



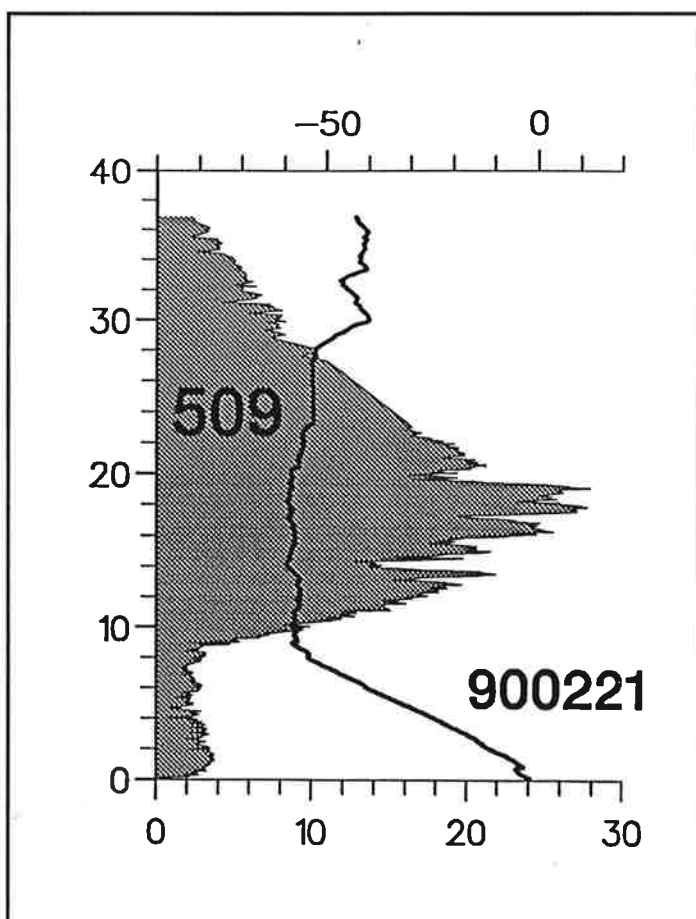
Statlig program for forurensningsovervåking

Rapport nr.: 455/91

Oppdragsgiver: Statens forurensningstilsyn

Deltakende institusjon: NILU

OVERVÅKING AV OZONLAGET ÅRSRAPPORT 1990



TA 761/1991



Norsk institutt for luftforskning

NILU OR : 57/91
REFERANSE: O-8985
DATO : SEPTEMBER 1991
ISBN : 82-425-0288-9

**OVERVÅKING AV OZONLAGET
ÅRSRAPPORT 1990**

A. Dahlback, G.O. Braathen og F. Stordal

Utført etter oppdrag fra
Statens forurensningstilsyn

NORSK INSTITUTT FOR LUFTFORSKNING
POSTBOKS 64, N-2001 LILLESTRØM
NORGE

INNHOOLD

| | Side |
|---|------|
| SAMMENDRAG | 3 |
| 1 MÅLERESULTATER 1990 | 7 |
| 1.1 Dobsoninstrumentene | 7 |
| 1.2 Brewerinstrumentet | 20 |
| 1.3 SAOZ | 24 |
| 1.4 Ozonsonder | 24 |
| 1.5 UV-målinger med Brewerinstrumentet | 32 |
| 2 OZONLAGET | 35 |
| 2.1 Bakgrunn for interessen for ozonlaget | 35 |
| 2.2 Atmosfæren | 36 |
| 2.3 Ozon og solstråling | 39 |
| 2.4 Stratosfærisk ozon | 42 |
| 3 MÅLEMETODER | 48 |
| 3.1 Dobsons spektrofotometer | 48 |
| 3.1.1 Kort historikk | 54 |
| 3.2 Brewerinstrumentet | 55 |
| 3.3 SAOZ | 57 |
| 3.4 Ozonsonder | 58 |
| 3.5 Satellittmålinger | 59 |
| 3.6 UV-målinger | 60 |
| 4 DATAINNSAMLING | 62 |
| 5 REFERANSER | 62 |

SAMMENDRAG

Vi har i rapporten utført en trendanalyse for perioden 1979 til 1988. For denne perioden har vi tilgjengelig både målinger fra bakkestasjoner i Norge og fra Nimbus 7 satellitten. Vår hensikt har først og fremst vært å sammenligne to vidt forskjellige metoder, bakkeinstrumenter og satellitt. Satellittdataene viser en nedgang om vinteren på ca. 9% for hele 10-års perioden. Bakkeinstrumentet i Oslo, et Dobson spektrometer, viser en nedgang på ca. 5%. Om sommeren viser begge instrumentene ingen statistisk signifikant endring. Årsaken til uoverensstemmelsen mellom bakke- og satellittmålinger er foreløpig ikke klarlagt.

Årsaken til nedgangen på 5-9% om vinteren for perioden 1979 til 1988 kan vi ikke fra denne foreløpige analysen uten videre fastslå. Langtidsvariasjoner av denne størrelsen har inntruffet tidligere. Naturlige variasjoner kan derfor ikke utelukkes. Imidlertid vet vi at atmosfærens innhold av ozonnedbrytende gasser som stammer fra bl.a. menneskeproduserte klorfluorkar-boner øker på global basis. Vi vet også at økningen i disse gassene har forårsaket sterke ozonreduksjoner i Antarktis. Det er derfor all grunn til å følge utviklingen nøye.

Ozonlaget virker som et beskyttende skjold mot skadelig ultrafiolett stråling fra sola. Ved våre breddegrader står sola lavt på himmelen om vinteren og den ultrafiolette strålingen fra sola er derfor svak på denne årstiden. En svekkelse av ozonlagets tykkelse om vinteren har derfor liten betydning for den stråledosen vi utsetter oss for. Dette betyr at det er ozonlagets tykkelse om sommeren og antagelig også våren som er av betydning for stråledosen. Siden ozonlagets tykkelse ikke har endret seg vesentlig om sommeren ved våre breddegrader, skyldes den kraftige økningen i antall hudkrefttilfeller som er registrert i Norge, ikke ozonlaget, men endrete solvaner.

Siden 1970-tallet har forskere vært opptatt av at utslipp av KFK-gasser kunne redusere ozonlaget. Det har nå vist seg at dette har skjedd i betydelig grad i et område i Antarktis på vårparten. Når det gjelder situasjonen på våre breddegrader, er det ikke grunnlag for å beskrive situasjonen i dag som katastrofal.

Ozonhullet over Antarktis har utviklet seg gradvis siden slutten av 1970-tallet. Med ozonhullet mener man en svekkelse av ozonmengden i en begrenset tid på året, nemlig vårmånedene. En rekke målinger er utført i dette området etter at ozonhullet ble oppdaget i 1984-85, og det er nå slått fast med temmelig stor sikkerhet at ozonhullet har utviklet seg som en følge av menneskelige utslipp av klorholdige (KFK) og bromholdige (Halon) gasser.

Ozon, O_3 , er en gass som finnes i svært lave konsentrasjoner i atmosfæren. Ozon er fordelt over et stort høydeområde fra bakken og oppover. Mesteparten befinner seg i høydeområdet 15 til 35 km høyde. Ozon befinner seg altså ikke innenfor et avgrenset lag og begrepet ozonlag kan derfor være misvisende. Vi har allikevel valgt å benytte begrepet ozonlag også her, siden dette er så innarbeidet både i vitenskapelig litteratur og i media. Men tenker vi oss at ozonen ble samlet i et lag ved bakken ville tykkelsen på dette laget være ca. 3-5 mm.

Ozonlagets tykkelse varierer naturlig fra dag til dag. En endring på 20% fra en dag til en annen er ikke uvanlig. Dessuten har vi ved våre breddegrader årstidsvariasjoner med mest ozon om våren og minst om høsten. Slike store naturlige variasjoner gjør det vanskelig å detektere små endringer som skyldes kjemisk nedbrytning som følge av utslipp av f.eks. klorfluorkarboner (KFK).

I Norge måles ozonlagets tykkelse med ulike instrumenter. Vi har tre bakkestasjoner (Oslo, Tromsø og Longyearbyen) som er utstyrt med Dobsoninstrumenter. Instrumenter av denne typen er regnet for å være meget pålitelige og stabile. I 1990 har vi

fått to nye instrumenter. Det ene (av typen Brewer) er plassert ved Universitetet i Oslo, og det andre (av typen SAOZ) er plassert i Ny-Ålesund på Svalbard. Ozonsonder sendes opp med ballonger på Bjørnøya og ved Gardermoen flystasjon.

Dette er den første årsrapporten om overvåking av ozonlaget over Norge. Vi har derfor i tillegg til måleresultater valgt å ta med noe bakgrunnstoff. Vår hensikt har vært at rapporten også skal kunne leses av folk som ikke er eksperter på området.

OVERVÅKING AV OZONLAGET

ÅRSRAPPORT 1990

1 MÅLERESULTATER 1990

1.1 DOBSONINSTRUMENTENE

Figur 1, 2 og 3 viser ozonlagets tykkelse fra dag til dag i 1990 for Oslo, Tromsø og Longyearbyen, målt med Dobsons spektrofotometer. Målingene er tatt både mot direkte sol og senitlys. De normale månedsverdiene (midlet over flere år) er markert med trappetrinnskurver. For alle tre stasjonene varierer de daglige målingene mye omkring månedsmiddelverdiene, avvik på 20 % begge veier er helt normalt. Dette skyldes meteorologiske forhold. Merk de store daglige variasjonene spesielt i vinter og vårmånedene.

Målingene i Oslo er vist i figur 1. Den 6. februar ble det målt ca. 250 D.U. (Dobsonenheter), dagen etter var ozonmengden steget til ca. 370 D.U., en økning på 50 % iløpet av ett døgn. I slutten av februar ble det målt svært store ozonverdier, den 27. ble det målt 535 D.U. som er ca. 40 % over den nevnte normalen for februar. Store variasjoner om vinteren og våren er typisk og er av meteorologisk art. Variasjonene senere på året (sommer og høst) er langt mindre, noe som også er et typisk trekk. Atmosfæren er i denne perioden mye mindre dynamisk aktiv.

Målingene i Tromsø viser også store variasjoner i vinter- og vårmånedene (figur 2). Største registrerte ozonverdi var ca. 500 D.U. (22. februar). Laveste ozonverdi ble målt omkring 10. oktober med ca. 220 D.U., ca. 20% under oktobernormalen. Målingene for november, desember og januar er ikke tatt med, fordi solen står så lavt eller er under horisonten slik at målingene ikke er pålitelige. Målinger fra sommermånedene mangler også fordi instrumentet var i Arosa for kalibrering.

Målingene i Longyearbyen (figur 3) viser på samme måte store variasjoner i vårmånedene og mindre variasjoner senere på året. Største verdi ble målt til 470 D.U., 22. februar, samme dag Tromsø registrerte svært høye verdier. I begynnelsen av mars lå ozonverdiene ca 25% under normalen. Legg merke til at målesesongen er kortere enn i Tromsø, pga. lengre mørketidsperiode.

De største variasjonene i løpet av noen dager inntreffer i vinter og vårmånedene for alle tre stasjoner. Selv om variasjonene er store ser vi tydelig at vi har mest ozon i vinter og vårmånedene og minst sent på høsten. Dette skyldes transport av ozonrik luft fra kildeområdene over ekvator mot høyere breddegrader som er sterkest i vinter og vårmånedene.

Figur 4 viser variasjonene i ozonlagets tykkelse fra 1979 til i dag (1991), målt ved Universitetet i Oslo. Modellberegninger og erfaringer fra målinger i Antarktis viser at en eventuell nedbrytning som skyldes utslipp av KFK vil være størst i vintermånedene. Når det gjelder den ultrafiolette stråledosen vi utsetter oss for i løpet av et år, er det ozonlagets tykkelse om sommeren som er av størst betydning. Vi har derfor valgt å undersøke trenden sommer og vinter hver for seg. Den stiplede kurven i figur 4 viser variasjonene i sommermidalet (midalet av mai, juni, juli og august). Heltrukken kurve er vintermidelvariasjonene (midalet av desember, januar, februar og mars). Behandler vi disse dataene statistisk kommer vi fram til følgende resultat: For vintermånedene har ozonmengden i perioden 1979-1991 gått ned med 0,39% pr. år med en statistisk usikkerhet på 0,37% begge veier (-0,39% +/- 0,37%). Vi har i denne analysen benyttet lineær regresjon hvor usikkerheten er satt lik standardavviket (10). Dette innebærer at det er 68% sannsynlig at trenden ligger innenfor dette usikkerhetsområdet. Dette usikkerhetsintervallet er benyttet i det følgende. For sommermånedene (1979-1990) har vi en svak oppgang (0,15% +/- 0,22%).

Vil en enkelt målestasjon, som Oslo, fortelle noe om endringer i ozonlaget over et større område? For å kunne undersøke dette kan vi sammenligne med ozondata fra satellittmålinger.

Figur 5, 6 og 7 viser de daglige ozonverdier for Oslo, Tromsø og Longyearbyen i 1990 (TOMS-data). Legg merke til at data fra vintermånedene mangler for Tromsø og Longyearbyen siden solen er under horisonten hele døgnet i denne perioden.

Satellittmålingenes styrke er at de dekker det meste av jorda i et nokså tett rutenett. Ulempen er at instrumentene ikke er stabile, det har vært vist systematisk drift i dem. I datasettet vi har benyttet (TOMS versjon 6) har man forsøkt å korrigere for denne driften i instrumentet. Når sola står lavere enn 60 grader over horisonten øker usikkerheten ved satellittmålingene. Feilen når sola står 2 grader over horisonten er opp til 30%. Dette betyr at usikkerheten er størst ved høye breddegrader, særlig om vinteren.

Hvordan stemmer satellittmålingene overens med dobsonmålingene? I figur 8 sammenlignes månedsmiddel over tid, fra januar 1979 til desember 1988. Figuren viser hvor mye satellittmålingene for Oslo avviker i prosent fra dobsonmålingene i Oslo. I middel ligger dobsonmålingene ca. 3% over satellittmålingene. Dette skyldes valg av målemetoden som er gjort for Dobsoninstrumentet i Oslo. Som tidligere nevnt kan man benytte forskjellige kombinasjoner av bølgelengder i UV-området. I Oslo har man benyttet seg av det såkalte C-bølgelengdeparet som erfaringsmessig ligger ca. 3% over AD-paret som er en annen bølgelengdekombinasjon som benyttes for Dobsoninstrumenter på lavere breddegrader. Fordelen med C-paret på høye breddegrader er at lengden på målesesongen er større enn for AD-paret. Forklaringen på dette er at målinger med AD-paret fungerer dårligere ved lav sol enn C-paret. Om vinteren når sola står lavt, vil absorpsjonen av bølgelengdene i AD-paret være for sterk til å kunne gi gode målinger. Nå foretas både AD og C målinger samtidig når dette er mulig.

Figur 9 viser vinter- og sommermiddelvariasjonene for Oslo fra 1979 til 1988 basert på satellittmålinger. Figuren viser avviket i prosent fra satellittens sommer- og vintermiddel for hele tidsperioden 1979 til 1988. Vinterverdiene varierer typisk mer fra år til år enn sommerverdiene gjør. Den markerte oppgangen skjer i overgangen vinter/vår hvert år og inntreffer ved forskjellige tidspunkter. Noen år kommer oppgangen sent og andre år tidlig. År med tidlig oppgang gir seg utslag i høyt vintermiddel. Sen oppgang vil bidra til lavt vintermiddel. På denne måten vil endringen i meteorologien fra et år til et annet påvirke tidsutviklingen av ozonmengden. Ut fra det vi vet om de spesielle kjemiske forholdene i Arktis om vinteren vil det være mulig at ozonmengden også kan ha endret seg noe som en følge av økningen av klor i atmosfæren.

Behandler vi dette statistisk med lineær regresjon får vi følgende resultat for hele tiårsperioden: $-9,5\% \pm 5,2\%$ for vintermiddelet og $-2,9\% \pm 2,9\%$ for sommermiddelet. Altså en nedgang for vintermiddelet men for sommeren ingen statistisk signifikant nedgang.

Her har vi sett på variasjonen for et lite geografisk område. La oss se hvordan sommer- og vintermiddelet varierer for et større geografisk område. Vi har valgt et breddegradsbånd fra 55 grader N til 65 grader N som strekker seg rundt hele jorda. Oslo ligger på 60 grader N, altså midt i dette breddegradsbåndet. Figur 10 sammenligner vintermiddelvariasjonene for Oslo med vintermiddelvariasjonene for breddegradsbåndet, begge basert på satellittmålinger. Figuren viser det prosentvise avviket fra henholdsvis middelveien for Oslo (satellittmålinger) og middelveien for breddegradsbåndet for hele tiårsperioden. Figuren viser at begge metodene i stor grad viser samme variasjon. Figur 11 viser tilsvarende for sommermiddelvariasjonene. Også her er overensstemmelsen mellom de to metodene god. Dette indikerer at Oslomålingene gir et godt bilde av årstidsvariasjonene også for hele det valgte breddegradsbånd. Usikkerheten blir imidlertid noe redusert når vi ser på

et større område. I tabellen under vises trenden over tiårsperioden fra 1979 til 1988, for de tre nevnte metoder.

Tabell 1: Trend i % for perioden 1979-1988. Usikkerheten er satt til ± 10 . Satellittdataene som er benyttet i kolonne 2 og 3 er fra TOMS versjon 6.

| | Oslo (Dobson) | Oslo (satellitt) | 55-65 grader N |
|--------|---------------|------------------|----------------|
| Vinter | -5.2+/-6.2 | -9.5+/-5.2 | -8.0+/-3.6 |
| Sommer | 3.9+/-2.9 | -2.9+/-2.9 | -2.6+/-1.9 |

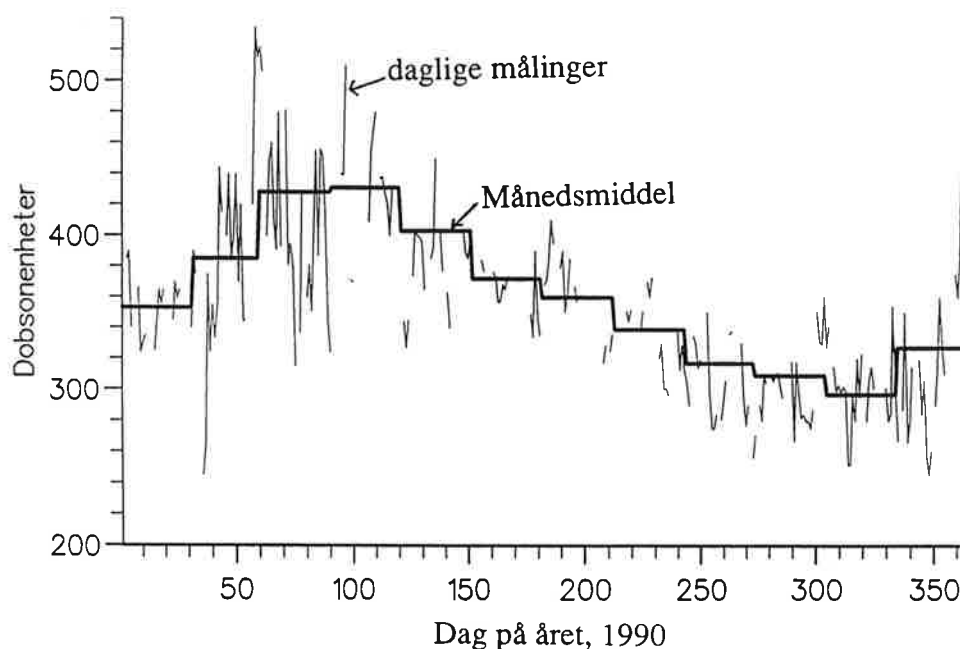
Av tabellen ser vi at TOMS data for Oslo og for hele breddegradsbåndet viser stort sett samme trend, med noe større usikkerhet for Oslo. Dette indikerer at trenden for ett bestemt sted kan være representativ for et større område. Selv om vi her har sett en nedgang i ozonmengden de siste 10 år (særlig vinterstid) kan man ikke uten videre trekke den slutning at dette er noen vedvarende trend. Lengre tidsperioder med tilsvarende oppgang og nedgang som her har inntruffet tidligere (Bojkov, 1987). Variasjoner i ozonlagets tykkelse er et komplisert samspill av meteorologi (transportprosesser) og kjemi. En mer inngående analyse hvor flere viktige prosesser studeres nøye er derfor påkrevet.

Dobson instrumentet i Oslo viser en svakere nedgang enn satellittmålingene i vintermånedene. For sommermånedene viser Dobsoninstrumentet en svak oppgang, mens satellittdataene viser en svak nedgang. La oss gå tilbake til figur 8 som viser avviket i månedsmiddelet mellom Dobsoninstrumentet i Oslo og satellittmålingene som gjelder for Oslo. For perioden 1979 til 1985 er det midlere avviket ca. 2,5%, for perioden 1986 til 1988 øker avviket til ca. 5,9%. Dette er årsaken til uoverensstemmelsen i trendanalysen mellom kolonne 1 og kolonne 2 i tabellen over. Årsaken til det økede avviket er foreløpig uklart og bør undersøkes nærmere.

