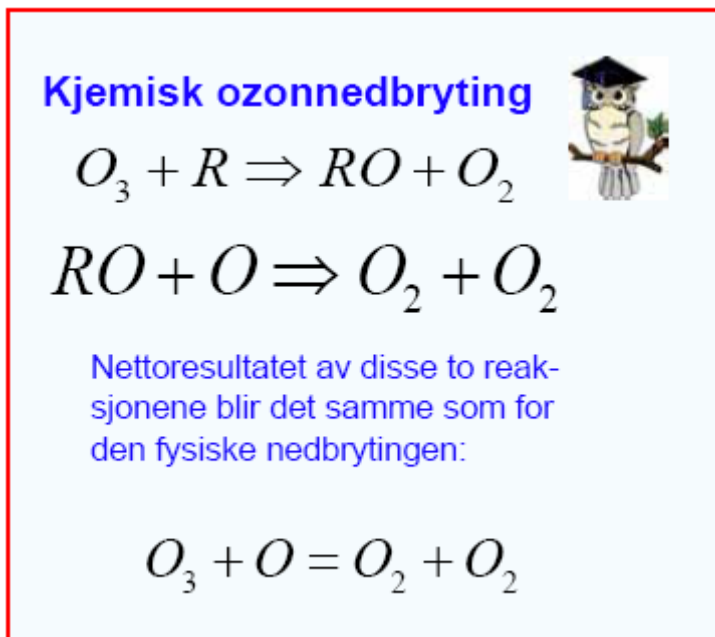


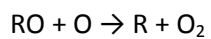
Tillegg til læreboka ” Solstråling: Sol – Ozon – Helse”

del av pensum i FYS1010

Først vil vi gjøre oppmerksom på en trykkfeil i ”Solstråling: Sol – Ozon – Helse”. På side 47 står følgende:



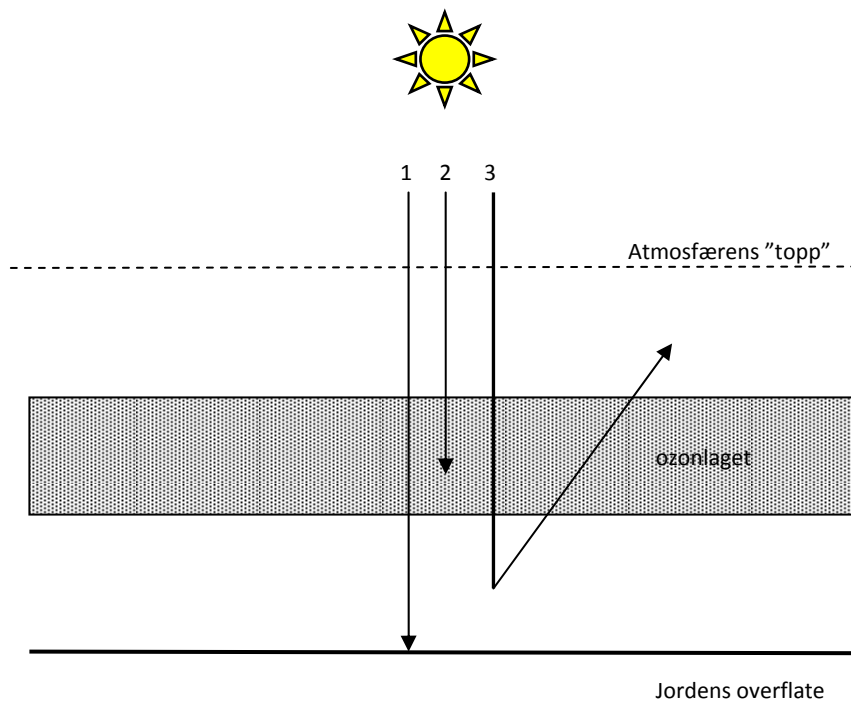
Den andre reaksjonen i figuren over ($RO + O \rightarrow O_2 + O_2$) er feil og skal være:



Da blir også nettoresultatet (tredje reaksjon i figuren over) korrekt: $O_3 + O \rightarrow O_2 + O_2$

I de påfølgende sider skal vi se nærmere på hvordan UV-stråling fra sola påvirkes av atmosfæren, hvordan ozon måles, og en oppdatering av ozonlagets utvikling (trender) pr 2006.

