



Danmarks Meteorologiske Institut
Klima-, Energi og Forsyningsministeriet

DMI Rapport 20-19
Ozonlaget over Danmark og Grønland 1979-2019
Helge Jønch-Sørensen og Nis Jepsen
SR_20_19_v6.tex

Kolofon

Serietitel: DMI Rapport 20-19

Titel: Ozonlaget over Danmark og Grønland 1979-2019

Undertitel:

Forfatter(e): Helge Jønch-Sørensen og Nis Jepsen

Andre bidragydere:

Ansvarlig institution: Danmarks Meteorologiske Institut

Sprog: Dansk

Emneord: Videnskabelig rapport. Ozonlag over Danmark, Grønland og Antarktis. Tendensanalyser.

Url: www.dmi.dk

Digital ISBN: 978-87-7478-685-6

ISSN: 2445-9127

Versionsdato: 15. september 2020

Link til hjemmeside: www.dmi.dk/

Copyright: Danmarks Meteorologiske Institut

Indhold:

1	Ozonlaget over Danmark og Grønland	8
1.1	Årets forløb	8
1.2	Observationssteder i Danmark og Grønland	8
1.3	Ozonlaget over Danmark	9
1.4	Ozonlaget over Grønland	11
1.4.1	Kangerlussuaq	11
1.4.2	Ittoqqortoormiit (Illoqqortoormiut)	13
2	Meteorologiske forhold i den arktiske stratosrefstepcounterfære	14
2.1	Arktisk ozonnedbrydning og klimatiske forandringer	17
3	Ozonnedbrydning og UV-stråling	19
4	Ozonhullet over Antarktis	21
5	Appendix A - Daglige målinger af ozonlaget over Danmark	26
6	Appendix B - Daglige målinger af ozonlaget over Kangerlussuaq	34
7	Appendix C - Daglige målinger af ozonlaget over Pittufik	42
8	Appendix D - PSC areal over den nordlige halvkugle	50
9	Appendix E - UV dosis målt i København	56
10	Appendix F Baggrundsinformation om ozonlaget	63
10.1	Ozonlaget og Dobson-enheden	63
10.2	Fordeling i jordens atmosfære	63
10.2.1	Troposfære, tropopause og stratosfære	65
10.2.2	Ozondannelse, fordeling og variation	65
10.2.3	Måling af ozonlagets tykkelse.	66
10.3	Ozonnedbrydning og ozonhul	67
10.4	Ozonlaget i fremtiden	70
11	Appendix G Wien-konventionen og Montreal-protokollen	72
12	Appendix H Internationalt samarbejde	74
13	Appendix I Det arktiske ozonhul i foråret 2020	75
14	Referencer	81
15	Tidligere rapporter	81

Abstract

DMI, in collaboration with the Danish Environmental Protection Agency is carrying out measurements of the thickness of the ozone layer from one station in Copenhagen and two stations in Greenland. Data from the measurements of the thickness of the ozone layer over Denmark throughout the period 1979-2018 are presented; data from before 1993 are American satellite measurements, and data from 1993 onwards are the DMI ground-based measurements. Time series are presented for Kangerlussuaq (Søndre Strømfjord) where DMI has performed ground-based measurements since 1990. Data from DMI weekly balloon-launched ozone sondes in Ittoqqortoormiit (Scoresbysund) since 1992 are presented.

The ozone layer protects the surface of the Earth from harmful solar ultraviolet radiation. Since the beginning of the 1990'es, we have witnessed years with strong depletion of the Arctic ozone layer, latest in recent winter 2019/20 where around 37% of the ozone column inside the polar vortex was depleted (Goutail et al., 2020) and up to 93% of the ozone around 19 km disappeared (Wohltmann et al., 2020), the amount of which therefore were comparable with the Antarctic ozone loss (Manney et al., 2011). Also in spring 2005, more that 30% of the ozone column was broken down and up to 70% of the ozone around 18 km altitude disappeared (Rex et al., 2006). In the spring 2016 around 27% of the ozone column inside the polar vortex was depleted, based on SAOZ data which brings this winter among the 3 winters with the strongest depletion. In recent winter 2019-20 the polar vortex was unusual stable all through winter and spring, resulting in a strong ozone depletion and for the first time an ozone hole was detected over the Arctic during March.

Strong links exist between climate changes and the recovery of the ozone layer. As a consequence of the Montreal Protocol concentrations of ozone depleting substances are now declining in the stratosphere and are expected to be back to pre-1980 levels around mid-century (WMO, 2011). This will eventually lead to a slow recovery of the ozone layer. Meanwhile, however, other climate changes are occurring which affect the ozone layer. Increases in greenhouse gases, combined with already low ozone levels, tend to cool the stratosphere. At the same time concentrations of nitrous oxide, methane, and perhaps also water vapour are increasing. Measurements performed in the Arctic since the beginning of the 1990'es have revealed a significant linear relationship between the chemical ozone depletion and temperatures in the ozone layer low enough for the formation of polar stratospheric clouds (PSC) (Rex et al., 2006). These temperatures show a strong interannual variability, but since 1960 there has been a trend that the cold winter temperatures are getting colder with associated increasing ozone depletion.

In nine appendices are presented historical records of DMI ozone measurements, background information on the ozone layer and the causes of ozone depletion as well as descriptions of the Vienna Convention and the Montreal Protocol, and DMI's participation in international cooperations within the subject. The occurrence of the Arctic ozone hole in spring 2020 is also covered in an appendix.

Resumé

DMI foretager i samarbejde med Miljøstyrelsen, Miljø- og fødevareministeriet (MST) målinger af ozonlagets tykkelse fra én station i København og to stationer i Grønland. Data for ozonlagets tykkelse over Danmark gennem årene 1979-2018 præsenteres; før 1993 er der tale om amerikanske satellitdata, herefter DMI's egne jordbaserede målinger. Måleserier præsenteres for Kangerlussuaq (Søndre Strømfjord), hvor DMI har foretaget jordbaserede målinger siden 1990. Data fra DMI's ugentlige opsendelser af ozonsonder med ballon fra Ittoqqortoormiit (Scoresbysund) siden 1992 præsenteres.

Ozonlaget beskytter jordens overflade mod skadelig ultraviolet stråling. Siden begyndelsen af 1990'erne har vi været vidne til vintre med stor kemisk ozonnedbrydning over Arktis, senest i vinteren 2019/20, hvor omkring 37% af ozonlaget inden for den polare hvirvelstrøm nedbrudt (Goutail et al., 2020), og op til 93% af ozonen omkring 19 km's højde forsvandt (Wohlmann et al., 2020), hvilket gør forholdene sammenlignelige med Antarktis (Manney et al., 2011).

Også i foråret 2005 blev mere end 30% af ozonlaget nedbrudt, og op til 70% af ozonen omkring 18 km's højde forsvandt (Rex et al., 2006). I foråret 2016 blev omkring 27% af den totale ozonlagstykkelse inden for den polare hvirvelstrøm nedbrudt, baseret på SAOZ data, hvilket bringer denne vinter blandt de tre vintre med stærkest ozonnedbrydning. I den seneste vinter 2019-20 var den polare hvirvel stabil gennem hele vinteren og foråret, hvilket resulterede i en kraftig ozonnedbrydning, og for første gang blev et ozonhul detekteret i Arktis i marts måned.