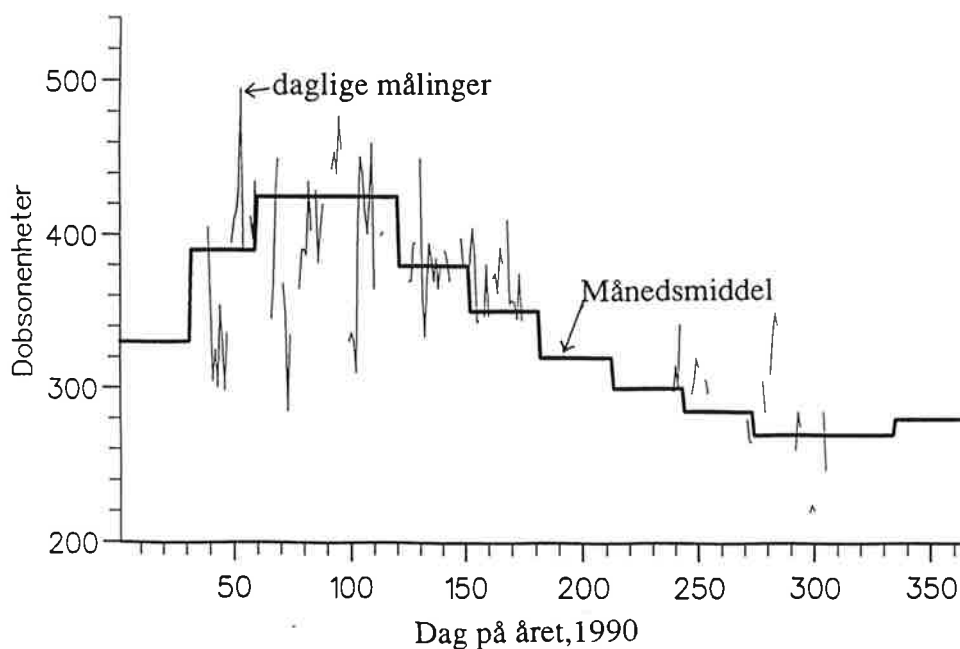
Figur 12, 13 og 14 viser avviket mellom de daglige TOMS-målingene og de daglige Dobsonmålingene for henholdsvis Oslo, Tromsø og Longyearbyen fra 10. februar 1990 til 31.12.1990. Avviket mellom Dobson og TOMS er i middel for Oslo 6,1%, for Tromsø 4,5% og for Longyearbyen 7,4%. Alle tre stasjoner benytter C- bølgelengdeparene. Det er viktig med en inngående analyse av data fra alle tre stasjoner for å kunne forklare disse avvikene i seg selv, men også variasjonene i avvikene som kan være ganske store fra dag til dag.

Konklusjon:

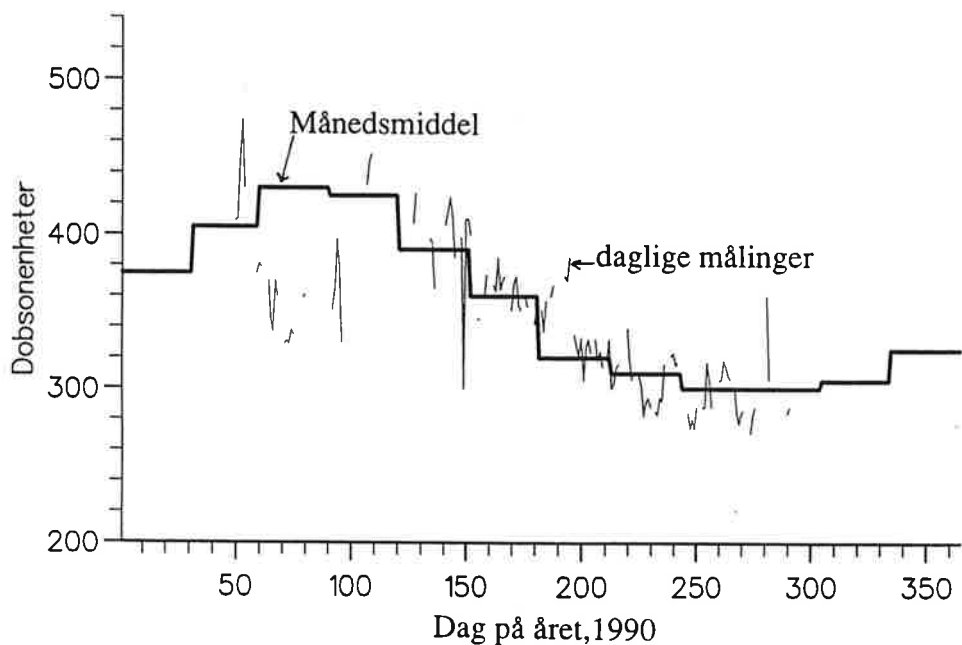
Analyse av data fra Dobsoninstrumentet i Oslo viser at ozonmengden har gått ned med ca. 5% om vinteren i 10-års perioden 1979 til 1988. Satelittdata (TOMS) viser en noe større nedgang (ca. 9%) om vinteren i samme 10-års periode. For sommermånedene viser Dobsoninstrumentet i Oslo en svak oppgang, mens TOMS viser en svak nedgang. Årsaken til nedgangen om vinteren er uklar, naturlige variasjoner kan ikke utelukkes. Årsakene til avviket mellom de norske Dobsoninstrumentene og TOMS er foreløpig uklar. Alle de tre Dobsoninstrumentene viser for 1990 et midlere avvik fra TOMS på omkring 5%.



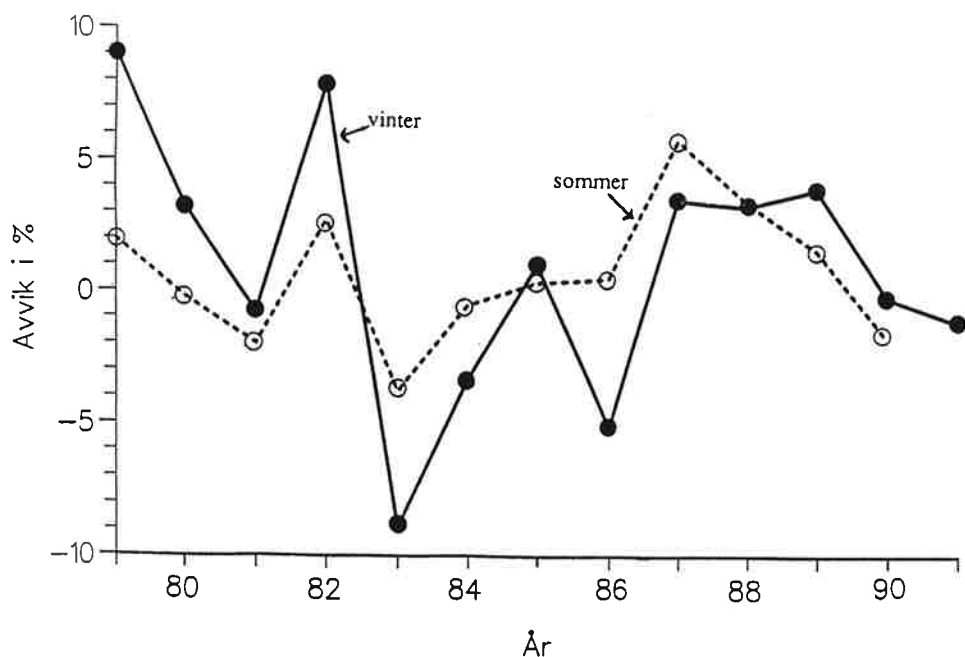
Figur 1: Daglige ozonverdier målt med Dobsons spektrofotometer ved Universitetet i Oslo i 1990. "Trappetrinnskurven" viser de normale månedsmidlene (langtidsmiddel 1979-1987).



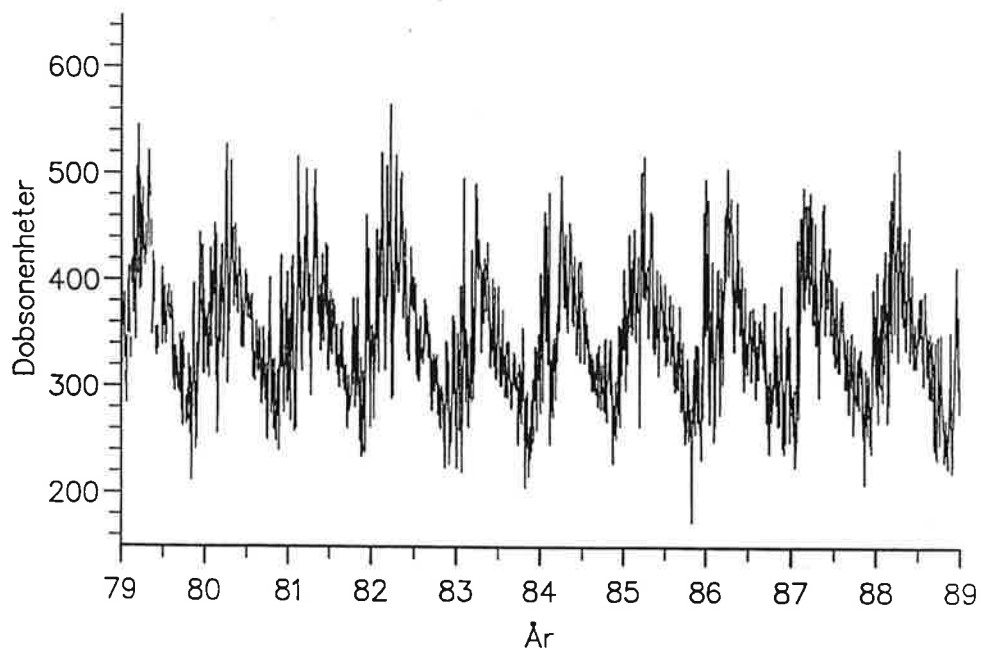
Figur 2: Daglige ozonverdier målt med Dobsoninstrumentet ved Nordlysobservatoriet ved Universitetet i Tromsø, 1990. "Trappetrinnskurven" viser de normale månedsmiddelverdiene. (1935-1989).



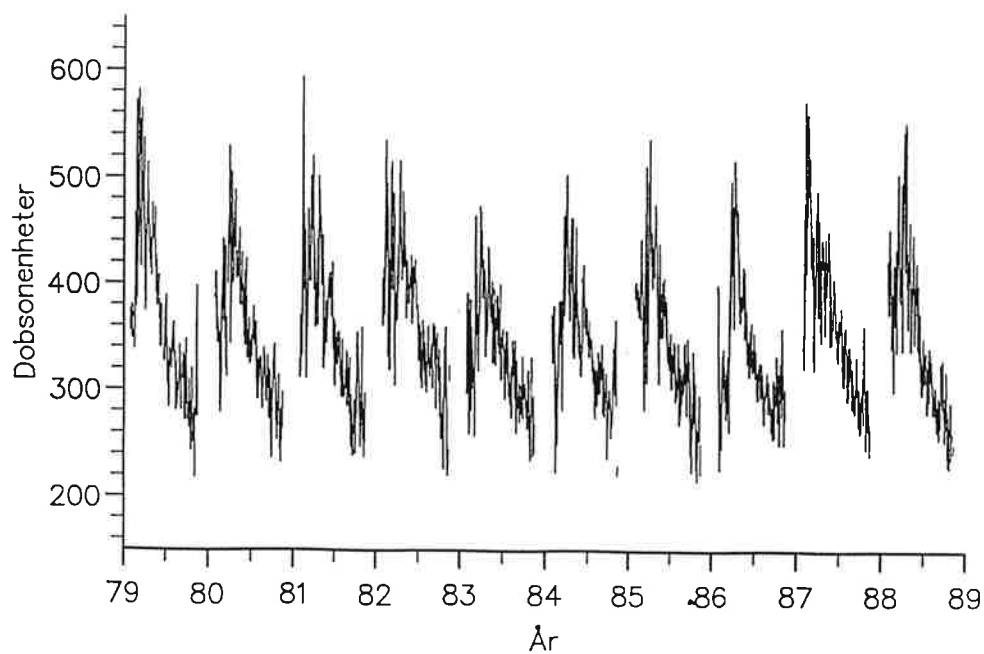
Figur 3: Daglige ozonverdier målt med Dobsoninstrumentet i Longyearbyen, Svalbard, 1990. "Trappetrinnskurven" er de normale månedsmiddelverdiene. (1984-1989).



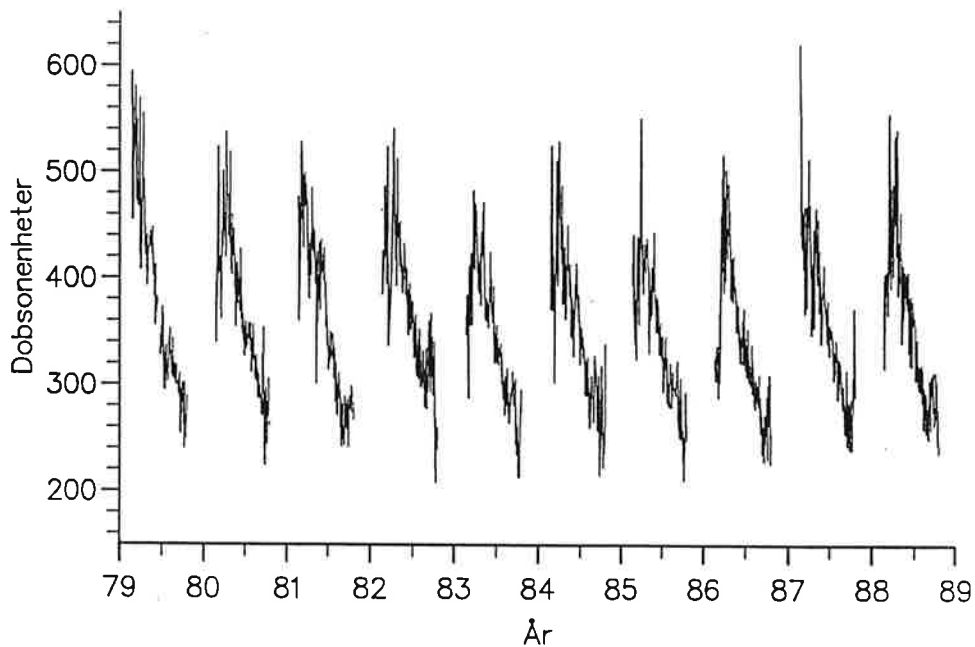
Figur 4: Total ozon for Oslo 1979-1991. Stiplet kurve er sommerverdier og heltrukken kurve er vinterverdier. Sommerverdier er middelerdien for mai, juni, juli og august. Vinterverdier er middelerdien for desember, januar, februar og mars. Figuren viser avviket i prosent fra henholdsvis langtids sommermiddel og vintermiddel (1978-1987). Målingene er foretatt med Dobsoninstrumentet ved Universitetet i Oslo.



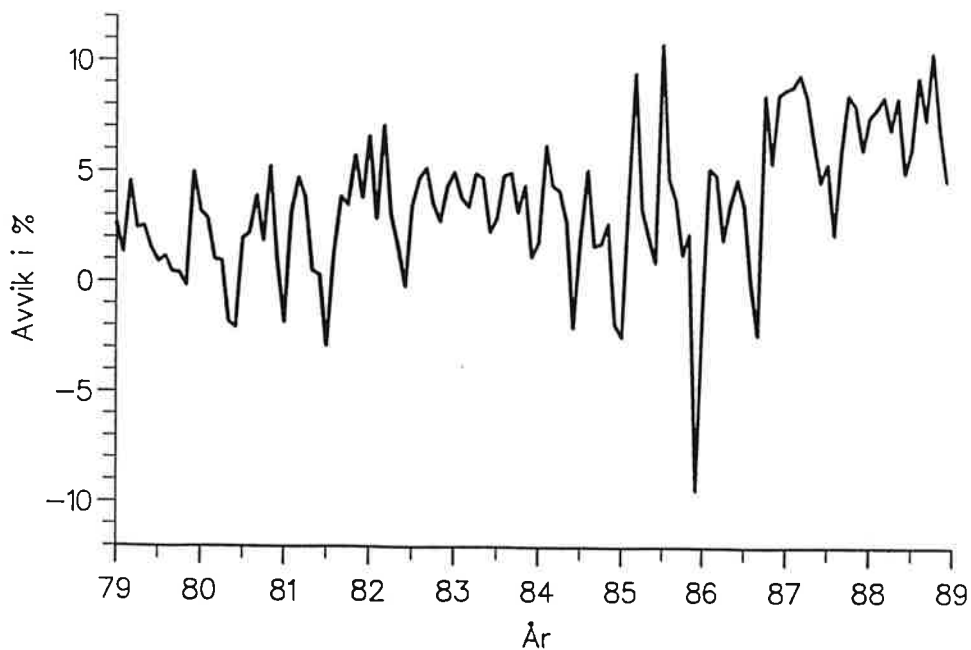
Figur 5: Daglige ozonverdier for Oslo i perioden 1.1.1979-31.12.1988. Målinger fra NIMBUS 7 (TOMS).



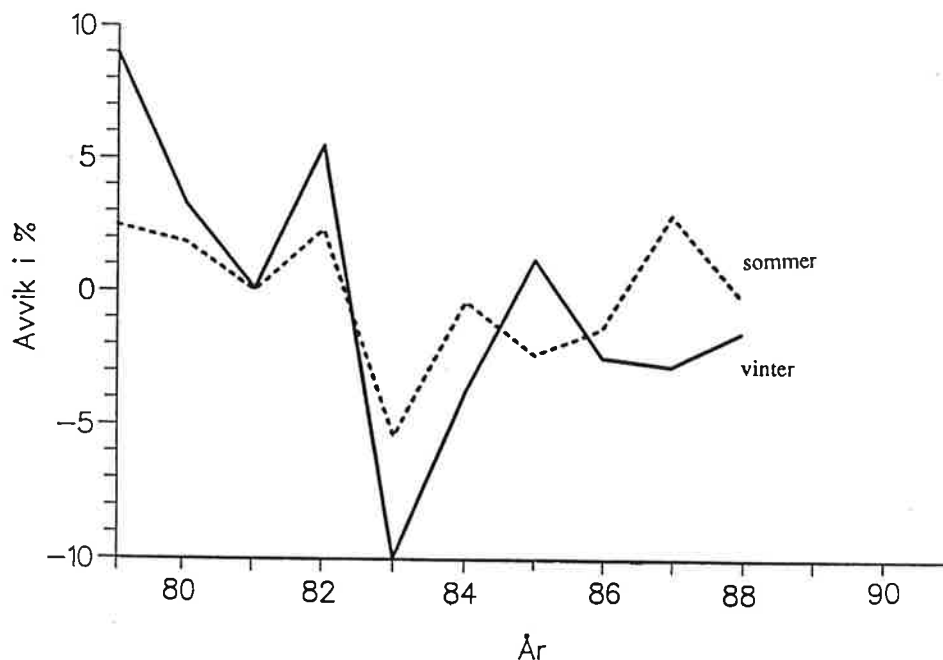
Figur 6: Daglige ozonverdier for Tromsø i perioden 1.1.1979-31.12.1988. Målinger fra NIMBUS 7 (TOMS).



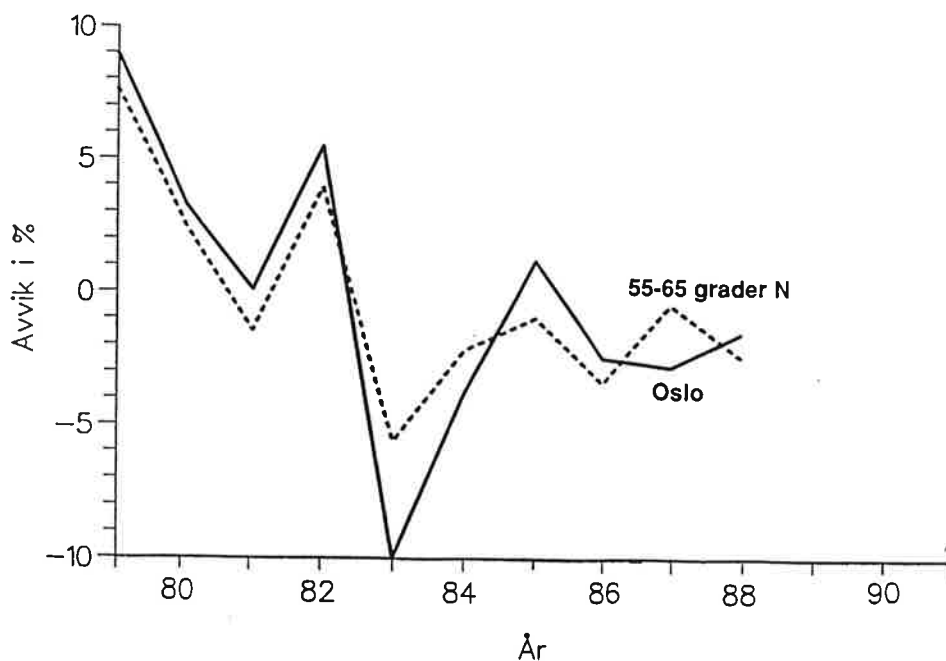
Figur 7: Daglige ozonverdier for Longyearbyen, Svalbard, i perioden 1.1.1979-31.12.1988. Målinger fra NIMBUS 7 (TOMS).