Solstråling gjennom atmosfæren



Figur 1: Skjematisk illustrasjon av hvordan atmosfæren påvirker solstråling. Her er det antatt at sola står i senit, dvs at strålingen fra sola faller loddrett på atmosfæren. Ozonlaget er her illustrert som et begrenset lag (som er en sterk forenkling; i virkeligheten er ozonet fordelt ujevnt med høyden, se læreboka). 1: stråling som går uhindret gjennom atmosfæren, 2: Stråling som absorberes av ozon, 3: Spredning.

Vi skal se på hvordan intensiteten av solstrålingen ved jordens overflate påvirkes av atmosfæren. Vi antar at det er skyfritt og at sola står i senit, dvs at solstrålingen faller loddrett på atmosfæren. Noe av solstrålingen vil gå uhindret gjennom atmosfæren, noe vil absorberes av ozon og noe vil spres av luftmolekyler og aerosoler. (Aerosoler er partikler i atmosfæren som er små men allikevel mye større enn luftmolekyler og stammer fra ulike kilder som vulkanutbrudd, fra jordoverflaten og menneskeskapt forurensning). Spredning innebærer at solstrålene endrer retning når det treffer et luftmolekyl eller en aerosol-partikkel. Noe av den spredte strålingen sendes tilbake til verdensrommet og noe vil nå jordoverflaten. Spredning er illustrert i figur 1 (prosess nr 3). En stråle kan spres en eller flere ganger. Atmosfæretettheten er størst ved bakken og varierer omtrent eksponentielt med høyden, dessuten befinner de fleste aerosoler seg i troposfæren (dvs under ca 10 km høyde). Det meste av spredningen foregår derfor i troposfæren. Solstrålingen som når jordoverflaten kan deles inn i to komponenter: 1) stråling som går uhindret gjennom atmosfæren (direkte solstråling) og 2) spredt stråling (diffus stråling). I overskyet vær er kun diffus stråling tilstede. Den diffuse strålingen er komplisert å beregne og vi skal ikke gå nærmere inn på dette her. Direkte stråling, derimot, kan vi relativt enkelt beregne. Intensiteten, I_λ , av den direkte solstrålingen ved jordens overflate (dvs strålingen som passerer uhindret gjennom atmosfæren) beskrives ved Beers lov:

$$I_\lambda = I_{0\lambda} e^{-\alpha_\lambda x - \beta_\lambda - \delta_\lambda} \quad (1)$$

Beer's lov har vi sett på tidligere i forbindelse med gamma-stråling som går gjennom et medium. I Beers' lov er:

- I_0 Intensiteten utenfor atmosfæren
- α absorpsjonskoeffisienten for ozonmengde på 1 DU
- x Ozonmengden i DU
- β spredningskoeffisienten for alle atmosfæremolekylene (Rayleighspredning)
- δ spredningskoeffisienten for aerosoler (Mie-spredning)

Bølgelengdesymbolet λ i Beer's lov er tatt med fordi størrelsene generelt er bølgelengdeavhengig.

α er sterkt bølgelengdeavhengig og er stor i UV-B området, liten i UV-A og for synlig lys (se absorpsjonsspekteret for ozon side 22 i *Solstråling-Ozon-helse*). Merk at $\alpha \cdot x$ i Beers lov betyr at intensiteten avtar med økende ozonmengde, x .

Spredningskoeffisienten for luftmolekyler, β , varierer som λ^{-4} (Rayleigh-spredning). Rayleigh-spredning er derfor størst i UV-B-området. δ er normalt liten, men kan være betydelig i forurensete strøk.