Der eksisterer stærke koblinger mellem klimaforandringer og genoprettelsen af ozonlaget. Som følge af Montreal-protokollen stagnerer eller aftager koncentrationerne nu af de ozonnedbrydende stoffer i stratosfæren, som forventes at være tilbage på 1980-niveau i midten af indeværende århundrede (WMO, 2011). Dette vil i sidste instans føre til en langsom genopretning af ozonlaget. Imidlertid foregår der sideløbende andre klimaforandringer, der påvirker ozonlaget. Forøgede koncentrationer af drivhusgasser, kombineret med allerede lave ozonforekomster, bevirker en afkøling af stratosfæren. Samtidig stiger koncentrationerne af lattergas, metan og måske også vanddamp. Målinger foretaget siden begyndelsen af 1990'erne har afdækket en signifikant lineær sammenhæng mellem kemisk ozonnedbrydning og temperaturer lave nok til dannelse af polar-stratosfæriske skyer (PSC) (Rex et al., 2006). Disse temperaturer udviser en stor årlig variabilitet, men der er konstateret en tendens til, at de kolde arktiske vintre bliver stadig koldere med tilhørende kraftigere ozonnedbrydning.

I ni appendices gives baggrundsinformation om ozonlaget og årsagerne til ozonnedbrydning samt beskrivelser af Wien-konventionen, Montreal-protokollen og DMI's internationale samarbejde inden for området. Fremkomsten af det første arktiske ozonhul i foråret 2020 er også beskrevet i et appendix.

Forord

Ozonlaget beskytter det biologiske liv ved jordens overflade mod indtrængning af skadelig ultraviolet (UV) stråling fra Solen. Ozonlaget påvirkes af klor- og bromforbindelser fra menneskeskabte CFC- og halongasser. Udslip og brug af disse stoffer er nu reguleret af Montreal-protokollen fra 1987 med senere tilføjelser. Klor-koncentrationerne i stratosfæren var maksimale i slutningen af 1990'erne og er langsomt aftagende som følge af Montreal-protokollen. Samtidig undergår stratosfæren andre klimatiske forandringer, navnlig i form af aftagende temperaturer, ændringer i kemisk stofsammensætning (navnlig forøget lattergas (N₂O), metan (CH₄) og muligvis stigende vanddamp, der indirekte påvirker ozonbalancen), forøgede koncentrationer af drivhusgasser samt naturlige påvirkninger fra vulkanudbrud og solen; processer og forceringer der alle har indvirkning på genopretningen af ozonlaget.

Det har desuden vist sig, at de forbindelser, der anvendes i stedet for CFC- og halongasser, i.e. HFC-gasser, er meget kraftige klimagasser, og anvendelsen deraf er derfor forsøgt minimeret gennem en tilføjelse til Montreal-protokollen ('Kigali amendments'), der træder i kraft 1. januar 2019.

I 2018 blev det fundet, at koncentrationen af CFC-11-gasser i atmosfæren over den nordlige halvkugle ikke var aftaget siden 2012 som ellers forventet, hvilket indikerede, at produktion og brug af disse gasser var genoptaget. I 2019 blev det påvist (Rigby et al., 2019), at 40-60% af den øgede udledning af CFC-11-gasser kunne spores til det østlige Kina, og at den øgede udledning kun kan forstås ved en ureguleret produktion i disse områder.

Et centralt videnskabeligt spørgsmål af relevans for det danske og internationale samfund vil derfor være, om og hvornår ozonlaget genoprettes under fremtidige klimatiske forandrede betingelser, samt hvordan det ultraviolette strålningsniveau vil ændres som følge af ozon- og klimaforandringer.

Danmarks Meteorologiske Institut opdaterer hvert år i løbet af første halvår denne statusrapport om tilstanden af ozonlaget over Danmark og Grønland, dækkende perioden op til afslutningen af det foregående kalenderår, ligesom ozonnedbrydningen i den senest forgangne vinter/forår analyseres. Rapporten er opdelt i en række kapitler, der behandler forskellige aspekter vedrørende ozonproblematikken og UV-stråling. Det er således hensigten at give en løbende opdateret information om de gennemførte målinger af ozonlaget. Ozonlagets tilstand over Danmark og Grønland afhænger i høj grad af, hvor stor kemisk ozonnedbrydning, der finder sted i de arktiske områder i løbet af foråret. Det kan konstateres fra de internationale ozonmålinger siden begyndelsen af 1990'erne, som DMI bidrager til, at graden af arktisk kemisk ozonnedbrydning påvirker den samlede UV-strålingsdosis i Danmark gennem den efterfølgende sæson. Rapporten giver derfor en oversigt over de meteorologiske forhold i stratosfæren af betydning for den arktiske kemiske ozonnedbrydning. Den kraftigste kemiske nedbrydning af ozonlaget er hidtil foregået over Antarktis med udvikling af et egentligt ozonhul i hvert sydpolart forår, hvilket omtales i rapporten. Tilsvarende betingelse blev første gang observeret over Arktis i vinteren 2010/2011 (Manney et al., 2011) og igen i den netop overståede vinter 2019/2020. Dette er beskrevet nærmere i Appendix I.

Som følge af Montreal-protokollen kan det forventes, at ozonlaget genoprettes over en længere årrække, og rapporten giver en opdateret analyse af, om en forbedring i ozonlagets tilstand kan detekteres. I et antal appendices præsenteres historiske målinger, og der gives baggrundsinformation om ozonlaget, de internationale aftaler om beskyttelse af ozonlaget, samt om det internationale forsknings- og monitoringsamarbejde.

Rapporten er udarbejdet af sektionen for 'Remote Sensing' i Forsknings- og Udviklingsafdelingen ved DMI. Sektionen beskæftiger sig bl.a. med studier af de fysiske processer, der fører til forandringer i ozonlaget samt stratosfærisk monitoring af relevans for det fremtidige klima. Sektionens forskning og systematiske observationer understøttes af Montreal-protokollens anbefalinger og er et led i den forskning, som Danmark har forpligtet sig til ved ratificering af Wien-konventionen af 22. marts 1985 om beskyttelse af ozonlaget. Programmets forsknings- og monitoringsindsats indgår endvidere som et prioriteret indsatsområde i Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP) under Arktisk Råd, og monitoringsindsatsen gennemføres med støtte fra MST. Fortsatte målinger af ozonlaget og løbende beregninger af UV-indekset er endvidere et led i Danmarks Nationale Strategi for Rummet (Regeringen, 2016). Det skal endelig påpeges, at DMI's målinger af ozonlagets tilstand og UV-stråling samt løbende informationer om ozonlaget kan findes på DMI's internetsider:

<http://psc.dmi.dk/>

På grund af omlægning af DMI.DK er ozon- og UV-data kun i begrænset omfang tilstede via hjemmesiden på: <http://dmi.dk/vejr-og-atmosfare/temaforside-ozonlaget-og-uv-straaling/>

1 Ozonlaget over Danmark og Grønland

1.1 Årets forløb

GPS-systemet nulstiller sin ugetæller for hver 1023 uger. Det skete senest i april 2019. Det påvirkede saoz-instrumentet i Kangerlussuaq, hvilket betød, at en del af automatikken måtte slås fra for at sikre fortsatte målinger. Der afventes et nyt GPS-kort til systemet. Alle 3 Aeronet-systemer blev opdateret i løbet af 2019, dels for at håndtere GPS-problemet, men også fordi den opdaterede model nu kan måle på månen.