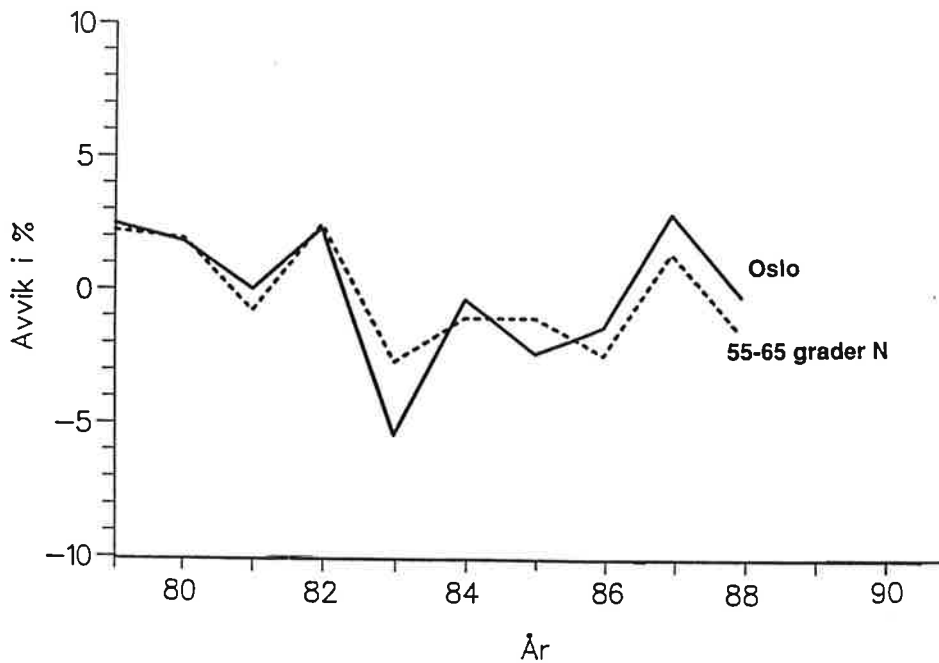
Figur 8: Sammenligning av satellittmålinger (TOMS) og Dobsonmålinger i Oslo. Ozonverdiene fra satellitten gjelder for et rektangel på jordoverflaten med lengde 1.25 lengdegrader og høyde 1 breddegrad. Figuren viser hvor mange prosent månedsmiddelet fra satellitten avviker fra månedsmiddelet for Dobsoninstrumentet i perioden 1979-1988. $[100 \cdot (\text{Dobson} - \text{TOMS}) / \text{Dobson}]$.



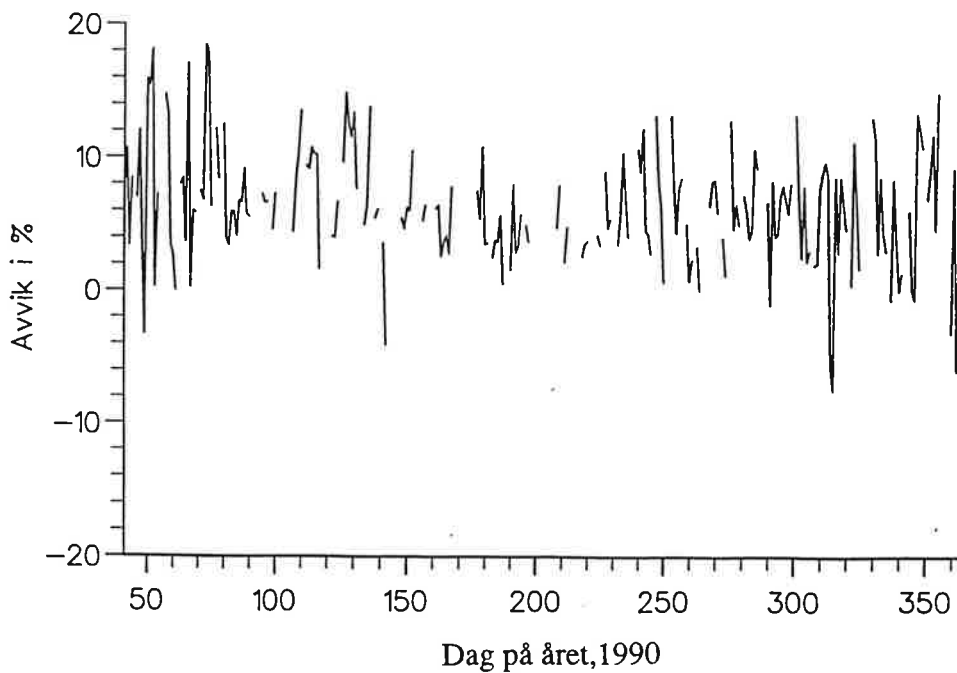
Figur 9: Vinterverdier (heltrukken kurve) og sommerverdier (stiplet kurve) for Oslo basert på satellittmålinger (TOMS) 1979-1988. Figuren viser avviket i prosent fra henholdsvis vinter- og sommermiddelet fra satellitten for hele tidsperioden.



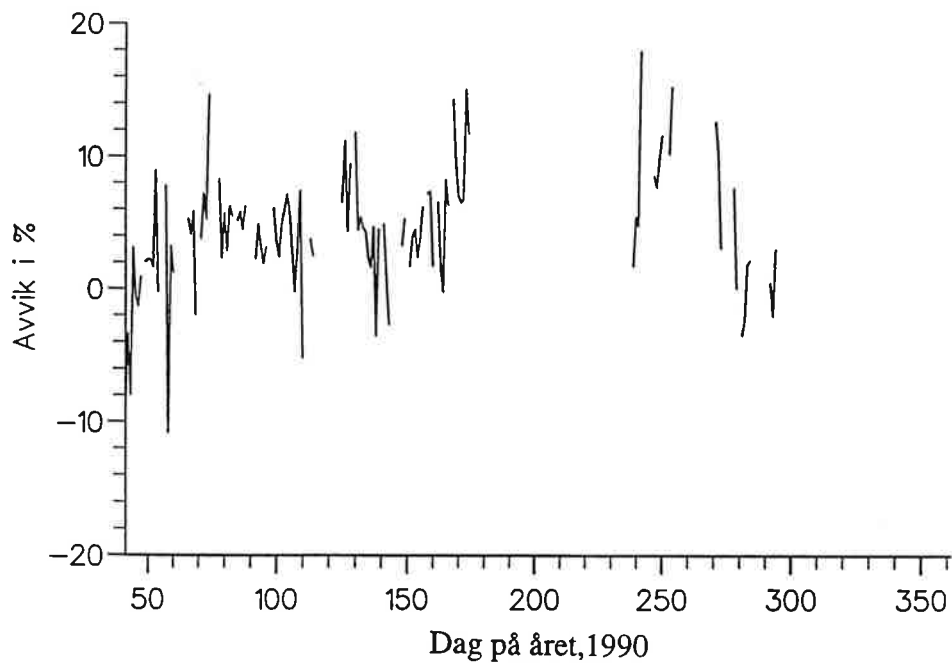
Figur 10: Sammenligning av vintermiddelvariasjoner for Oslo (TOMS) og vintermiddelvariasjoner for breddegradsbåndet 55 grader N til 65 grader N (TOMS).



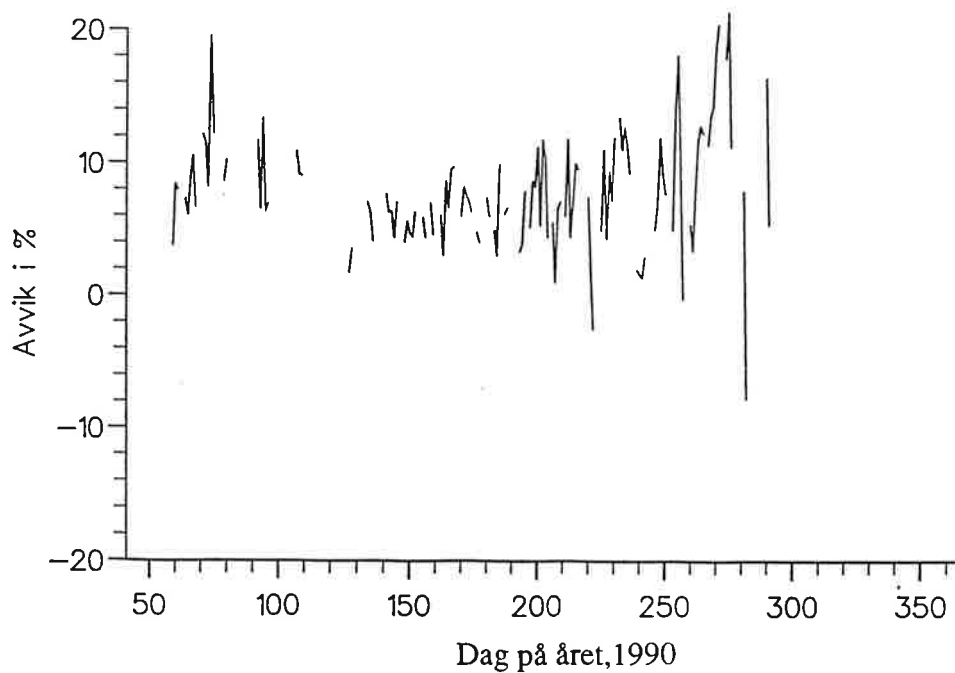
Figur 11: Som figur 10, men for sommermiddelvariasjoner.



Figur 12: Prosentvis avvik mellom Dobson og TOMS (versjon 6) for Oslo, 10.2.90-31.12.90. Prosentvis avvik er gitt som $100 \cdot (\text{Dobson} - \text{TOMS}) / \text{Dobson}$. Ca. 3% midlere avvik skyldes valg av målemetode.



Figur 13: Prosentvis avvik mellom Dobson og TOMS (versjon 6) for Tromsø, 10.2.90-31.12.90. Prosentvis avvik er gitt som $100 \cdot (\text{Dobson}-\text{TOMS})/\text{Dobson}$.



Figur 14: Prosentvis avvik mellom Dobson og TOMS (versjon 6) for Longyearbyen, 10.2.90-31.12.90. Prosentvis avvik er gitt som $100 \cdot (\text{Dobson}-\text{TOMS})/\text{Dobson}$.

1.2 BREWERINSTRUMENTET

Figur 15 viser daglige ozonverdier målt med Brewerinstrumentet fra 1.5.90 til 31.10.90. Alle målinger som her er vist er utført mot direkte sol. Målesesongen der direkte sol kan benyttes er kortere enn for Dobsoninstrumentet. Dette skyldes både modellen som beregningene baserer seg på, og selve målemetoden som Brewerinstrumentet benytter. Brewerinstrumentet måler intensiteten av strålingen ved 5 forskjellige bølgelengder i UV-området. I dette bølgelengdeområdet varierer både ozonabsorpsjonen og SO₂-absorpsjonen sterkt, og dette gjør det mulig å beregne både SO₂ og ozonmengden i atmosfæren. Siden ozonabsorpsjonen ved noen av bølgelengdene er sterkere enn ved de bølgelengder som benyttes med Dobsoninstrumentet, betyr dette at lyset som måles ved lav sol med Brewerinstrumentet er for svakt til at troverdige ozonverdier kan beregnes.

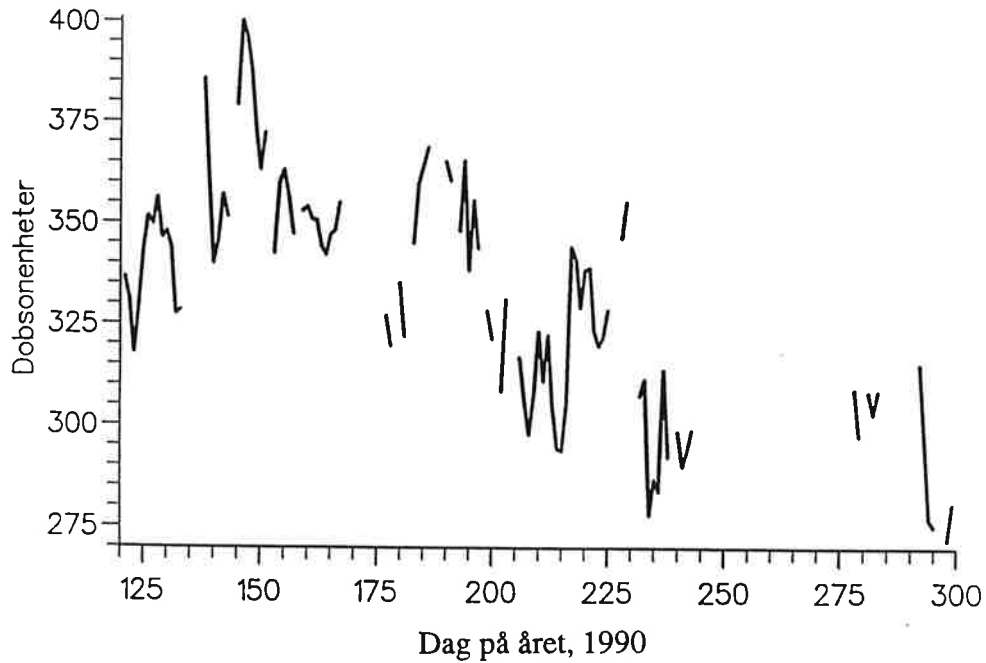
Senitlysmålinger (tilsvarende det som gjøres med Dobsoninstrumentet) tas også jevnlig i tillegg til måling på direkte sollys. Senitlysmålinger gjør det mulig å bestemme ozonmengden når det ikke er mulig å måle på det direkte sollyset, ved skyet vær eller når sola står for lavt (vinterstid). Resultatene fra dette er foreløpig ikke av interesse fordi kurvekartene fortsatt er under utarbeidelse ved UiO og NILU. I tillegg bør selve beregningsmetoden i programvaren forbedres. Rådata for 1990 er imidlertid lagret. Når metoden er ferdig utviklet vil vi beregne ozonverdier basert på senitlysmålinger også for 1990.

Samtidige observasjoner med Dobsoninstrumentet og Brewerinstrumentet har pågått 1 års tid. Figur 16 viser hvor mange prosent Brewer avviker fra Dobsoninstrumentets AD-målinger. De større avvikene som sees av figuren er foretatt ved lav sol. I perioden 1.5 til 1.9 er avviket 0,9% +/- 1,3%. Senere på høsten når sola står lavere på himmelen ligger Brewers ozonverdi lavere enn Dobsons AD-målinger, dessuten er avviket mellom de to instrumentene større enn i sommerhalvåret: -1,7% +/- 2,3 %. Brewerinstrumentets måleverdier stemmer altså godt overens med Dobsons AD-målinger.

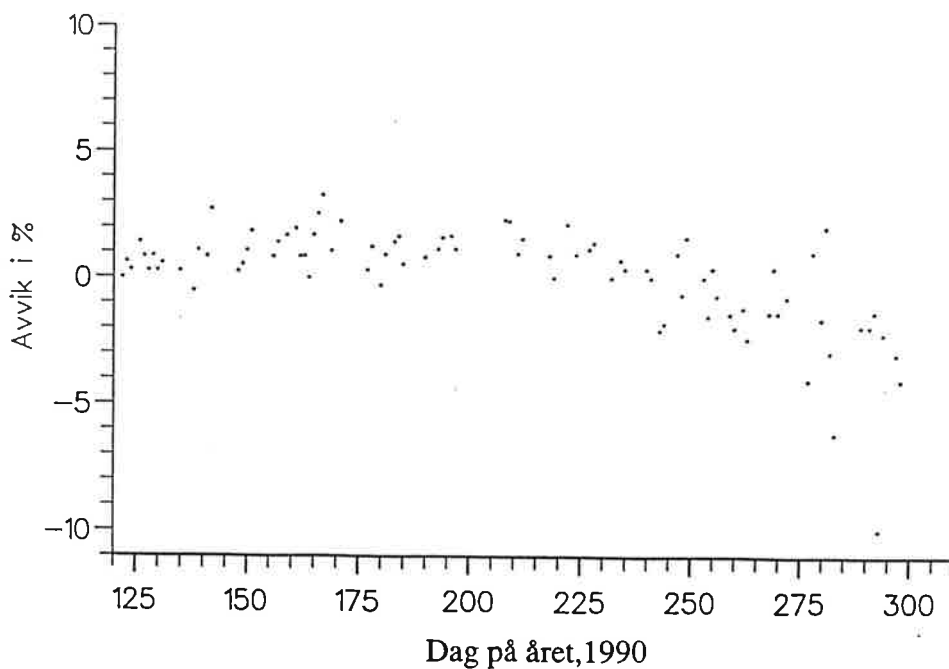
Siden Brewerinstrumentet måler hyppig (et stort antall hvert døgn), er det mulig å registrere variasjoner i ozonlagets tykkelse gjennom en dag. Figur 17 viser ozonvariasjonene gjennom en dag, 8.5.1991. Måleusikkerheten fører til at de minste variasjonene vi ser ikke nødvendigvis er reelle.

Som med Dobsoninstrumentet kan man også måle ved hjelp av månelys. Gjennom hver måneperiode er det tatt så mange målinger som mulig. Kravene til slike målinger er følgende: Månen må være mellom halv og hel, sola må være under horisonten og månen må stå høyere enn 15 grader over horisonten. Det har vært mye klarvær i de aktuelle periodene. Selv i overskyet vær er Brewer satt til å måle, fordi det ofte oppstår huller i skydekket som gir pålitelige ozonverdier. Figur 18 viser ozonvariasjonene gjennom en natt basert på månelys, 30.12.1990 til 31.12.1990. Vi ser her en større variasjon enn i forrige figur (direkte sol). Dette skyldes trolig at måleusikkerheten her er større enn for direkte sol.

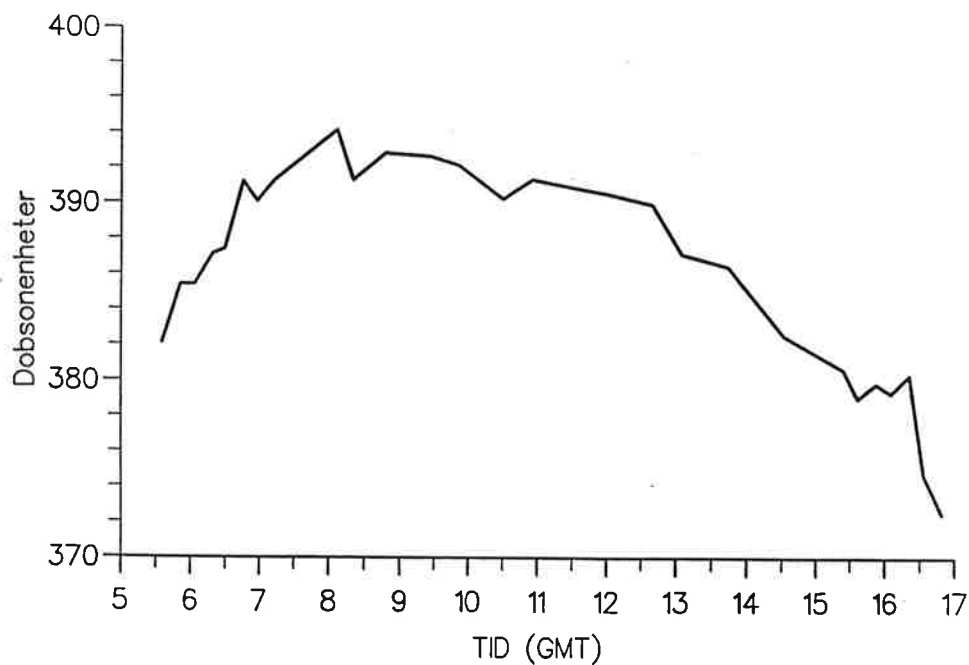
Målinger på månelys er svært nyttige, spesielt vinterstid når målinger ved hjelp av direkte sol ikke er mulig. Som nevnt tidligere er senitlysmålinger ved lav sol (som vinterstid) avhengig av vertikalfordelingen av ozon i store høyder. Dette innebærer at ozonmålinger basert på senitlys vinterstid er den mest usikre metoden. Månelysmålinger vil derfor være en god støtte for senitlysmålingene. Ved enda høyere breddegrader (f.eks. Tromsø) er målesesongen for direkte sollys enda kortere enn i Oslo. dette betyr at man der vinterstid i en lang periode kun må stole på senitlysmålinger. Dette er dessuten i en periode av året hvor målingene er spesielt interessante.



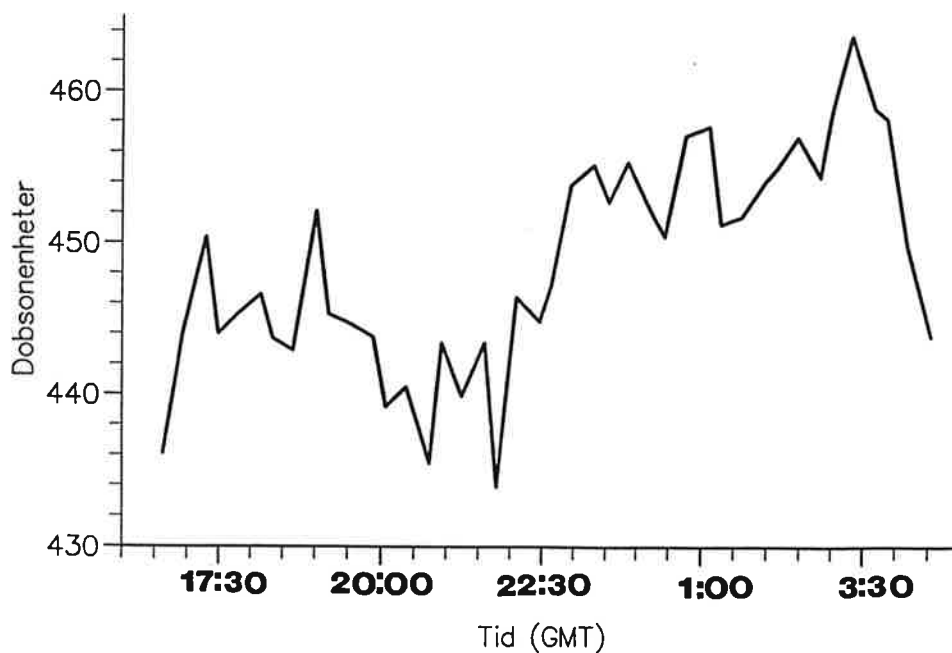
Figur 15: Daglige ozonverdier målt med Brewerinstrumentet i perioden mai 1990 til oktober 1990. Målingene er foretatt mot direkte sol.



