95 %

1. Tabellen viser at for alle de biologiske prosesser som kan beskrives med CIE-spekteret, vil UVB-strålingen være ansvarlig for ca. 64 prosent av effekten, mens UVA-strålingen gir et bidrag på ca. 26 prosent.

2. For prosesser der Setlow-spekteret gjelder, vil hele 95 prosent av effekten skyldes UVA-stråling. UVB-strålingen gir 5 prosent.

UV-stråling og hudkreft

Med den kunnskap vi har i dag kan vi slå fast at solstrålingen fører til et meget stort antall av hudkrefttilfeller. Dette er i det alt vesentlige av typen ***ikke-melanom*** hudkreft. Virkningsspekteret for denne kreftformen er stort sett lik CIE-spekteret, og UVB-stråling er viktigst.

Vi har gode holdepunkter for å hevde at en stor del av ***melanomene*** skyldes solstråling. Vi er usikre på hvilket virkningsspektrum som skal brukes, men flere forskere mener at Setlow-spekteret gjelder for mennesker. Det innebærer at omtrent 95 prosent av de solinduserte melanomer skyldes UVA-stråling.

Hvis du skal bruke solkrem, vær derfor nøye med at den beskytter mot UVA-stråling.

Kunstige strålekilder

For kunstige strålekilder kan vi i prinsippet bestemme mengden av UVB i forhold til UVA. De regler som gjelder for solarier ble fastsatt i 1983. De tillater bare kilder der det alt vesentlig er UVA-stråling. Følgelig er disse kildene svært lite attraktive med hensyn til risikoen for føflekkreft. Solarier til kosmetisk bruk er kilder til føflekkreft i langt større grad enn naturlig solstråling.

Mekanismene for kreftutvikling

I hefte 2 (Vår strålende verden) har vi beskrevet en modell som gjelder stråleindusert kreft. Hovedveien når det gjelder kreftutvikling er vist i figur 24 på neste side. Vi skal ikke gjenta diskusjonen omkring denne modellen men vise hvordan den kan brukes i forbindelse med hudkreft.

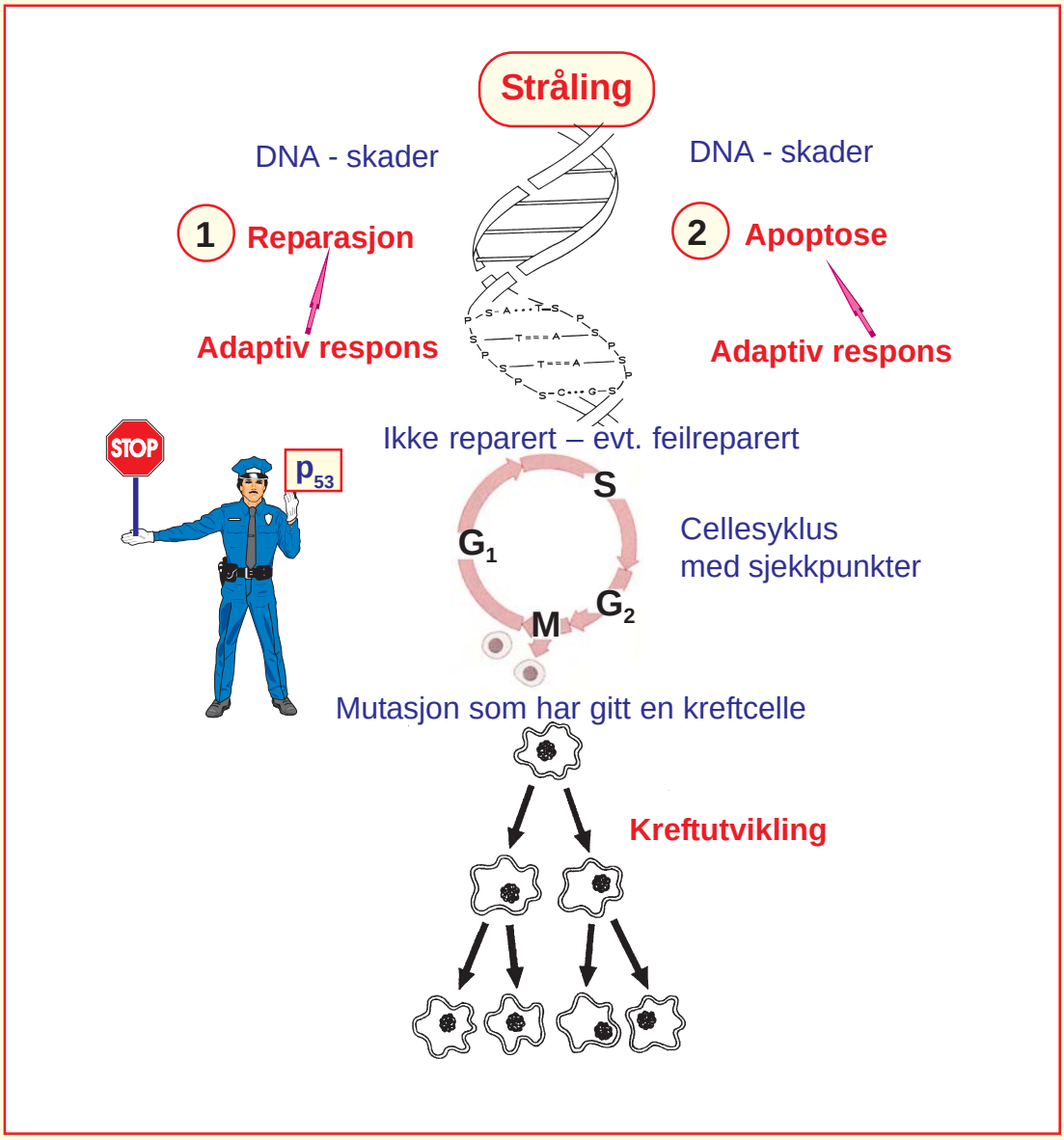
Modellen starter med skader i DNA som ikke blir reparert og/eller feilreparert. Vi har forsvarsmekansmer som reparasjon og apoptose – eller programmert celledød. Vi vet også at både ioniserende stråling og solstråling kan trigge disse mekanismene (adaptiv respons).

I figur 24 er kontrollmekanismene (representrert ved p53-posten) satt ut av spill og en normal celle transformeres til en kreftcelle (det er en somatisk mutasjon). Nå ligger veien åpen for en kreftutvikling. Den transformerte cellen deler seg, og vi har to kreftceller. Videre utvikler det seg til 4 – 8 – 16 – osv. Etter 20 slike delinger vil det være ca. én million kreftceller. Samlet i en liten svulst er den så stor som en liten ert – og først da klarer vi å oppdage den. Hvis den får mulighet til å utvikle seg videre, vil den etter omkring 10 nye delinger være så stor at den medfører døden.

Et svært viktig trinn i utviklingen av mange kreftformer er når celler fra primærsvulsten river seg løs og fraktes til andre steder i kroppen (vi sier at den *metastaserer*). Da blir straks mulighetene til helbredelse atskillig dårligere.

Mekanisme for ikke-melanom hudkreft

Amerikanerne David J. Leffell og Douglas E. Brash publiserte i 1996 (*Scientific American*, July 1996, side 38) en modell for hvordan sola kunne gi en DNA-skade som førte til *ikke-melanom* hudkreft. DNA-skaden var en pyrimidindimér av typen CC. Denne skaden og de første trinn i utviklingen er vist i figur 25.



Figur 24. En modell for kreftutvikling. Det starter med en DNA-skade (for eksempel en pyrimidin-dimer som i figur 25). Vi har forsvarsmekanismer som reparasjon (merket 1), apoptose (merket 2) og ikke minst har vi adaptiv respons som kan trigge forsvarsmekanismene. Dosehastighet er viktig fordi store dosehastigheter kan lamme forsvarsmekanismene. Denne figuren er forklart i mer detalj i heftet «Vår strålende verden».

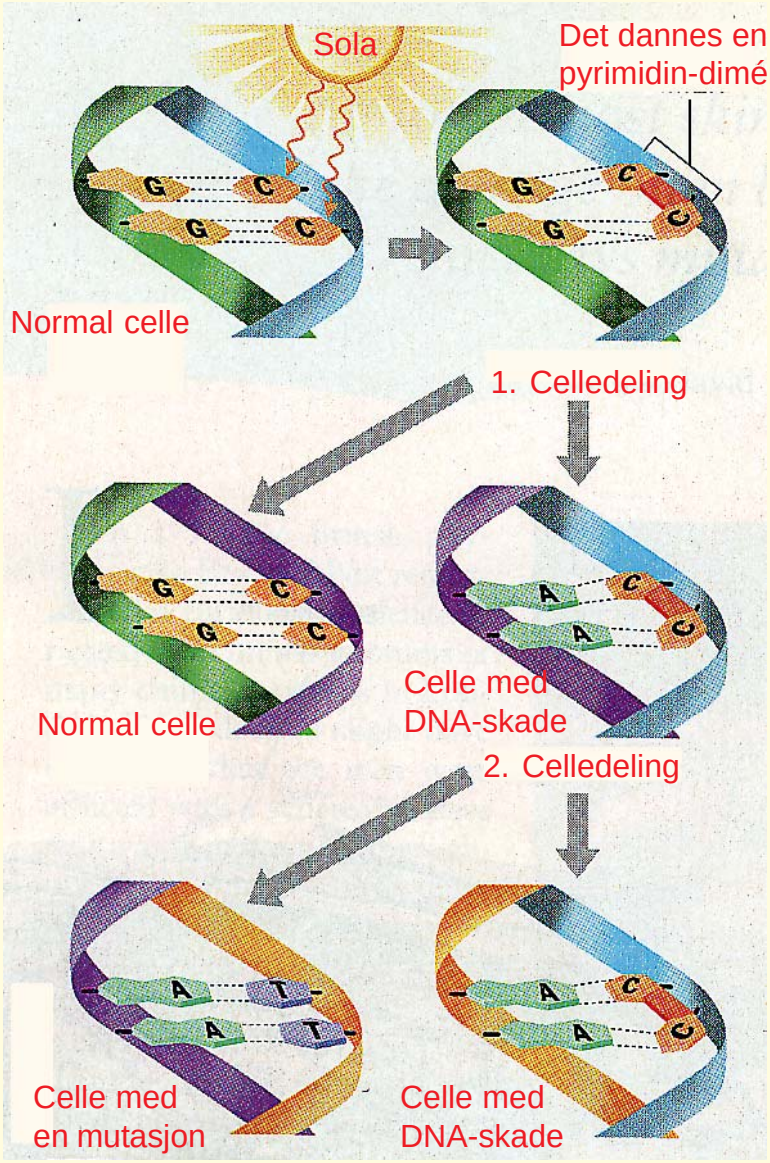
Det dannes mange slike CC-dimérer når vi er i sola. Hvis de ikke repareres ***før*** cellen deler seg, vil det etter to celledelinger føre til en mutasjon. Det er en mutasjon av typen CC går til TT. Det betyr at de to byggesteinene av cytosin forandres til tymin. Dette er ikke nødvendigvis noen fatal forandring, men det kan være det ***hvis forandringen skjer på et viktig sted i et gen.*** I dette tilfellet antar en at mutasjonen finner sted i genet til p53 på et viktig sted (et såkalt ***hot point***). Genet blir da forandret og proteinet p53 lages ikke – eller innholder feil som gjør at cellen har mistet noe av kontrollegenskapene. Dette er en modell i direkte sammenheng med den generelle mekanismen i figur 24.

Når den muterte cellen trigges til å dele seg og vokse, vil det utvikles en kreftsvulst. I dette tilfelle er det en keratinocytt som utvikles til ikke-melanom hudkreft.

Støtte for denne hypotesen har en funnet i en undersøkelse der mer enn 90 prosent av plateepitelkrefttilfellene hadde mutasjoner i p53-genet. Det samme syntes også å være tilfelle for basalcellekreft. Melanomer derimot, har sjelden forandringer i p53-genet, men en har funnet mutasjoner i andre gener.

Det ser ut til at mutasjoner i p53-genet kan være kritisk for kreftutvikling. Således har en funnet mutasjoner i dette kontrollgenet for mer enn 60 prosent av alle krefttilfeller. Det viser seg også at krefttilfeller med p53- mutasjon er mer aggresive enn der det ikke er p53- mutasjoner.

Figur 26. En skisse som viser hvordan UV-stråling kan føre til en permanent mutasjon. Det starter med dannelse av en pyrimidin-dimér. Hvis den ikke repareres før cellen deler seg, vil det dannes én normal celle og én celle som inneholder en dimér (guanin er endret til adenin). En ny celledeling fører til en permanent mutasjon – der trappetrinnene CC er endret til TT.



Nøkkelen til forståelse

For å forstå denne mekanismen må vi kunne litt om hydrogenbindinger. En hydrogenbinding er ganske enkelt en binding mellom to atomer ved hjelp av et hydrogenatom. Hydrogenatomets kjerne (protonet) vekselvirker med to par av elektroner.

Vi skal ikke forfølge dette lenger, men bare si at det er en svak binding som vi kan forklare fullt ut. Hydrogenbindinger pleier vi gjerne å antyde ved en stiplet eller prikket linje i molekylstrukturen slik som i figur 24 og 25.

Det er bestemte krav for å danne en H-binding – blant annet følgende:

1. Bindingen er **rettlinjet**. Det betyr at H-atomet ligger på den rette linjen mellom de to andre atomene.
2. **Lengden** av en hydrogenbinding er **0,27– 0,29 nm**.
3. En hydrogenbinding oppstår som regel mellom oksygen og nitrogen eller mellom to oksygenatomer.

Disse kravene bestemmer struktur og virker som kontroll for mange biomolekyler. Det er helt avgjørende for oppbyggingen av DNA og fører til at byggesteinen cytosin (C) bare passer til guanin (G) og danner paret C–G med tre hydrogenbindinger. Det samme gjelder tymin (T) til adenin (A), som gir paret T–A som har to hydrogenbindinger. Hydrogenbindinger hindrer at det oppstår par som A–C og T–G eller andre kombinasjoner.

I figur 25 er DNA-skaden en CC-dimer. Det endrer molekylstrukturen. Hvis diméren ikke repareres før replikasjon, vil mulighetene for å danne H-bindinger gjøre det mer «gunstig» å bygge inn adenin (A) istedet for guanin (G). Det er vist ved den mellomste delen av figur 25.

Ved en ny celledeling ville så mutasjonen være et faktum. **En mutasjon som vi kaller CC til TT er dannet.**

Andre helseeffekter

Elding av hud – immunforsvar – øyeskader

I figuren på side 24 nevnte vi en rekke andre helseeffekter.
De er vel av mindre alvorlig karakter enn de vi har gått gjennom.

Elding av huden

Hudens utseende er viktig for de fleste – og et utall av salver, kremer og oljer brukes for å holde den penest mulig, lengst mulig. Det begynner å gå nedover i 40 – 50-årene-. Huden blir tørrere – mengden av melanin avtar og huden blir blekere og tynnere.

Huden holdes spenstig og fin av et nettverk av kollagen og elastin – som er viktige proteiner i dermis (under epidermis).

Kollagen – som lages i fibroblastcellene – er en viktig del av bindevevet. Det består av tre lange peptidkjeder bundet sammen i en heliks – nærmest som et tau. Molekylet er ca. 300 nm langt og har en diameter på ca.1,5 nm. I huden er kollagenfibrene vilkårlig orientert, mens de i sener er orientert i parallelle bunter. Kollagen gir huden styrke.

Elastin er i likhet med kollagen et protein som lages av fibroblastcellene. I det ekstracellulære danner elastin-molekylene et nettverk som kan sammenlignes med et fiskegarn. Elastinnettverket kan tøyes og bøyes i alle retninger.

Bindevevet av kollagen og elastin i dermis gjør den sterk – spenstig og elastisk. Men det varer ikke evig. Det er hele tiden en balanse mellom oppbygging (vedlikehold) og nedbryting.

Nedbryting

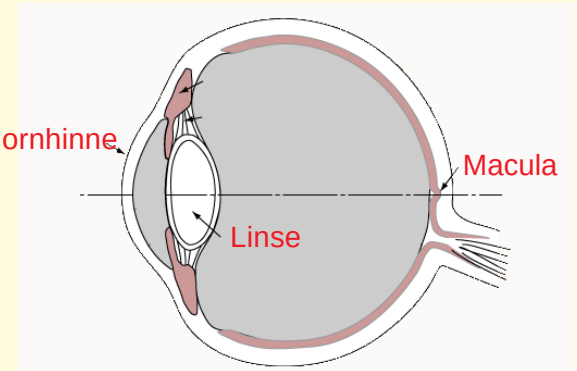
Enzymer er viktige når det gjelder nedbrytingen av huden. Enzymene kan kutte opp kollagenmolekylene. Det er en hel klasse av slike enzymer, og de kalles med et fellesnavn for metalloproteinaser (MMP som står for *matrix metalloproteinases*). Enzymene påvirkes både av røyking og UV-stråling – noe som betyr at nedbrytingen av huden er knyttet til vår livsstil – du kan selv til en viss grad bestemme.