Hvert andet år kalibreres Brewer-instrumenterne ved at udføre sammenlignende målinger af ozon med referencetriaden fra Tenerife. UV-målinger fra Brewer'erne kalibreres med Quasume-instrumentet fra Davos, Schweiz. Instrumenterne bringes til Huelva i Sydspanien, hvor vejret er ret stabilt i maj måned. Sammen med kalibreringsmålingerne udføres eftersyn og eventuelle justeringer af instrumenterne.



Fig. 1.1: Kalibrering af Brewer-instrumenter i Huelva, 2019.

Databasesystemet EuBrewnet, som blev dannet i forbindelse med E-cost aktion ES1207, har også været drevet i 2019 med tilskud fra AEMET (Agencia Estatal de Meteorología). De enkelte Brewer-operatører kan uploade deres data til systemet, og data underkastes herefter en ensartet kvalitetsvurdering. Når systemet er helt færdigt, er det tanken at sende de kvalitetssikrede data videre til WOUDC og NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change). Indtil videre uploades data dog fortsat til NDACC og WOUDC af de enkelte dataleverandører. Således også DMI.

1.2 Observationssteder i Danmark og Grønland

I Danmark måler DMI ozonlagets tykkelse og UV-strålingen i København med et såkaldt Brewer-spektrofotometer. Brewer-instrumentet måler ozonlagets tykkelse ved hjælp af ozonens absorption i det ultraviolette område. I Grønland måler DMI ozon to steder.



Fig 1.2: DMI's observation af ozon og UV i Grønland.

Stednavn: instrumentering og finansiering:

Kangerlussuaq: Brewer, SAOZ og Aeronet; MST, NASA

Ittoqqortoormiit: Ozonsonder, GUV2511, SAOZ og Aeronet; MST, Latmos, NASA

Narsarsuaq: Aeronet; NASA

I Kangerlussuaq måles ozonlagets tykkelse og stratosfærens NO_2 -indhold med et såkaldt SAOZ-spektrometer, der anvender differentiell absorption i det synlige spektralområde. Desuden anvendes der ligesom i København et Brewer-spektrofotometer til måling af ozonlagets tykkelse og UV-stråling. Endvidere er der opstillet et solfotometer fra NASA (Aeronet). Endelig måler DMI ozonlagets tykkelse i Ittoqqortoormiit (Scoresbysund) ved hjælp af ozonsonder: et instrument der sendes op med ballon og som i en elektrokemisk celle måler ozonkoncentrationen som funktion af højden. I Ittoqqortoormiit er der ligeledes opstillet et solfotometer fra NASA, ligesom der er monteret et UV-bredbåndsinstrument (GUV 2511). Endelig driver DMI for NASA et solfotometer i Narsarsuaq.

De grønlandske stationer, se figur 1.2, indgår i det verdensomspændende netværk til detektion af forandringer i den øvre troposfære og nedre stratosfære (NDACC). Desuden indgår målinger fra alle stationer i den internationale meteorologiorganisation WMO's netværk af målestationer, der betegnes GAW (Global Atmosphere Watch). Monitoringsdata bliver indrapporteret til databaserne under NILU (kun ozonsonder), NDACC og World Ozone and UV-radiation Data Center (WOUDC).

1.3 Ozonlaget over Danmark

Målinger af ozonlaget påbegyndtes i juni 1992 med et Brewer-spektrofotometer, der tillige måler UV-stråling. Daglige målinger siden 1979 er præsenteret i Appendix A. På grund af Danmarks forholdsvis ringe geografiske udstrækning kan ozonlagets tykkelse over København opfattes som ozonlagets tykkelse over landet som helhed. Fra oktober 1978 og frem til maj 1993 er ozonlagets tykkelse målt globalt med satellitinstrumentet TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) ombord på den amerikanske rumfartsorganisation NASA's (National Aeronautic and Space Administration) Nimbus7-satellit. Dette instrument målte gennem 15 år ozonlaget globalt, og målinger fra instrumentet stemmer godt overens med målinger fra jordbaserede instrumenter. Derfor har vi i det følgende medtaget Nimbus7-TOMS målinger (version 8), således at der i denne rapport er målinger af ozonlaget over Danmark og Grønland siden 1979. Det vil af figurtekster fremgå, hvilke data der stammer fra NASA.

Ozonlagets årlige middeltykkelse over Danmark fremgår af figur 1.3. Selv om man i meteorologisk sammenhæng oftest anvender klimatiske normaler, der er gennemsnit over 30 år eller mere, anvendes 10-års perioden 1979-1988 i sammenhæng med ozonlaget ofte som reference, fordi der kun få steder i verden er målinger tidligere end 1979. I denne periode var der allerede påbegyndt ozonudtynding, så afvigelser fra denne reference udgør en nedre grænse for udtyndingen af ozonlaget over Danmark og Grønland.

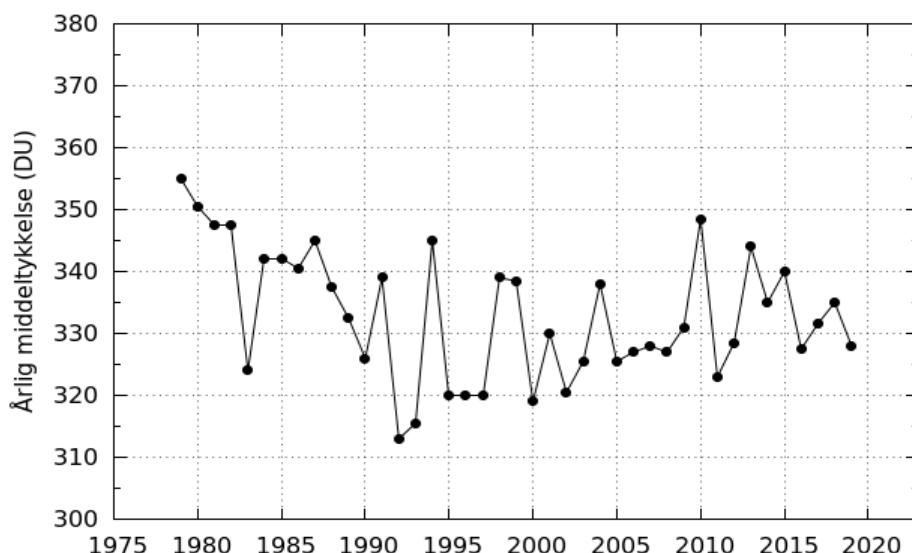


Fig. 1.3: Ozonlagets årlige middeltykkelse over Danmark for perioden 1979-2019. Den gennemsnitlige årlige middelværdi for 10-årsperioden 1979-1988 er 344 DU. Data fra før 1993 er data fra NASA's TOMS-instrument på Nimbus-7-satellitten. Data fra og med 1993 er DMI's målinger i København med et Brewer-instrument.