Figur 16: Sammenligning av målinger med Dobsoninstrumentet (AD-bølgelengdeparet) og målinger med Brewerinstrumentet. Alle målingene er tatt mot direkte sol. Figuren viser hvor mange prosent Brewer avviker fra Dobson, 100. $(\text{Dobson} - \text{Brewer}) / \text{Dobson}$. Overensstemmelsen er best når sola står høyt på himmelen (sommerhalvåret).



Figur 17: Variasjoner i ozonmengden 8.5.91, målt mot direkte sol med Brewerinstrumentet.



Figur 18: Variasjoner i ozonmengden natten mellom 30. og 31.12.90, målt mot månelysset med Brewerinstrumentet.

1.3 SAOZ

Instrumentet ble først testet ut ved at det ble plassert ved siden av Dobson-instrumentet ved Universitetet i Oslo fra slutten av juni til slutten av august 1990. Fra begynnelsen av september 1990 har instrumentet vært i drift i Ny-Ålesund. Det foretok senitmålinger uten større avbrudd frem til dagslyset forsvant i november. Det har imidlertid vært problemer med å få solpekeren til å virke tilfredstillende.

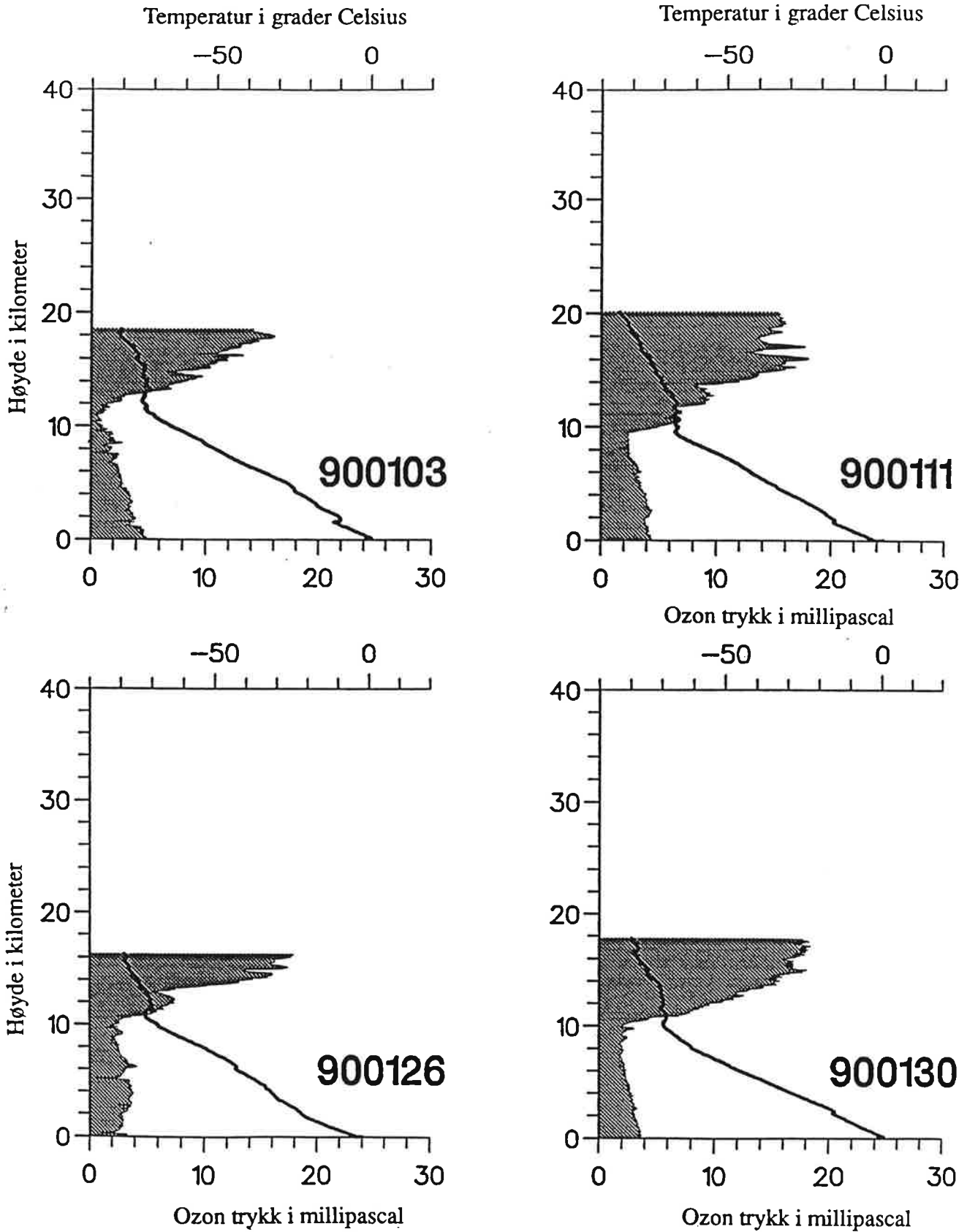
Det er for SAOZ behov for en forbedret algoritme for beregning av totalozon fra de observerte spektere. Alle rådata tas vare på, slik at det er mulig å gå tilbake og foreta en forbedret analyse av dataene. Dette vil bli gjort i løpet av 1991 og 1992, og resultatene vil bli presentert i neste rapport.

1.4 OZONSONDER

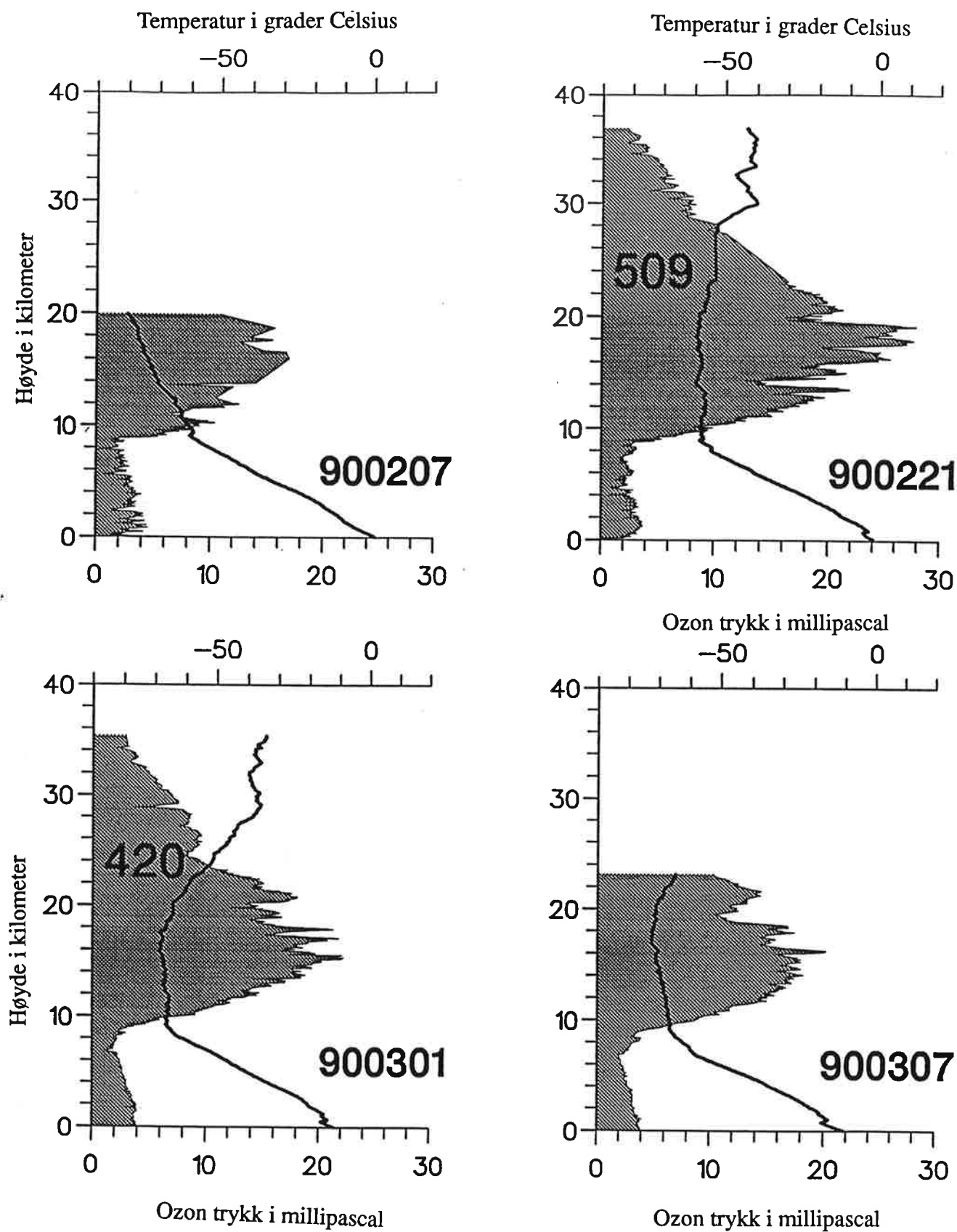
Det ble i 1990 sluppet 24 ozonsonder fra Bjørnøya i løpet av det første halvår. Virksomheten ble innstilt i andre halvår pga. en del tekniske og praktiske problemer. I stedet ble radiosonde-stasjonen ved Gardermoen flystasjon utstyrt for ozonsondemålinger. Det ble i november 1990 gitt et kurs i ozonsondeslipp på Gardermoen for to av personene som skulle til Bjørnøya. Erfaringene så langt viser at slik kursvirksomhet er av stor betydning for at mannskapene skal få korrekt opplæring. Tidligere ble opplæringen foretatt ved at avtroppende mannskap lærte opp påtroppende mannskap, noe som førte til en gradvis forringelse av kvaliteten på målingene. Det er mannskapsskifte på Bjørnøya to ganger i året.

Grafiske fremstillinger av de 24 sonderingene finnes i figur 19-24. Et problem har vært at man ikke oppnår tilfredstillende høyde på profilene. I januar skyldes dette lave temperaturer, rundt -80°C i stratosfæren, noe som får ballongmaterialet til å bli sprøtt slik at ballongen sprekker i lav høyde.

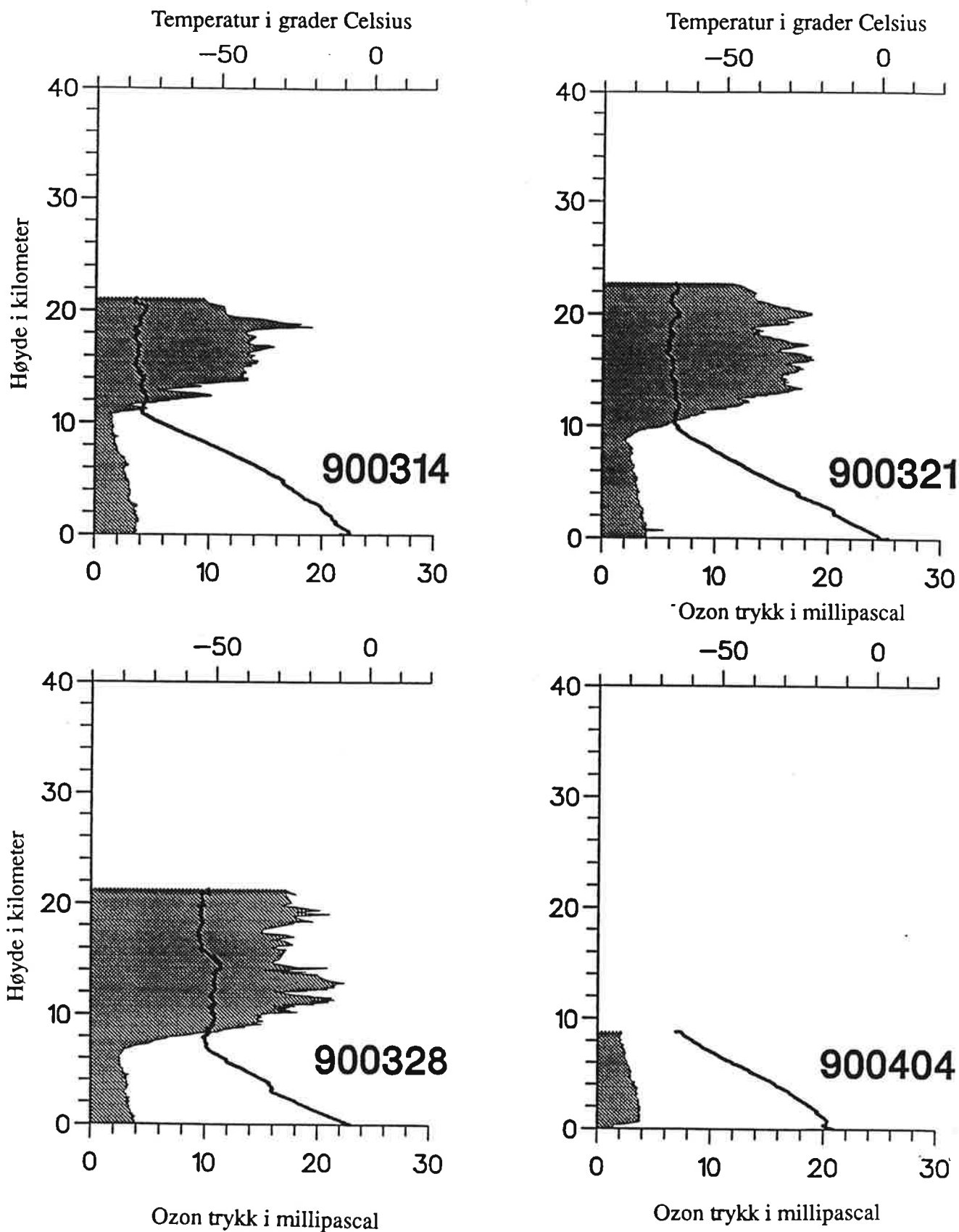
De dataene som er samlet inn vil bli analysert og sammenlignet med andre målinger (Dobson og TOMS) i en senere rapport. Neste år vil vi ha data for fire år (1989-1992) fra Bjørnøya, og det vil da kunne bli aktuelt å foreta en trendanalyse. Data fra Gardermoen vil også bli inkludert i en senere rapport.



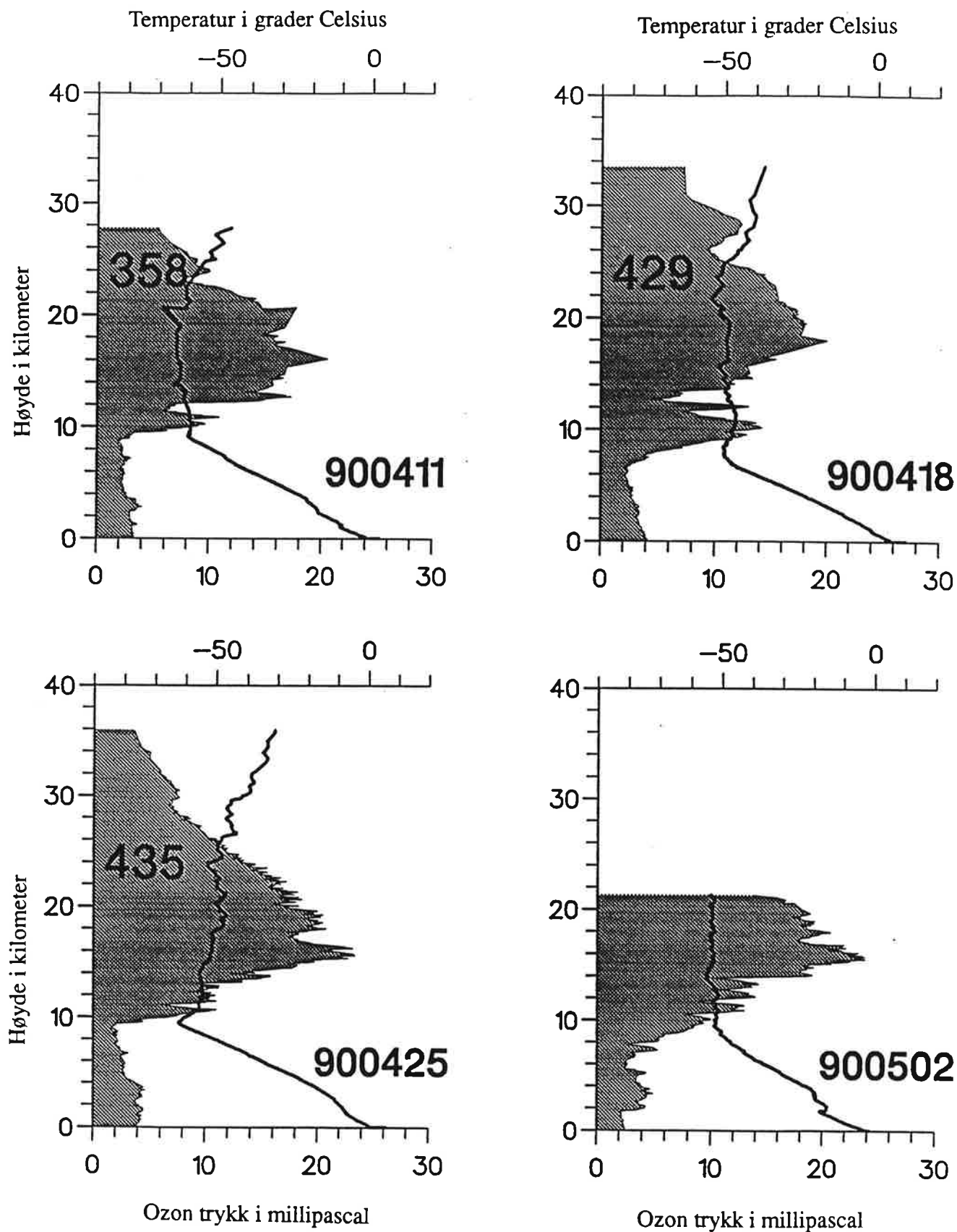
Figur 19: Temperatur- (heltrukken linje) og ozonprofiler fra Bjørnøya, 1990. Tallet angir dato.



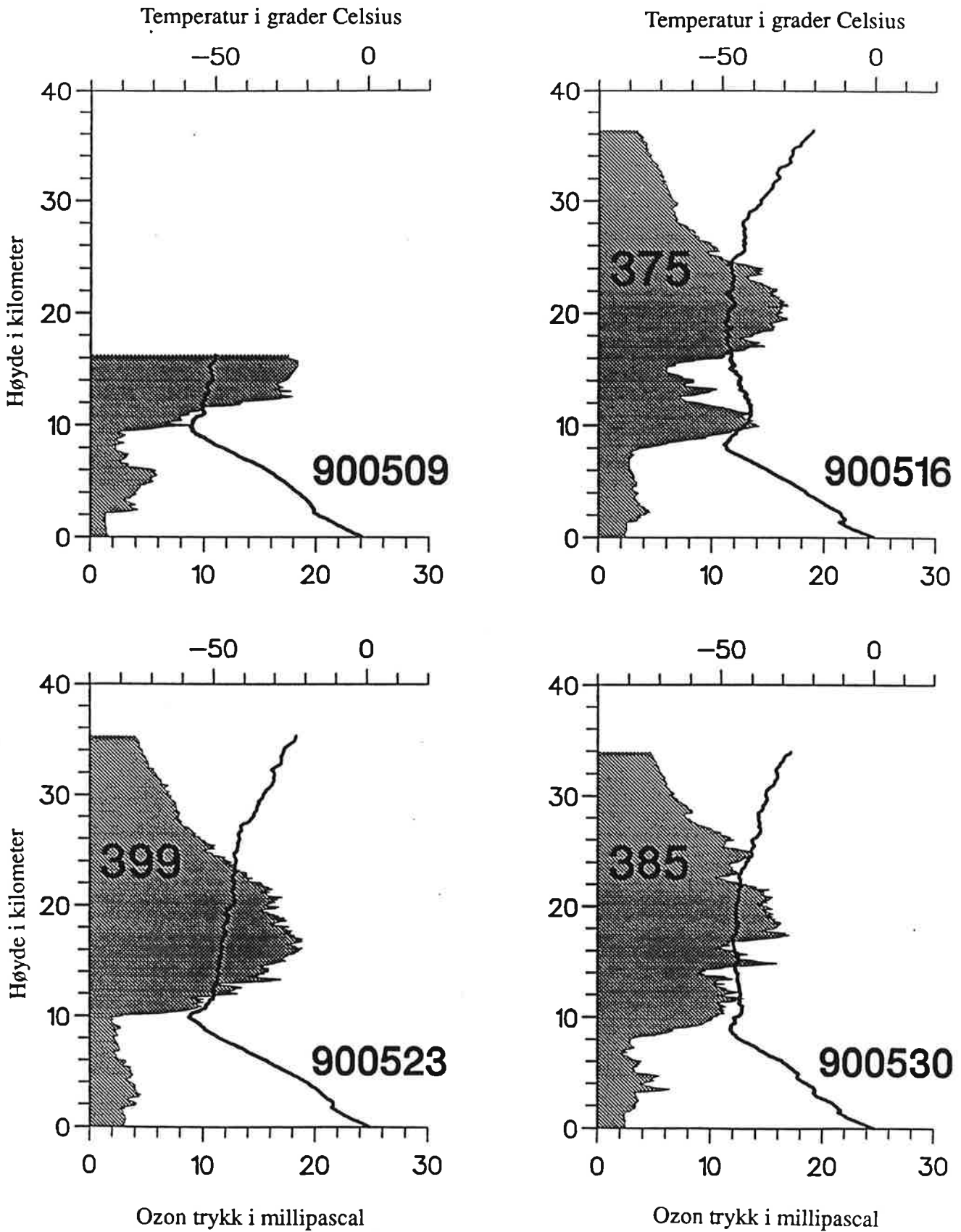
Figur 20: Temperatur- og ozonprofiler fra Bjørnøya, 1990. Tallene angir dato og total ozonmengde i Dobsonenheter.