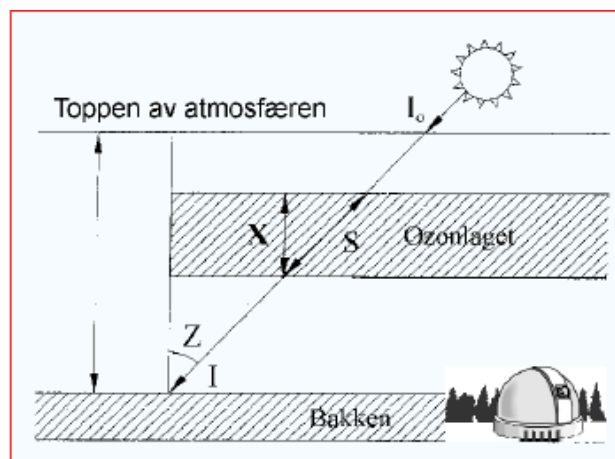
Spredningskoeffisienten for aerosoler, δ , er tilnærmet bølgelengdeuavhengig. Denne typen spredning kalles Mie-spredning.

Sola står selvfølgelig generelt ikke i senit og (1) må derfor korrigeres for skrått innfall som illustrert i figur 2. Den direkte solstrålingen vil nå gå gjennom mer ozon enn for loddrett innfall. Veilengden, S , gjennom ozonlaget for skrått innfall er

$$S = x / \cos Z$$

Z kalles senitvinkelen og er vinkelen mellom vertikallinjen og retningen til sola. S vil øke når sola synker på himmelen (Z øker). Beer's lov for skrått innfall blir dermed:

$$I_{\lambda} = I_{0\lambda} e^{-(\alpha_{\lambda} x + \beta_{\lambda} + \delta_{\lambda}) / \cos Z} \quad (2)$$



Figur 2: Geometrien for skrått innfall.

Ozonmålinger

Den mest nøyaktige måling av atmosfærisk ozon får man ved å måle intensiteten av direkte solstråling. En måler intensiteten ved to bølgelengder, λ_1 og λ_2 , hvor absorpsjonskoeffisientene α_1 og α_2 er litt forskjellige. Forholdet mellom intensitetene blir ved bruk av Beers lov:

$$\frac{I_{\lambda_1}}{I_{\lambda_2}} = \frac{I_{0\lambda_1}}{I_{0\lambda_2}} e^{[(\alpha_{\lambda_2} - \alpha_{\lambda_1})x + (\beta_{\lambda_2} - \beta_{\lambda_1}) + (\delta_{\lambda_2} - \delta_{\lambda_1})] / \cos Z} \quad (3)$$

Siden spredningskoeffisienten for aerosoler er tilnærmet bølgelengdeuavhengig kan vi sette

$$\delta_{\lambda_2} - \delta_{\lambda_1} \approx 0$$

Når intensitetsforholdet, $I_{\lambda_1}/I_{\lambda_2}$, er målt, er bare ozonmengden x ukjent og vi kan regne ut ozonmengden ved å bruke (3). ($I_{0\lambda_1}/I_{0\lambda_2}$, α_{λ_1} , α_{λ_2} , β_{λ_1} , β_{λ_2} er kjent fra laboratoriemålinger og instrumentkalibrering). Instrumenter som gjør bruk av denne teknikken er Dobson-instrumentet og Brewer-instrumentet som er beskrevet i læreboka "Sol-ozon-helse". I praksis bruker man fire bølgelengder i stedet for kun to, det gir enda bedre nøyaktighet enn med bare to bølgelengder.

I overskyet vær er ikke direkte solstråling tilgjengelig og vi må benytte andre metoder. Da måler man i stedet intensiteten av det spredte lyset (diffus stråling). Den målte intensiteten av diffus stråling følger ikke Beer's lov og er betraktelig mer komplisert å beregne. Vi skal ikke gå nærmere inn på dette her, men bare nevne at ozonmålingene blir av god kvalitet hvis skydekket ikke er for tykt.