Det er væsentligt at kunne forklare de fysiske årsager til nogle af de store udsving i ozonlagets gennemsnitlige tykkelse. År med store negative udsving i figur 1.3 er 1983, 1992 og 1993. Det er år efter store vulkanudbrud – El Chichon i Mexico i 1982, og Mt. Pinatubo på Philippinerne i 1991 – hvor udbruddene var så kraftige, at svovludledningen gav mærkbar indflydelse på ozonlaget (forøgede nedbrydningen) i ét (El Chichon) eller to år (Mt. Pinatubo) efter udbruddene. Andre år med mindre negative udsving er 1995, 1996, 1997, 2000, 2005 og 2011, der alle er år efter en vinter med forholdsvis kold arktisk stratosfære, der giver en stor ozonnedbrydning. År med store positive udsving i figuren er 1998, 1999, 2004, 2010 og 2018; alle år efter en vinter med forholdsvis varm arktisk stratosfære, hvilket begrænser ozonnedbrydningen. Ozonnedbrydningen i den arktiske stratosfære i den sene vinter og det tidlige forår påvirker ozonlaget helt ned på mellembreddegrader, dvs. også over Danmark. Hvis der for eksempel er stor nedbrydning i den arktiske stratosfære i januar-marts, bliver ozonlaget over Danmark tyndere gennem resten af foråret og sommeren, og bliver først normalt igen sidst på efteråret. Den meget høje værdi af ozonlagets tykkelse i 2010 over Danmark (figur 1.3 og figur 1.4) er generelt observeret over alle nordlige mellembreddegrader. Analyser har vist, at denne uventede høje værdi (anomali) kan forklares ved en fremtrædende og vedholdende negativ fase af den Nord-atlantiske Oscillation (NAO) i kombination med en østlig fase af den kvasibiennale oscillation (QBO), hvilket har givet anledning til forøget transport af ozon til områder uden for troperne (Steinbrecht et al., 2011). Derfor var ozonlagets gennemsnitlige tykkelse over f.eks. hele Europa usædvanligt høj i 2010.

De sæsonmæssige ændringer af ozonlaget over Danmark er vist i figur 1.4 som middelværdi af de daglige målinger i sæsonerne: vinter (dec., jan., feb.), forår (marts, apr., maj), sommer (juni, juli, aug.) og efterår (sept., okt., nov.). Man bemærker især de store negative udsving for vinterperioden i årene efter vulkanudbrud (1983, 1992 og 1993) men også den usædvanligt høje værdi i efteråret 2010 pga. de forhold, der er beskrevet ovenfor. De fleste steder i verden er der observeret en udtynding af ozonlaget fra midten af 70'erne til midt i 90'erne. Det ses også i målingerne fra Danmark (København). Men efter 1994 er der ingen signifikant tendens i nogen af sæsonerne.

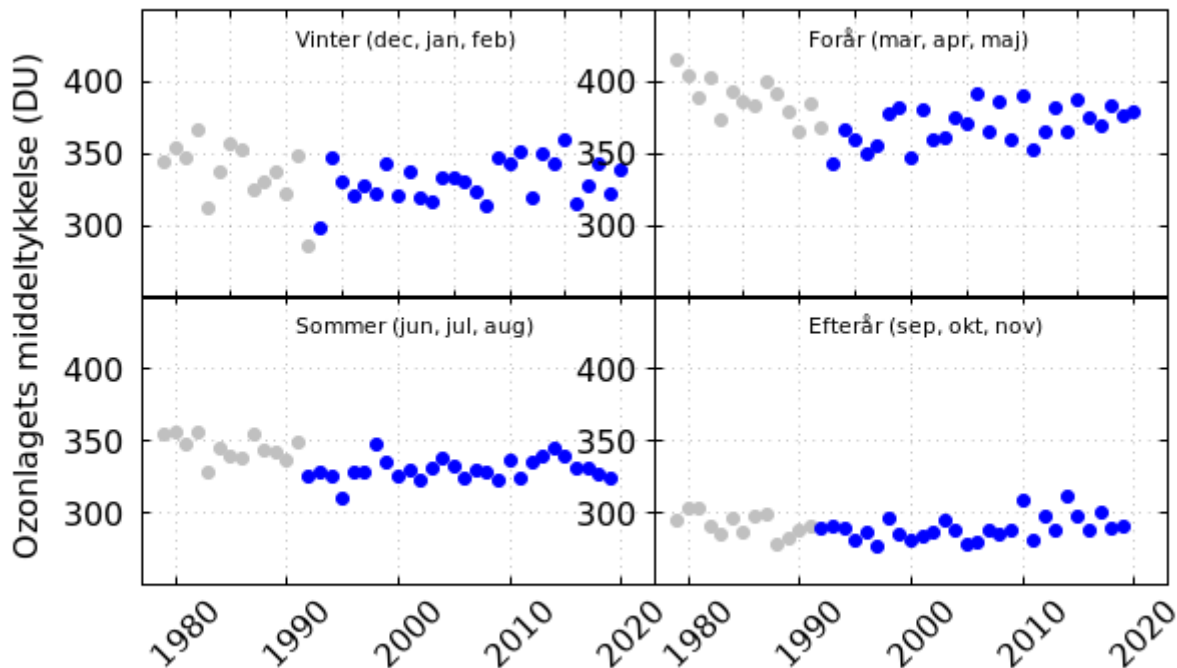


Fig. 1.4: Ozonlagets sæsonmæssige middeltykkelse over Danmark for perioden 1979-2019. Data fra før 1993 er data fra NASA's TOMS-instrument på Nimbus-7-satellitten. Data fra og med 1993 er DMI's målinger i København med et Brewer-spektrometer.

1.4 Ozonlaget over Grønland

DMI påbegyndte målinger af ozonlagets tykkelse i Kangerlussuaq (Søndre Strømfjord) og Pituffik (Thule Air Base) i efteråret 1990. Som nævnt ovenfor er SAOZ-spektrometret i forbindelse med lukning af DMI's aktiviteter i Pituffik blevet flyttet til Kangerlussuaq. Daglige målinger er præsenteret i Appendix A. I Kangerlussuaq måles ozonlagets tykkelse og UV-strålingen med et Brewer-spektrofotometer (som i København), og ozonlagets tykkelse tillige med den totale mængde NO_2 måles med et SAOZ-spektrometer - et såkaldt UV-Visible, eller DOAS-spektrometer (Differential Optical Absorption Spectrometer). SAOZ-spektrometret måler efter et andet princip end Brewer-spektrometret. Hvor Brewer-spektrometret måler på den direkte solstråling, måler SAOZ-spektrometret på zenitlyset ved solopgang og solnedgang. Da observatoriet i Kangerlussuaq er placeret meget tæt på polarcirklen, giver SAOZ-spektrometret mulighed for, at der kan måles fra tidligt i januar til sent i december, hvor Brewer-spektrometret først kan måle primo februar til ultimo oktober, fordi sidstnævnte behøver en vis solhøjde, før det kan måle. SAOZ-spektrometret er derimod ikke særlig god til målinger, når solen er på himlen hele dagen, hvilket er tilfældet i Kangerlussuaq ultimo maj til medio juli.

1.4.1 Kangerlussuaq

Brewer-spektrometret i Kangerlussuaq kræver en solhøjde på mere end ca. 8 grader før målingerne er pålidelige, og tilmed skal der være direkte sollys for de laveste solhøjder. Derfor er den størst mulige måleperiode fra omkring 10. februar til omkring 1. november. Der kan således ikke måles i en periode på godt og vel 3 måneder omkring vinter-solhverv. Derfor beregnes der ikke en årlig gennemsnitlig ozonlagstykkelse. DMI's Brewer-instrument påbegyndte målinger i Kangerlussuaq i september 1990. For fuldstændigheds skyld er på de følgende sider vist data fra 1979, men data frem til og med 1990 er, som for Danmark frem til 1992, NASA's satellitmålinger (TOMS-instrumentet på Nimbus-7satellitten).