Røyking. I noen studier med fibroblastceller fant en at celler som ble eksponert for røyk, laget **mer** metallo-proteinaser enn normalt. Det betyr at nedbrytingen av huden – eldingen – er raskere hos røykere.

UV-stråling. UV påvirker og øker dannelsen av metalloproteinaser – og videre vil UV-strålingen ha tilstrekkelig energi til å bryte en lang rekke hydrogen-bindinger som holder proteinene sammen. Både UVB- og UVA-stråling er effektive i eksperimenter med fibro-blastceller i kultur. Men for en levende hud er det viktig ar UV-strålingen trenger inn til cellene i dermis. Det er mindre enn 10 prosent av UVB-strålingen og omkring 20 prosent av UVA-strålingen som når dette laget.Videre at det er langt mer UVA-stråling i solspekteret enn UVB-stråling. **Følge-lig kan vi konkludere med at den viktigste delen av UV-strålingen for elding av huden er UVA.**

Som en følge av nedbrytingen av kollagen og elastin vil huden bli rynket og tynnere. En får også lettere skrubbsår – som det tar lengre tid å få til å gro.Elding av huden fører også til blekere hud, vorter og både brune og hvite flekker.

Øyeskader



UV-stråling kan skade hornhinnen, linsen og macula eller «den gule flekk»

Vi har holdepunkter for å hevde at UV-stråling kan skade hornhinnen, linsen og retina i det område som er mest følsomt og som kalles for *macula* eller «den gule flekk».

Hornhinnen

En type skade på hornhinnen er *snøblindhet* eller det vi også kaller *sveiseblink*. Det er en forbigående skade som kan oppstå når intens UV-stråling lager små sår på hornhinnen. Det er en smertefull erfaring som en del har opplevd.

Betingelsene for denne type øyeskade er stor intensitet på strålingen. Du må være oppmerksom på dette når du er på fjellet ved påsketider. Snø reflekterer solstrålingen i bety-delig grad og øker solintensiteten. Som navnet sveiseblink sier, er sveiseflammen noe en skal beskytte seg mot.

Symptomene på snøblindhet kommer gjerne 6–12 timer etter at en utsettes for den intense strålingen. En får sterke smerter, tårene renner, og det kan kjennes som om en har fått sand eller rusk i øyet. *Bruk solbriller (vernebriller ved sveising).*

Linsen – grå stær

Grå stær (katarakt) er en tilstand der øyets linse sløres til. Synet blir langsomt dårligere etter hvert som tilstanden utvikles. Det vanligste er at grå stær rammer eldre mennesker, og at utviklingen er langsom, men den kan slå til også hos unge.

Det er allment akseptert at UV-stråling er en årsaksfaktor for grå stær. Dette støttes av en rekke laboratorieforsøk med dyr. Selv om vi ikke kan bevise selve mekanismen, er det trolig at tilsløringen av linsen har sammenheng med en denaturering av proteiner (det vil si at enkelte proteiner endrer sin struktur). UV-stråling har nok energi til å bryte hydrogenbindinger som er viktige for proteinets struktur.

Denaturering av proteiner i øyelinsen er irreversibel – det vil si at skadene kan ikke repareres igjen. Det er en mekanisme som går langsomt, og som utvikles gjennom hele livet. Grå stær påvirkes også av sukkersyke og hormonbehandling med steroider.

I dag kan en behandle grå stær ved operasjon der selve øyelinsen fjernes og erstattes med en kunstig linse av plast.

Skade på retina

Når en blir eldre er det en del som rammes av en øyesykdom som kalles ***age-related macular degeneration*** (AMD). Det er en sykdom som rammer sentrale deler av retina: den gule flekk eller macula. Macula er den mest følsomme del av retina og er ansvarlig for synet i midten av synsfeltet.

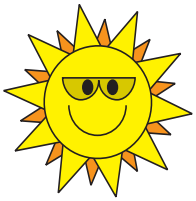
AMD er en sykdom som utvikler seg langsomt. Symptomer på AMD er at en begynner å se at rette linjer bukler seg. Det kan være telefonstolper og/eller de rette sidene på bygninger. Bokstaver i bøker og aviser blir utydelige og det blir vanskeligere å lese – synet reduseres gradvis.

Det har vært antydet at UV-stråling kan bidra til AMD, men vi har ikke så gode holdepunkter for dette. Vi vet at mengden av UV-stråling som når frem til retina er liten – og at det er vesentlig UVA-stråling.

UV og immunforsvaret

For en del år tilbake oppdaget amerikanske Margaret Kripke at UV-stråling i store doser svekker immunforsvaret.

Kripke gjorde eksperimenter med mus der hun forsøkte å transplantere kreftceller til musehuden. Det viste seg at musas immunforsvar ikke godtok de fremmede cellene, og de ble avstøtt. I et nytt eksperiment ble musa først bestrålt med en dose UV-stråler. Denne gangen ble de fremmede cellene godtatt, og det vokste frem en kreftsvulst på musehuden. Kripke og medarbeidere tolket dette slik at UV-strålingen hadde svekket musas immunforsvar. De hadde dermed åpnet et nytt forskningsfelt som kalles *fotoimmunologi*.



Bruk solbriller på fjellet ved påsketider!

Alle typer briller og kontaktlinser gir beskyttelse mot UV-stråling, og vanlige glassbriller er like bra som solbriller! Solbrillene absorberer i tillegg det synlige lyset som klart glass ikke gjør.

Margaret Kripke

Kripkes eksperimenter med mus har ført til at vi tror at intens UV-stråling svekker menneskenes immunforsvar (det vil si relativt store doser og dosehastigheter). Dette har en generell interesse både når det gjelder infeksjonssykdommer og utviklingen av kreft.

En hypotese går ut på at DNA-skader til keratinocyttene trigger dannelsen av produkter som i sin tur modifiserer immunsystemet. Dette feltet er foreløpig dårlig forstått, og de fleste laboratorieeksperimenter er gjort med mus og kunstige UV-kilder. Vi kjenner ikke virkningsspekteret for immunsvekkelse – men eksperimenter tyder på at effekten er størst i UVB- og UVC-området (270 – 275 nm). Det er stråling som aldri trenger ned til bakken.

Vi kan peke på at det virkningsspektret som her antydes, ligner på absorpsjonsspekteret til et stoff ytterst i huden som kalles *urocanic acid* – og som kan være viktig for en eventuell svekkelse av immunsystemet.

Styrking av immunforsvaret?

Kan det tenkes at solstråling også styrker det samme immunforsvaret? Svaret er at det er meget sannsynlig. Vi vet for eksempel at UV-stråling kan trigge apoptose (se kapittel 8). Dette er en forsvarsmekanisme som gjør at vi kan kvitte oss med «farlige» celler. Vi mener at det er snakk om små doser – det vil si at soldose og solintensitet er liten. Vi har ingen informasjon om virkningsspekter og vet heller ikke hvordan en eventuelt skulle gjøre eksperimenter for å få mer informasjon.

Psoriasis

Psoriasis er en kronisk hudlidelse. Noen kan ha psoriasis så svakt at en ikke nødvendigvis er klar over det, mens andre kan rammes så hardt at det kan være sosialt invalidiserende.

Psoriasis kjennetegnes ved at partier av huden blir rødfarget og ofte dekket med sølvaktige skjell, som i virkeligheten består av døde hudceller. De opptrer overalt, men mest på knær (bildet), albuer, hodebunn og overkropp.

Omkring to prosent av befolkningen rammes, og psoriasis er like hyppig hos begge kjønn. De fleste får sitt første utbrudd før 25-årsalderen. Det er flere typer av psoriasis, og den mest alminnelige kalles ***psoriasis vulgaris***.

Vi vet ikke hva som forårsaker psoriasis, men arv og genetiske faktorer er viktige. Psoriasis er hyppig i enkelte familier. Det er mulig at psoriasis er knyttet til en feil i immunsystemet. Vi har en type hvite blodceller (T-celler) som deltar i å beskytte kroppen mot infeksjoner og sykdom. Forskerne tror nå at en feil i immunesystemet aktiverer T-celler i huden. De setter i gang inflammasjon (betennelse) og øker celle-reproduksjon. Mens en normal hudcelle bruker 28 til 30 dager fra den dannes til den støtes av huden, vil en psoriasishudcelle bruke 3 til 6 dager. De som har psoriasis har rolige perioder og perioder der det blir verre.

Behandling av psoriasis

Vi har ingen skikkelig helbredelseskur for psoriasis, men man kan sette inn behandling for å bedre tilstanden. Behandlingen går gjerne ut på å nedsette aktiviteten til cellene, det vil si hindre vekst av epidermiscellene.

Det har vært kjent i mer enn 100 år at psoriasis blir bedre i sommermånedene med sol på kroppen. Likeledes vil sykdommen gjerne bedres ved gjentatte behandlinger med UVB fra kunstige UV-kilder.

Vi har ingen klar teori for hvorfor daglige doser av solstråling hjelper de fleste psoriasispasienter. En mulig forklaring er at UV-strålingen fra sola setter i gang – trigger – apoptose og derved setter ned eller forsinker overproduksjon av celler.

Allerede i 1925 introduserte Goeckerman en behandlingsmetode som gikk ut på å bruke tjærestoffer sammen med UVB-stråling mot psoriasis. Det viste seg at tjærestoffene forsterket effekten av UV-strålingen. Vi sier at stoffet har en *fotosensitiserende* effekt. Senere er det funnet en lang rekke stoffer som øker effekten av UV-stråling. Når en bruker et slikt oppsett i forbindelse med psoriasis kalles det gjerne for en Goeckerman-behandling. En av disse behandlingsmåtene kalles **PUVA**. Da kombinerer en et organisk stoff som heter *psoralen* med UVA-stråling. Psoralen absorberer stråling i området 320 til 380 nm. Det dannes produkter som hindrer DNA-syntesen, og som derved hindrer celleveksten. En kan merke seg at det er bieffekter hvis dosene blir for store, for eksempel erytemdannelse (solbrenthet) og sårdannelse med smerter. Vi vet også at langtidsbehandling kan gi økt risiko for hudkreft.

Vitiligo

Vitiligo er en lidelse der melanocyttene som lager melanin, ødelegges. Resultatet blir hvite flekker uten pigment. Vi vet ikke riktig hva som forårsaker dette, men har teorier som går på at det er knyttet til immunsystemet – at det dannes antistoffer som ødelegger melanocyttene. En annen teori er ganske enkelt apoptose. Lidelsen rammer omkring to prosent av befolkningen, slik at det er mange som utvikler vitiligo – de fleste før de når 40- årsalderen. Vitiligo kan være en betydelig psykisk belastning for dem som rammes.

Vi skal ikke gå nærmere inn på disse lidelsene, men nevne at fotokjemoterapi har og blir brukt i behandlingen.

UV og livet i havet

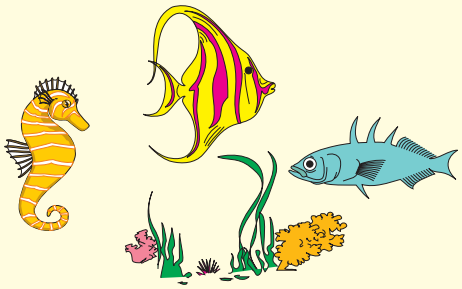
UV-stråling svekkes fort i vann, og strålingen fra sola rekker bare noen meter ned. I destillert (rent) vann er rekkevidden adskillig større enn i saltvann og i forurenset vann.

Livet nær havoverflaten kan påvirkes av UV-stråling. Viktigst i denne sammenheng er **plankton** og **alger.** Planteplankton finnes i enorme mengder i sørlige og nordlige havområder, og de utgjør til sammen over halvparten av alt biologisk materiale på jorda! Plankton og alger danner grunnlaget for næringskjeden i havet.

UV kan påvirke mange funksjoner hos planteplankton, f.eks. fotosyntese, vekst og evne til å bevege seg i vannet. Man har studert noen arter, og også her er det store forskjeller i responsen på UV: Mens fotosyntesen hos mange arter minker med økende UV-stråling, *øker* den hos andre.

Ozonhullet. Hvordan har ozonhullet over Antarktis innvirket på livet i havområdene omkring? En har gjort forsøk på å studere dette. I perioden med ozonhull vil UVA-strålingen være lite påvirket, mens UVB-stråling vil øke i betydelig grad. Det er slik at både UVB og UVA ***kan*** redusere veksten av plankton.

Eksperimenter i Antarktis. Det ble samlet inn en rekke vannprøver. Dette ble fordelt i flasker med absorberende UV-filtre. Noen filtre absorberte mye UV, mens andre slapp gjennom mesteparten av UV-strålingen. Vannprøvene ble senket ned i havet og



eksponert for sollys i 6-8 timer. Planktonproduksjonen i flaskene ble målt. Resultatene viste at veksten avtar med økende UV-doser.

På grunnlag av dette forsøkte forskerne å beregne den totale årlige reduksjon i planktonproduksjonen rundt Antarktis. I beregningen måtte de bl.a. ta hensyn til at havområdet omkring Antarktis er dekket av is store deler av året.

En fant at vekstreduksjonen på grunn av «ozonhullet» var forbausende liten.

UV og planter

Er planter og dyr tilpasset et bestemt UV-nivå? Hva ville f.eks. skje hvis skogen i Syd-Norge fikk samme UV-nivå som i Danmark (det tilsvarer en ozonfortynning på ca. 30 prosent)?

UV-nivået vil trolig influere på vekst og trivsel – men det er meget vanskelig å gjøre fornuftige og klare eksperimenter. Dette fordi det er så mange andre faktorer som påvirker plantenes vekst og utvikling – temperatur, fuktighet osv. De eksperimenter som er gjort, tyder på at ulike plantearter har forskjellig følsomhet overfor UV-stråling. Det kan bety at en forandring i UV-nivå kan føre til at noen plantearter øker sin utbredelse på bekostning av andre arter. Det kan se ut til at planter som vokser høyt over havet, tåler UV-stråling bedre enn andre.

For mange nyttevekster betyr økt UV-stråling mindre utbytte (f.eks. av korn) – men det finnes også eksempler på at avlingene øker. Det siste betyr ikke nødvendigvis at UV får planten til å vokse bedre – det kan bety at forholdet mellom ugras og nyttevekst endres. Vi vet ikke nok til å si noe sikkert om hva en permanent ozonfortynning vil bety for matvaresituasjonen i verden.

Solråd

- Sol deg for å få nok D-vitamin.
- Vær spesiellt forsiktig med barn.
- Unngå høy solintensitet. Kryp i skyggen midt på dagen.
- Ikke bruk solarier.
- Smør solkrem på utsatte partier.
- Bruk lette klær, solhatt eller cap
- Lær om UV-indeks. Bruk dette systemet – særlig når du er på sydenreiser.

Hovedråd

Sol deg i skyggen for UV-indeks over 4–5.

Vær oppmerksom på følgende:

Ifølge Lord Rayleigh er det betydelig med spredt stråling i skyggen – og mer UV-stråling enn synlig lys. I skyggen er UV-intensiteten på et nivå de fleste kan tåle. Dessuten er det mer behagelig i skyggen på varme soldager. ***Kast klærne i skyggen!***

Konklusjon om ozon og UV-stråling

Ozon

Det var i slutten av 1980-årene og begynnelsen av 1990-årene ozondebatten var mest intens. Det var mange som hevdet at ozonlaget var i fare – at det var menneskene som var skyld i det – og at menneskene som kunne redde det. Idag (2005) har debatten stilnet og ozonlaget over våre områder er ikke så veldig forskjellig fra slik det har vært all den tid vi har målt. Vi har sett at ozonlaget over Antarktis er redusert hver vår (ozonhullet) og at årskaken til dette er våre utslipp av KFK-gasser.

Den heftige ozon diskusjonen fikk som resultat en avtale om reduksjon og tilslutt forbud mot utslipp av KFK-gasser (Montralavtalen). Dette er en gunstig avtale – særlig fordi KFK-gassene er effektive drivhusgasser.

Er det noen fare for tynnere ozonlag?

Det kan være tid for å komme med noen betraktninger om det var noen fare for et permanent tynnere ozonlag. Vi vet at ozondannelsen er rask og uavhengig av menneskelig aktivitet. Den går som normalt så lenge det er sol og oksygen i atmosfæren. Nedbrytingen derimot, kan influeres av menneskelig aktivitet. Det som gjorde KFK-gassene betydningsfulle var den heterogene nedbryting.