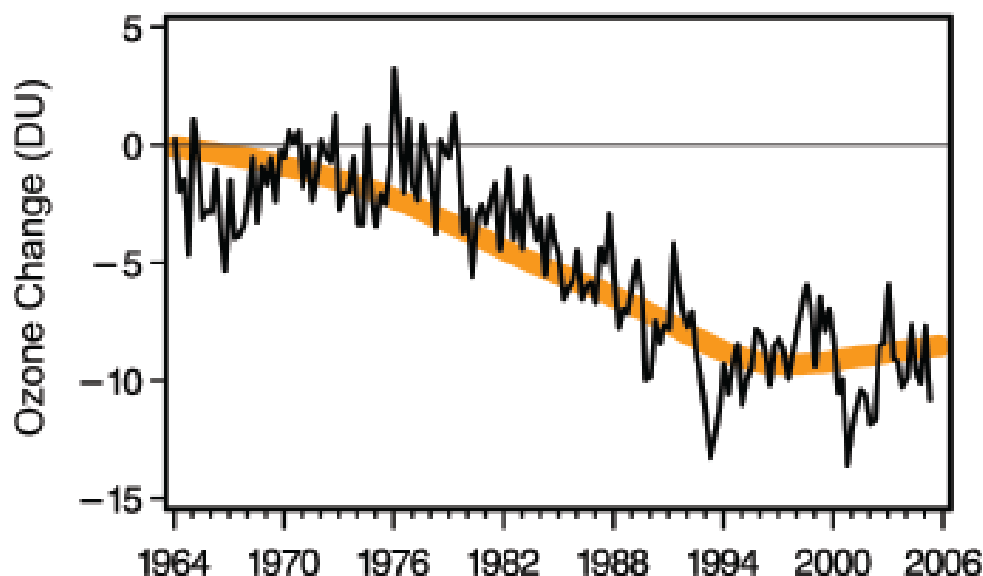
Ozonmålinger med satellitter

De fleste bakke-instrumenter (Dobson og Brewer) er utplassert på den nordlige halvkule ved midlere og høye breddegrader. I Norge har vi to stasjoner som benytter Brewer-instrumenter, ett ved Fysisk institutt på Blindern og ett på Andøya i Nordland. Begge disse er med i det globale nettverk for måling av ozonmengden i atmosfæren. Dekningen av bakke-instrumenter globalt er mangelfull, blant annet i tropiske strøk. Derfor er ozonmålinger med satellitter som gir god global dekning svært nyttig. Satellitt-instrumentene kalibreres mot bakke-stasjoner og analyse-metodene som i dag benyttes gir god kvalitet på ozonmålingene. Det mest nøyaktige satellitt-instrumentet i dag er OMI (Ozone Monitoring Instrument) om bord i Aura-satellitten som ble skutt opp i 2004. I læreboka er det nevnt en del satellitt-instrumenter (side 34). Ingen av disse er lengre i drift.

Satellitt-instrumentet måler UV-stråling fra sola som er spredt tilbake mot satellitt-instrumentet fra forskjellige høyder i atmosfæren. Den målte intensiteten vil variere med ozon-mengden i atmosfæren. Ved å benytte avanserte modeller som beskriver hvordan UV-strålingen fra sola spres og absorberes i forskjellige høyder i atmosfæren kan man beregne ozonmengden fra den målte intensiteten.

Utvikling av ozonlaget – trender. Oppdatering.