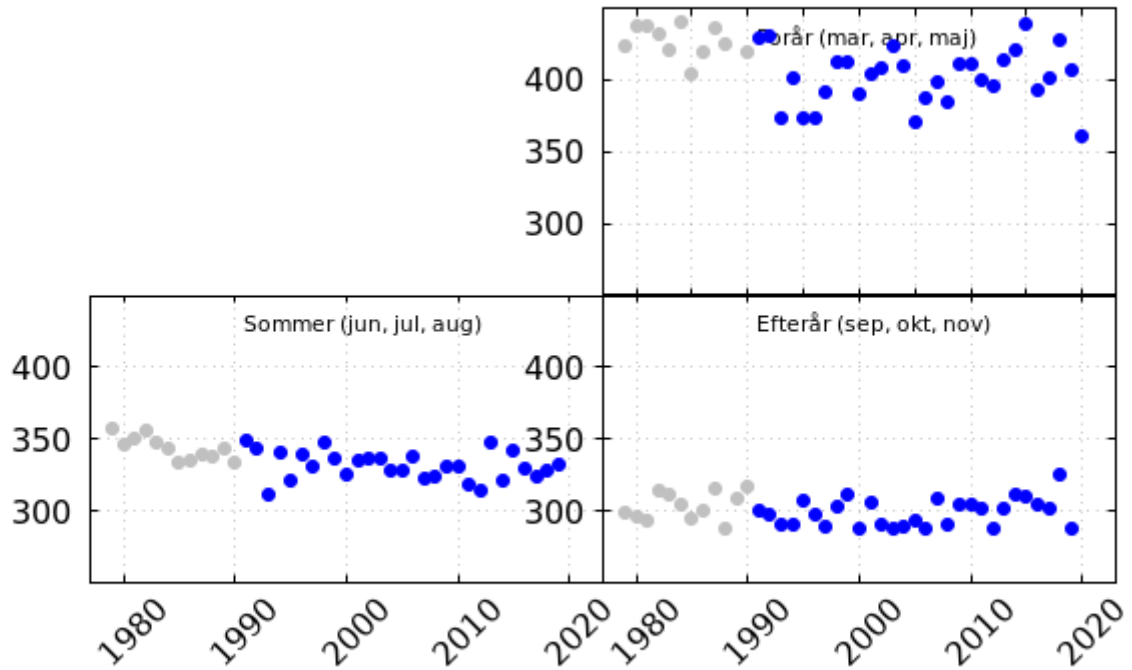


Fig. 1.5: Ozonlagets sæsonmæssige middeltykkelse for Kangerlussuaq for perioden 1979-2019. Der kan kun måles i perioden fra omkring 10. februar til primo november. Vinterperioden er derfor udeladt. I vintermørket kan der måles på månen, når vejret og månehøjden tillader det. Data fra før 1991 er data fra NASA's TOMS-instrument på Nimbus-7-satellitten, mens data fra og med 1991 er DMI's målinger med et Brewer-instrument.

Figur 1.5 viser ozonlagets middeltykkelse fordelt på 3 sæsoner. Hele måleperioden marts-november er vist i figur 1.6. Heraf fremgår tydeligt, at forårets ozonlagstykkelser har stor variabilitet. Det skyldes, at den polare hvirvelvind af og til ligger over Kangerlussuaq, og såfremt ozonnedbrydningen heri er stor, får det mærkbar indflydelse på måleværdierne. Det samme er ikke tilfældet for København, idet den polare hvirvelvind kun sjældent kommer så sydligt. I Appendix B er vist de daglige målinger af ozonlagets tykkelse over Kangerlussuaq i årene 1979-2018.

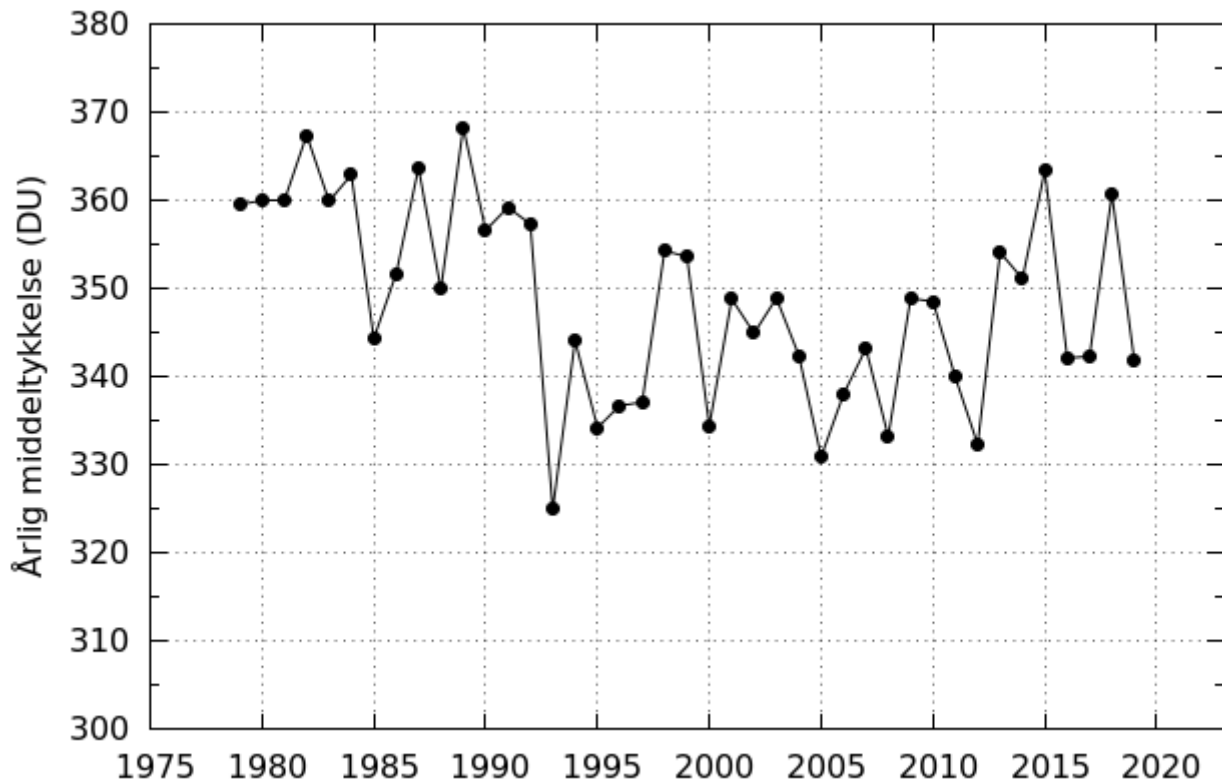


Fig. 1.6: Ozonlagets gennemsnitlige tykkelse over Kangerlussuaq i perioden marts til november (3 årstider) frem til og med 2019.

I de sæsonmæssige ændringer af ozonlaget over Kangerlussuaq (figur 1.5) bemærker man ikke år efter vulkanudbrud i samme grad som for Danmark. Som nævnt ovenfor, er der de fleste steder i verden observeret udtynding af ozonlaget fra midten af 70'erne til midten af 90'erne. Det ses også i målingerne fra Kangerlussuaq, dog ikke i efteråret. Men som for Danmark (København) er der efter 1994 ingen signifikant tendens i nogen af sæsonerne.