Heterogen ozonnedbryting krever dannelse av ispartikler – som for eksempel PSC-er i polarområdene, eller svovelsyrepartikler etter vulkanutbrudd. Ozonhull i polarområdene krever lave temperaturer og sollys – noe som passer inn i perioden vinter/vår. På grunn av breddegrad og tid på året vil derfor ozonhullene ikke gi bekymringsfull UV-stråling UV-intensiteten innenfor et ozonhull i polarområdene ved vårjevndøgn er langt lavere enn det en finner i ekvatorområdene.

Kraftige vulkanutbrudd derimot, kan gi grunnlag for en langvarig ozonreduksjon over områder (ekvatorområdene) der de allerede har mindre ozon enn hos oss – og der sola står betydelig høyere og gir adskillig mer UV-stråling enn i våre områder. Men vi kan ikke styre vulkanutbrudd!

UV-stråling

Det vi har sagt om ozonlaget tilsier at UV-strålingen ikke har endret seg nevneverdig. Den viktigste parameter med hensyn til UV-intensitet er breddegraden (vist i figur 15).

Vår livsstil har ført til at vi nå får langt mer UV-stråling på kroppen enn tidligere. I den sammenheng er det en del ting vi skal være oppmerksom på med hensyn til helse (se solrådene på forrige side).

I. Hudtype. Lær deg å kjenne din hudtype. Mengde og type pigment er genetisk bestemt. Hører du til dem som har lite *eumelanin* (det er brunt og gir beskyttelse) og mer *phaeomelanin* (det er rødt og gir liten beskyttelse), må du leve med det – og sole deg deretter.

II. Virkningsspekter. Alle fotobiologiske prosesser har sitt virkningsspekter.De fleste, men ikke alle, helseeffekter har et virkningsspekter som ligner CIE-spekteret. Dette spekteret gir også grunnlag for UV-indeks som angir solintensiteten. Gjør det til vane å sjekke UV-indeks – særlig når du skal dra på ferie.

III. Solkrem. Solkrem brukes av de fleste for å unngå å bli brent. Da må en beskytte seg mot UVB-stråling (se figur 22).Etter Selows eksperimenter mener vi nå at en i tillegg må legge stor vekt på beskyttelse mot UVA-stråling.

Det er en rekke kjemiske stoffer som absorberer UVB-stråling, men som desverre er det lite effektive for UVA-stråling. En kan beskytte seg mot UVA ved metalloksider (sink- og titanoksid). De kommer i form av partikler som *reflekterer* strålingen – og kremen er gjerne hvit. Vi må tilføye at en har organiske stoffer som absorberer i UVA-området, blant annet et stoff som går under navnet "Parsol 1789".

Effektiviteten av en solkrem er ofte gitt ved en såkalt SPF-faktor (*Sun Protection Factor*). Den er ment å gi retningslinjer for hvor lang tid en kan sole seg uten å bli brent – med og uten solkrem. Mange hevder at en burde sløyfe disse SPF-tallene og erstatte de med ord som *low, medium, high* og *ultra high* beskyttelse.

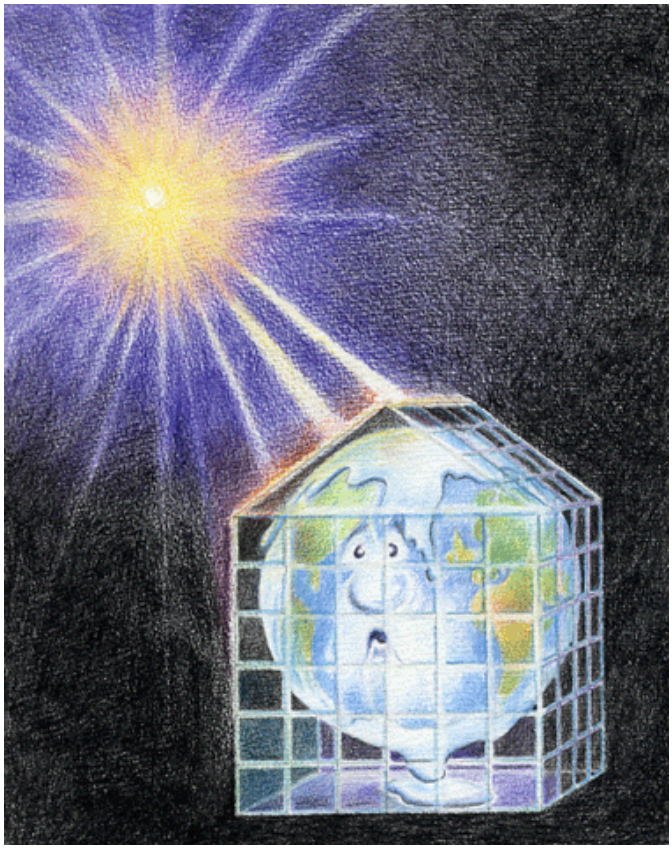
5. Varselklokke. Når huden blir brent, er det et signal om at du har solt deg for mye. Bruk av solkrem med UVB-faktor vil dempe varselklokken (nærmest skru den av). Hvis du da føler deg trygg og soler deg mer, vil det bety at UVA-dosen blir stor. Det kan være et godt råd til alle soltilbedere å bruke solkrem, men likevel ikke være lenger i sola enn du ville vært uten krem.

6. Vær forsiktig når solintensiteten er størst.
Du kan lære litt av sydeuropeerne, som tar siesta i skyggen når sola står høyest på himmelen. Dette er ekstra viktig når du ferierer i Syden.

Et godt råd er å bruke lette klær – en cap – solbriller – og solkrem på partier som ikke dekkes med klær. Det er lurt «å sole seg i skyggen». Det er adskillig mer UV-stråling der enn du tror.

Drivhuseffekten

Illustrasjonen her viser i et nøtteskall hva som menes med drivhuseffekten. Jorda har en atmosfære som kan sammenlignes med taket i et drivhus. Solstrålingen går for det meste gjennom taket – mens varmen eller varmestrålingen fra jorda for det meste blir stoppet av taket. Dette gjør at temperaturen på jorda er ca. 15 grader og ikke –18 grader slik den ville vært hvis vi ikke hadde noen atmosfære (tak i drivhuset).

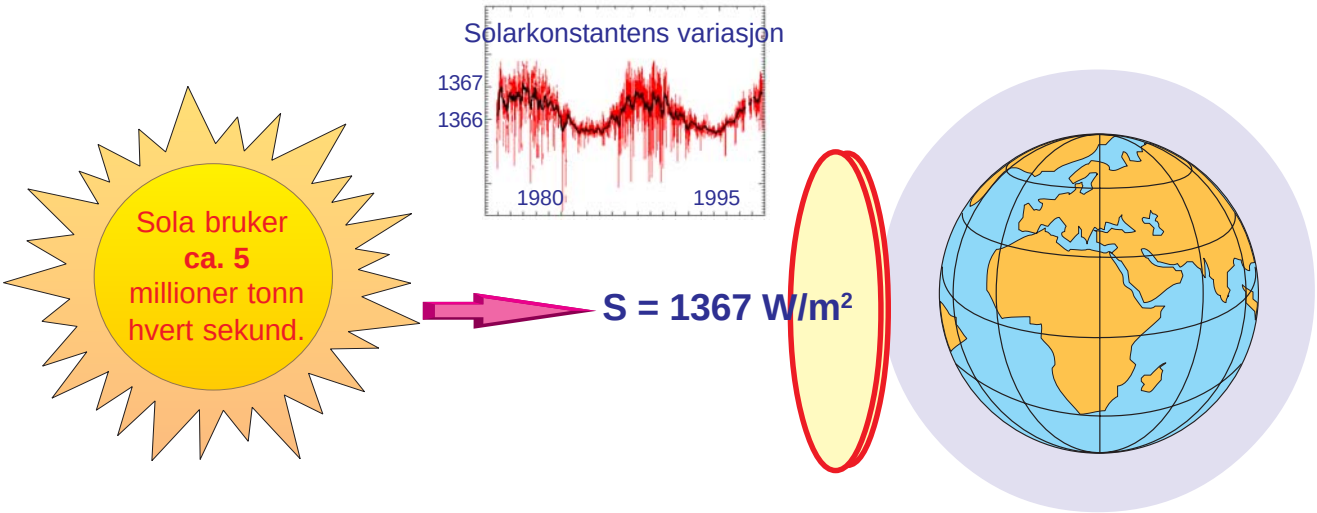


Hvis vi gjør taket tettere (øke mengden av drivhusgasser) vil drivhuseffekten øke og temperaturen stige.

Vi skal forsøke – på en enkel måte – å forklare drivhuseffekten. Vi skal se nærmere på den rolle menneskene spiller, og se på hvordan forskerne prøver å forutsi klimaet i fremtiden. Vi vil i liten grad gå inn på de politiske sidene ved klimaspørsmålet.

Drivhusgasser øker på.
Hva vil skje med jorda nå?
Stiger havet? Smelter isen?
Eller kan vi unngå krisen?

Alt liv på jorda og alle våre energikilder – både de fornybare og de *ikke* fornybare – har sola som utgangspunkt. Solas energi skapes når H-atomer smelter sammen (fusjon) og danner helium. Hvert sekund bruker sola 5 millioner tonn med hydrogen. Energien sendes ut i alle retninger – og intensiteten avtar dess større avstanden er. Når solenergien når jordas ytterkant – 149,6 millioner km unna – er intensiteten 1367 watt pr. m^2. Den totale energimengden som treffer jorda finner du ved å multiplisere dette med en flate (skiven på figuren) som er loddrett på solstrålingen og som dekker jorda. Totalenergien er: $E = 175 \cdot 10^{15}$ watt.



Energien som treffer jorda er konstant (det er riktignok en ørliten variasjon med solsyklus – se over) Dette kaller vi "solarkonstanten" (S). Siden jorda snurrer rundt fordeles energien over hele jorda. Den energi som når ned til bakken er avhengig av sted på jorda, tid på døgnet, tid på året og atmosfærens tilstand.

Historikk

Solstrålingen er vår energikilde. Atmosfæren inneholder gasser – såkalte drivhusgasser eller klimagasser – som har betydning for energiregnskapet til jorda. Menneskene slipper ut drivhusgasser til atmosfæren og mengden av de har økt i senere år. Hovedårsaken til de økte utslipp er at verdens befolkning stadig øker, og det samme gjør kravene til velstand og materiell levestandard. Siden ca. 80 prosent av verdens energiforbruk kommer fra fossilt brensel – kull, olje og gass – betyr det økte utslipp av CO_2 og andre drivhusgasser.

Det var den franske matematikeren Jean Babtiste Fourier som i 1827 slo fast at visse gasser i atmosfæren hadde den egenskap at de «holdt tilbake» varme. Han mente at dette kunne sammenlignes med virkningen av et drivhustak.

En del år senere hevdet engelskmannen Tyndall at forandringer i atmosfærens innhold av karbondioksid og vanndamp kunne gi klimaendringer.

Den første som prøvde å regne på dette, var den svenske kjemikeren Svante Arrhenius. Han lurte på hva det ville bety hvis atmosfærens innhold av CO_2 økte til det dobbelte. Ved hjelp av en forholdsvis enkel modell fant han at jordas middeltemperatur kunne øke med 5 - 6 grader.

Omkring 1940 påpekte Callender og Flohn at innholdet av karbondioksid i atmosfæren kunne øke fordi menneskene brukte fossilt brensel. Det ble også pekt på at en reduksjon i vegetasjonen (f.eks. nedhugging av skogen) kunne bidra til å øke innholdet av karbondioksid i atmosfæren. Det ble et behov for å studere konsekvensene av en økt drivhuseffekt. Det var ikke nok med Svante Arrhenius' enkle modell, og dermed begynte utviklingen av de store klimamodellene.

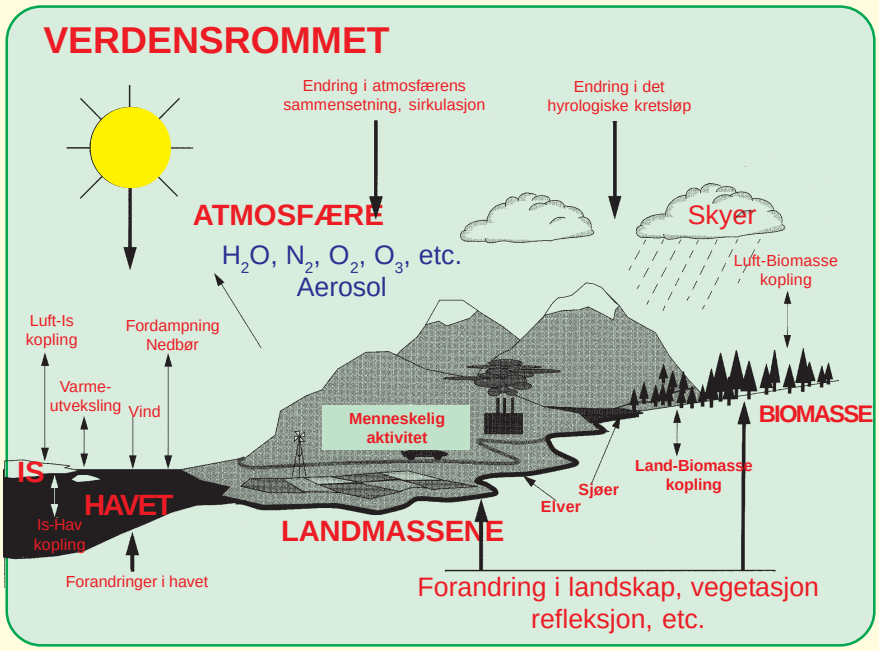
Utviklingen av kraftige datamaskiner gjør det mulig å lage stadig bedre klimamodeller som i detalj tar hensyn til endringer i atmosfæren, i skydekket og havet. Resultatene som slike regnemodeller kommer frem til, vil ikke nødvendigvis slå til. Forutsigelser om klimaet må vurderes med fornuft, men de kan gi meget verdifull informasjon.

Klima

Hva er klima ?

De fleste forbinder **klima** med temperatur, vind og nedbør – altså med forholdene i atmosfæren. Men klimasystemet omfatter mye mer. Det er sammensatt av fem elementer; **atmosfæren, havet, kryosfæren, landmassene og biomassen.**

Klima defineres som den gjennomsnittlige tilstand av de fem elementene over en periode på 30 år.



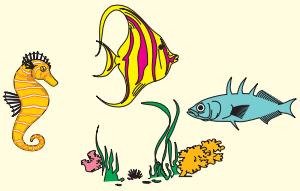
Figur 27. En skjematisk fremstilling av klimasystemet slik "klimapanelet" (IPCC) gjør det. De tykke pilene antyder forandringer som kan oppstå. De tynne pilene viser stort sett vekselvirkninger mellom deler av klimasystemet (for eksempel fordampning og nedbør, varmeutveksling og kopling mellom atmosfære og is og land).

1. Atmosfæren

Atmosfæren består av mange forskjellige gasser. I tillegg inneholder den en varierende mengde vanndamp. Det gjennomsnittlige vanndampinnhold tilsvarer et 2,5 cm tykt vannlag rundt hele jorda.

Atmosfæren har en karakteristisk temperaturutjevningstid på ca. 1 måned. Det forklarer at vi har den høyeste og laveste temperatur omkring en måneds tid *etter* henholdsvis sommer- og vinter-solverv. De største variasjonene i klimasystemet finner vi i atmosfæren, og vanndamp spiller den største rollen.

2. Havet



Havet tar opp en god del av energien i solstrålingen. Det har stor varmekapasitet og er et enormt energilager som vil dempe temperaturvariasjonene. Det øverste vannlaget vekselvirker med luften og sjøisen, og har en utjevningstid med hensyn til temperatur på noen måneder (opp til ett år). For de dypere lag derimot, er utjevningstiden av størrelsesorden 100 år. Havstrømmene transporterer store varmemengder fra ekvator mot polene. Golfstrømmen er et eksempel på dette.

3. Kryosfæren

Med kryosfæren menes is- og snømassene på jorda. Snø og havis varierer med årstiden, mens isbreer varierer over lengre tidsperioder. Snø og is reflekterer mye av solenergien og er derfor viktige for energibalansen.

4. Landmassene

Landmassene omfatter selve landjorda, innsjøer, elver og grunnvann. Jordoverflatens beskaffenhet er viktig, da en vesentlig del av de luftbårne partikler som kan påvirke klimaet, kommer fra overflaten.