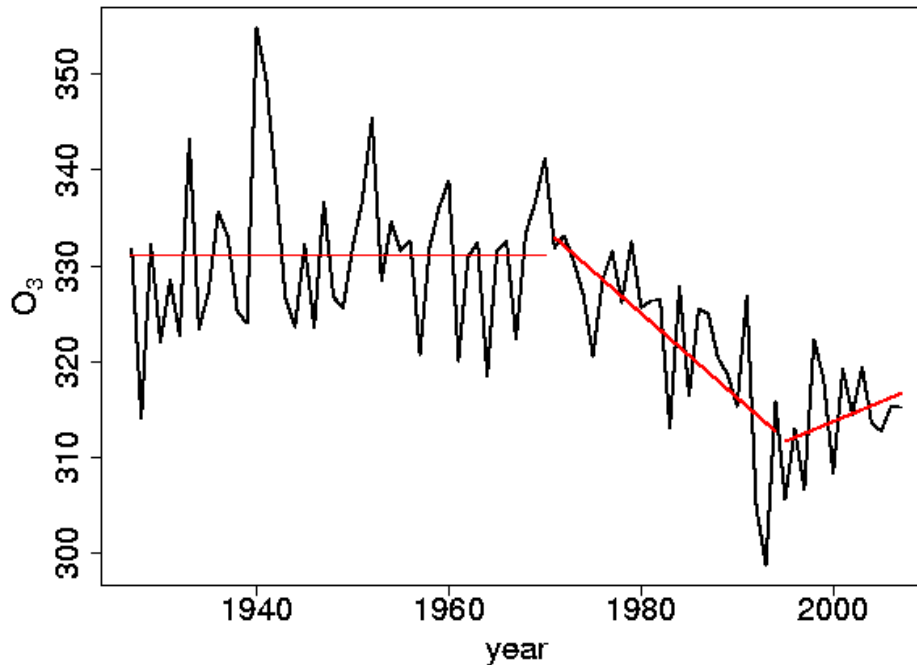
I 2006 foretok en internasjonal gruppe en grundig analyse av hvordan ozonlaget har utviklet seg globalt siden 1964. Figur 3 viser hvordan ozonmengden har endret seg i breddegradsområdet 60°S til 60°N i perioden 1964 til 2006. Resultatene er basert på en statistisk analyse av tilgjengelig målinger fra bakke-stasjoner i det nevnte breddegradsområdet. Vi ser at det er en nedgang på ca 10 DU i perioden 1980 – 1995 (svart kurve) som tilsvarer en nedgang på ca 3%. Merk at dette er ozonendringen for hele breddegradsområdet sett under ett. Analyse av målinger fra tropiske områder viser ingen endring i ozonlaget. Dette betyr at endringene for høye breddegrader er større enn de nevnte 3%. Dataene for perioden 1995-2006 indikerer at ozonlaget antagelig har stabilisert seg for breddegradsområdet 60°S til 60°N. Om ozonlaget fremover vil øke og nå verdiene slik de var før 1980 vil tiden vise.



Figur 3: Endring i ozonlaget for breddegradsområdet 60°S til 60°N i perioden 1964-2006. Resultatene er basert på en statistisk analyse av måledata fra tilgjengelige bakkestasjoner i det nevnte breddegradsområdet. Den svarte kurven er basert på måledata, mens den oransje kurven er en tilpasning til måledataene.

Figur 4 viser resultater fra den lengste tidsserien for en enkelt bakkestasjon som finnes. Målingene som er fra stasjonen Arosa i Sveits viser hvordan årsmiddelet har variert i perioden 1926 til 2006. Figuren viser en relativt stabil periode til omkring 1975 og deretter en nedgang på ca 3% til omkring 1995. Deretter ser det ut til at nedgangen har stanset. Ozonlagsutviklingen for Arosa over tid er i overensstemmelse med resultatene som er vist i figur 3. Analyse av ozonmålingene i Oslo for perioden 1978-1998 viser en nedgang på 4.7% pr tiår. At nedgangen i Oslo har vært større enn i Arosa, skyldes at Oslo ligger mye lenger nord enn Arosa. Generelt er nedgangen størst ved høye breddegrader.

total ozone at Arosa (CH)



Figur 4: Årsmiddel av ozonmengden over Arosa, Sveits, i perioden 1926-2006. Arosa er den bakkestasjonen som har den lengste sammenhengende tidsserie i verden.

Variasjoner i UV-stråling ved jordens overflate

Når solstråling går gjennom atmosfæren vil noe gå uhindret ned til bakken (direkte stråling), noe blir spredt, og noe bli absorbert. Den absolutt viktigste absorberende gassen for UV-stråling fra sola som når jordoverflaten er ozon. Absorpsjonsegenskapene til ozon varierer sterkt med bølgelengden (se absorpsjonsspekteret for ozon side 22 i *Solstråling-Ozon-helse*). For UV-C (200-280 nm) er absorpsjonen så sterk at ingenting når jordoverflaten, selv med et kraftig svekket ozonlag. For UV-B (280-320 nm) er absorpsjonen svakere slik at UV-B når jordoverflaten. UV-B strålingen ved jordoverflaten varierer med ozonmengden i atmosfæren. I UV-A-området (320-400nm) er absorpsjonen svak og varierende ozonmengde påvirker praktisk talt ikke intensiteten av UV-A. Ozon absorberer også noe i det synlige bølgelengdeområdet (400-700 nm), men mye svakere enn i UV-B-området.