1.4.2 Ittoqqortoormiit (Illoqqortoormiut)

DMI foretager ugentlige ozonsonderinger i Ittoqqortoormiit (Scoresbysund). Endvidere foretages ozonsonderinger på kampagnebasis (Match) som del af internationale samarbejder til bestemmelse af arktisk ozonnedbrydning eller satellitvalidering.

I 2018 blev der foretaget 52 ozonsonderinger i Ittoqqortoormiit. Der var ingen Match-kampagne i vinteren 2018-19, idet den polare hvirvel brød ned allerede i starten af januar.

Ozonsonder er en elektrokemisk baseret sensor, som opsendes med ballon. Ozonsonderne kan måle ozonprofilen op til ca. 35 kilometers højde. Med ozonsonderingerne kan man studere, om der sker ændringer af ozonlaget i bestemte højder på grund af forandringer i atmosfærens kemiske sammensætning eller klimaet. Eksempelvis ventes regenerering af ozonlaget på grund af udfasning af ozonnedbrydende stoffer først at kunne observeres i den øverste del af ozonprofilen. Arktisk ozonnedbrydning forekommer primært i 15-22 kilometers højde.

Der er foretaget ozonsonderinger i Ittoqqortoormiit siden 1989, dog først på ugentlig basis siden 1992. Figur 1.7 viser en oversigt over ozonsonderingerne i Ittoqqortoormiit. Det ses af figuren, at ozons partialtryk var relativt høj i 2006. Modsat var det relativt lavt i 2011 i intervallet 150-30 hPa (svarende til ca. 15-25 km) og sammenlignelig med værdierne i slutningen af halvfemserne, hvor der var kraftig ozonnedbrydning. Se endvidere figur F1 og F2 i Appendiks F.

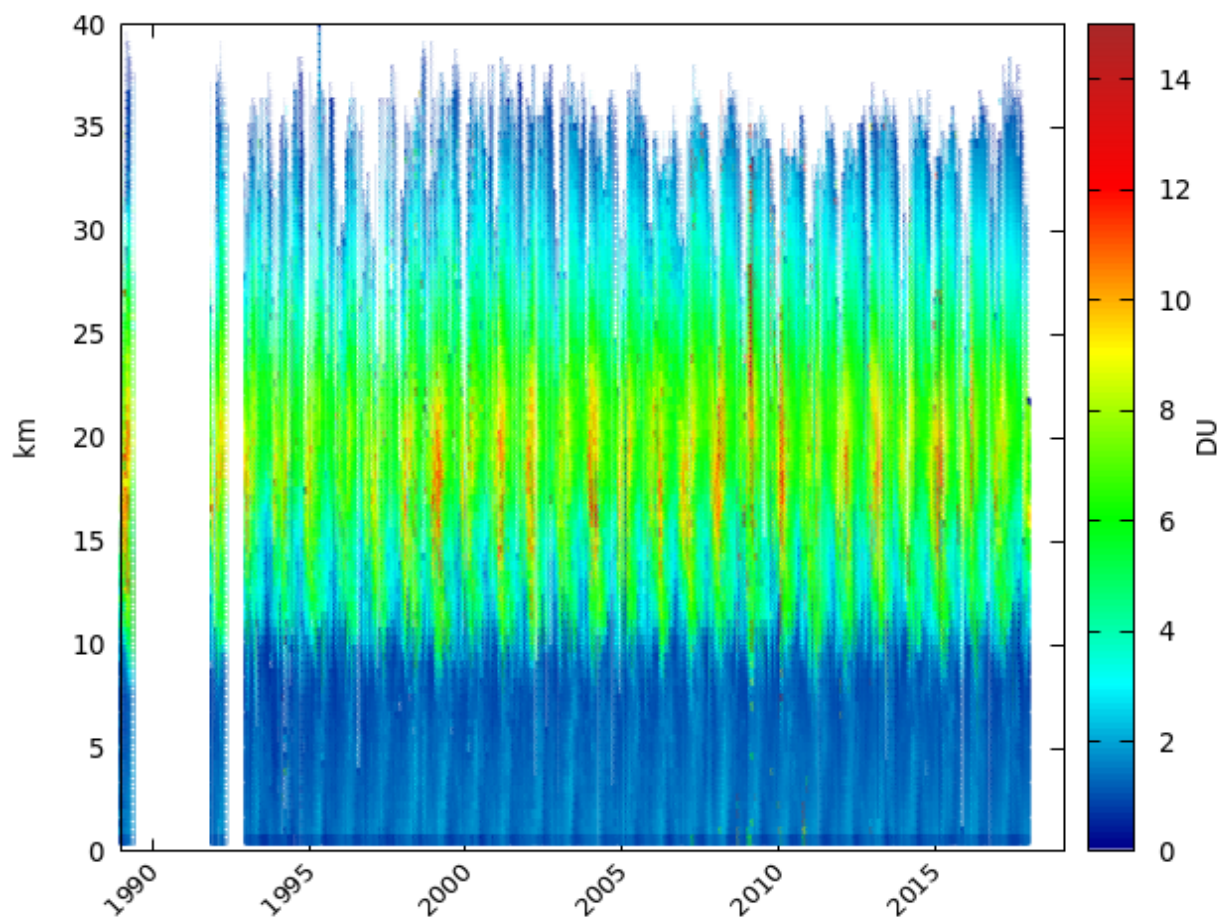


Fig. 1.7: Ozonsonderinger i Ittoqqortoormiit 1989-2019. Farven angiver partialtrykket for ozon omregnet til DU for en given højde.

2 Meteorologiske forhold i den arktiske stratosfære

Almindeligvis skal der mindst være fire betingelser opfyldt, for at der sker en kraftig ozonnedbrydning over polarområderne:

1. Forhøjede koncentrationer af klor- og bromholdige stoffer i atmosfæren. Koncentrationerne er steget på grund af tilførsler af menneskeskabte CFC- og HALON-gasser (freon etc.).
2. Lave temperaturer i stratosfæren. Klorforbindelserne er kun ozonnedbrydende, når de omdannes til en kemisk reaktiv form (aktivering). Dette sker navnlig på overfladen af polarstratosfæriske skyer (forkortet fra engelsk til PSC'er), som kun dannes ved meget lave temperaturer. Samtidig udvaskes reaktivt nitrogen fra stratosfæren gennem skypartiklernes fald (denitrifikation), hvilket fremmer ozonnedbrydningen.
3. Sollys. De kemisk reaktive klor- og bromforbindelser nedbryder kun ozon under indvirkning af sollys, der vender tilbage til polarområderne i det tidlige forår.
4. En isoleret luftmasse. Hver vinter dannes over polarområderne den polare hvirvelvind (vortex): kraftige vinde, der blæser i højder over ca. 15 km rundt om polerne. Hvirvelvinden isolerer de polare luftmasser, der beskyttes mod opblanding med ozonrig luft fra lavere breddegrader.

Udviklingen af grænsen for den arktiske hvirvelvind gennem vinteren 2018/2019 er vist med røde konturlinjer i figur 2.1. Figuren viser hvirvlens beliggenhed i en højde på 550 K potentiel temperatur, svarende til ca. 23 km højde. Med blå konturlinjer er vist isothermen for mulig dannelse af polar-stratosfæriske skyer (type 1 PSC).