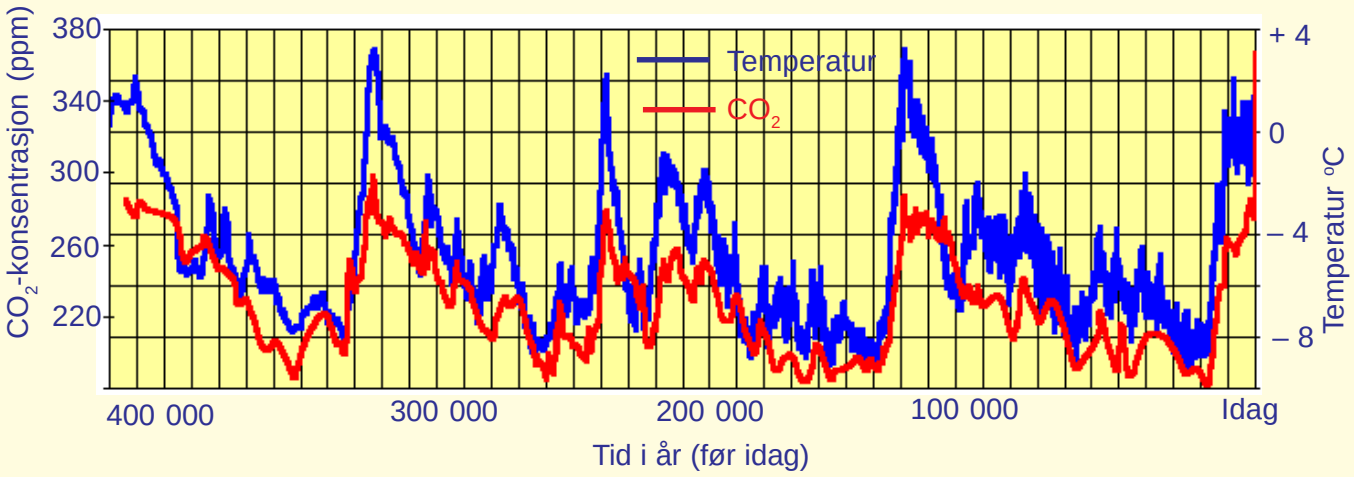
5. Biomassen

Dette omfatter alt plante- og dyreliv i sjø og på land. Biomassen er følsom for klimaendringer og kan selv påvirke klimaet; tenk på plantenes opptak av CO_2.

Klimavariasjoner

Klimaet på jorda har aldri vært konstant. Vi vet at det har vært tider da store deler av jorda var dekket med is og det har vært perioder med temperaturer høyere enn idag. For tiden er jorda inne i en varm mellomistid. Da iskappen trakk seg tilbake for ca. 10 000 år siden, steg Skandinavia med omkring 10 meter i løpet av 100 år! Det betydde store endringer for de menneskene som levde den gang. Der de fisket som barn, kunne de dyrke jorda i voksen alder. Fortsatt stiger landet vårt. Det har steget med 47 cm de siste 100 årene.

En kan få informasjon om temperatur og CO_2-innhold i atmosfæren fra isen i Antarktis. I figur 28 er vist reultater fra isboringer ved den russiske stasjonen Vostok.



Figur 28. Kurven viser temperatur og CO_2-innhold i lufta de siste 420 000 år. Vostok ligger ca. 1300 km øst for Sydpolen.

Slik forklares drivhuseffekten

Vi hevdet at atmosfæren kunne sammenlignes med et drivhustak – som slipper gjennom solstråningen – men hindrer varmestrålingen fra jorda å slippe ut. Hvis "taket" blir tettere vil drivhuseffekten øke – og klimaet sannsynligvis endre seg. Vi skal derfor se nærmere på gassene i atmosfæren og forklare hvordan noen gasser er "drivhusgasser" og andre ikke.

Atmosfærens gasser

Atmosfæren – luftlaget rundt jorda – strekker seg mer enn 100 km utover – og inneholder de gasser og mengder som er gitt i tabellen ved siden.

Hvis vi tok hele atmosfæren og presset den sammen slik at trykk og temperatur ble som ved bakken, ville høyden bli bare 8 km. Den ville veie like mye som et vannlag på 10 meter eller et granittlag på ca. 3,5 meter.

Vi vet at det er vann i atmosfæren (skyer og damp). Mengden av vann varierer betydelig (i snitt et vannlag på 2,5 cm). Når en skal angi sammensetningen av atmosfæren, tar en utgangspunkt i en tørr atmosfære – og det er det som er gitt i tabellen.

De gassene som danner atmosfæren, er gitt med navn, kjemisk formel og med mengde i tabellen. Mengden er gitt i **ppm** som betyr «antall molekyler pr. million» (på engelsk «parts per million»). Det betyr at i en million «luftmolekyler», så vil 209 460 være O_2-molekyler og ca. 360 CO_2-molekyler.

De viktigste gassene i atmosfæren er nitrogen (78 %), oksygen (21 %) og argon (0,93 %). Disse gassene sammen med de andre edelgassene er **ikke** drivhusgasser.

Under den røde streken i tabellen har vi drivhusgassene som forekommer i ytterst små mengder. Vanndamp, som ikke er med i tabellen, er den viktigste drivhusgassen. Som nr. to kommer CO_2.

Gass	Formel	Mengde i ppm
Nitrogen	N_2	780 800
Oksygen	O_2	209 460
Argon	Ar	9300
Neon	Ne	18,2
Helium	He	5,2
Krypton	Kr	1,1
Karbondioksid	CO_2	360
Karbonmonoksid	CO	0,1
Metan	CH_4	1,8
Nitrogendioksid	NO_2	0,001
Lystgass	N_2O	0,3
Ozon	O_3	0,03
KFK-gasser	$CFCl_3$, CF_2Cl_2	0,0008

Ikke drivhus-gasser

Drivhus-gasser

Kokken som lager luft må følge «oppskriften» i tabellen over. Menneskene kan endre litt på oppskriften fordi vi har en liten, men viktig innflytelse på noen av gassene.

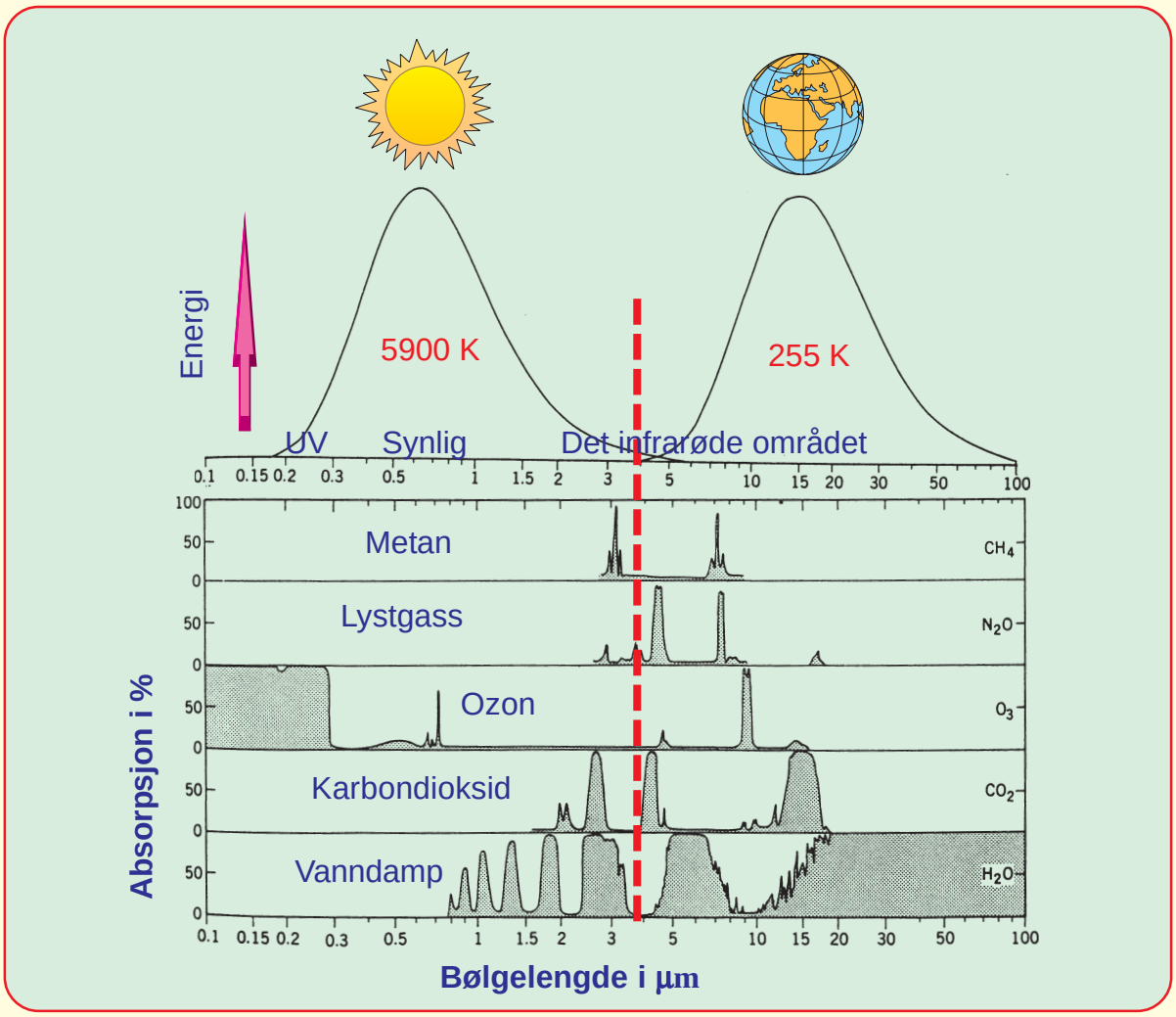
Hva er en drivhusgass ?

Gassene i atmosfæren absorberer stråling. Absorpsjonen varierer med *bølgelengden til strålingen*. Vi sier at enhver gass har sitt bestemte absorpsjonsspekter og mener med det at noen gasser absorberer UV-stråling (for eksempel ozon), andre gasser absorberer synlig lys (for eksempel vanndamp) og atter andre gasser absorberer i det infrarøde område.

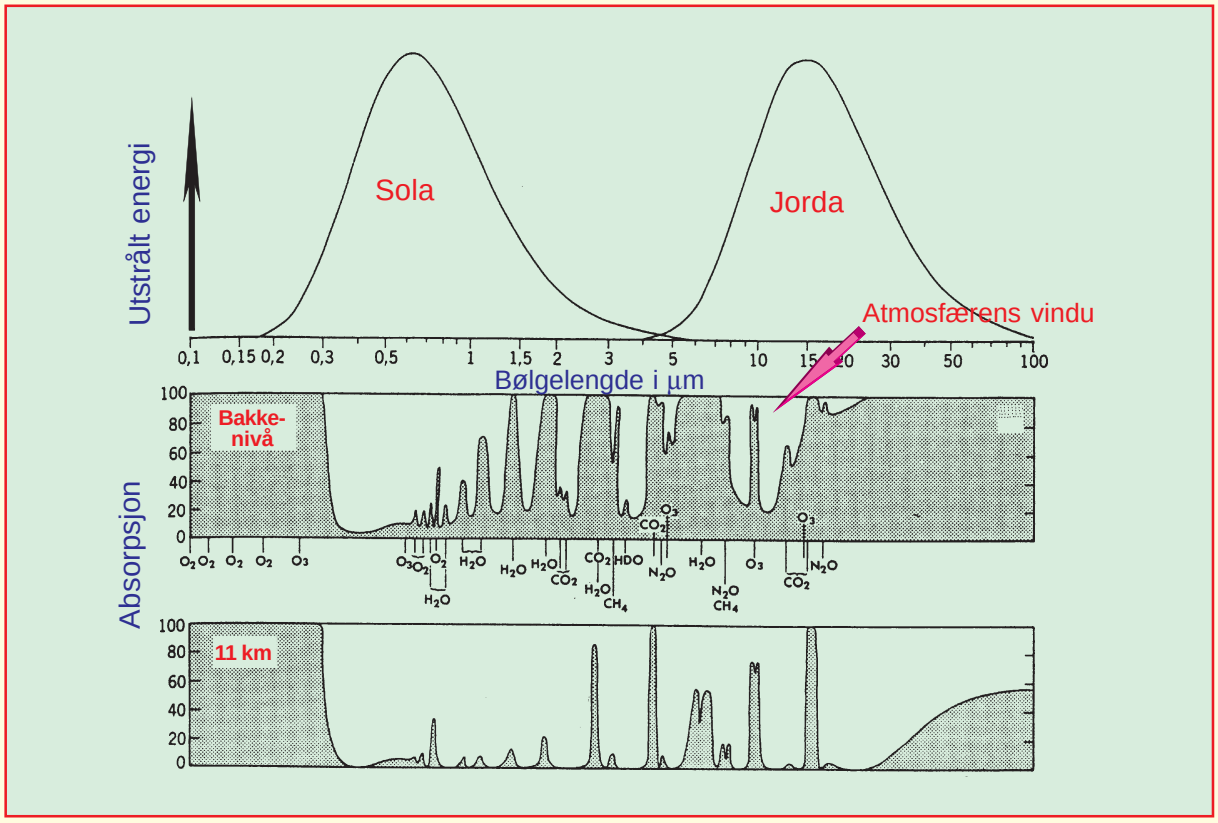
I figur 1 viste vi solspekteret. Jorda stråler også – og spekteret har *samme form* som sola. Siden temperaturen på jorda er ca. 15 °C (288 K) blir «jordspekteret forskøvet mot lengre bølgelengder.

Fysikerne beskriver strålingen fra både sola og jorda. Både intensitet og spektralfordeling er bestemt av temperaturen. Begge spektrene er fremstilt i figur 29. Bølgelengdeaksen er logaritmisk (ikke som i figur 1 der den er lineær) – og energiaksen har ingen enhet. Men spektret fra sola er betydelig sterkere enn det fra jorda.

Drivhusgasser absorberer strålingen fra jorda – det vil si at de absorberer i det bølgelengdeområdet der jorda sender ut stråling.



Figur 29. Øverst er vist formen på strålingsspektrene til sola og jorda (logaritmisk bølgelengde skala). Den vertikale stiplede røde streken skiller solspektret fra jordspektret. Gasser som absorberer stråling fra jorda er drivhusgasser. Her ser du absorbsjonen til metan, lystgass, ozon, CO_2 og vanndamp.Ozon er en drivhusgass fordi den absorberer stråling fra jorda – og vi vet fra før at den absorberer UV-stråling. Absorpsjonen er gitt i prosent. For de områdene der absorpsjonen når opp til 100 prosent betyr det at den mengden av gassen som er i atmosfæren idag, er tilstrekkelig til å absorbere all stråling i det bølgelengde-området.



Figur 30. Her er vist hvordan strålingen i atmosfæren absorberes av de gassene som er der. En har lagt sammen effekten av alle gassene i den konsentrasjon de er idag. Det er vist absorbsjonen ved bakkenivå og 11 km oppe i atmosfæren. Absorpsjonen er gitt i prosent. For de områdene der absorpsjonen når opp i 100 prosent, betyr det at det er tilstrekkelig med gasser i atmosfæren idag til å absorbere all stråling i det gitte bølgelengdeområdet. Du kan sammenligne absorpsjonen ved bakkenivå med forholdene 11 km oppe – da en er på toppen av troposfæren. Drivhusgassene og vanndampen er stort sett under 11 km, mens ozon befinner seg i statosfæren. Ozon absorberer UV-stråling + stråling innenfor det som kalles atmosfærens vindu.

Samlet absorbsjon av drivhusgassene

Det samlede resultatet av drivhusgassene er vist i figur 30, både slik forholdene er 11 km oppe i atmosfæren (ved tropopausen) og ved bakkenivå.

Det går frem av figur 30 at for et bølgelengdeområde fra ca. 8 til 13 µm er det i hovedsak ozon av de naturlig forekommende gasser som absorberer. Dette området er kalt ***atmosfærens vindu***, fordi den termiske strålingen i dette området kan slippe ut til verdensrommet. Som vi skal se slipper omkring 23 – 25 prosent av strålingen fra jorda gjennom atmosfæretaket og ut i verdensrommet. Vi må tilføye at mer kompliserte modeller viser at andelen er noe mindre.

Gassene i atmosfæren absorberer lite av solstrålingen. Figur 30 viser også at det er lite klimagasser over 11 km høyde, dvs. over troposfæren. Utenfor det atmosfæriske vinduet absorberes strålingen fra jorda ganske effektivt av de gassene som naturlig er til stede i atmosfæren – det vil si vanndamp, karbondioksid, ozon, lystgass og metan.

I nyere tid er det kommet til andre gasser som også har drivhusegenskaper, det vil si at de absorberer stråling med bølgelengde i det området som sendes ut fra jorda. Vi nevner i første rekke klorfluorkarbon (KFK)-gassene, som menneskene har sluppet ut i atmosfæren i de siste 50 årene. Det som er særlig betenkelig, er at både $CFCl_3$ (F-11) og CF_2Cl_2 (F-12) absorberer nettopp i området omkring 11 µm, det vil si i atmosfærens vindu. Det at de absorberer i et område der de naturlige drivhusgassene ikke absorberer, gjør dem svært effektive.