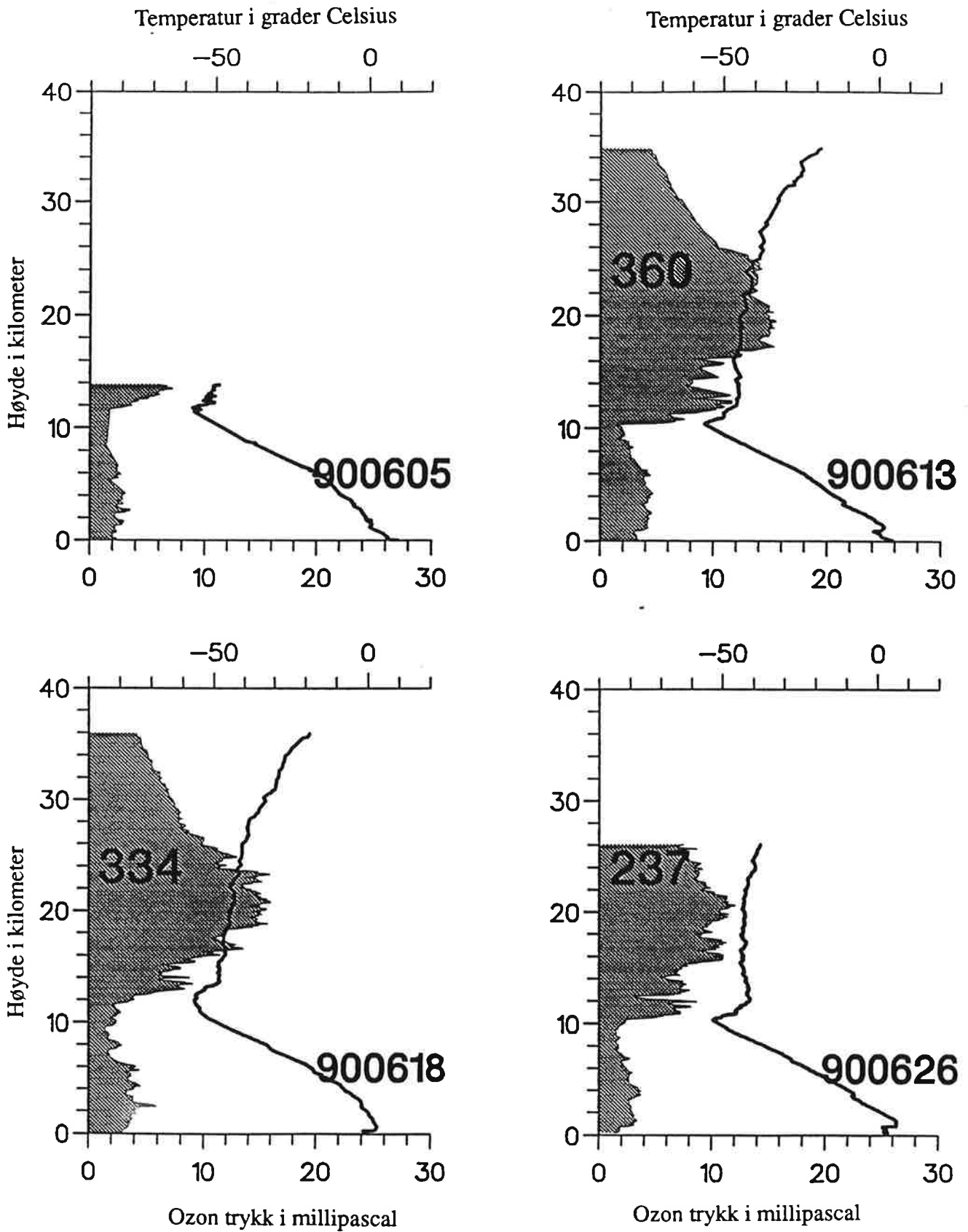
Figur 21: Temperatur- og ozonprofiler fra Bjørnøya, 1990. Tallet angir dato.



Figur 22: Temperatur- og ozonprofiler fra Bjørnøya, 1990. Tallene angir dato og total ozonmengde i Dobsonenheter.



Figur 23: Temperatur- og ozonprofiler fra Bjørnøya, 1990. Tallene angir dato og total ozonmengde i Dobsonenheter.



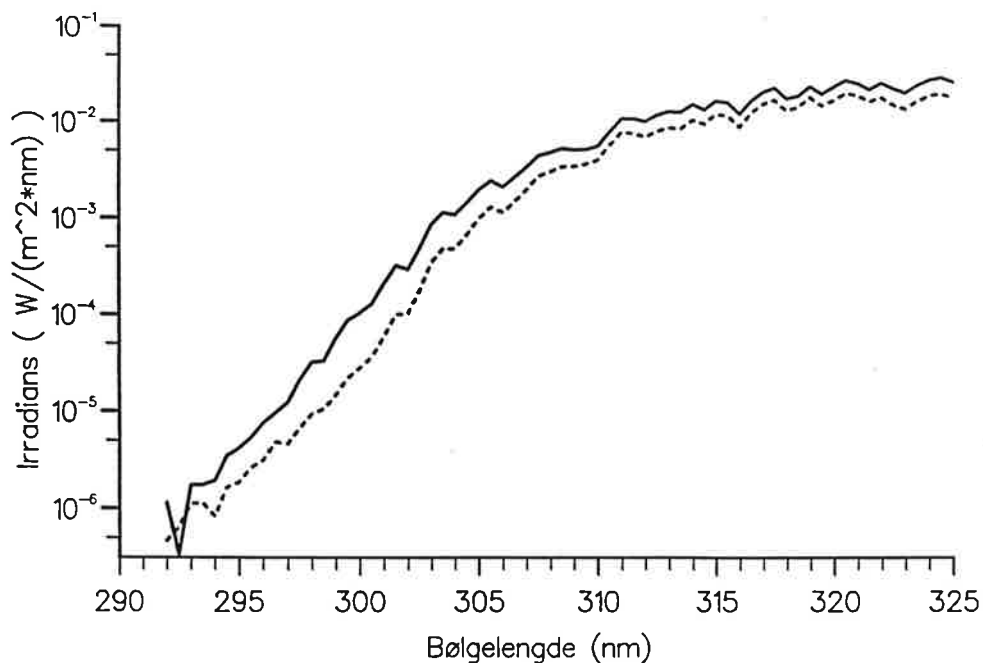
Figur 24: Temperatur- og ozonprofiler fra Bjørnøya, 1990. Tallene angir dato total ozonmengde i Dobsonenheter.

1.5 UV-MÅLINGER MED BREWERINSTRUMENTET

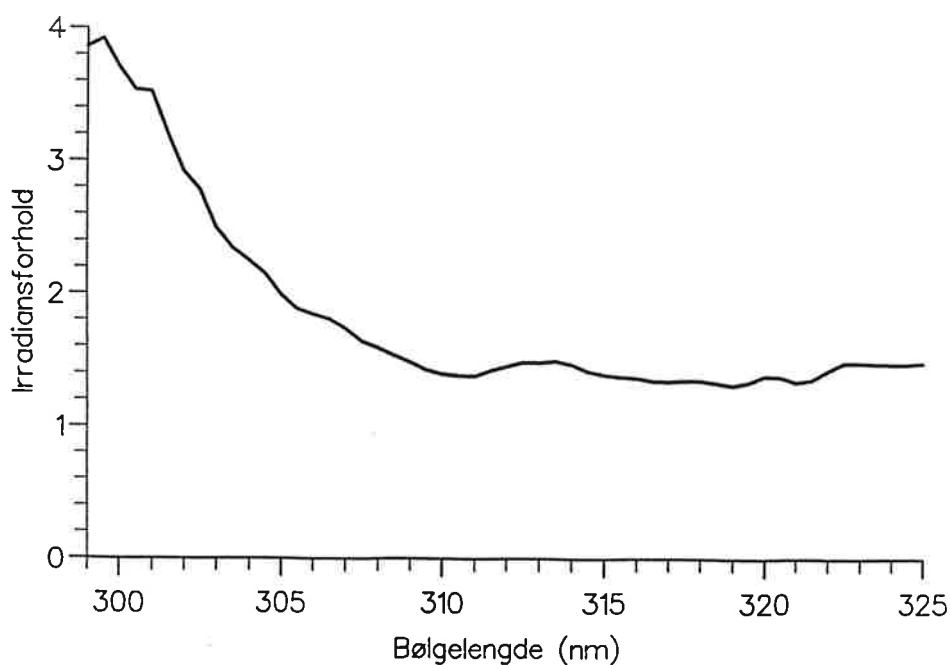
Figur 25 viser UVB-spekteret målt ved to klarværsdager midt på dagen, 15.4.91 og 19.4.91. Siden værforholdene og solhøyden praktisk talt er identiske for begge dager, er det forskjellen i ozonmengden mellom disse to dagene som forklarer forskjellen i UVB-strålenivået som figuren viser. Den 15.4 var ozonmengden 360 D.U. og den 19.4 hadde ozonmengden økt med ca. 30 % til 480 D.U. Endringen i UV-strålingen er lettere å se i figur 26 som viser forholdet mellom spektrene for de to dagene. Forskjellen er størst ved de korteste bølgelengdene. En reduksjon fra 480 D.U. til 360 D.U. øker UVB-strålingen med en faktor 4 ved de korteste og en faktor 1.4 ved de lengste bølgelengdene. Dette skyldes at absorpsjonen er sterkere for de kortere enn for de lengre bølgelengdene.

Ønsker man å tallfeste hvor stor økning i biologisk UV-dose vi utsetter oss for ved en reduksjon fra 480 D.U. til 360 D.U., må vi se på den samlede effekten over hele UVB-området og i tillegg også ta hensyn til UVA-strålingen. Dessuten må vi ta hensyn til at den biologiske effekten er bølgelengdeavhengig. Tar vi dette i betraktning vil en reduksjon fra 480 D.U. til 360 D.U. føre til at den biologisk effektive UV-strålingen øker med 30-40%. Dette illustrerer at UV-strålingen kan variere temmelig mye fra dag til dag, og at den vil øke dersom ozonlaget svekkes f.eks. pga. kjemisk nedbrytning.

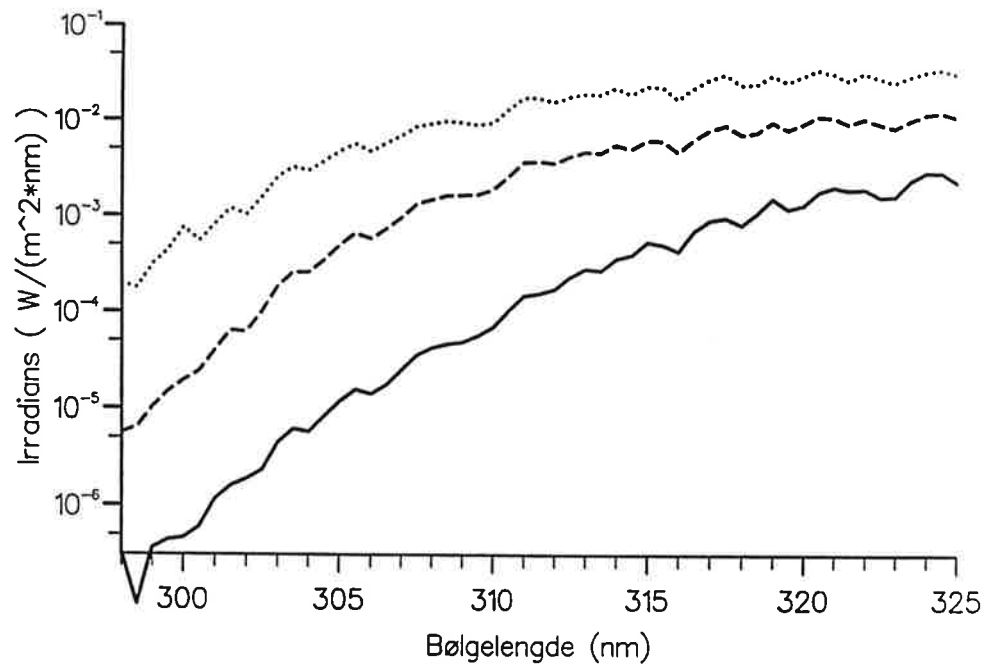
Solhøyden har også stor betydning for hvor mye UV-stråling som når bakken. Ved lav sol vil absorpsjonen være sterkere enn ved høy sol, pga. mer skrå strålegang gjennom ozonlaget. I tillegg vil strålingen (også på grunn av skrå strålegang) svekkes mer på grunn av spredning på luftmolekylene. Figur 27 viser UVB-spektre ved 3 klarværsdager, 27.6.90 (sommer), 20.9.90 (høst) og 13.1.91 (vinter). Alle målingene er gjort ved maksimal solhøyde. Sammenligner vi spektrene for sommer og høst er forskjellen en faktor 40 ved 300 nm og en faktor 2,9 ved 325 nm. Ved høst og vinter er forskjellen en faktor 40 ved 300 nm og en faktor 4,7 ved 325 nm. Solhøyden er med andre ord av meget stor betydning for UVB-nivået.



Figur 25: UVB-spektre målt med Brewerinstrumentet. Begge målingene er foretatt i klarvær med praktisk talt samme solhøyde. Heltrukken kurve: 15.4.1991 med ozonmengde 360 D.U. Stiplet kurve: 19.4.1991 med ozonmengde 480 D.U.



Figur 26: Forholdet mellom UVB-spektrene 15.4.1991 og 19.4.1991 i figur 25. En reduksjon i ozonmengden (480 D.U. til 360 D.U.) har størst effekt for de korteste bølgelengdene hvor ozonabsorpsjonen er sterkest.



Figur 27: UVB-spekteret ved 3 klarværsdager. Prikket kurve, 27.6.1990 (sommer). Stiplet kurve, 20.9.1990 (høst). Heltrukken kurve, 13.1.1991 (vinter). Alle spektrene er målt ved maksimal solhøyde.

2 OZONLAGET

2.1 BAKGRUNN FOR INTERESSEN FOR OZONLAGET

I flere tiår har forskere og allmennhet vært opptatt av stratosfærens ozonlag. Man har fryktet at menneskelig aktivitet kunne føre til en kjemisk nedbrytning av ozonlaget. En svekking av ozonlaget vil forårsake økte doser av ultrafiolett (UV) stråling ved bakken. Dessuten vil endringer i ozonlaget påvirke klimaet i stratosfæren, muligens også i de lavere luftlag ved at sirkulasjonsmønsteret (vindene) her endres.

Siden midten av 1970-tallet er det uslipp av KFK-gasser som har vært ansett for å utgjøre den største trusselen mot ozonlaget. Det er nå klart at ozonhullet i Antarktis for en stor del skyldes klor fra KFK-utslippene, og at hullet utviklet seg ettersom utslippene av KFK-gasser økte. Grundig gjennomgang av data fra satellittinstrumenter og en rekke bakkeinstrumenter viser at det deler av året har vært en nedgang i ozonmengden også på våre breddegrader (UNEP/WMO, 1988, 1989; Stolarski et al., 1991). Nedgangen er imidlertid langt fra så dramatisk som i Antarktis.

Ozonnedbrytningen i Antarktis er særlig sterk på vårparten i et ca. 5-10 km tykt høydeskikt i omkring 15 km over bakken. I dette området er det særdeles kaldt. Det dannes derfor skyer. Kjemiske reaksjoner på skypartiklene fører til en sterk aktivisering av blandingen av klorgasser som stammer fra KFK-gassene. Særlig er det observert store mengder av kloroksid, ClO, som svært effektivt bryter ned ozon.

Også på våre bredder er det målt høye konsentrasjoner av kloroksid. Imidlertid er de meteorologiske forholdene hos oss annerledes enn på den sydlige halvkule, noe som forklarer at markerte ozonreduksjoner så langt har uteblitt. Meteorologien er imidlertid ikke så ulik at vi kan utelukke at høye kloroksidkonsentrasjoner i fremtiden vil kunne bryte ned ozon mer effektivt hos oss.

Det er derfor svært viktig å overvåke ozonlaget på våre breddegrader. Observasjoner av ozon ved hjelp av bakkeinstrumenter over Norge må danne ryggraden i overvåkingen. Imidlertid vil en eventuell trend trolig kunne detekteres tidligst ved hjelp av satellittinstrumenter, fordi disse kan overvåke ozonlaget over større geografiske områder. Slike målinger bør derfor i stor grad trekkes inn i overvåkingen av ozonlaget på våre breddegrader.

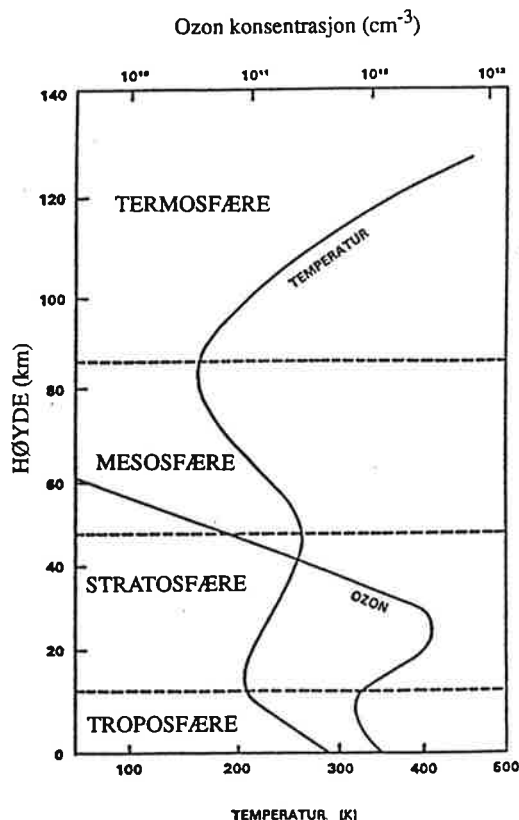
2.2 ATMOSFÆREN

Atmosfæren er for det meste en blanding av nitrogen og oksygen. Disse gassene utgjør tilsammen omkring 99% av alle luftmolekylene. Disse gassene er godt blandet, slik at deres blandingsforhold varierer lite fra sted til sted. Nitrogen utgjør 78,08% av lufta, mens oksygen utgjør 20,95% på volumbasis.

Atmosfærens sammensetning har forandret seg i løpet av jordens og atmosfærens utvikling. Den gassen som finnes i nest størst konsentrasjon, oksygen, var ikke tilstede i den tidligste atmosfære. Den er blitt produsert av grønne planter, gjennom fotosyntesen.

Vanndampmengden i atmosfæren varierer etter vær- og klimaforholdene. Over ørkenområder er det omtrent ikke vanndamp tilstede, mens i fuktige og varme områder kan opptil 4% av luften være vanndamp.

Den tredje største komponenten (når vi holder vanndamp utenfor) er argon, som utgjør knapt 1% av luften. Det finnes en rekke andre edelgasser, som neon, helium, krypton og xenon, alle i langt mindre konsentrasjoner. Det har i den senere tid vært fokusert mye på sporgasser, som f.eks. karbondioksid, metan, lystgass, karbonmonoksid, svoveldioksid og ozon. Til tross for at disse gassene kun finnes i svært små mengder i atmosfæren, har de stor betydning for livet på jorda.



Figur 28: Atmosfæren deles inn i temperatursoner: troposfæren, stratosfæren, mesosfæren og termosfæren. Ozonkonsentrasjonen som funksjon av høyden over bakken er også tegnet inn. Det meste av ozonen befinner seg i den lavere delen av stratosfæren.

Enkelte av sporgassene er med på å skape levelige vilkår på kloden vår. Ozonlaget beskytter oss mot store doser av ultrafiolett stråling fra sola. Ozonlaget fantes heller ikke i den tidligste atmosfæren. Ozon produseres fra oksygen, og ozonlaget har utviklet seg ettersom oksygenmengden har bygget seg opp i atmosfæren. Drivhusgasser som vanddamp (som er den viktigste av drivhusgassene), karbondioksid og ozon sørger for å heve temperaturen på jordoverflaten med ca. 30 grader. Uten disse drivhusgassene ville kloden vår ikke vært beboelig for liv i de former vi kjenner i dag, bl.a. fordi gjennomsnittstemperaturen ville vært godt under frysepunktet for vann.

Atmosfæren kan naturlig deles inn i ulike deler etter temperaturfordelingen, se figur 28. Den nederste del av atmosfæren kalles troposfæren. Den strekker seg fra bakken til ca. 10-15 km høyde, avhengig av breddegraden. Troposfæren inneholder nesten 90% av hele atmosfærens masse. Nesten all vanndamp, skyer og nedbør finnes her. Troposfæren er karakterisert ved en sterk vertikal blanding. En luftpakke kan forflytte seg gjennom hele troposfærens dybde i løpet av noen få dager. Den sterke vertikale blandingen kommer i stand ved at temperaturen avtar med høyden, ofte slik at luften blir instabil.

Over troposfæren ligger stratosfæren, som strekker seg opp til omkring 50 km. I stratosfæren øker temperaturen med høyden. Dette fører til at luften er svært stabil, noe som demper vertikal luftblanding. En luftpakke kan bruke omkring et år på å flytte seg vertikalt gjennom stratosfæren. Omkring 99.9% av atmosfærens samlede masse finnes i troposfæren og stratosfæren.