Faktorer som påvirker variasjoner i UV-intensiteten ved jordens overflate

Det er en rekke faktorer som påvirker hvordan intensiteten varierer ved jordens overflate. Vi skal nevne de viktigste.

- 1) Solas senitvinkel, Z. Når sola synker på himmelen vil den direkte solstrålingen gå stadig lengre vei gjennom atmosfæren (se Figur 2). Dette betyr at absorpsjonen av UV-B stråling som går gjennom ozonlaget øker med synkende sol. UV-A vil også avta, men mye mindre enn UV-B. UV-A avtar med synkende sol fordi Rayleigh-spredningen øker (strålingen går gjennom mer atmosfære fordi gangveien øker).
- 2) Skyer. Spredningen i skyer er meget effektiv, men er sterkt avhengig av skytykkelsen. Tynne skyer demper UV-strålingen med omkring 5% . Ekstremt tykke skyer kan dempe UV-strålingen med opptil 99%. Skyeffekten på UV-stråling varierer derfor mye. Skyer kan faktisk også føre til at UV-strålingen øker sammenlignet med skyfrie forhold. Dette kan inntreffe i delvis skyet vær hvor solskiven ikke er dekket av skyer, mens en sky står nær solskiven. Dermed vil den direkte solstrålingen være som i skyfrie forhold, mens den diffuse strålingen vil øke pga av spredning i skyen mot bakken ("refleksjon"). Denne effekten kan gi en økning i UV-strålingen på 20-30%. Effekten av skyer på UV-strålingen ved bakken er som vi skjønner svært komplisert.
- 3) Ozonmengde. Som nevnt tidligere varierer UV-B med ozonmengden i atmosfæren, mens UV-A påvirkes lite. Den samlede biologiske virkning av UV-B og UV-A på en rekke organismer, for eksempel solbrenthet hos mennesker, kan beskrives med en UV-indeks (se "sol-ozon-helse", kapittel 10). UV-indeksen i Syd-Norge er midtsommers midt på dagen 5-6 ved klarvær, ved Middelhavet midtsommers omkring 10 og ved ekvatorstrøk opp til 14. De høyeste UV-indeks som er målt er omkring 20 (Mauna Loa, Hawaii, 3700m høyde og i Tibet ca 4000m høyde). Hvis ozonmengden reduseres med 1% vil UV-indeksen øke med ca 1%. Hvis ozonmengden halveres vil UV-indeksen mer enn dobles. Hvis ozonmengden reduseres med 4% får vi samme økning i UV-indeksen som hvis vi forflytter oss 1 breddegrad sydover (dvs 110 km) uten ozonendring.
- 4) Refleksjon ved jordoverflaten. Som kjent reflekterer snø solstråling mer enn bar bakke. Refleksjonsevnen beskrives med *albedo*. Albedo defineres som forholdet mellom reflektert stråling og innkommende stråling. Albedo for bar bakke (for eksempel gress, jord) er omkring 5%. Albedo for ren ny-snø er omkring 80%, mens gammel snø har en god del lavere albedo. Vann har albedo omkring 5%, dvs som for bar bakke.
- 5) Aerosoler. Som nevnt tidligere er aerosoler partikler i atmosfæren som stammer fra naturlige og menneske-skapte kilder (f.eks. virvlet opp fra bakken, havet, finkornet sand fra ørkener, forbrenning av fossilt materiale). I Oslo er det vanligvis svært lite aerosoler i atmosfæren, mens i en del bystrøk, bl.a. i mellom-Europa, kan aerosol-innholdet i atmosfæren være betydelig hvor UV-indeksen tidvis er redusert med mer enn 30%.