Figur 2.2 viser udviklingen af minimums temperaturen i den arktiske stratosfære i samme tidsrum, de seks begivenheder i figur 2.1 (a-f) er markeret.

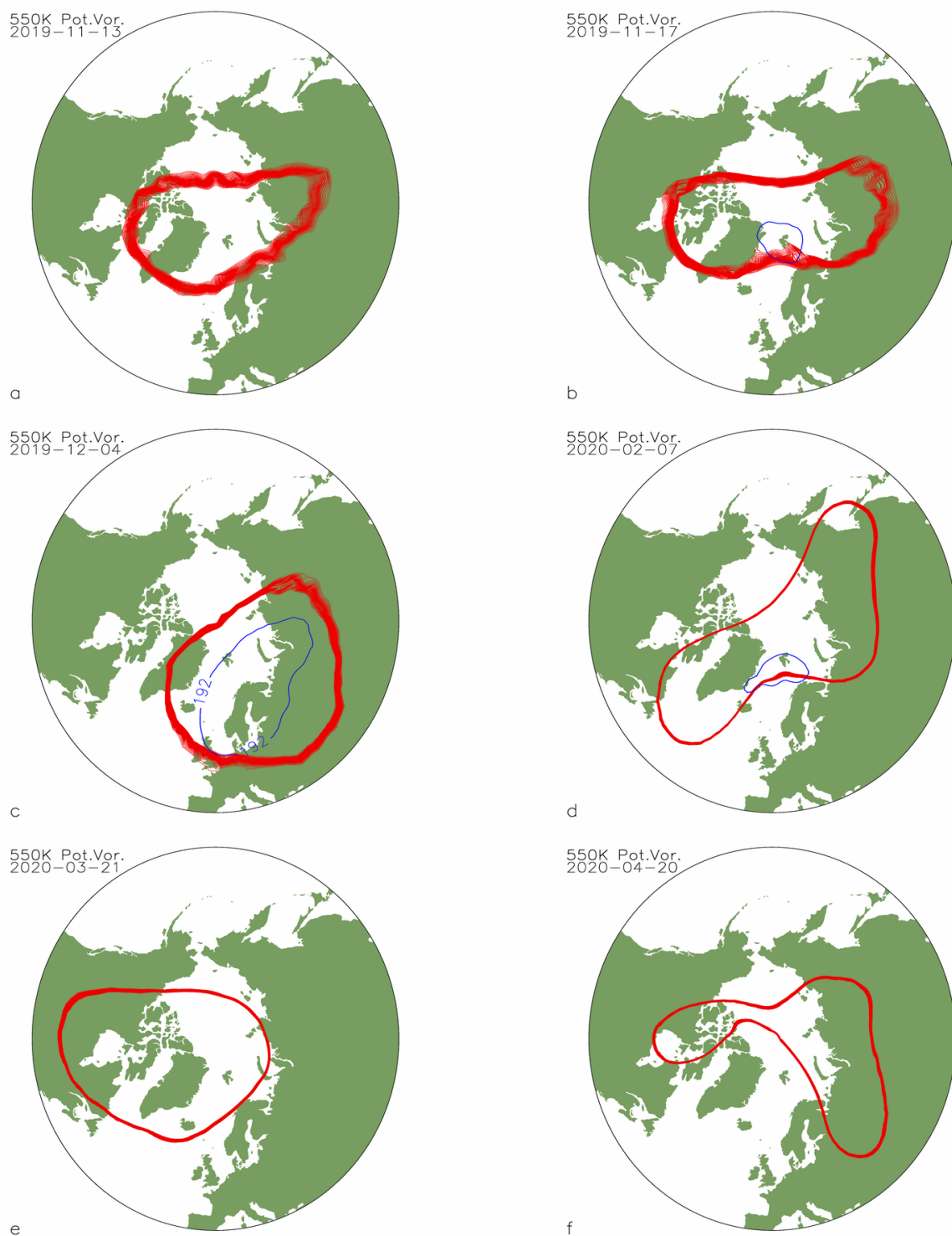


Fig. 2.1: Den polare hvirvel (røde konturer). Områder med type 1 PSC dannelse (tynde blå) og områder med type 2 PSC (tykke blå)

Den polare hvirvel dannedes som normalt i starten af november og blev stabil midt november (a). Det kolde

område med mulighed for dannelse af PSC-1 opstod få dage efter (b), hvilket var forholdsvis tidligt. PSC området og hvirvelvinden voksede i størrelse og var i december-januar placeret over skandinavien, dele af Grønland og Siberien (c). I begyndelsen af februar presser sydfrakommende varmere luft hvirvelvinden og den viser tegn på begyndende opsplittning (d), men den stabiliseres atter og er gennem februar og marts placeret over store dele af Grønland, Siberien og Canada (e). Helt usædvanligt holder hvirvelvinden sig stabil helt frem til omkring den 20. april (f), hvor den splittes op for til sidst helt at forsvinde. I de første tre uger af april dækkede hvirvelvinden også det meste af Skandinavien og der blev målt usædvanligt lave ozonværdier over Danmark (se Appendix I).