I mesosfæren over stratosfæren, avtar temperaturen igjen med høyden, for så å øke i termosfæren. Områdene mellom de ulike sfærene, tropopausen (på toppen av troposfæren), stratopausen (på toppen av stratosfæren) og mesopausen (på toppen av mesosfæren), er karakterisert ved at temperaturen forandrer seg lite med høyden i et sjikt av noen få km tykkelse.

En mengde ulike forurensinger slippes ut i atmosfæren. De fleste vil forsvinne etter en tid, fordi det finnes prosesser som fjerner dem derfra. De kan brytes ned i kjemiske reaksjoner, eller de kan tas opp fra bakken, f.eks. av vegetasjon. Noen gasser vil oppholde seg lenge i atmosfæren. Jo lengre tid en gass oppholder seg i atmosfæren, over desto lengre distanser vil den kunne transporteres fra sitt opprinnelsessted. Det er derfor en sammenheng mellom forurensingsgassers atmosfæriske oppholdstid, og det romlige omfang av de forurensningsproblemer gassen skaper.

En del gasser kan oppholde seg i atmosfæren i mange måneder eller år, slik som en rekke klorfluorkarboner, lystgass, metan

og karbondioksid. Disse gassene vil blandes over hele jorden, og kan påvirke atmosfæren på global skala. Av de nevnte gassene vil noen påvirke stratosfærens ozonlag, og noen påvirke klimaet gjennom sin drivhuseffekt.

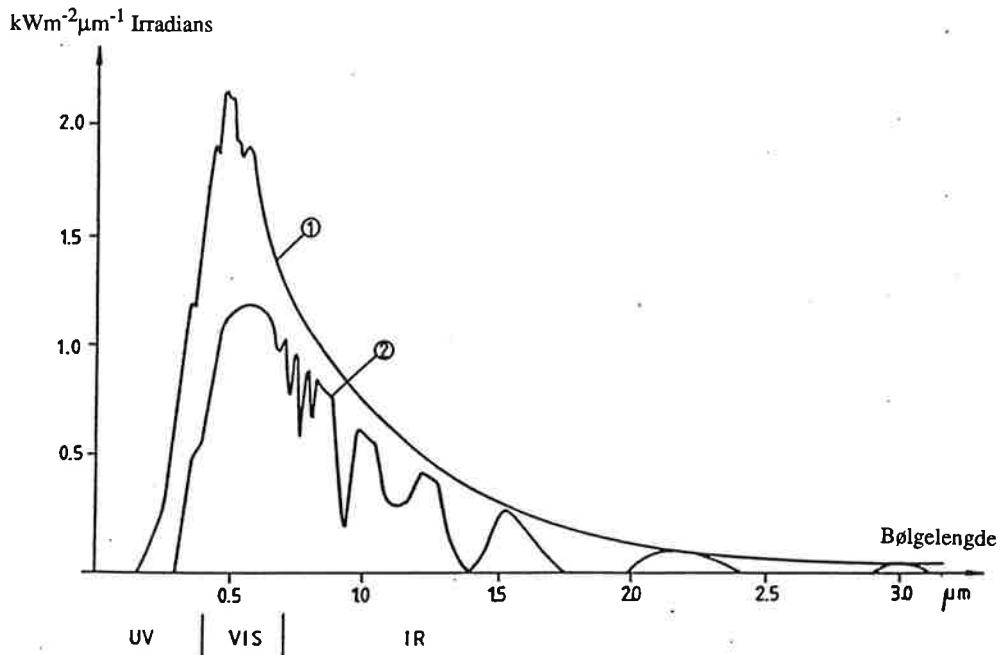
En rekke klorholdige og bromholdige gasser blir benyttet av industrien. Konsentrasjonen av en del av disse øker svært raskt i dagens atmosfære, de mest benyttede KFKer med 4-5% pr. år, og bromholdige gasser opptil 15 % pr. år. Kloreten og brometen i disse gassene vil frigjøres i stratosfæren, der de kan bryte ned ozonlaget. En rekke målinger i atmosfæren over Antarktis har vist at ozonhullet, som er observert der om våren i de senere år, er forårsaket av klor og muligens brom. Lystgasskonsentrasjonen øker også på global skala, men noe langsommere (ca. 0.25% pr. år). Denne gassen bidrar også til å redusere ozonlaget.

2.3 OZON OG SOLSTRÅLING

Figur 29 viser solspekteret utenfor jordens atmosfære og ved bakken. Spekteret består av stråling med mange forskjellige bølgelengder. I den synlige delen av spekteret vil en bestemt bølgelengde tilsvare en bestemt farve. Den synlige delen av spekteret strekker seg fra ca. 400 nm til 700 nm. (1 nm = 1 nanometer = 1 milliartedels meter). Blått lys ned mot 400 nm og rødt opp mot 700 nm. Ultrafiolett lys er stråling med bølgelengder mindre enn 400 nm, og infrarødt lengre enn 700 nm. Forskjellen mellom spekteret utenfor jordens atmosfære og ved bakken skyldes at strålingen svekkes både ved absorpsjon og spredning i atmosfæren.

Atmosfæren er nesten transparent overfor stråling i den synlige delen av solspekteret, men nærmest ugjennomtrengelig i det ultrafiolette området for bølgelengder mindre enn 300 nm. Absorpsjonen i atmosfæren av lys i det ultrafiolette området er meget sterk, og av den grunn vil nesten all ultrafiolett stråling fra sola stoppes høyt oppe. Det meste av strålingen mellom 10 nm og

100 nm absorberes over 120 km, hovedsakelig av atomært oksygen, O, og molekylært nitrogen, N₂, og i mindre grad av molekylært oksygen, O₂, og atomært nitrogen, N. Mellom 50 og 100 km er molekylært oksygen (O₂) den dominerende gassen og absorberer effektivt under 250 nm.



Figur 29: Solspekteret utenfor atmosfæren (1) og ved bakken (2) ved høy sol og uten skyer. Den ultrafiolette delen av spekteret er markert med UV i figuren, den synlige delen er markert med VIS og den infrarøde delen med IR.

Ozon er en spesielt viktig bestanddel og er den dominerende absorberende gassen under 50 km. Etter at de absorberende gassene høyere oppe har gjort sitt sørger ozon for å absorbere mesteparten av den gjenværende ultrafiolette strålingen. Noe av UV-strålingen mellom 300 og 400 nm når jordens overflate.

Absorpsjonen fører også til at det utvikles varme. Det er denne varmetilgangen som fører til at temperaturen stiger med høyden i stratosfæren.

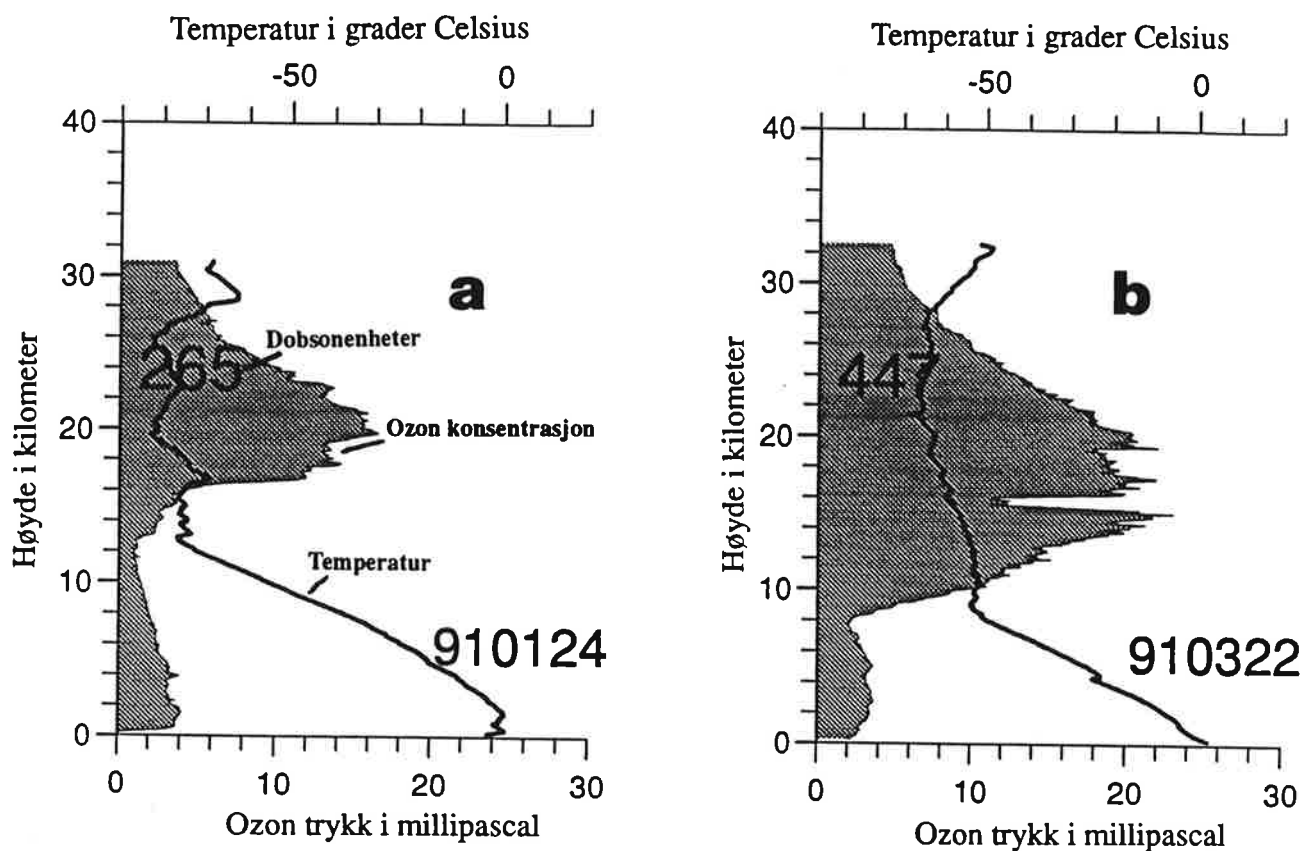
Interessen for atmosfærens absorpsjon er gammel. I 1880-årene antydet den franske fysikeren Cornu at svekkingen av det ultrafiolette sollyset måtte skyldes absorpsjon i jordas atmosfære. Hartley, en engelsk kjemiker, som på samme tid utførte en rekke målinger av lysets absorpsjon i ozongass, foreslo at det kunne være ozon i jordas atmosfære som var årsaken til at det ultrafiolette sollyset ble absorbert så sterkt. I 1913 klarte de franske forskerne Fabry og Buisson å påvise ozongass i atmosfæren ved kvantitative målinger. I 1920 bygget Fabry og Buisson et bedre og mer følsomt instrument og ved hjelp av dette bestemte de ozonmengden i atmosfæren. Målingene viste at den tilsvarte et sjikt av ozongass på bare 3 mm tykkelse ved havets overflate.

I 1924 bygget G.M.B. Dobson en prismespektrograf. I dette instrumentet ble det ultrafiolette lyset fra sola avbildet på en fotografisk plate. Dette ga et mål for intensiteten av sollyset. Luftens og ozonens absorpsjonsevne var kjent fra laboratoriemålinger. Ved å foreta en rekke målinger ved forskjellig solvinkel kunne man bestemme hva instrumentet ville måle utenfor jordens atmosfære. Dermed fant man hvor mye ozon lyset hadde passert før det nådde instrumentet. Noen år senere bygget Dobson et fotoelektrisk instrument, Dobsons spektrofotometer. Dette bygger hovedsakelig på samme prinsipp som det første, men man slipper å gå veien om de fotografiske platene. Senere ble instrumentet serieprodusert av firmaet Becks i London, modifisert og forbedret med hensyn til elektronisk utsyr. Men instrumentene som benyttes i dag har det samme optiske system som Dobsons prototyp.

I dag benyttes forskjellige metoder til å bestemme ozonmengden i atmosfæren, bl.a. ved raketter, ozonsonder sendt opp med ballonger, og satellitter. Dessuten er en rekke andre bakkeinstrumenter kommet til. Men fortsatt benyttes Dobsons spektrofotometer i stor grad og de danner basis for det globale nettverk av målinger av ozonlagets tykkelse. I dag finnes det omkring 100 slike instrumenter rundt om i verden, de aller fleste på den nordlige halvkule.

2.4 STRATOSFÆRISK OZON

Figur 30 viser to eksempler på hvordan ozon fordeler seg med høyden i atmosfæren. Et typisk trekk ved en slik vertikal fordeling er lav ozonkonsentrasjon (partialtrykk) i troposfæren (dvs. under 8-10 km ved våre breddegrader). Over dette nivået stiger konsentrasjonen mot et maksimum omkring 20 km høyde ved våre breddegrader. Som det fremgår av både figur 1 og figur 3 befinner mesteparten av ozonen seg i den lavere delen av stratosfæren. Når vi snakker om den totale ozonmengde (ozonlagets "tykkelse") mener vi ozonmengden i en vertikal søyle over oss. Det er vanlig å uttrykke den totale ozonmengden i Dobson enheter (Dobson Units forkortet D.U.). Hvis vi tenker oss at ozonen (som er fordelt over et stort høydeområde) samles i et avgrenset lag ved bakken ved normalt lufttrykk og temperatur ville et slikt lag ha en tykkelse på 2,5 - 5 mm (250 -500 D.U.) ved våre breddegrader avhengig av tid på året og meteorologiske forhold.



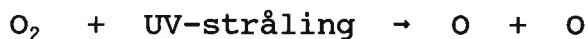
Figur 30: Ozonens høydefordeling i atmosfæren. (a) 24.1.91, (b) 22.3.91. Målingene er foretatt med ozonsonde sendt opp med ballong fra Gardermoen flystasjon. Den totale ozonmengden var 447 D.U. 27.3.91 og 265 D.U. 24.1.91. Forskjellen i total mengde skyldes forskjell i ozonkonsentrasjonen først og fremst under 20 km. Den heltrukne kurven viser hvordan temperaturen varierer med høyden.

Ozonens vertikale fordeling og den totale ozonmengde varierer fra sted til sted, og det er utpregede årstids- og breddegradsvariasjoner. La oss se litt nærmere på de prosessene som forklarer hvordan ozonmengden varierer med tid og sted.

Stratosfærisk ozon produseres først og fremst ved et trepartikkelstøt der molekylært oksygen, O_2 , og atomært oksygen, O , danner et ozonmolekyl, O_3 .

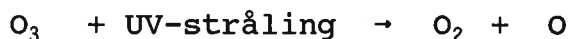


der M er en støtpartner, et molekyl som må være med for at reaksjonen skal kunne skje. For at det skal produseres ozon i stratosfæren må det altså være atomært oksygen, O , tilgjengelig. Dette skjer ved at O_2 spaltes i to oksygenatomer ved absorpsjon av UV-stråling:



For at dette skal kunne inntreffe må lysets bølgelengde være kortere enn ca. 240 nm, dvs. i det ultrafiolette området av solspekteret. UV-stråling med så kort bølgelengde stoppes høyt oppe i atmosfæren (ca. 40 km) og her er produksjonen av stratosfærisk ozon sterkest.

Ozon absorberer ultrafiolett stråling og blir spaltet i et oksygenmolekyl, O_2 , og et oksygenatom, O .



Atomært oksygen vil imidlertid svært raskt reagere med molekylært oksygen og ozon blir dannet igjen. Denne reaksjonen gir derfor ikke noe effektivt tap av ozon.

En rekke kjemiske komponenter fra flere kjemiske familier deltar i reaksjoner som fører til effektivt tap av ozon. Innen oksygenfamilien er det kun en viktig tapsreaksjon for ozon, reaksjon mellom ozon og atomært oksygen:



I denne reaksjonen mister vi ikke bare et ozonmolekyl, men også et oksygenatom som i reaksjon med O_2 raskt kunne ha produsert ozon. Effektivt tapes det derfor to ozonmolekyler i denne reaksjonen.

Både ozon og atomært oksygen reagerer med en rekke komponenter. I den øvre del av stratosfæren finnes atomært oksygen i store konsentrasjoner. I reaksjoner med hydroksylradikalene, OH og HO_2 , f.eks.



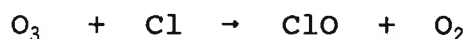
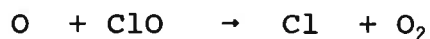
tapes to oksygenatomer, og dermed effektivt to ozonmolekyler.

Nitrogenoksidene NO og NO_2 er involvert i ozonproduksjon i troposfæren. Den samme mekanismen er virksom også i stratosfæren. Imidlertid er nitrogenoksidene også involvert i en katalytisk nedbrytning av ozon, ved reaksjonene



Disse danner en syklus der det tapes et ozonmolekyl og et oksygenatom, altså effektivt to ozonmolekyler. I den midlere og øvre delen av stratosfæren er det katalytiske ozontapet forårsaket av nitrogenoksidene mer effektivt enn ozonproduksjonen. Over ca. 20 km fører derfor nitrogenoksidene til netto ozontap, mens under dette nivået fører de til netto ozonproduksjon.

Klorkomponentene Cl og ClO bryter også ned ozon i en katalytisk nedbrytningskjede

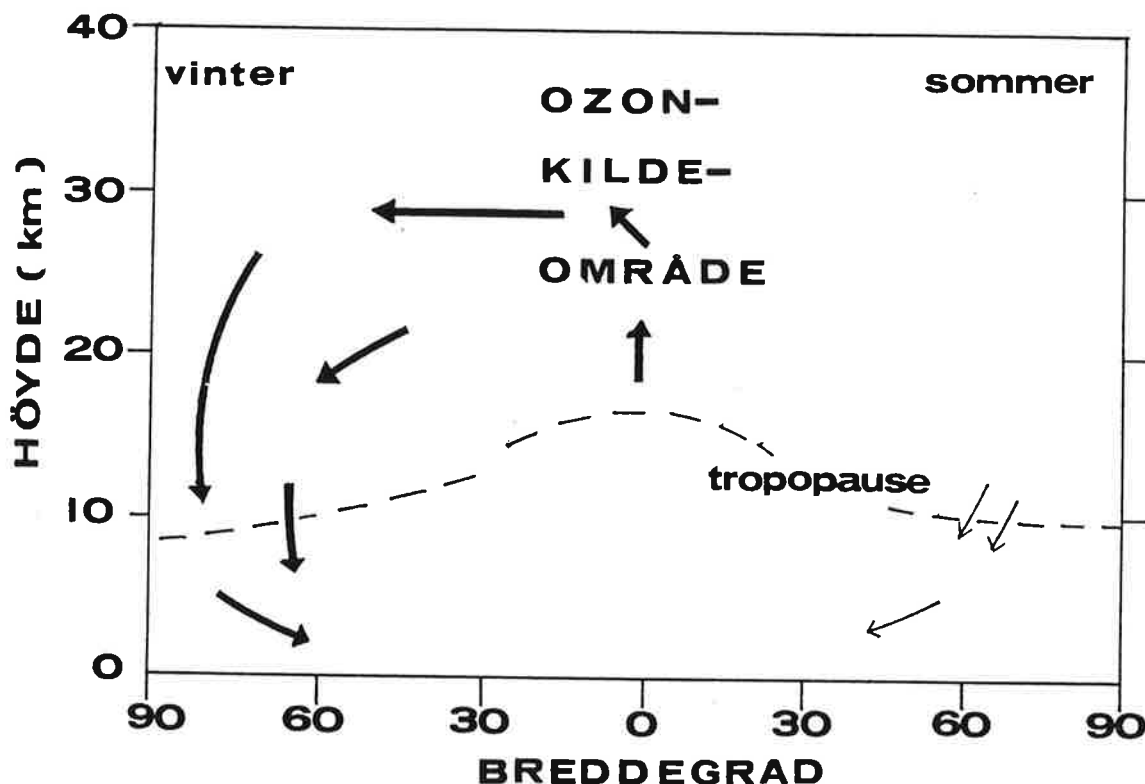


Kjemisk tap av ozon i de ulike syklusene som er beskrevet ovenfor skjer parallelt. Den kjemiske levetiden for ozon er bestemt av den samlede effekt av alle reaksjonene. I stratosfæren som helhet er det nitrogenreaksjonene som står for den største delen av ozontapet. I den midlere stratosfære forårsaker disse reaksjonene noe over 50% av den totale kjemiske nedbrytning av ozon. Oksygenreaksjonen er mest effektiv i den øvre stratosfære, men bidrar ikke med mer enn ca. 20% av tapet der. Hydrogenreaksjonene er viktige høyt oppe og langt nede i stratosfæren. Klorreaksjonene er, når vi ser bort fra prosessene som fører til ozonhullet i Antarktis, viktigst i den øvre stratosfære, der de idag trolig står for omkring 20-40% av det kjemiske tapet av ozon, avhengig av breddegraden.

Ozon blir altså på naturlig måte produsert og ødelagt kjemisk i atmosfæren. Den ozonmengden som finnes er et resultat av at produksjonen og tapet er i likevekt.