Noen av drivhusgassene er naturlig tilstede i atmosfæren, og andre er skapt og sluppet ut av mennesker. Vi kan kalle virkningen av de gassene som naturlig er til stede, for *den naturlige drivhuseffekt*.

Menneskelig aktivitet har ført til en øking av drivhusgasser, og det er virkningen av disse som mange kaller for drivhuseffekten, men som mer korrekt må betegnes med *økt drivhuseffekt*.

Enkel modell for drivhuseffekten

Ved hjelp av en meget enkel modell kan vi vise hva drivhuseffekten er. Vi bruker kjente fysiske lover og kan regne ut middeltemperaturen på jorda slik den ville vært hvis vi ikke hadde noen atmosfære. Deretter ser vi på et system der jorda har en atmosfære som fanger opp en del av strålingen fra jorda, men slipper gjennom strålingen fra sola. Fysikken kan virke vanskelig for noen – men prøv å følge med, fordi du her har nøkkelen til forståelsen av drivhuseffekten.

A. Uten atmosfære

Jorda uten atmosfære

Modellen vist i figur 31. Vi antar at jorda ikke har noen atmosfære (da blir det slik det er på månen). Jorda blir truffet av solstråling med en intensitet gitt ved solarkonstanten S = 1367 W/m^2,

Jorda reflekterer 30 prosent av den innkommende solstrålingen (vi kaller det *albedo* og bruker bokstaven A). Det betyr at 3/10 av solstrålingen som treffer jorda, sendes tilbake til verdensrommet (A = 0,3).

Strålingen fra jorda er bestemt av temperaturen og er gitt ved det vi kaller for Stefan-Boltzmanns lov (σT^4).

Vi setter opp et uttrykk for en tilstand der det er balanse i energien ved jordas overflate. Det betyr at energi inn mot jorda er lik den energien som sendes ut.

Ligningen for energibalanse blir da (se figur 31):

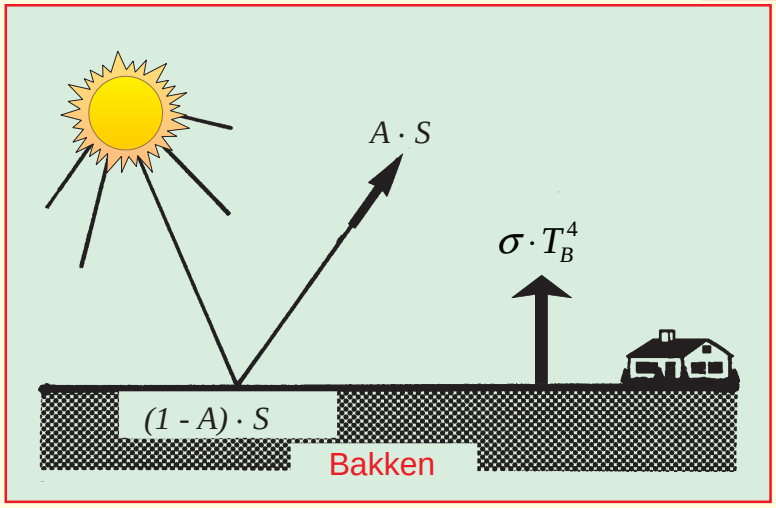
$$\frac{(1-A)}{4} \cdot S = \sigma \cdot T^4$$

Faktoren 4 i nevneren har en enkel forklaring. Det skyldes at den absorberte solenergien er proporsjonal med jordas tverrsnitt (gitt ved πR^2), men på grunn av jordrotasjon fordeles den absorberte energien over hele jordoverflaten (gitt ved $4\pi R^2$). I middel over døgnet er det derfor bare 1/4 av solarkonstanten som treffer en flateenhet av bakken.

Den ukjente størrelsen i ligningen er temperaturen. For de andre størrelsene bruker vi en solarkonstant (S) på 1367 watt pr. kvadratmeter og A = 0,3. Videre er Stefan-Boltzmanns konstant σ lik 5,67 · 10^{-8} (gitt i watt pr. kvadratmeter pr. grad K^4).

Hvis en regner ut dette, blir bakketemperaturen lik 255 K eller –18 °C. Dette samsvarer med midlere temperatur på månen.

Uten drivhuseffekt ville temperaturen på jorda være:
– 18 °C



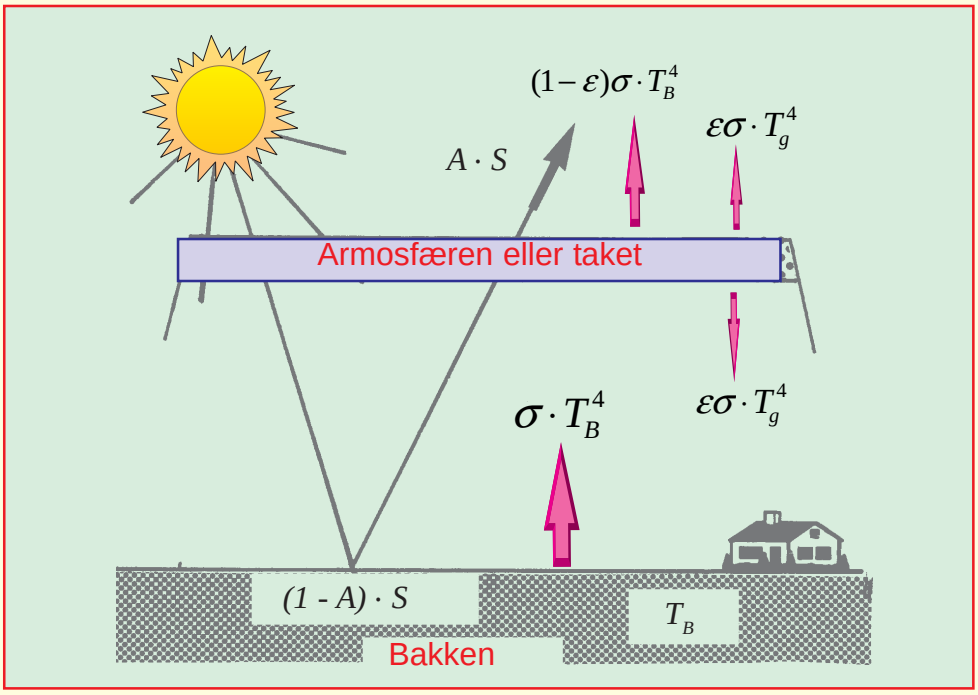
Figur 31. En enkel fremstilling av strålingsbalansen når det **ikke** er noen atmosfære rundt jorda. S er solarkonstanten, A er lik 0,3, T_B er bakketemperatur, og σ er Stefan-Boltzmanns konstant.

B. Med atmosfære

Nå kan vi gå ett skritt videre og anta at jorda er omgitt av en atmosfære eller et «tak». Strålingsforholdene endres – og de er vist i figur 32 på neste side.

Vi antar at atmosfæren rundt jorda slipper gjennom solstrålingen, men absorberer det meste (men ikke alt) av varmestrålingen fra bakken. Vi nevnte at det slipper gjennom ca. 23 – 25 prosent. Som en arbeidshypotese antar vi at brøkdelen ε stopper i drivhustaket. Taket får da temperaturen Tg og vil i sin tur sende ut stråling – både oppover og nedover. Med disse forutsetningene kan vi sette opp et energiregnskap for både bakken og drivhustaket (se neste side).

Jorda med atmosfære



Figur 32. Energibalansen for jorda med en atmosfære som er komprimert og ligner et drivhustak (lyseblå). Drivhustaket har en temperatur, T_g, og stråler ut energi både «oppover» og «nedover». Det er den mengden som går nedover, som øker temperaturen på jorda.

Bakken

Det blir en liten endring i forhold til det vi hadde uten atmosfære. Vi får:

$$\frac{(1-A)}{4} \cdot S + \varepsilon\sigma \cdot T_g^4 = \sigma \cdot T_B^4$$

Drivhustaket

$$\varepsilon\sigma \cdot T_B^4 = 2\varepsilon\sigma \cdot T_g^4$$

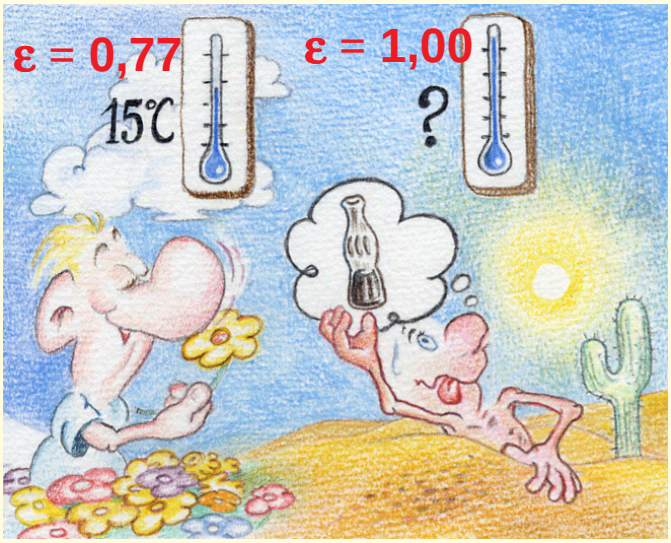
Her kjenner vi A, S og σ (Stefan-Boltzmanns konstant). Størrelsen ε må vi velge, mens T_B og T_g er ukjente.

Dette fører til følgende uttrykk for bakketemperaturen:

$$T_B = 255 \cdot \sqrt[4]{\frac{2}{2-\varepsilon}}$$

ε	K	°C
0	255,0	-18,0
0,75	286,8	13,8
0,77	288,0	15,0
0,80	289,7	16,7
0,85	292,8	19,8
0,90	296,1	23,1
1,00	303,2	30,2

Sammenhengen mellom ε og global temperatur



Klimagasser

La oss se litt nærmere på noen av de viktigste drivhusgassene – hvordan mengden av de i atmosfæren har endret seg de senere årene.

Vanndamp

Det er vann i atmosfæren i form av gass (vanndamp) eller dråper i skyer. Mengden med skyer varierer med tid og sted – men tilsammen utgjør det i middel et vannlag på ca. 2,5 cm.

Vanndamp er den viktigste klimagassen. Du ser i figur 29 at absorbsjonsspekteret for vanndamp overlapper med spektret til CO_2. Det betyr at en ikke kan legge sammen bidragene fra de to når det gjelder samlet effekt.

Vanndampens betydning har fått liten oppmerksomhet i debatten om drivhuseffekten – antagelig fordi innholdet av vanndamp er lite påvirket av menneskelig aktivitet.

Karbondioksid

I figur 28 ser vi at CO_2-mengden i atmosfæren har variert i takt med temperaturen gjennom 420 000 år. Det er målinger gjort på isprøver – og en må kanskje ta disse målingene med "en klype salt". Vi vet ikke om det foregår noen reaksjoner i isen i den lange tiden.

I 1958 startet en med kontinuerlige CO_2 målinger ved Mauna Loa-observatoriet på Hawaii. En mente det var en gunstig plass fordi luften var ikke influert av vegetasjon eller menneskelig aktivitet. Riktignok kan vulkanen slippe ut gasser som det korrigeres for. Målingene har vært de samme i alle de 47 år som er gått.

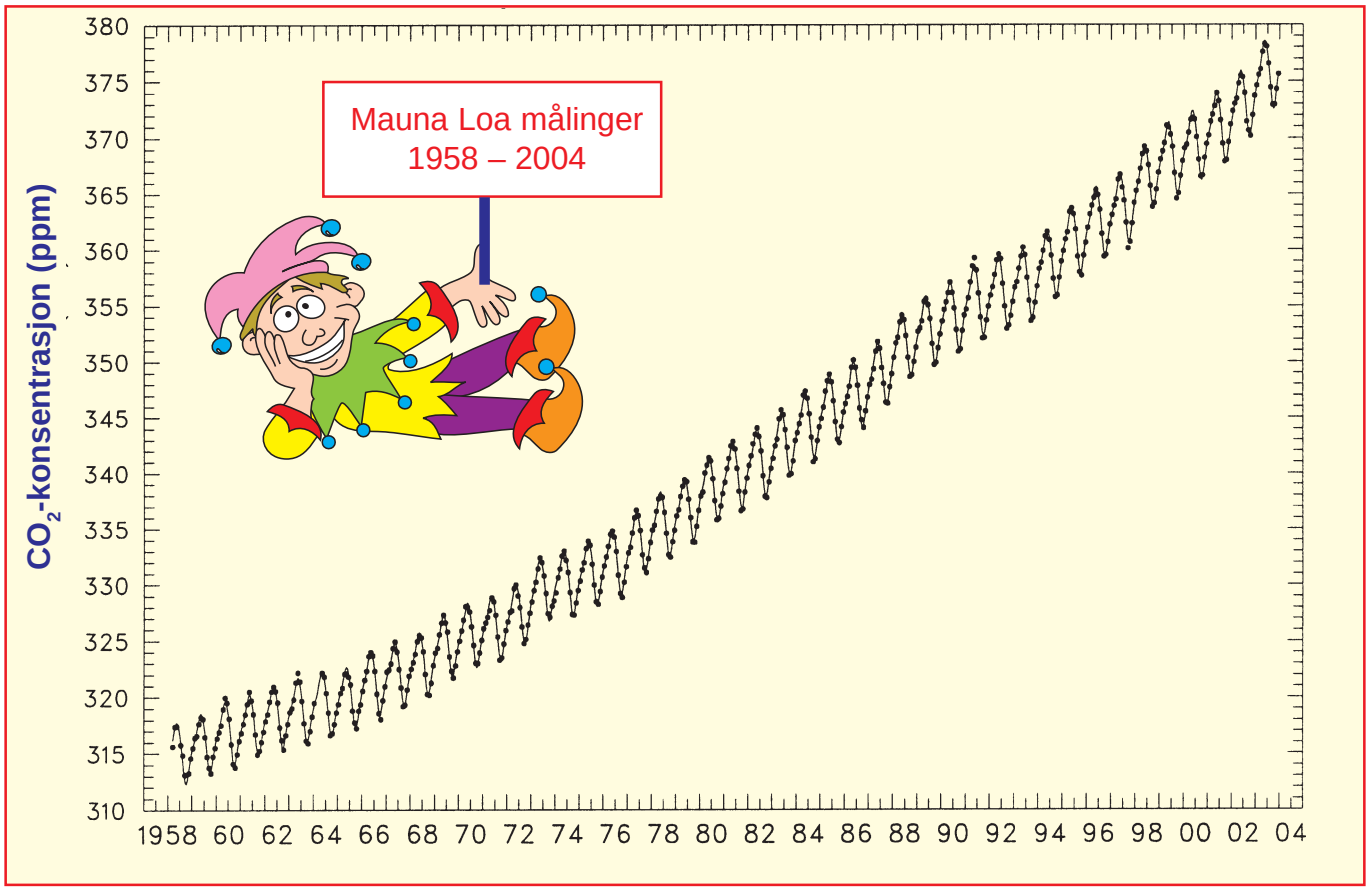
Mauna Loa målingene ansees for å gi en pålitelig verdi for CO_2-konsentrasjonen i den midlere delen av troposfæren (målestasjonen ligger på 3800 meter.

Selve måleresultatene gjennom 46 år er vist i figur 33 (neste side). CO_2-verdien har gått fra 316 ppm i 1958 til 375 ppm i 2003 – en øking på 18,8 prosent. Veksten er ikke helt jevn, men i middel 1,1 ppm pr. år.

Det er interessant at en ser årstidsvariasjonen så tydelig. I vekstsesongen tar planter og trær opp CO_2 fra lufta – fotosyntesen er aktiv.

Mauna Loa-observatoriet *ligger 3400 meter over havet (1000 meter høyere enn Galdhøpiggen) på et vulkansk fjell på øya Hawaii (den største av øyene i Hawaii-gruppen). Mauna-Loa-vulkanen i nærheten av observatoriet har utbrudd med noen års mellomrom, og selve observatoriet ligger i et stort lavaområde. CO_2- målingene er basert på luft som tas inn på toppen av det lille tårnet midt på bildet, mens ozonmålinger gjøres i den runde kuppelen til høyre. Her har de verdens standard Dobson instrument.*

Mauna Loa – målestasjon



Figur 33. CO_2-målinger på Mauna Loa på Hawaii. Figuren viser blant annet årstidsvariasjon: I vekstsesongen tar planter og trær opp CO_2, og da synker måleverdiene.

Nyttig kunnskap om CO_2

CO_2 er godt blandet i atmosfæren. Vi får samme verdi uansett hvor vi måler. Det betyr at det ikke spiller noen rolle hvem som slipper ut CO_2 – eller hvor det slippes ut.