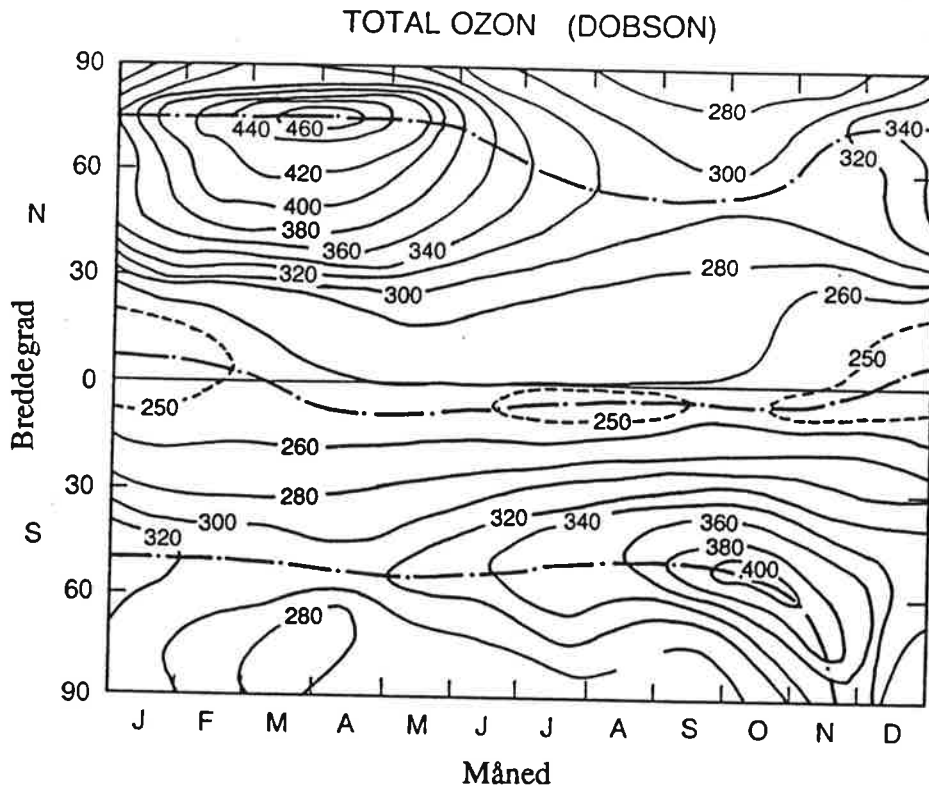
Ut fra det som nå er sagt vil det være rimelig å forvente de høyeste ozonkonsentrasjoner og størst totalmengde i stratosfæren over ekvatorstrøk, siden dannelsen av ozon er så sterkt knyttet til intensiteten av UV-stråling. Men tvert imot er totalmengden av ozon minst over ekvatorstrøk og størst ved høye breddegrader vinterstid. Denne uoverenstemmelsen kan i grove trekk forklares ved sirkulasjonsmønsteret i figur 31. I den nedre stratosfære foregår det kjemiske tapet av ozon forholdsvis langsomt. Den kjemiske levetiden er noen måneder til noen år, og ozon kan derfor transporteres over lange avstander. Ozon transporteres systematisk fra ekvatoriale områder til polare strøk i en celle der luften stiger opp på lave bredder og synker ned over høye bredder. Dette sirkulasjonsmønsteret drives delvis av oppvarming av luft på lave bredder og avkjøling på høye bredder, og delvis av bølgebevegelser i stratosfæren som systematisk transporterer ozon på våre breddegrader. Transporten er langsommere om sommeren og høsten, men selv da er det gjennomgående mer ozon på våre bredder enn over ekvator. De nevnte bølgebevegelserne fører dessuten til at ozonmengden på høye breddegrader varierer lokalt ettersom bølgende passerer.

Store variasjoner forekommer derfor ved de norske målestasjonene i løpet av noen timer eller dager. I troposfæren vil ozonen brytes ned ved kjemiske prosesser, og dette resulterer i et minimum i totalmengden utpå høsten. Nedbrytingen i troposfæren foregår meget raskt.



Figur 31: Sirkulasjonsmønsteret som forklarer de uventet høye ozonmengder ved høye breddegrader om vinteren og våren. Ozon produseres i stratosfæren ved lave breddegrader og transporteres mot høye breddegrader på den halvkulen som har vinter.

De viktigste trekk ved ozonvariasjonen med breddegrader og årstider er vist i figur 32. Totalmengden har maksimal verdi om våren og minimum om høsten med størst variasjon ved høye breddegrader. Når ekvator er årstidsvariasjonene små. Totalmengden øker fra ekvator til en maksimalverdi omkring 60- 70 grader nord og omkring 60 grader syd.



Figur 32: Midlere fordeling av totalozon på den sørlige og nordlige halvkule, som funksjon av breddegrad og måned. Årstidvariasjonen ved lave breddegrader er ubetydelige. Betydelige årstidsvariasjoner ved høye breddegrader, mest ved vinter/vår og minst om høsten.

Ved midlere og høye breddegrader er det i tillegg til årstidsvariasjonene store daglige variasjoner. En endring i totalmengden på 20% i løpet av et døgn er ikke uvanlig på våre breddegrader. I noen tilfeller er dag til dag endringene enda større. Slike raske, lokale variasjoner skyldes meteorologiske forhold.

3 MÅLEMETODER

3.1 DOBSONS SPEKTROFOTOMETER

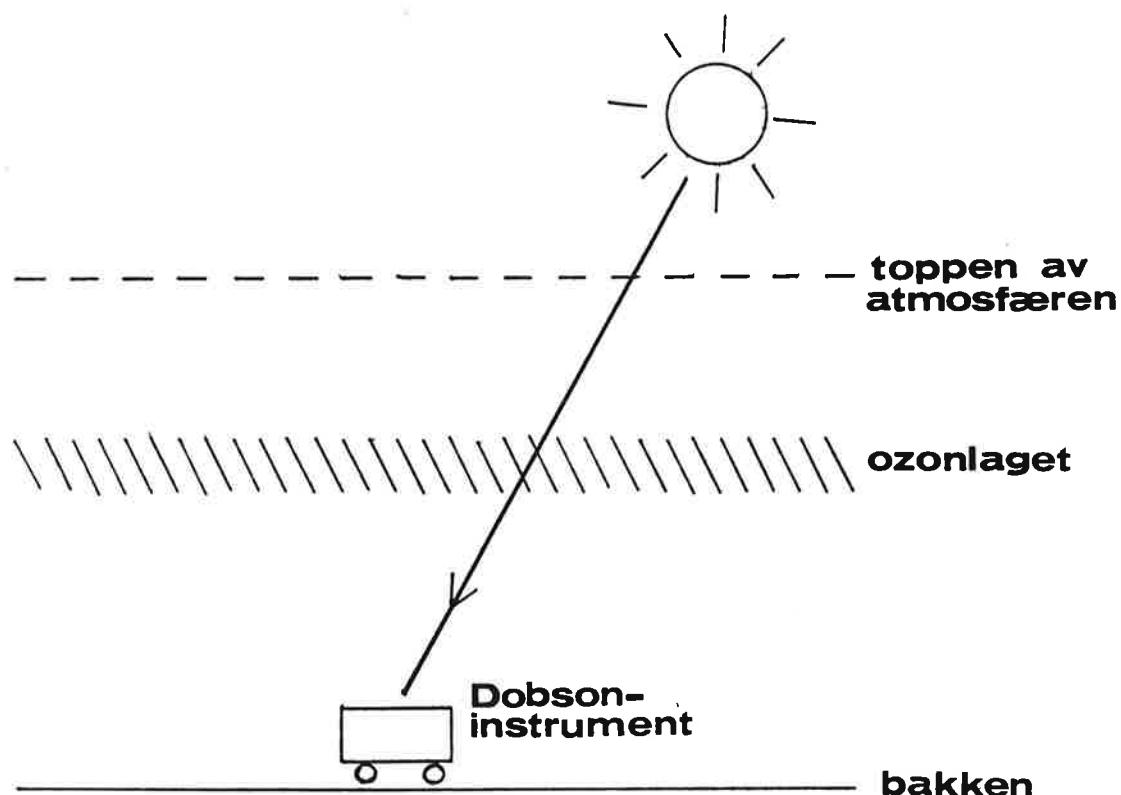
Hensikten med instrumentet er å måle ozonmengden i atmosfæren. Vi skal her kort gjøre rede for prinsippet for slike ozonmålinger.

På vei gjennom atmosfæren vil UV-strålingen fra sola svekkes pga. absorpsjon i ozonlaget. Hvor mye som absorberes avhenger av hvor tykt ozonlaget er. I tillegg vil strålingen svekkes pga spredning på luftmolekylene og svekkes ytterligere hvis dis eller skyer er tilstede. La oss anta at vi har en klar atmosfære. Strålingen som når bakken er dermed avhengig av ozonlagets tykkelse og svekkingen som skyldes spredningen på luftmolekylene. Atmosfærens spredningsegenskaper er kjent og ozonens absorpsjonsevne kjenner vi fra laboratorieeksperimenter. Ved å måle intensiteten av solstrålingen på bakken vil man i prinsippet kunne beregne hvor mye ozon lyset har passert på sin vei gjennom atmosfæren. Vi må også ta hensyn til den skrå strålegangen gjennom ozonlaget. Se figur 33.

Imidlertid er det vanskelig, rent teknisk, og måle selve strålingsintensiteten, I . Av denne grunn måler instrumentet et intensitetsforhold, I'/I , ved to forskjellige bølgelengder, λ' og λ . Bølgelengden λ absorberes sterkt av ozon, λ' lite. På samme måte som over vil også intensitetsforholdet være avhengig av ozonlagets tykkelse. En annen fordel ved å måle et intensitetsforhold er at innvirkningen av støv og dis i atmosfæren reduseres, sammenlignet med måling av strålingsintensiteten ved en bølgelengde. Prinsippet er altså: Man måler intensitetsforholdet ved en kjent solhøyde og beregner ozonmengden ved hjelp av en enkel matematisk modell.

Med Dobsons spektrofotometer er det mulig å måle på forskjellige bølgelengdepar. 4 av bølgelengdeparene er vist i tabell 2.

Ved Dobsonstasjonene i Norge har man en lang serie av målinger med C-bølgelengdeparet. Ved stasjoner ved lavere breddegrader benyttes helst det såkalte AD-bølgelengdeparet. Dette er en kombinasjon av A- og D-paret, altså 4 bølgelengder. Ved å benytte AD fremfor C-paret reduseres innvirkningen av støv og dis i atmosfæren. Når sola står lavere enn ca. 30 grader over horisonten gir ikke AD-paret gode målinger. Dette skyldes bl.a. at absorpsjonen blir så sterk at lysintensiteten blir for svak.



Figur 33: Bestemmelse av ozonlagets tykkelse med Dobsons spektrofotometer. Direkte sollys i det ultrafiolette området av solspekteret vil før det når instrumentet svekkes pga. absorpsjon i ozonlaget og spredning i atmosfæren. Ved å måle svekkingsgraden av strålingen er det mulig å beregne hvor mye ozon det direkte sollyset har passert.

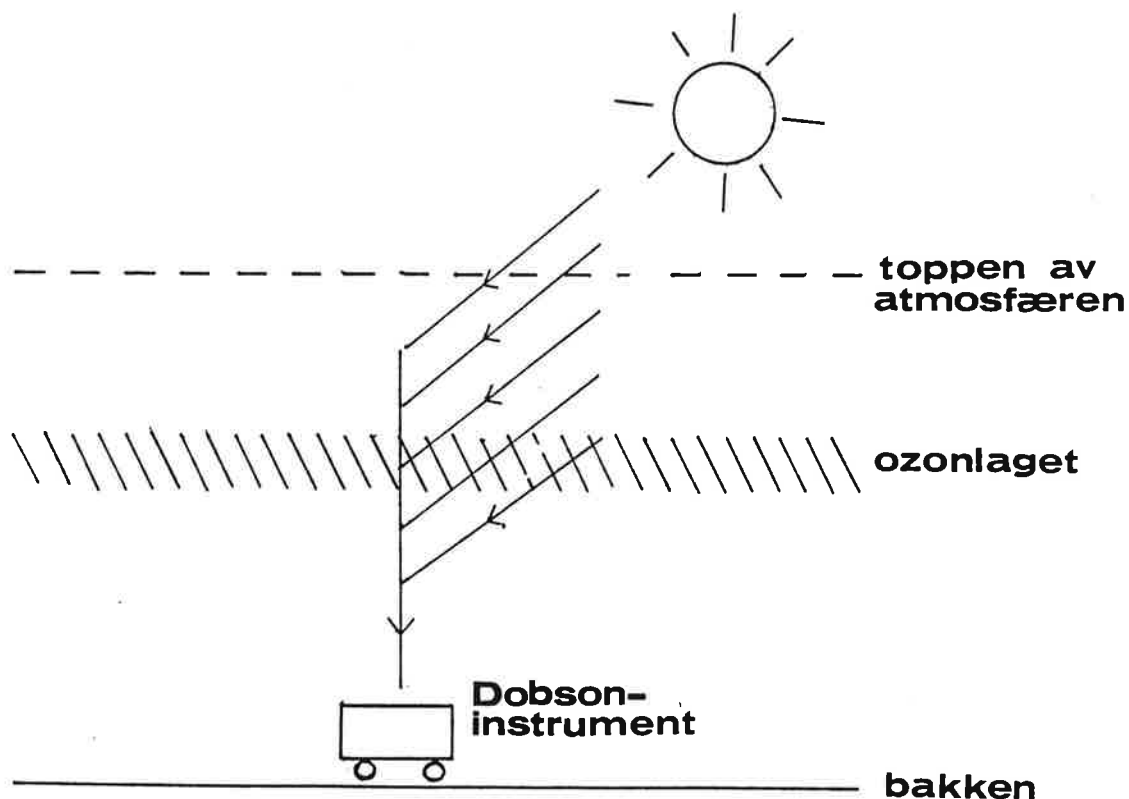
C-paret absorberes mindre av ozon og kan derfor benyttes ved lavere sol enn AD-paret. Her har vi hovedgrunnen til at C-paret benyttes i Norge: Vi får utvidet målesesongen betraktelig.

Tabell 2: 4 av bølgelengdeparene som benyttes ved måling med Dobsons spektrofotometer. Bølgelengdene er gitt i nm. Bølgelengdene for C'-paret absorberes svært lite av ozon, og benyttes til å korrigere for skyer.

| | A | D | C | C' |
|------------|-------|-------|-------|-------|
| λ' | 305.5 | 317.6 | 311.4 | 332.4 |
| λ | 325.4 | 339.8 | 332.4 | 453.6 |

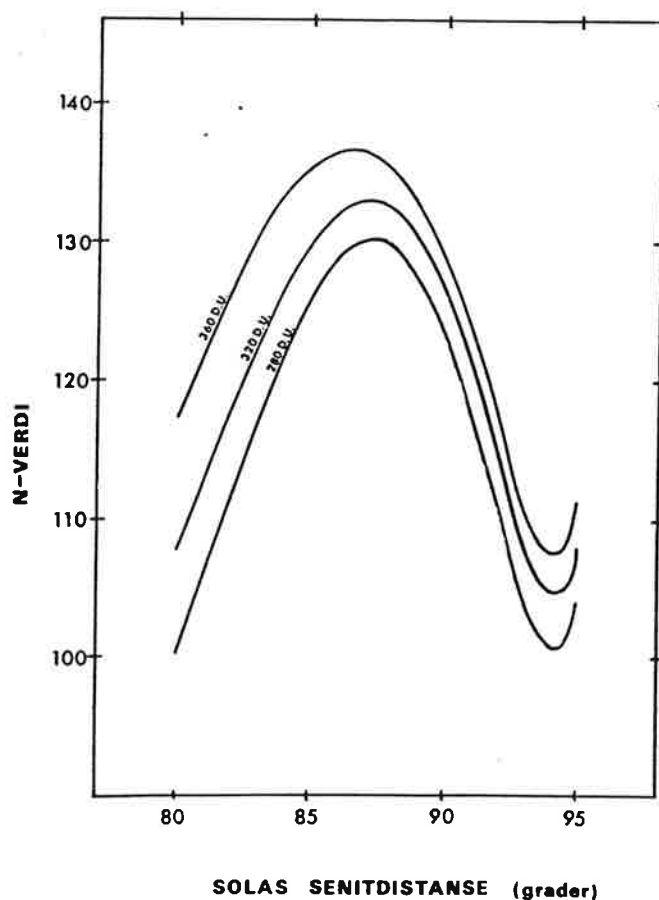
Man kan også måle på det direkte månelys. Dette er en svært nyttig metode i polare strøk om vinteren når sollys ikke er tilgjengelig.

Den metoden vi nå har skissert krever at direkte sollys (eller måne) er tilgjengelig. En annen metode er å måle strålingen fra senitretningen. Figur 34 antyder hva som skjer. Direkte sollys vil i alle nivåer i en luft søyle over instrumentet spres nedover mot instrumentet. Siden dette lyset også passerer ozonlaget, vil et målt intensitetsforhold i senitretningen også avhenge av ozonlagets tykkelse. Strålegangen er her mer komplisert, men vi skal kort skissere ideen bak denne metoden.



Figur 34: Med Dobsons spektrofotometer kan man også bestemme ozonlagets tykkelse ved å måle på det spredte sollyset fra senitretningen. Figuren viser direkte sollys som spres en gang i den vertikale kolonnen over instrumentet, i retning nedover mot instrumentet.

Gjennom en lang periode samler man samtidige målinger på senitlys og direkte sollys ved blå himmel. I et diagram hvor x-aksen er solhøyden og y-aksen er intensitetsforholdet (egentlig logaritmen til intensitetsforholdet) merker man av et stort antall målinger. Man vil dermed oppnå et sett av kurver som vist i figur 35. Hver kurve tilsvarer en bestemt ozonverdi. Dette "kurvekartet" benyttes under måling på følgende måte. Man måler intensitetsforholdet i senitretningen, går inn i kurvekartet med den kjente solhøyden og avleser ozonverdien. Hver Dobsonstasjon må lage sin egen versjon av kurvekart.



Figur 35: Kurvekartet som benyttes ved bestemmelse av ozonlagets tykkelse ved måling av senitlyset. N-verdien beskriver det målte intensitetsforhold. N-verdien er definert slik: $N=100 \cdot [\log(I'/I) - \log(I'_0/I_0)]$. I'/I er det målte intensitetsforhold ved bølgelengdene λ' og λ . I'_0/I_0 er det intensitetsforhold instrumentet ville målt hvis det befant seg utenfor jordas atmosfære. Figuren viser tre senitlyskurver med ozonmengder 360 D.U., 320 D.U. og 280 D.U.

Metoden med å måle på senitlys benyttes når direkte sollys ikke er tilgjengelig. Senitlysmålinger er derfor svært nyttige når direkte sollys ikke er tilgjengelig f.eks. om vinteren når sola står lavt på himmelen.

Man kan også måle ozon i overskyet vær. Med senitlys måler man i tillegg med et annet bølgelengdepar, C'-paret i tabell 2, som ikke absorberes nevneverdig av ozon. Svekkingen av dette bølgelengdeparet er dermed bare bestemt av skydekket. Ved hjelp av en slik måling kan man da korrigere for skydekket.

Ozonverdiene vi får ved å benytte senitlys er i tillegg til ozonlagets tykkelse også tildels påvirket av høydefordelingen av ozon. Når sola står høyere enn ca. 30 grader over horisonten er denne effekten liten. Dess lavere sola står på himmelen dess større blir innvirkningen av ozonens høydefordelingen. Dette betyr at senitlysmålinger ved lav sol kan gi usikre måleresultater. Det er imidlertid variasjoner i høydefordelingen høyt oppe som er av størst betydning. De største variasjonene skjer normalt i den lavere stratosfære, slik at vanligvis gir senitlysmålinger gode resultater også ved lav sol. Men av og til inntreffer også variasjoner høyere oppe, og i slike tilfeller vil senitlysmålinger kunne gi store avvik fra sanne verdier.

Senitlysmålinger ved lav sol kan imidlertid forbedres på følgende måte. Informasjon om ozonens høydefordeling får vi fra ozonsonder som slippes opp med ballonger. Fra radiosonde-stasjonen ved Gardermoen flystasjon slippes jevnlig opp slike ozonsonder (hver fjortende dag). Disse vil gi informasjon om endringer i ozonens høydefordeling høyt oppe. I tillegg vil man kunne konstruere kurvekart ved å kombinere modellberegninger med ozonprofiler fra ozonsonder. En slik modell er under utvikling. Denne modellen beregner det intentensitetsforholdet Dobsoninstrumentet vil måle i senitretningen når ozonprofilen er kjent. Med denne modellen vil man dermed kunne korrigere det kurvekart som benyttes i dag. Ballongoppstigninger kombinert med modellberegninger er derfor en svært nyttig støtte for bakkemålinger med Dobsoninstrumentet.

3.1.1 Kort historikk

I Norge har vi i dag tre Dobson instrumenter: Ett ved Fysisk Institutt, Universitetet i Oslo, ett ved Nordlysobservatoriet, Universitetet i Tromsø og ett i Longyearbyen på Svalbard.

Måleseriene i Norge har vært slik:

Tromsø: 1935 - 1939 (spektrograf med Fery prisme),
 1939 - 1969 (dobsoninstrument nr. 14)
 1984 - (dobsoninstrument nr. 14)

Longyearbyen:

1950 - 1969 (dobsoninstrument nr. 8)
 1984 - (dobsoninstrument nr. 8)

Dombås: 1946 - 1950 (dobsoninstrument nr. 8)

Oslo: 1967 - 1977 (dobsoninstrument nr. 56)
 1978 - (dobsoninstrument nr. 56)

Alle de tre dobsoninstrumentene har vært justert og kalibrert flere ganger:

Instrument nr.8 ble kalibrert og justert i Oxford i 1950. I 1975 ble elektronikken modifisert ved Universitetet i Oslo. Hensikten med denne modifikasjonen var å redusere støy i elektronikken. Dette viste seg så heldig at senere ble alle instrumentene i verden modifisert på samme måte. Instrumentet ble justert og kalibrert i Boulder, Colorado i 1977.