Du har nå nok kunnskap til å beregne den totale mengden av CO_2 i atmosfæren. I figur 33 viser målingene en verdi på 375 ppm. Det totale innhold i atmosfæren er da $2{,}98 \cdot 10^{12}$ tonn CO_2 eller $0{,}814 \cdot 10^{12}$ tonn rent karbon.

Kanskje kan vi gi den interesserte noen hint om hvordan en regner ut dette. Molekylvekten til CO_2 er 44. Det betyr at et mol (som er 22,4 liter) veier 44 gram. Tykkelsen på atmosfæren med normalt trykk (H) er ca. 8 km. Det betyr igjen at atmosfæren er et kuleskall rundt jorda på 8 km. Da kan vi sette opp følgende regnestykke med R som jordas radius.

$$M = \frac{4\pi R^2 \cdot H \cdot 375 \cdot 10^{-6}}{22,4} \cdot 44 = 2,98 \cdot 10^{12}\,\text{tonn}$$

Karbonets kretsløp

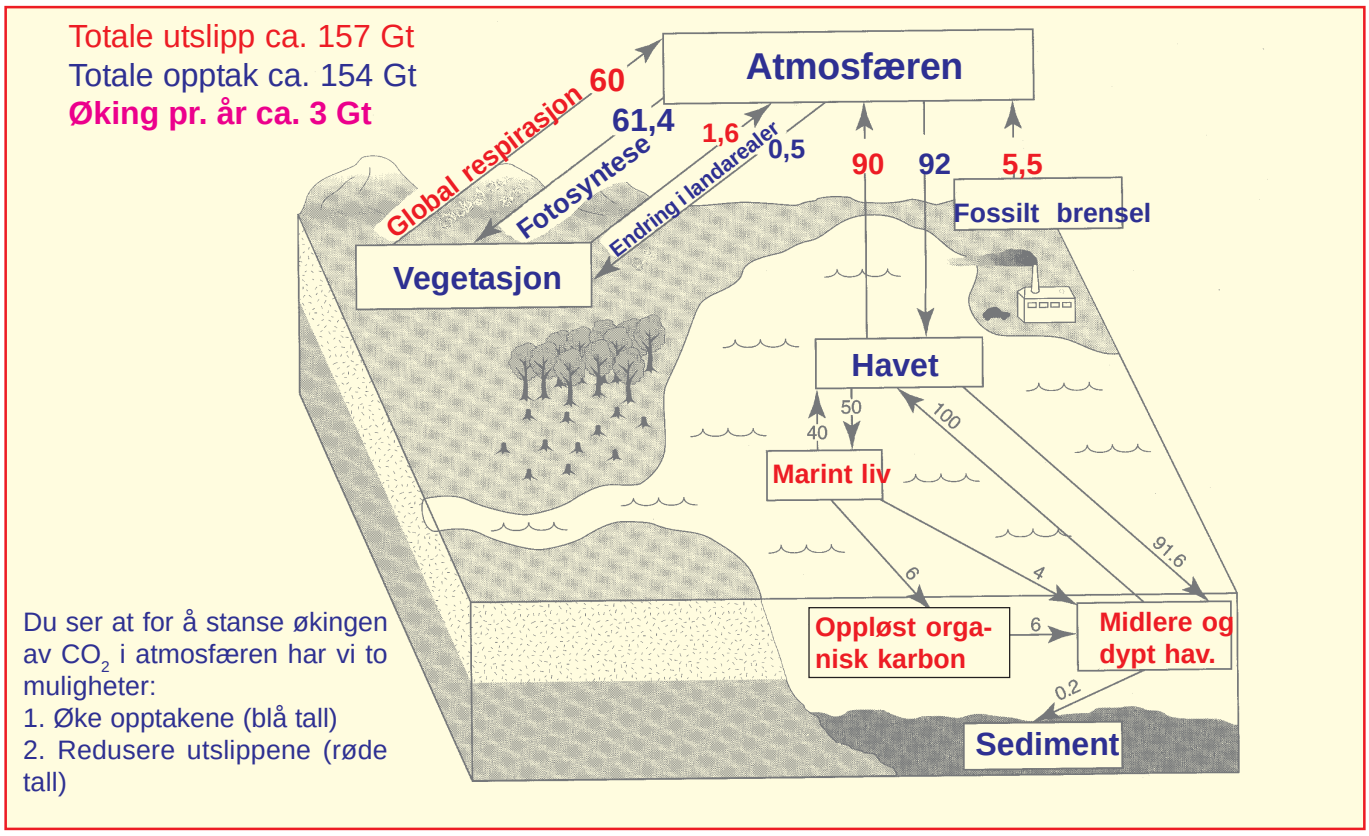
I debatten om drivhuseffekten har det aller meste vært konsentrert om betydningen av CO_2- utslipp og Kyotoavtalen.

Karbon er i et kretsløp. Det utveksles stadig mellom atmosfæren, havene, biosfæren og noe mer langsomt med sedimenter og bergarter. Mennesker og dyr er en del av dette kretsløpet, og vi bidrar til denne utvekslingen når vi puster. Vi forbruker oksygen fra atmosfæren og karbon fra maten og danner karbondioksid som vi puster ut. Det blir produsert CO_2 når vi brenner trevirke (lager bål og fyrer med ved) eller bruker kull, olje og gass. I naturen frigjøres det CO_2 når organiske materialer som løv, planter og lignende brytes ned.

CO_2 dannes ved all forbrenning

Figur 34 viser karbonets kretsløp slik Klimapanet fremstiller det. Det er prosesser som frigjør karbon til atmosfæren, og samtidig prosesser som går den andre veien.

Gjennom fotosyntesen tar plantene opp karbondioksid fra atmosfæren, og sammen med lys dannes det oksygen og organisk stoff. Oksygenet blir ført tilbake til atmosfæren,



Figur 34. Karbonets kretsløp. Figuren er hentet fra klimapanelet. Alle tall som angir karbonfluksene pr. år er, gitt i gigatonn (Gt) rent karbon. De fleste tall er usikre. Røde tall betyr utslipp til atmosfæren og blå tall betyr opptak fra atmosfæren.

mens karbon bindes i planter og skog. Også i havet skjer det ånding og fotosyntese, bl.a. av plankton og alger.

Det er vanlig å anta at før den industrielle revolusjon var karbonutvekslingen mellom delsystemene i tilnærmet likevekt.Dette svarer til nærmest konstante karbon-reservoarer. Vi kjenner ikke karbonfluksene i figur 34 i detalj. De eneste sikre tallene er mengden av CO_2 som slippes ut ved forbrenning og målingene av CO_2 i atmosfæren. I klimadebatten er fokus rettet mot menneskelig aktivitet som har forrykket balansen mellom reservoarene, med det resultat at vi har fått en stadig økning av CO_2 i atmosfæren.

I figur 34 er de årlige fluksene angitt. Frigjort karbon fra bruk av fossilt brensel er om lag 5,5 Gt (har økt til nærmere 7 Gt nå). Dette er lite sammenlignet med de naturlige fluksene mellom atmosfære, biosfære og hav. Både biosfæren og havene representerer mye større karbonlagre enn atmosfæren.

Utslippene til atmosfæren er beregnet til ca. 157 Gt rent karbon pr. år, mens opptak fra atmosfæren svarer til ca. 154 Gt karbon. Forskjellen på 3 Gt blir tilbake bake i atmosfæren. Det tilsvarer en øking i atmosfæren på ca. 1,5 ppm pr. år. Det betyr også at omtrent halvparten av det antropogene utslippet blir tatt opp igjen av sluk på jorda.

De andre klimagassene

Metan (CH_4), lystgass (N_2O), KFK-gasser, ozon og svovelheksafluorid (SF_6) er også drivhusgasser. Det vi må vurdere er eventuelle endringer i mengden av slike gasser i atmosfæren og likeledes levetiden til de.

Metan, som stort sett stammer fra ufullstendig forbrenning (uten tilstrekkelig oksygen) har økt de siste to hundre årene. Den menneskeskapte delen (antropogene del) kommer fra naturgass, kullgruver og petroliumsindustri. Kildene er stort sett landbaserte og det er noe mer i atmosfæren på den nordlige halvkule.

Lystgass dannes ved biologiske prosesser i jord og vann. Mengden i atmosfæren har økt siden starten på den industrielle revolusjon.

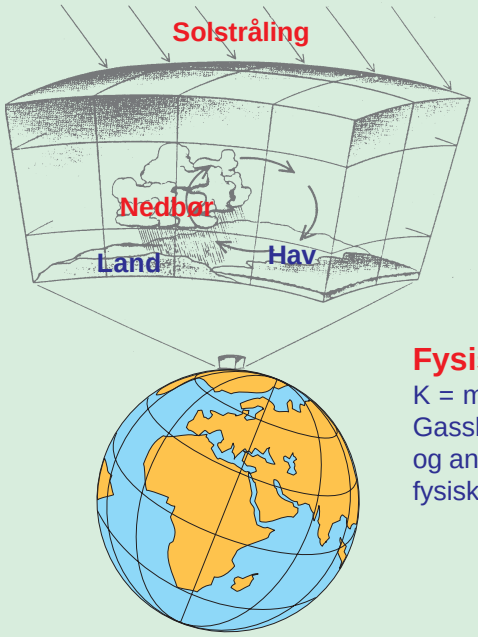
KFK-gassene er antropogene og utslippene startet omkring 1950. Montreal-avtalen har ført til at disse utslippene har stoppet.

Klimamodeller

konsekvenser av økt drivhuseffekt

Hensikten med en klimamodell var i første omgang å gi økt forståelse og kunnskap om naturen. Idag er hensikten mer å lage klimaprognoser – kunne forutsi framtidas klima ut fra gitte forutsetninger med hensyn til menneskelig aktivitet. Enhver klimamodell må bygge på ***antagelser*** om utslipp av drivhusgasser og partikler (aerosoler).

I en klimamodell deles jorda opp i flere tusen «bokser» der sidekantene er noen hundre kilometer, og høyden er noen få kilometer. I hver boks blir det tatt hensyn innfallende solstråling, til konsentrasjonen av drivhus-gasser og til vind- og vannstrømmer osv. Store datamaskiner behandler hver boks for seg og setter til slutt all informasjon sammen for å gi et bilde av klimaet for hele jorda.



Fysiske lover
K = ma
Gasslovene
og andre
fysiske lover

Vi har ikke til hensikt å gå inn på klimamodellene – men vil se litt på hvordan de blir til og litt på de resultater de gir.

Hva bygger modellene på ?

En klimamodell er basert på fysiske lover når det gjelder bevegelse og transport av masse, vanndamp og energi. Vi tar hensyn til innstråling av energi fra sola – utsendelse og absorpsjon av varmestråling fra jorda – den hydrologiske syklus (fordampning, kondensasjon, skydannelse, fordeling av skydekket og nedbør).

Videre må en ta med prosesser som forbinder atmosfæren med land og hav – refleksjonen av solstråling – jordfuktighet og vegetasjon.

Viktige faktorer i klimamodellene er **tilbakekoplinger**. For eksempel kan det tenkes at en høyere temperatur fører til et mindre snødekke. Det vil bety at en mindre del av solenergien reflekteres, og resultatet blir høyere temperatur og mer snøsmelting. Vi har å gjøre med en selvforsterkende effekt. Dette er en **positiv** tilbakekopling.

Eksempel på en **negativ** tilbakekopling er at høyere temperatur kan gi større fordampning og dermed mer skyer. Skyene reflekterer mye solstråling; dermed vil mindre solstråling nå bakken, og temperaturen vil bli lavere. Dette er en dempende effekt. Det er en rekke positive og negative tilbakekoplinger knyttet til de store klimamodellene.

Resultater

I Norge har vi ingen store klimamodeller, i første rekke fordi de krever betydelig datakapasitet. De store industrilandene (Canada, England, Frankrike, Japan, Kina, Tyskland og USA) har de store modellene. Modellene forandres stadig, fordi økt datakraft gjør det mulig å ta hensyn til flere forhold.

Hvis man bruker dagens konsentrasjon av drivhusgasser i modellene, bør de gi dagens klima som resultat for å være troverdig. De ulike modellene er mest samstemte for områdene nær ekvator, og de gir langt større spredning ved høye bredder. Dette forteller oss at selv om de midlere globale verdiene er gode, er det fortsatt problematisk å gi pålitelige prognoser for regionale klimaforandringer.

Fremtiden

FNs klimapanel (IPCC) bruker klimamodeller til forutsi klimaet de neste 100 årene. I utgangspunktet kan en jo få mange svar – avhengig av det scenario en bruker for utslipp av drivhusgasser.

Klimapanelet har en rekke ulike prognoser (scenarioer) for antropogene *utslipp* av CO_2. Prognosene er basert på en lang rekke antagelser, både økonomiske og politiske.

Når en lager prognoser om CO_2-innholdet i atmosfæren er det viktig å skille mellom lineær og eksponentiell vekst. En meget viktig parameter er hvordan befolkningstilveksten blir.

Vi kan ikke gå inn på alt dette – men henviser den interesserte til de rapporter som er gitt. La oss oppsummere en del fra IPCC-rapporten fra 2001.

Det beste estimatet av virkningen av fremtidig økt drivhuseffekt er en global oppvarming på 2 °C fra 1990 til år 2100, med 1 °C og 3,5 °C som henholdvis lav og høy verdi.

Detaljer

1. Det vil bli større oppvarming over land enn over hav.

2. En kan forvente redusert oppvarming, eller muligens avkjøling ved høye bredder og over hav på den Sørlige halvkule og for deler av Nord-Atlanteren.

3. En kan forvente maksimal oppvarming ved høye bredder på den nordlige halvkule om vinteren, og over Arktis om sommeren.

4. Prognosene tilsier økt nedbør og bakkefuktighet om vinteren ved høye bredder.

5. Økt midlere nedbør over områder i Asia som er dekket av sommermonsunen.

6. Redusert bakkefuktighet om sommeren i Sør-Europa.

7. Redusert døgnlig temperaturamplitude over store områder.

8. Flere modeller viser redusert termohalin sirkulasjon (sirkulasjon drevet av ulikheter i temperatur og saltholdighet) i Nord-Atlanteren. Det kan me d andre ord bety en noe redusert Golfstrøm.

Ekstremepisoder

1. Små forandringer i midlere klima kan fremkalle store forandringer i hyppigheten av ekstremepisoder. Små forandringer i variasjoner omkring middelverdien kan ha større effekt enn en lignende forandring i middelverdiene.

2. En generell oppvarming synes å føre til flere dager med høy temperatur og færre vinterdager med ekstremt lav temperatur.

3. Modellstudier synes å bekrefte en reduksjon i variasjonen av døgntemperaturen. Derimot synes variabiliteten av døgnlig nedbør å øke over noen områder, f.eks. over nordvestlige deler av USA om vinteren.

4. Flere modeller viser en økning i nedbørsintensiteten, noe som kan tilsi flere ekstremepisoder angående nedbør. For noen steder viser modellene økt hyppighet av tørkeperioder.

5. Modellene gir ikke noe belegg for å hevde at vi vil få økt stormaktivitet ved våre områder. Heller ikke gir de belegg for å hevde økt hyppighet av eller sterkere tropiske sykloner.

Se Internett

http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/
http://www.grida.no/climate/ipcc/

Konsekvenser av økt drivhuseffekt

Klimadebatten har så langt vært fokusert på temperaturøkninger og økt havnivå på grunn av økt drivhuseffekt. La oss se litt nærmere på problemer knyttet til økning av havnivå – til forandringer i ferskvannsreservoarene og mulig innvirkning på helsesituasjonen.

Havnivået

Havnivået vil sannsynligvis stige – fordi vannet utvider seg når det blir varmere og fordi en del av isen på land vil smelte og vannet renne ut i havet.

Det er ingen enkel sal å måle havnivå. Vi kan plassere målestaver i kystnære farvann. Men da møter vi et annet problem, spesielt innenfor vårt område i Skandinavia. Under siste istid var landområdene dekket med store ismasser. Vekten av disse trykket ned landområdene. Etter at isen smeltet og vekten av isen avtok, begynte landområdene å stige. Dette er en prosess som fortsatt foregår. Det betyr at målestavene følger med oppover, og vi oppfatter det som en senkning av havnivået. Når vi da analyserer måledataene, må vi korrigere for dette. Landhevingen i Skandinavia har i det siste hundreåret vært ca. 4,7 mm pr. år.