Instrument nr. 14 har gjennomgått de samme forbedringer, kalibreringer og justeringer som instrument nr. 8. I tillegg har det vært kalibrert i Arosa, Sveits, i 1990.

Instrumentet nr. 56 var opprinnelig eid og ble benyttet av Norsk Polarinstitut under en ekspedisjon i Antarktis i slutten av 50-årene. Instrumentet ble skadet og sto lenge lagret. Instrumentet ble i 1966 gitt til Fysisk Institutt. I 1967 ble det

reparert og kalibrert mot Tromsø-instrumentet. Denne kalibreringen var antagelig ikke nøyaktig nok slik at måleverdiene fra Oslo i perioden 1967 - 1977 ikke er helt pålitelige. I 1977 ble instrumentet brakt til Boulder, Colorado, USA, som de andre instrumentene, og ble kalibrert og justert der. Instrumentet har også vært kalibrert i Arosa i 1986.

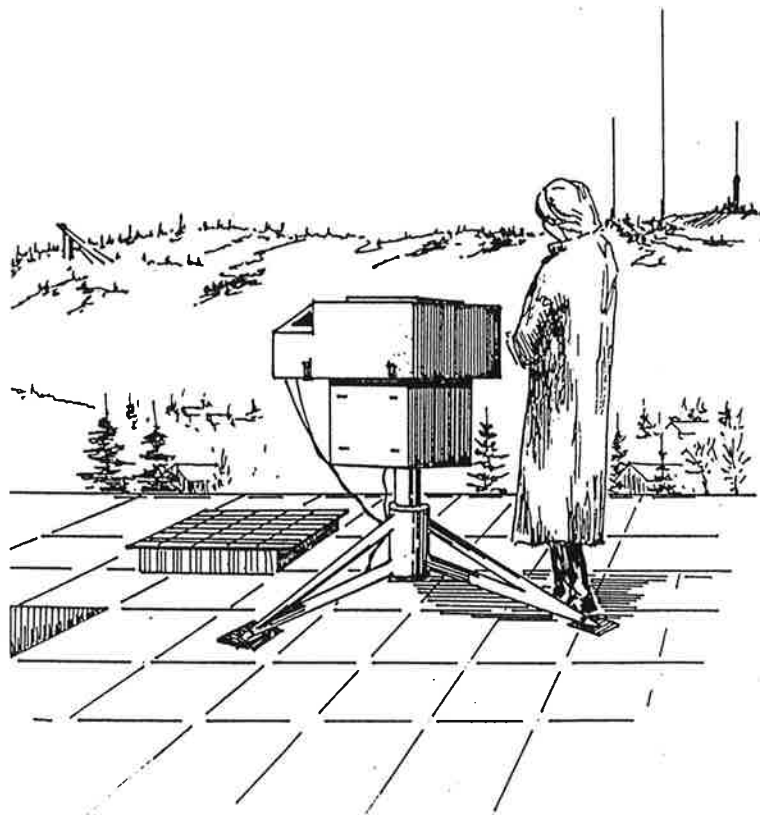
Alle tre instrumenter deltok i en verdensomspennende kalibrering i 1979 og 1982 hvor kalibreringsutstyr ble sendt rundt til alle stasjoner. Dobsoninstrumentet regnes som et meget pålitelig og stabilt instrument. Kalibreringene har også vist at instrumentene har endret seg lite.

3.2 BREWERINSTRUMENTET (mai 1990)

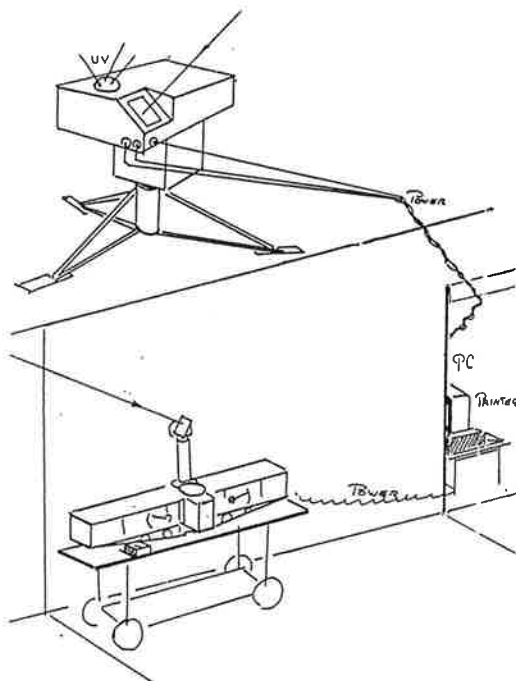
Fra 1982 ble det tatt i bruk et nytt bakkeinstrument, det såkalte Brewerinstrumentet, dette er vist i figur 36 og figur 37.

I første rekke skiller Brewerinstrumentet seg fra de gamle Dobsoninstrumentene ved at det er automatisk slik at en kan registrere etter et oppsatt dataprogram. Fordelen med Brewerinstrumentet er at man kan foreta et mye større antall målinger enn hva som er praktisk mulig med Dobsoninstrumentet. Mens Dobsoninstrumentet benytter to bølgelengder i UV-området til ozonmålinger benytter Brewerinstrumentet 5. Ozonmengden kan bestemmes ved å måle på direkte sollys, direkte månelys eller spredt sollys fra senit.

Brewerinstrumentet muliggjør måling av NO_2 og SO_2 i tillegg til ozon. Videre er det en egen enhet som gjør det mulig å måle den UV-stråling som trenger gjennom ozonlaget og når bakken. Målinger av UV-strålingen kan da sammenlignes med de modellberegninger som gjøres for å bestemme sammenhengen mellom ozonlagets tykkelse, UV-stråling og biologisk skade.



Figur 9: Brewerinstrumentet på taket av kjemibygningen, Universitetet i Oslo. Tegning: Søren H.H. Larsen.



Figur 10: Brewerinstrumentet er automatisk og styres av en PC i rommet under. Dobsoninstrumentet sees i forgrunnen. Tegning: Søren H.H. Larsen.

Brewerinstrumentet ved Fysisk institutt, Universitetet i Oslo, ble installert på taket av kjemibygningen ved Universitetet i Oslo i februar 1990. De første målingene ble foretatt 8. februar 1990. De første månedene var det en god del problemer med programvaren, og også noe problemer med selve instrumentet. Pålitelige måleresultater har vi derfor først fra begynnelsen av mai måned.

3.3 SAOZ

I 1990 ble det kjøpt inn et nytt ozoninstrument av typen SAOZ til bruk i Ny-Ålesund på Spitsbergen. Instrumentet ble kjøpt inn med midler fra NTNFs instrumentfond. SAOZ er en forkortelse for System for Analysis of Observations at Zenith. Instrumentet baserer seg altså først og fremst på målinger av himmelens senitlys, men det er også utstyrt med en sol/måne-peker. Instrumentet skiller seg fra Dobson og Brewer ved at det måler et komplett spektrum, og ikke bare noen få utvalgte bølgelengder. Instrumentet måler ved 512 bølgelengder i området 290 til 590 nanometer, dvs. at det dekker UV-B, UV-A og det meste av den synlige delen av spekteret.

For måling av ozon benyttes absorpsjonsbånd i det såkalte Chappuis-båndet rundt ca. 500 nanometer. Disse absorpsjonsbåndene er svakere enn de som brukes av Dobson- og Brewer-instrumentene (Huggins-båndet), og man er derfor avhengig av målinger gjort ved lav sol, slik at lyset tilbakelegger en størst mulig strekning gjennom atmosfæren. På den annen side er absorpsjonsbåndene i Chappuis-båndet uavhengige av temperaturendringer i atmosfæren.

I tillegg til ozon, kan SAOZ også måle NO_2 , O_4 og H_2O . Det arbeides også med å kunne måle OClO , som er en viktig komponent i forbindelse med kjemisk nedbrytning av ozon.

3.4 OZONSONDER

En ozonsonde består av en ozonsensor som sendes opp med en værballong. Ozonkonsentrasjonen måles etterhvert som ballongen stiger opp gjennom atmosfæren fra bakken og opp til ballongens sprekkhøyde (25-35 km). Signalene fra ozonsensoren sendes ned til en mottagerstasjon på bakken ved hjelp av radiosignaler.

Mens bakkebaserte instrumenter gir en verdi for den totale kolonne av ozon over instrumentet, gir en ozonsonde opplysninger om ozonkonsentrasjonen i mange nivåer opp gjennom atmosfæren. Disse opplysningene utgjør hva vi kaller en ozonprofil. I figur 31 er vist en ozonprofil som er målt på Bjørnøya.

Kjennskap til høydefordelingen av ozon er til stor hjelp ved evaluering av målinger foretatt med satellitt og bakkeinstrumenter. Ozonsonde-målinger er upåvirket av værforholdene, og de vil derfor være av spesielt stor betydning for verifisering av bakkemålinger foretatt i overskyet vær.

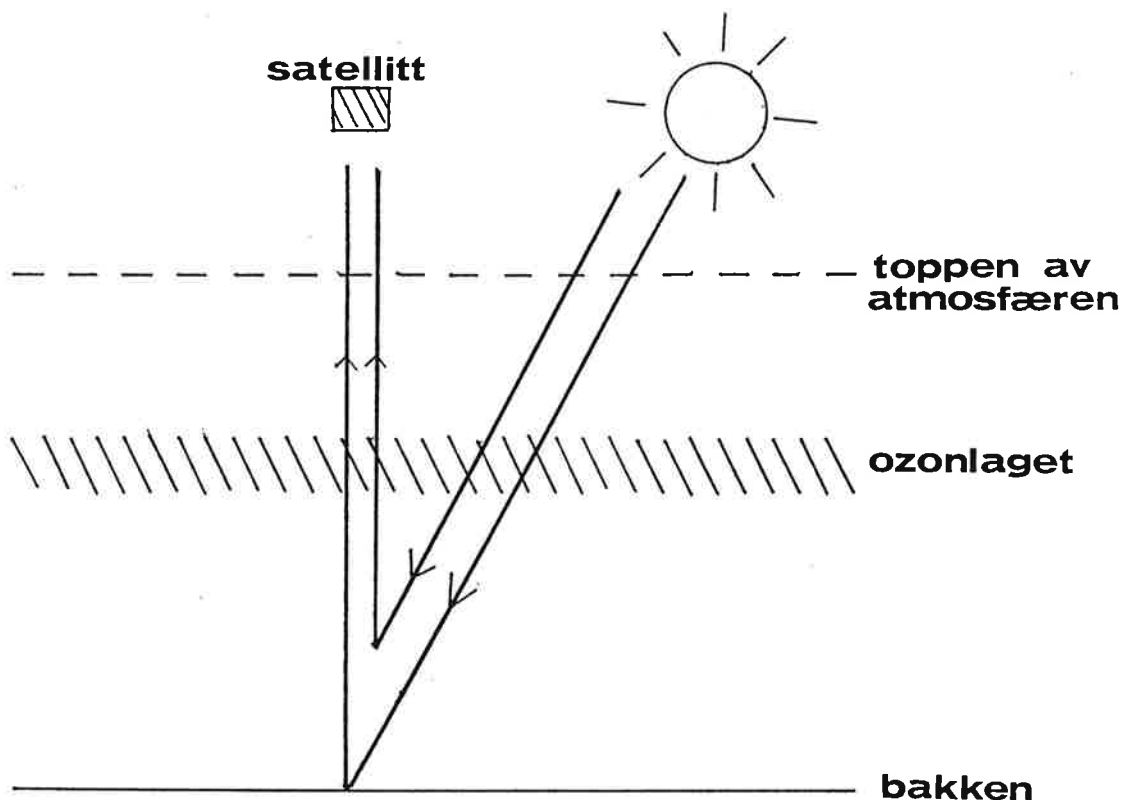
Ozonsonder benytter seg av et annet prinsipp enn de optiske metodene som benyttes av Dobson og Brewer-instrumentene. Sensoren virker ved at luft suges gjennom en elektrokjemisk sensor. Sensoren består av to celler som inneholder kaliumjodid (KI) i forskjellig konsentrasjon. Når ozonholdig luft suges gjennom den ene cellen oppstår en kjemisk reaksjon der iodidioner (I^-) blir oksidert til elementært jod (I_2). Denne kjemiske reaksjonen bevirker at det settes opp en elektrisk strøm i cellen, og strømstyrken er proporsjonal med konsentrasjonen av ozon. Ozonkonsentrasjonen måles enten i molekyler/cm³ eller som partialtrykk (milliPascal, forkortes til mPa). Metoden har en nøyaktighet på ca. 5%, og er altså noe mer usikker en f.eks. Dobson-målingene som har en nøyaktighet innenfor ca. 1% ved direkte sol med AD-paret. Ved senitmålinger er Dobson og andre bakkebaserte metoder langt mer usikre, og ozonsonder vil derfor her kunne gi verdifull tilleggsinformasjon.

Data fra ozonsonder kan komme til nytte på to måter:

- Ved å legge sammen ozonkonsentrasjonen i alle nivåer av profilen får vi en beregning av den totale ozonkolonne som kan sammenlignes med målinger utført med satellitt- eller bakkebaserte instrumenter.
- Kjennskap til fordelingen av ozon med høyden kan benyttes i såkalte strålingstransportberegninger. Slike beregninger kan benyttes som en hjelp i evalueringen av bakkebaserte målinger foretatt av himmelens senitlys.

3.5 SATELLITTMÅLINGER

Vi har satellittmålinger fra 1979 til utgangen av 1988 samt for 1990 tilgjengelig. Nimbus 7 satellitten benytter et ozonmåleinstrument, TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer). Metoden som satellitten benytter kan grovt skisseres på følgende måte, se figur 38. Ultrafiolett stråling fra sola trenger ned i atmosfæren, passerer ozonlaget hvor noe absorberes, deretter reflekteres den gjenværende ultrafiolette strålingen fra bakken og skyene i troposfæren, og passerer ozonlaget en gang til med ytterligere absorpsjon. Strålingsintensiteten registreres av satellitten. Ved å måle svekkingsgraden kan man ut fra slike målinger beregne hvor mye ozon lyset har passert. Ved målingene benyttes flere bølgelengder. Denne teknikken har mye til felles med senitlysteknikken som benyttes med Dobsoninstrumentene.



Figur 38: Ozonlagets tykkelse kan bestemmes ved å måle svekkingen av det tilbakespredte sollyset i UV-området med satellitt, f.eks. NIMBUS 7 (TOMS).

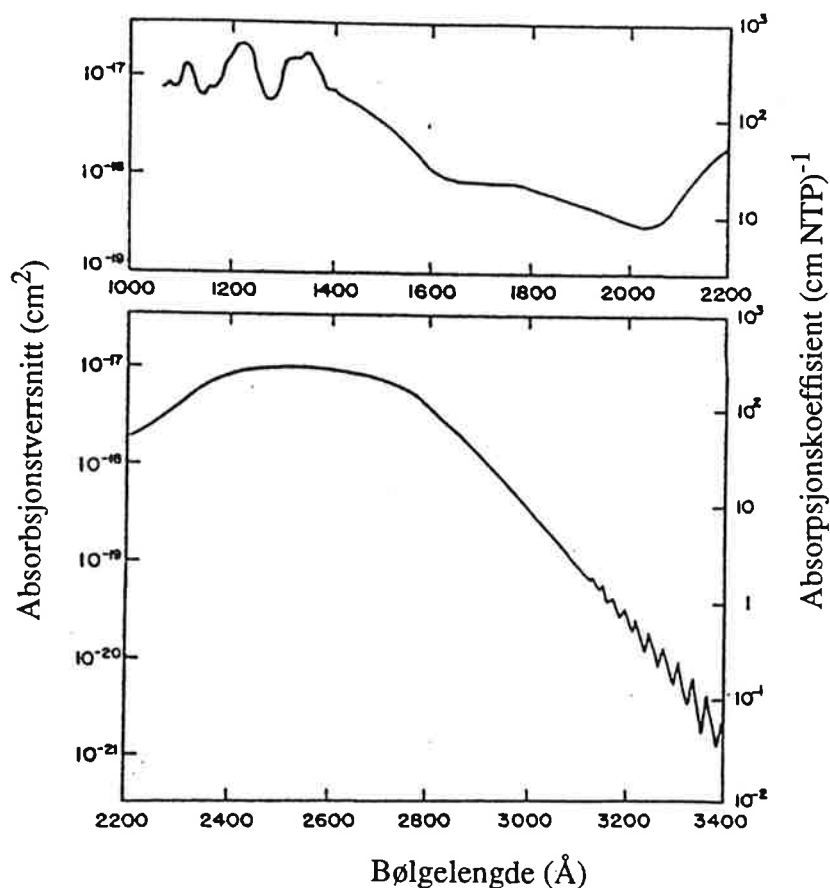
3.6 UV-MÅLINGER

Med Brewerinstrumentet måles jevnlig også den ultrafiolette strålingen fra sola. Slike målinger er av stor interesse. Siden instrumentet samtidig måler ozonmengden i atmosfæren vil dette gjøre det mulig å få et stort materiale som i stor grad ville bidra til å øke kunnskapen om sammenhengen mellom reduksjon i ozonlaget, UV-stråling og helseeffekter. I global sammenheng er det gjort lite på dette området. UV-målingene vil være med på å verifisere modellberegninger som allerede er gjort. (Dahlback et al. 1989; Moan et al. 1989a; Moan et al. 1989b).

Brewerinstrumentet måler irradiansen av UV-strålingen fra sola i UVB-området som er fra 290 nm til 325 nm. Dette innebærer at instrumentet måler strålingen som faller på en horisontal flate fra alle retninger, både diffus stråling som skyldes spredning

i atmosfæren og det direkte sollyset. Den diffuse komponenten er ved våre breddegrader som oftest større enn den direkte komponenten.

Figur 39 viser absorpsjonsspekteret til ozon, dvs. absorpsjonsgraden ved forskjellige bølgelengder. Absorpsjonen under 290 nm er så sterk at ingenting når jordoverflaten. I området mellom 290 nm og 325 nm avtar absorpsjonen raskt. Hvor mye UV-stråling som når bakken i dette bølgelengdeområdet er sterkt avhengig av ozonlagets tykkelse. UVA-strålingen, mellom 325 nm og 400 nm, er lite påvirket av ozonmengden. Det er nettopp den ozonlagsavhengige UVB-strålingen Brewerinstrumentet måler.



Figur 39: Absorpsjonsspekteret for ozon. Øverst for bølgelengder fra 1000 Å-2200 Å (=100 nm - 220 nm). Nederst 220 nm til 340 nm.

4 DATAINNSAMLING

Ved NILU har vi utviklet en database for ozonmålingene i Norge. En datamaskin ved NILU (en arbeidsstasjon fra SUN Microsystems) er knyttet til de norske universitetenes datanettverk (UNI-NETT). Måleresultatene sendes både fra Universitetet i Oslo og Universitetet i Tromsø via dette nettverket ved at man logger seg direkte inn i databasen. Måledataene er dermed til enhver tid oppdatert. Måledataene fra Longyearbyen sendes pr. fax til Universitetet i Oslo for bearbeiding der, og sendes derfra til databasen via nettverket.

Brewerinstrumentet er knyttet til NILU's database via datalogger og telefonmodem. Måledataene fra Brewerinstrumentet lagres i dataloggeren automatisk, med en gang målingene er foretatt. Fra NILU ringes dataloggeren opp automatisk en gang pr. døgn og overføres til NILU.

Alle måledataene fra 1.1.1990 er nå lagret i databasen.

5 REFERANSER

Bojkov, R.D. (1987). Ozone variations in the northern polar region. J. Meteorol. Atmos. Phys., 38; 117-130.

Brewer MKIV Spectrophotometer (1990). Operations Manual. OM-BA-CO1/B, May 1, 1990.

Dahlback, A., Henriksen, T., Larsen, S.H.H., and Stamnes, K. (1989). Biological UV-doses and the effect of an ozone layer depletion. Photochem. Photobiol., 49, 625-625.

Dahlback, A. and Stamnes, K. (1991). A new spherical model for computing the radiation field available for photolysis and heating at twilight. Planet. Space Sci., 39, 671-683.

Komhyr, W.D., (1990). Operations handbook - Ozone observations with av Dobson spectrophotometer. (WMO Global ozone research and Monitoring Project, Report no. 6).

- Komhyr, W.D., (1986). Operations handbook - Ozone Measurements to 40 km Altitude with 4A Electromechanical Concentration Cell (ECC) Ozonesondes (used with 1680 MHz radiosondes). (NOAA Technical Memorandum ERL ARL-149).
- Moan, J., Dahlback, A., Larsen, S., Henriksen, T. and Stamnes, K. (1989). Ozone depletion and its consequences for the fluence of carcinogenic sunlight. Cancer Res., 49, 4247-4250.
- Moan, J., Dahlback, A., Henriksen, T. and Magnus, K. (1989). Biological amplification factor for sunlight-induced non-melanoma skin cancer at high latitudes. Cancer Res., 49, 5207-5212.
- Pommerau, J.P., and Goutail, F. (1988). Stratospheric O₃ and NO₂ observations at the southern polar circle in summer and fall 1988. Geophys. Res. Lett., 15, 895-897.
- Stolarski, R.S., Bloomfield, P., McPeters, R.D. and Herman, J.R. (1991). Total ozone trends deduced from NIMBUS 7 TOMS data. Geophys. Res. Lett. (in press).
- UNEP/WMO (1988). Report of International Ozone trends panel. Nairobi, United Nations Environment Program. (WMO Global ozone research and monitoring project, report no. 18).
- UNEP/WMO (1989). Scientific assessment of stratospheric ozone. Nairobi, United Nations Environment Program. (WMO Global ozone research monitoring project, report no. 20).