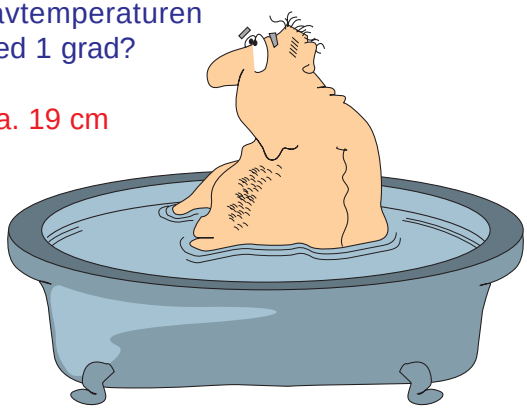
Vi kan også bestemme havnivået med satellitter – men resultatene er usikre. En har kommet frem til at havet i perioden 1880–1980 har steget med 1,8 mm pr. år.

Termisk utvidelse av vannet

Dersom temperaturen stiger, vil vannet utvide seg (når temperaturen er mer enn +4 °C). Dette kan vi gjøre visse spekulasjoner om. De blir neppe helt korrekte, men hvis hele havets temperatur økte med en grad ville havnivået øke med ca. 19 cm.

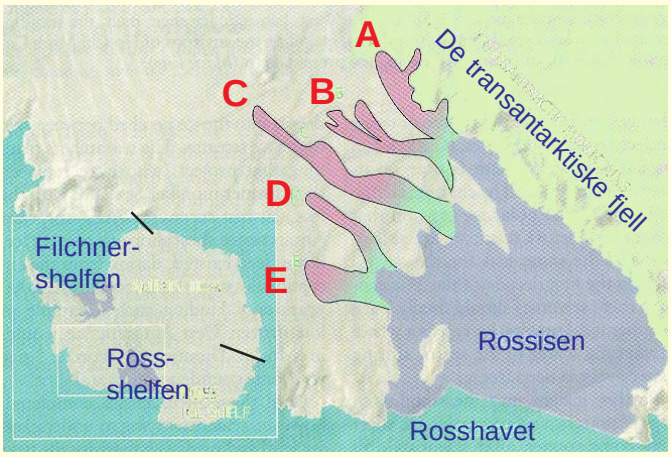
Hvor mye vil havet stige hvis havtemperaturen økte med 1 grad?

Svar: ca. 19 cm



Smelting av is på land

Mengden av vann på jorda er konstant. En del av vannet er knyttet til landjorda i form av isbreer, elver og sjøer – men mesteparten av vannet (hele 97,3 %) befinner seg i havet. Smelting av is som flyter i havet vil ikke endre nivået, men hvis de store ismassene på Grønland eller i Antarktis smeltet eller gled ut i havet, ville det få en dramatisk effekt. Det var nettopp det siste amerikaneren J.H. Mercer skremte verden med i 1978. Han pekte på isen i Vest-Antarktis der han mente at deler av den kunne gli ut i Rosshavet (se figur 35).



Figur 35. Figuren antyder de områdene der en mener det er en bevegelse i ismassene fra Vest-Antarktis og ut i Rosshavet. Dette trodde en var et bevis for at isen var i ferd med å bryte sammen. Figuren er hentet fra D. Schneider, Scientific American, mars 1997.

Isen i Vest-Antarktis hviler på fjell som ligger godt under havets overflate. Mercer mente at nettopp dette gjorde iskappen ustabil, og at en temperaturøkning kunne få den til å gli ut på dypere vann og derved gi betydelig havnivåøking. Vi har tidligere sett at det er en rekke sjøer under isen i Antarktis. Det foregår litt smelting på bunnen av isen som kan gi «smøring» slik at isen glir nedover.

Mercers hypotese førte til at en i 1990 laget et forskningsprogram som skulle studere forholdene nærmere. Det fikk det treffende navnet «SeaRISE», en forkortelse for «Sea-level Response to Ice Sheet Evolution».

Teorien om at isstrømmene og deres bevegelse var temmelig spekulativ. Det hevdes at isstrømmer starter og stopper uten at vi vet årsaken. En av de største strømmene (merket C) ser ut til å ha stoppet for 130 år siden – kanskje fordi den mistet «smøring» mot bunnen (isen glir mot fjellbunnen).

Når det gjelder isen i Antarktis, er det en annen faktor som er viktig. Klimamodellene viser at hvis temperaturen øker – vil nedbøren over Antarktis øke. Nedbøren vil komme som snø, og den vil øke så mye at den vil dominere over en eventuell økt avsmelting. På Grønland, der temperaturen er høyere, vil ismassene derimot avta ved økt temperatur. Mange forskere mener at totalt vil ismassene være i tilnærmet balanse, eller øke. Smelting av isbreer utenom de to store vil derimot gi et svært lite bidrag til heving av havnivå.

Konklusjonen er derfor at havnivået vil øke fordi vann utvider seg med økende temperatur. Hvor mye og hvor raskt blir kun spekulasjoner. IPCC regner med at hvis utslippeneav drivhusgasser fortsetter som «business-as-usual» vil havnivået de neste 100 år øke med ca. en halv meter. For Norge vil en heving av havnivået på en halv meter ha mindre betydning, selv om lokale områder kan bli utsatt for oversvømmelser. For andre områder vil konsekvensene kunne bli betydelige, for ikke å si katastrofale. Kjente eksempler vil være Maldivene, Bangladesh og Nederland, for å nevne noen.

Andre effekter – helse

Det er flere spekulasjoner når det gjelder skog – avskoging og ørkendannelse når det gjelder økt drivhuseffekt. Jordfuktighet og nedbør er viktig i en slik sammenheng.

Klimaforandringer vil også kunne påvirke utbredelsen av sykdommer som er forårsaket av insekter. Det kan skje direkte ved at livssyklusen til insektene endres. Det kan endre levealder, fruktbarhet, dødelighet og genetisk tilpassing. En har sett at temperaturen har en effekt på insekter med hensyn til utbredelse, overvintring, vekst-hastighet og antall populasjoner pr. år.

En av de sykdommer som muligens blir influert er malaria. Tropesykdommer der smitten spres med innsekter (moskitomygg), trives i varmt og fuktig klima. Det betyr at sykdommer som nå er begrenset til tropiske strøk, kan få en spredning til områder ved midlere breddegrader.

Det er rimelig å anta at hyppigheten av varmebølger vil øke. Erfaringen viser at mange mennesker, spesielt eldre, ikke klarer slike varmeperioder. Nå vet vi at også strenge kuldeperioder krever menneskeliv. Derfor kan en kanskje si det slik: Tap av menneskeliv på grunn av kuldeperioder vil avta og kompensere for økte tap ved hetebølger.

Øking i temperatur og fuktighet vil også øke mulighetene for geografisk utbredelse av malariamyggen – og ferskvannssniler som sprer «schistosomiasis», en sykdom som angriper urinveier, tarm og lever. La oss se litt mer på det.

Hvordan vil økt temperatur og forandring i nedbør påvirke helsa vår?

Malaria er en sykdom med stor utbredelse. Det oppstår omkring 350 millioner nye tilfeller av malaria hvert år, og en mener at omkring 2 millioner mennesker dør.

Vi får malaria ved stikk av en malariainfisert mygg. Malariaparasitten som overføres vandrer til leveren, der den vokser og formerer seg. Symptomene på malaria er feber og en influensalignende tilstand som inkluderer frostanfall, hodepine, kvalme og diaré. Den kan også gi anemi på grunn av tap av røde blodceller.

Modeller basert på scenarioer med standard klima og kunnskap om malariamyggens krav til miljøet indikerer at i siste halvdel av dette århundre vil ca. 60 prosent av verdens befolkning kunne bo i området med fare for malariasmitte mot 45 prosent i dag. Malaria vil øke ved en økt drivhus-effekt.

Schistosomiasis – også kjent som «bilharziose», er en parasittsykdom som fører til kronisk dårlig helse. I dag er den en betydelig helserisiko i Sentral-Asia og Egypt og i en rekke utviklingsland. Idag bor det omkring 600 millioner mennesker i områder med smittefare, og omkring 200 millioner mennesker har trolig sykdommen. I de siste 50 år har denne sykdommen spredt seg til nye områder, trolig på grunn av kunstig vanning, som er grunnlaget for snilene. I Egypt, for eksempel er vintertemperaturen for lav til at smitten spres på denne årstiden. Men en moderat temperaturøking vil trolig føre til at smittekilden er aktiv i større deler av året.

Denguefeber er en influensalignende virussykdom som overføres med mygg (myggen *Aedes egyptii*). Den finnes i tropiske områder der fuktigheten er stor nok til at myggen overlever. Sykdommen er spredt til over 100 land der det bor omlag 2,5 milliarder mennesker. En regner med at denguefeber er den viktigste årsaken til sykehusinnleggelse i mange tropiske land.

I likhet med de andre tropesykdommene vil trolig en temperaturøking øke overføringen av dette viruset. Vi må også ta med sykdommer som gulfeber og andre der smitten overføres ved mygg, sniler eller fluer.

Tiltak for å redusere drivhuseffekten

1. Ønsker vi å beholde drivhus-effekten på dagens nivå – eller vil det være bedre å øke (eventuelt redusere) den?
2. Kan menneskene gjøre noe?

Er det ønskelig og i så fall mulig for menneskene å redusere drivhuseffekten? Dette er spørsmål som mange er opptatt av. De fleste ønsker kanskje å beholde drivhuseffekten på dagens nivå.

Hvis drivhuseffekten øker (slik det nå ser ut til) vil det gi bedre klima for enkelte regioner, men dårligere for andre regioner. Det samme kan en også si for en redusert drivhuseffekt.

Kyotoavtalen – desember 1997

Kyoto-konferansen i 1997 var den første spede begynnelsen der en rekke industrinasjoner viste vilje til en forsiktig stabilisering av utslipp til atmosfæren. Avtalen går ut på at industrilandene skal redusere sine utslipp av CO_2 og andre drivhusgasser med i gjennomsnitt 5,2 prosent i forhold til 1990-nivå innen 2012.

Norge kan øke utslippene med 1 prosent i forhold til 1990. Men allerede i år 2000 hadde vi økt utslippene med ca. 7 prosent!

Det er meget tvilsomt om Kyotoavtalen kan snu utviklingen med hensyn til utslipp. Det beste vi kan håpe på er en endring i holdninger og vilje til å redusere forurensningene av atmosfæren.

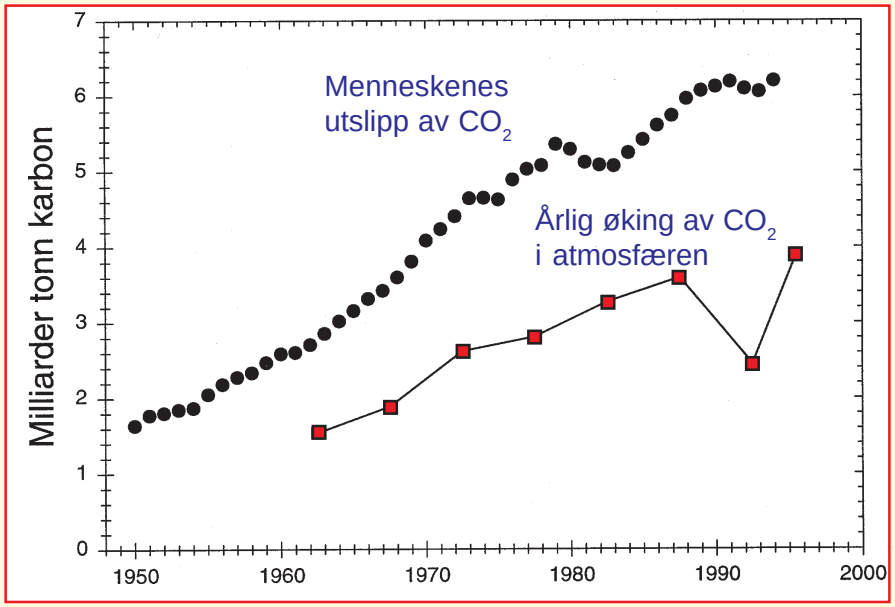
Hva slags tiltak kan vi gjøre?

La oss bruke figur 36 til å belyse problemene. Det som er vist er de årlige utslipp antropogent CO_2 – det vil si det som stammer fra vår bruk av fossilt brensel. Det øker for hvert år – og det gjorde det i hele det forrige århundre. Idag er vi oppe i et årlig utslipp på ca. 7 milliarder tonn rent karbon.

Antropogent utslipp i 1998 – 6,2 Gt

1. USA	24 %
2. Kina	13 %
3. Russland	7 %
4. Japan	5 %
43. Danmark	0,31 %
60. Norge	0, 18 %

De 4 store utslippsland står for halvparten av de antropogene utslipp – og det er energiproduksjonen som gir utslippene.



Figur 36. Figuren er noen år gammel, men viser klart tendensen. De fylte sirklene viser det årlige antropogene utslippet av CO_2 fra fossilt brensel. Mengden er angitt som rent karbon i milliarder tonn. De fylte kvadratene som er bundet sammen med en strek, viser den årlige tilveksten av karbon i atmosfæren. Punktene er midlet vekst over 5-års-perioder.

Nederste kurve i figur 36 viser påny hvordan CO_2 mengden i atmosfæren øker. En kan tyde figuren slik at omkring halvparten av det antropogene karbonutslippet blir tatt opp av «sluk» som vi ikke har full kjennskap til og at den andre halvparten blir igjen i atmosfæren.

En ser at spriket mellom utslipp og vekst (avstanden mellom de to kurvene) øker.

Hvis vi reduserer våre CO_2-utslipp til det halve (ca. 3 Gt – som i begynnelsen av 1960 årene) er det svært tvilsomt om det ville gi noen reduksjon av CO_2 i atmosfæren!

C og CO_2

Noen ganger oppgir en utslippet som CO2 – andre ganger som rent C. Forholdet er:

CO2/C = 44/12 = 3,67

Aktuelle tiltak

De antropogene CO_2-utslipp er knyttet til energiproduksjon. Alt som brenner; kull, olje, gass, tre gir som resultat CO_2. Vi slipper ut for meget idag – og alle prognoser tilsier større utslipp det neste århundre. Dette fordi antall mennesker på jorda vil øke og fordi de aller fattigste må bringes på et høyere nivå.

Hva kan vi gjøre?

1. Øke opptakene av CO_2.
2. Redusere utslippene av CO_2.

Øke CO_2-opptaket

Det har vært fremmet flere fantasifulle forslag når det gjelder å fjerne CO_2 fra atmosfæren. Vi sier fantasifulle fordi de vil bli svært vanskelig å gjennomføre på et nivå der de har en global effekt (kan påvirke drivhuseffekten). Men la oss nevne noen prosjekter. For å følge med henviser vi til figur 34 som angir karbonkretsløpet. Tallene der er, som vi påpekte usikre, men er kanskje de beste vi har.

1. Planting av skog

Skogplanting er et mulig tiltak for å redusere veksten av CO_2 i atmosfæren. Helt avgjørende for et slikt tiltak er at ***tilveksten*** er større enn hugst og nedbryting. I enkelte land holder ikke denne forutsetningen, og da går skogen over fra å være et CO_2-sluk til å bli en CO_2-kilde.

Plantene tar opp CO_2 ved fotosyntesen og frigjør oksygen. Prosessen drives av sollyset (virkningsspektret er i den synlige delen). Om natten har vi derfor ingen fotosyntese. Når plantene visner og råtner eller brennes, frigjøres igjen CO_2. For store vekster som trær kan karbonet bli bundet i mange tiår (ja, kanskje i flere hundre år).

Skogplanting vil ha flere positive bieffekter som økt biodiversitet, økt fugle- og dyreliv, bedre luft og vannkvalitet og økte rekreasjonsmuligheter. Konklusjonen synes å være at dette er et positivt tiltak innenfor CO_2-problematikken. **Men** det er selvsagt midlertidig, fordi det virker bare så lenge skogen vokser. Skal de vedvare, må den gamle skogen hugges, og tømmeret må ikke brennes eller behandles slik at CO_2 føres hurtig tilbake til atmosfæren.

2. Øke havets opptak av CO_2

Havet spiller en stor rolle i karbonets kretsløp (se figur 34) – og det har kommet forslag om metoder som kan øke havets opptak av CO_2. En stor del av opptaket skyldes fotosyntese ved alger og plankton. **Kan dette økes?**

For å øke fotosyntesen i havområdene, er det viktig at det er tilstrekkelig med næringsstoffer tilstede for både alger og plankton.

Jernhypotesen

Prøver i laboratoriet tyder på at økt konsentrasjon av jern kan ha betydning for fotosyntesen til fytoplankton i havet. Jern kan transporteres til havene som atmosfærisk støv eller det kan tilføres direkte ved utslipp av for eksempel jernsulfat.

Prøver fra iskjerner viser at støvmengden i atmosfæren økte når vi hadde istider. Støvet inneholder jern. Siden CO_2-konsentrasjonen i atmosfæren var liten under istidene – kan forklaringen være at økt jerninnhold i havet ga større opptak av CO_2 fra atmosfæren.

I sammenheng med dette kan vi nevne at det er gjort et par større internasjonale eksperimenter der små områder i havet ble gjødslet med jern. Det første eksperimentet fant sted i Stillehavet nær ekvaktor, mens det andre eksperimentet ble gjennomført i Sørhavet.

I disse miniforsøkene – som strakte seg ut over noen dager, slapp en ut noen hundre kilo jern (som jernsulfat). Det viste seg at oppløst jern satte igang en massiv blomstring av fytoplankton som tok opp store mengder CO_2.

Det som er av interesse er om slike gjødslingsforsøk kan gi grunnlag for globale tiltak. Desverre støter vi på en rekke begrensninger. Havområder som kan behandles, er små (ca. 15 prosent) sammenlignet med de totale områdene. For å unngå metning av karbon ved overflaten må dessuten den vertikale transporten i havet være tilstrekkelig stor. Konklusjonen er at gjødsling av havet er en interessant ide – men som neppe vil kunne få betydning for det globale CO_2-opptak. Imidlertid viste forsøkene at istidenes lave CO_2-innhold kanskje kan forklares ved denne jernhypotesen.

Gasskraft og CO_2-håndtering

Så kommer vi til det særnorske tiltak som går ut på å samle opp det antropogene CO_2 før det slipper ut og så føre det tilbake til geologisk stabile steder eller til dyphavet. Det er da en kombinasjon av de to mulighetene som er antydet i figur 34.

I utgangspunktet syntes denne ideen å være perfekt. Tenk om den kunne brukes på alle fossile brennstoffer globalt! Desverre er det liten grunn til å være optimister.

Før tiltak settes ut i livet, må/bør en foreta en ***kost-nytteanalyse***, dvs. vurdere kostnader ved å gjennomføre et tiltak mot de gevinstene en kan oppnå. Gevinsten i dette tilfelle er – eller bør være – en renere atmosfære med hensyn til CO_2 -og helst også svovel og nitrogenoksider. Hvis det skal være et tiltak som vi bør satse på, må det helst ha en global effekt.

Forslaget om CO_2-håndtering i Norge springer ut fra miljøorganisasjoner og politikere. Norge har store gassreserver, og det var derfor naturlig at det kom planer om å benytte en del av denne gassen her hjemme – med andre ord bygge gasskraftverk. Vi vet at selv uten noen form for rensing er et gasskraftverk vesentlig mindre forurensende enn kull og olje. For det første gir gass langt mindre CO_2-utslipp pr. kilowatttime produsert – og for det andre gir det adskillig mindre utslipp av svovel- og nitrogenoksider – samt aerosoler.

Til tross for de miljømessige fordeler med gasskraft kontra kull og olje strandet planene – det ble et politisk «must» å rense kraftverkene for CO_2. En kan stille spørsmålet om dette er miljøvennlig beslutning – eller sløsing med verdifull energi og ressurser. La oss forsøke å gi noen synspunkter og facts.

Er CO_2-rensing veien å gå?

For å ta standpunkt til CO_2-rensing vil vi peke på en del punkter vi må vurdere. Det er:

1. Vi må ha teknologi for å skille ut CO_2.

2. Hvor kan vi lagre CO_2?

3. Hvor stor del av energien vil gå med til rensing og deretter til lagring?

4. Kan dette være en global metode som kan bidra til å redusere CO_2-utslippene til atmosfæren – eller vil det bare være et «skryteprosjekt»?

1. Teknologi for rensing

Det finnes i dag teknologier for å skille ut CO_2. Uten å gå inn på detaljer kan vi nevne at det mest nærliggende er å skille ut CO_2 etter forbrenning.

Mulige teknikker er da for eksempel absorpsjon. En kan «vaske» røykgassen med et løsningsmiddel som absorberer CO_2. En annen mulighet er å bruke membranteknologi. Det gir muligheter for å separere en komponent i en gassblanding basert på en forskjell i fysisk eller kjemisk vekselvirkning med membranmaterialet – for eksempel at en komponent beveger seg raskere gjennom membranen enn andre.

Teknologier for å isolere CO_2 i røykgass vil muligens kunne brukes på andre typer kraftverk – for eksempel kullkraftverk der CO_2-rensing virkelig kunne gi et globalt bidrag.

Norsk Hydro presenterte i 1998 et opplegg for separering av CO_2 som ville kunne redusere utslippene fra gasskraftverk. Metan fra naturgass reagerer med vanndamp ved en temperatur over 900 grader. Derved frigjøres **hydrogen**, mens karbonet reagerer med oksygen og gir CO_2. Hydrogenet er energibæreren som så kan benyttes. Her kommer vi da inn på et helt nytt felt – nemlig hydrogen som energibærer.

Det er ikke kjent hvordan innfanging av CO_2 i stor skala vil fungere, men det er trolig teknologier som kan brukes.

2. Lagring av CO_2

Den mest betenkelige delen av CO_2-rensingen er spørsmålet om hvor en skal gjøre av den gassmengden en klarer å "fange inn". Den må lagres slik at den ikke slippes ut i atmosfæren igjen. En skisserer løsninger med stabile geologiske formasjoner – blant annet olje og gassfelt.Det er trolig at noe CO_2 med fordel kan brukes til økt oljeutvinning.

Når det gjelder lagringskapasitet er vi ennå mer usikre. IEA (International Energy Agency) antar at en i gamle olje og gassfelt kan lagre omkring 800 milliarder tonn CO_2. Det tilsvarer ca. 35 års utslipp på dagens nivå. Prislappen settes til 20 dollar pr. tonn – det vil si totalt ca. $1{,}6 \cdot 10^{13}$ dollar (om du kan forstå dette tallet).

Se mer om dette på adressen:
http://www.ieagreen.org.uk/aims.html

3. Energiforbruk til lagring

Her står vi på bar bakke. Det har vært antydet at for å skille ut CO_2 vil en måtte bruke 10 – 15 % av energien. For permanent å lagre CO_2 vil det selvcsagt også måtte brukes energi. Det vi nok kan si i mangel av konkrete tall, er at metoden med å fange inn CO_2 og så lagre den på permanent basis vil kreve betydelig energi – energi som da går tapt for andre formål.

Konklusjon

Når det gjelder CO_2-rensing som et globalt prosjekt som skulle bidra til reduserte antropogene utslipp er veien lang. Det er vanskelig å dele den optimisme som enkelte gir uttrykk for. Konklusjonen blir at det er en interessant ide, men som neppe vil kunne realiseres.

På lokalt nivå er det mulig at CO_2-rensing og bruk av gassen til å øke oljeutvinningen vil være et positivt prosjekt.

Energikilder – oppsummering

Forurensingen av atmosfæren både med hensyn til CO_2 – svovel og nitrogenoksider, skyldes vår bruk av fossilt brensel i energiproduksjon. Idag kommer ca. 80 prosent av all energiproduksjon fra kull, olje og gass. En effektiv reduksjon av utslippene kan bare skje ved å nytte andre energikilder!

Det er ikke meningen at vi i dette heftet skal gå løs på det meget interessante feltet om energikilder – men vi vil gjerne peke på en del facts og gi informasjon om hvor du kan finne mer. Se for eksempel boka på neste side.

Energikilder

1. Fossilt brensel (kull, olje, gass).
2. Kjerneenergi (fisjon og fusjon).
3. Solenergi i alle former (dvs. sol, vind, vann, bio)
4. Geotermisk energi
5. Tidevannsenergi

De to første er ikke fornybare – de vil bli brukt opp før eller senere. Av verdens energiforbruk i år 2000 kom ca. 40 prosent fra olje, ca. 38 prosent fra kull og naturgass, ca. 5 prosent fra kjernekraft (tilsammen 83 prosent). Bare omkring 17 prosent kom fra fornybare energikilder.

Verdens energiforbruk er sterkt økende – og har vært det gjennom de siste 150 år. De siste 30 år har forbruket økt med 1,8 prosent pr år. Det betyr en dobling i løpet av 39 år.

Vil forbruksveksten fortsette?

Svaret er et ubetinget JA

Følgende argumenter taler for fortsatt vekst.

1. Verdens befolkning øker. Klimapanelet og "World Energy Council" ser på energiforbruk ut fra en befolkningsvekst som øker – kanskje opp til 12 milliarder i løpet av 100 år. Dette er den viktigste årsak til økt energiforbruk.

2. Materiell levestandard målt ved BNP (bruttonasjonalprodukt pr. person) er direkte knyttet til energiforbruket. I 1990 var energiforbruket pr. person 19600 kWh (i Norge 50000 kWh). Økt levestandard til en økende befolkning vil kreve mer energi!

Er det mulig å skaffe nok energi til en økende verdensbefolkning uten utstrakt bruk av fossile energikilder?

Oppsummering – energi

Alt tyder på at vi det neste hundreåret vil og må bruke de **ikke-**fornybare energikildene – og da i særdeleshet de fossile kilder. Hvordan står det så til med reservene?

Kullreserver. De er store og med dagens forbruk har vi tilgjengelige reserver for flere hundre år.

Olje og gass. De globale reserver er begrenset. Vi bruker idag omtrent 3 ganger mer olje pr. år enn det vi finner av nye kilder. Med dagens forbruk har vi olje i ca. 70 år. En annen viktig ting er at det vil stadig bli vanskeligere å utvinne oljen.

Kjernekraft – uranreserver. Kjernekraft er i normal drift en miljøvennlig energi-kilde. Det er ingen utslipp av klimagasser. Det er få ulykker med helsekonsekvenser (faktisk inkludert Tsjernobyl) sammenlignet med de utallige gruveulykker vi har. Avfallet må holdes isolert i omkring tusen år i stabile geologiske plasser. Avfallet er lite i volum og dette vil være langt enklere enn å skulle lagre store mengder CO_2.

Vi kjenner ikke fullt ut uranreservene – men med breederteknologi (der en ut fra U-238 danner plutonium som igjen kan brukes som brensel) vil reservene strekke seg over mer enn tusen år.

Fornybare energikilder

De fornybare energikildene er; sol – vind – bølger og bio. Solenergien som når bakken er omkring 3000 ganger større enn det globale energiforbruket!

I 1990 kom ca. 17 prosent av verdens energiforbruk fra fornybare kilder. Det meste var biobrensel (som bidro med ca. 60 %) og vannkraft (ca. 33 %). Bare ca. 7 % (eller ca. 1,2 % av det totale energiforbruk) kom fra sol, vind og biogass. Det er bare enkelte steder i verden en har vannkraft som kan nyttes. Det er fortsatt plass for økt bruk i Norge. Biobrensel gir forurensninger og selvsagt CO_2. Det holdes gjerne utenfor CO_2-diskusjonen – og det er forsåvidt riktig så lenge skogen er i likevekt.

Det ligger et stort potensiale i solenergi og en kan få et bidrag via vindenergi. Fornybare energikilder vil ha startvansker fordi en hele tiden knytter økonomi sammen med de – og økonomien preges av "billig" kull og olje.

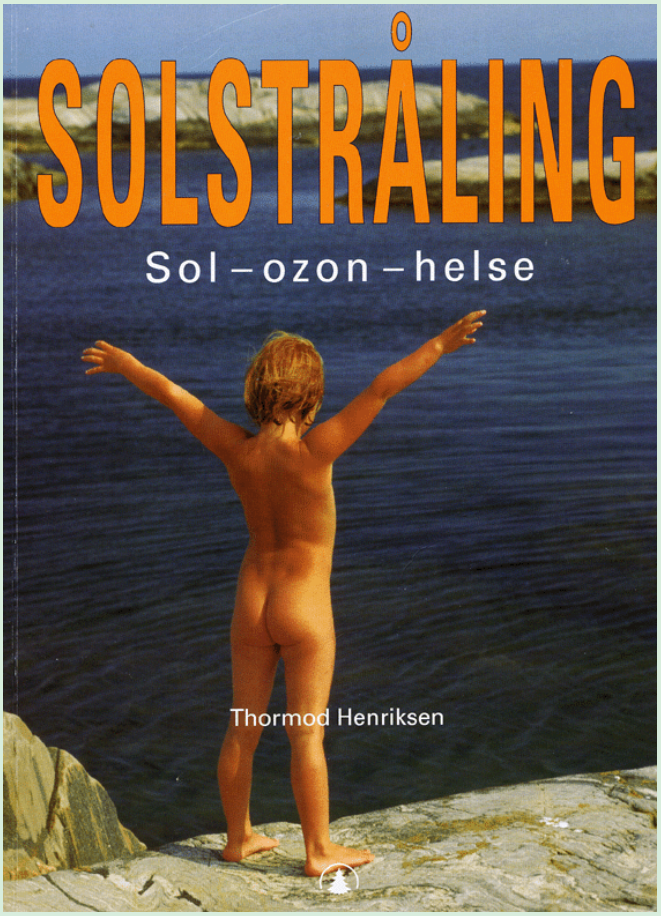
Vi bør kanskje tilslutt nevne fusjonsenergi som mange tror kan løse fremtidens energiproblemer. Veien frem syntes idag svært lang.

Sluttbemerkning

Miljø og klima er spennende fagområder. Desverre er debatten idag i stor grad preget av økonomiske problemer – og kunnskap om de prosesser som styrer klimaet på jorda er gjerne mangelvare. Kanskje skyldes dette at forskerne ikke legger stor nok anstrengelse i å gi informasjon. I den sammenheng vil vi gjengi et utsagn av klimaforsker James Hansen i NASA:

In my view, we are not doing as well as we could in the global warming debate. For one thing, we have failed to use the opportunity to help teach the public about how science research works. On the contrary, we often appear to pub-lic to be advocates of fixed adversarial positions. Of course, we can try to blame this on the media and politicians, with their proclivities to focus on antagonistic extremes. But that doesn't really help.

På neste side finner du to bøker som omhandler de temaer vi har tatt opp i dette heftet. Der finner du en bredere omtale.

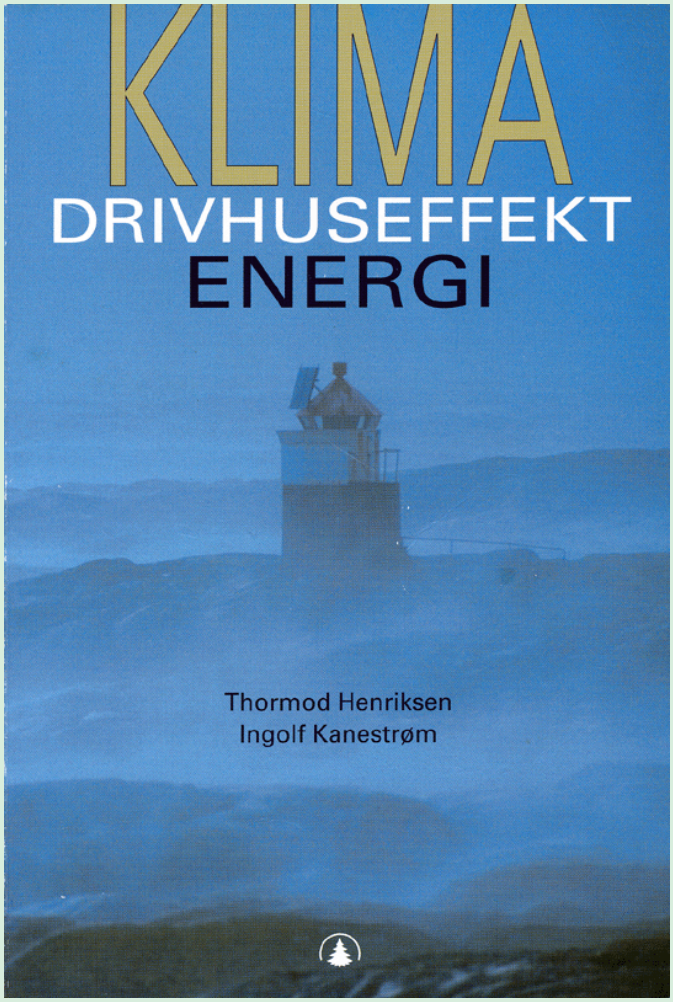


SOLSTRÅLING
Sol – ozon – helse

Boka gir informasjon om ozonlaget og UV-strålingens positive og negative helseeffekter. Vi viser hvordan det dannes D-vitamin og hvordan du blir brun. Vi diskuterer også stråleskader på DNA-molekylet som i sin tur kan gi hudkreft.

2002 ISBN 82-05-30406-8

KLIMA
Drivhuseffekt
Energi

Boka gir informasjon om den naturlige drivhuseffekt. CO_2-utslipp til atmosfæren, kan øke drivhuseffekten. Ved hjelp av modeller kan en vurdere virkningene av en slik forsterkning. Boka gir også informasjon om fornybare og ikke fornybare energikilder.

2001 ISBN 82-417-1217-0