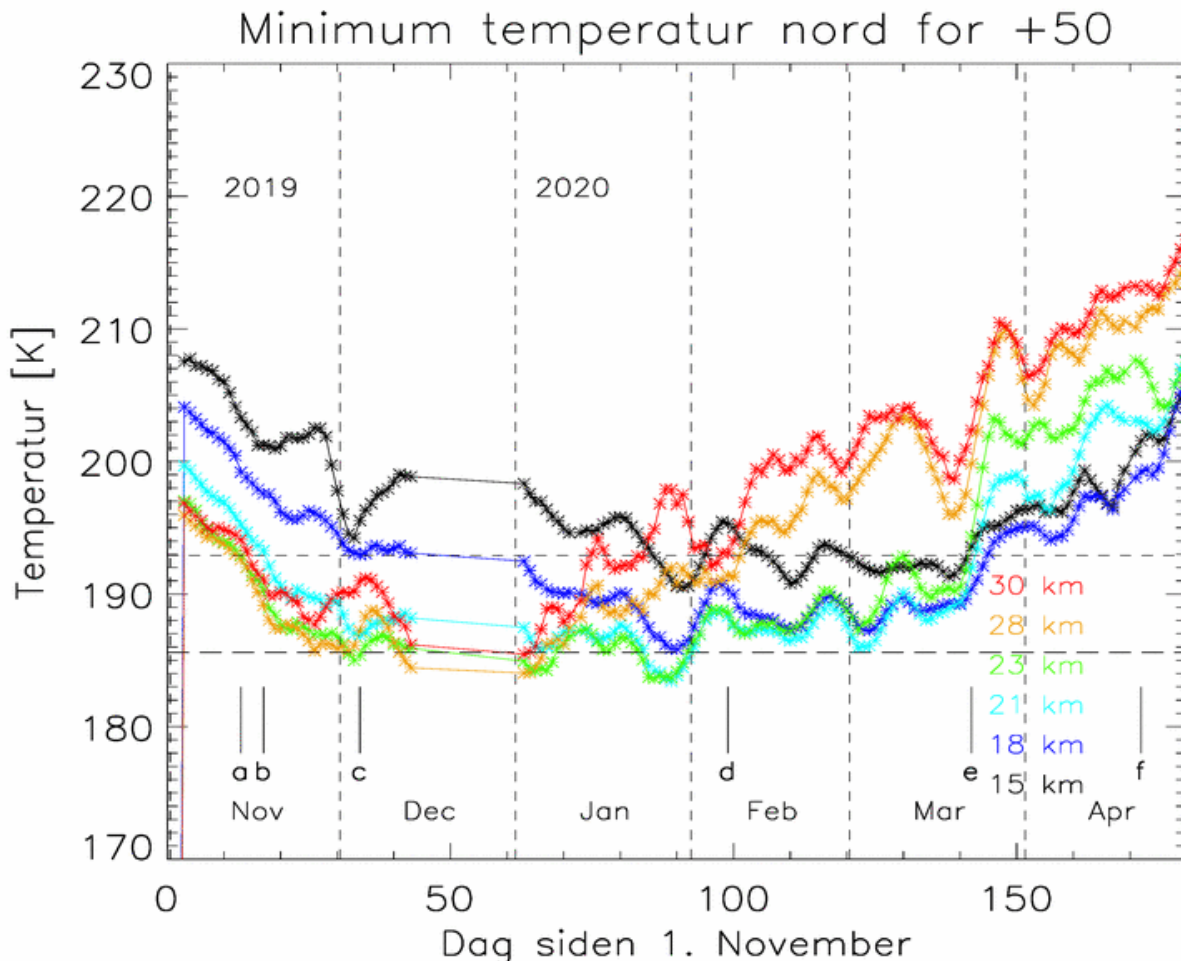


Fig. 2.2: Minimums temperaturen målt ved 6 forskellige højder i stratosfæren over arktis. a-f henviser til Figur 3-1. De to stiplede linjer angiver de kritiske temperaturer for dannelsen af hhv. type 1 PSC (192.9 K) og type 2 PSC (185.6 K) i ca. 25 kms højde. Målingerne stammer fra near real time satellit radiookkultationsmålinger (EUMETSAT / ROM SAF).

Arealet af det område, der dækkedes af PSC'er gennem vinteren i højdeintervallet 350-675 K potentiel temperatur, svarende til ca. 14-26 km, er vist i figur 2.3.

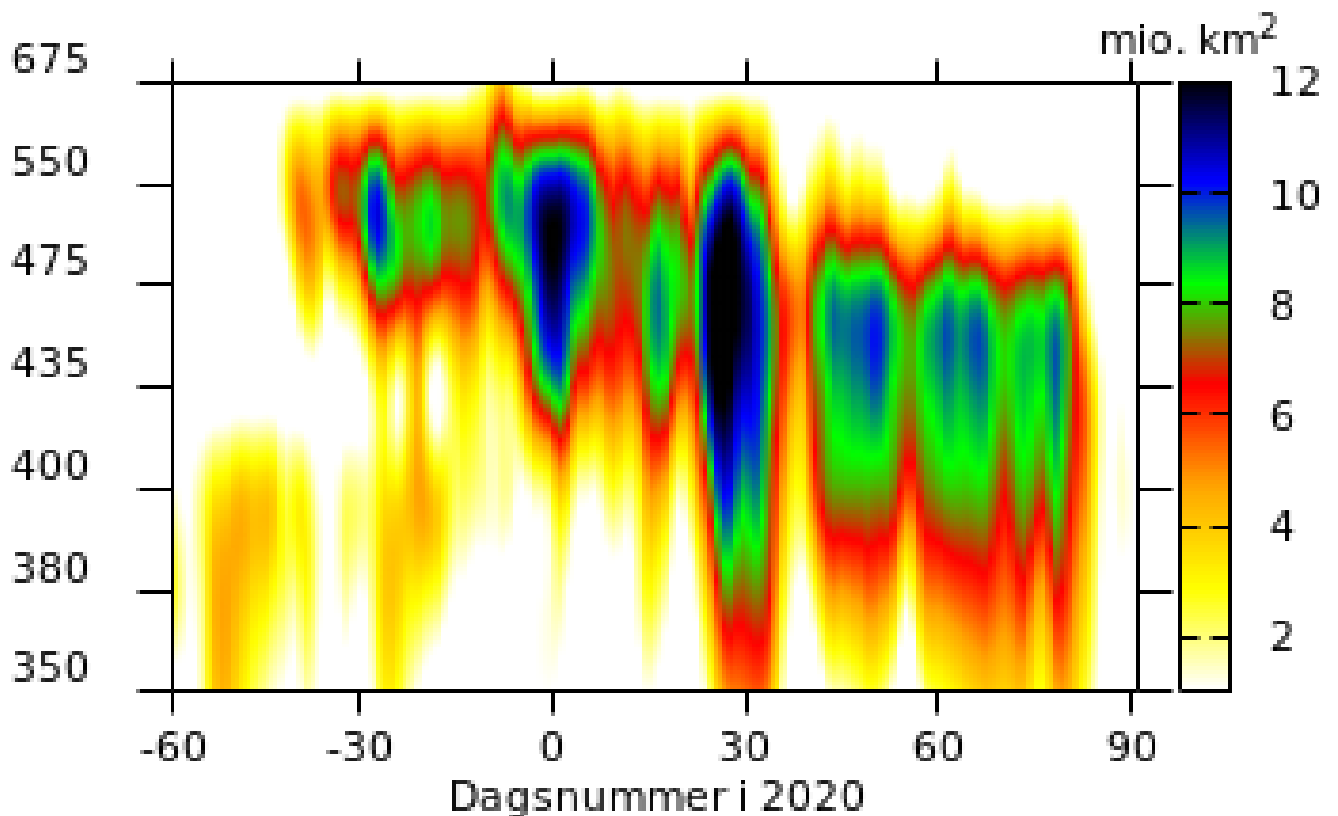


Fig. 2.3: Areal af den nordlige halvkugle dækket af PSC'ere i højdeinterval 350-675 K potentiel temperatur, svarende til ca. 14-26 km gennem vinteren 2019-2020.

Fra midt i januar begynder ozonnedbrydningen pga. solens tiltagende højde og en usædvanlig kraftig ozonnedbrydning fandt sted over store dele af arktis. I appendix I findes mere data om årets arktisk ozonhul.

2.1 Arktisk ozonnedbrydning og klimatiske forandringer

I den arktiske stratosfære sker der af og til en massiv tilførsel af varme fra lavere breddegrader. Det betyder, at der i nogle vintre kun dannes mindre mængder af polar-stratosfæriske skyer. I figur 2.4 er vist vinterens gennemsnitlige PSC-volumen siden 1958. Figuren viser for hvert år volumen af atmosfærisk luft med tilstrækkeligt lave temperatur er til, at PSC'er kan forekomme. PSC-volumnet ses at variere kraftigt fra år til år, men de kolde vintre udviser en yderst signifikant stigende tendens mod større PSC-volumen. De kolde vintre er med andre ord blevet koldere i den arktiske stratosfære, og det har – alt andet lige – ført til en forøget ozonnedbrydning i disse vintre. Denne afkøling kan blandt andet skyldes drivhuseffekten, der opvarmer den nedre del af atmosfæren, troposfæren, og som samtidigt afkøler ozonlaget, idet en mindre andel af den reflekterede varme fra jordoverfladen når op i stratosfæren.

Mest interessante er de koldeste vintre, hvor der sker kraftig ozonnedbrydning. I figur 2.4 er de vintre, der i successive 5-års-intervaller har de største PSC-volumener, fremhævet, og regressionslinjen er beregnet ud fra disse punkter.

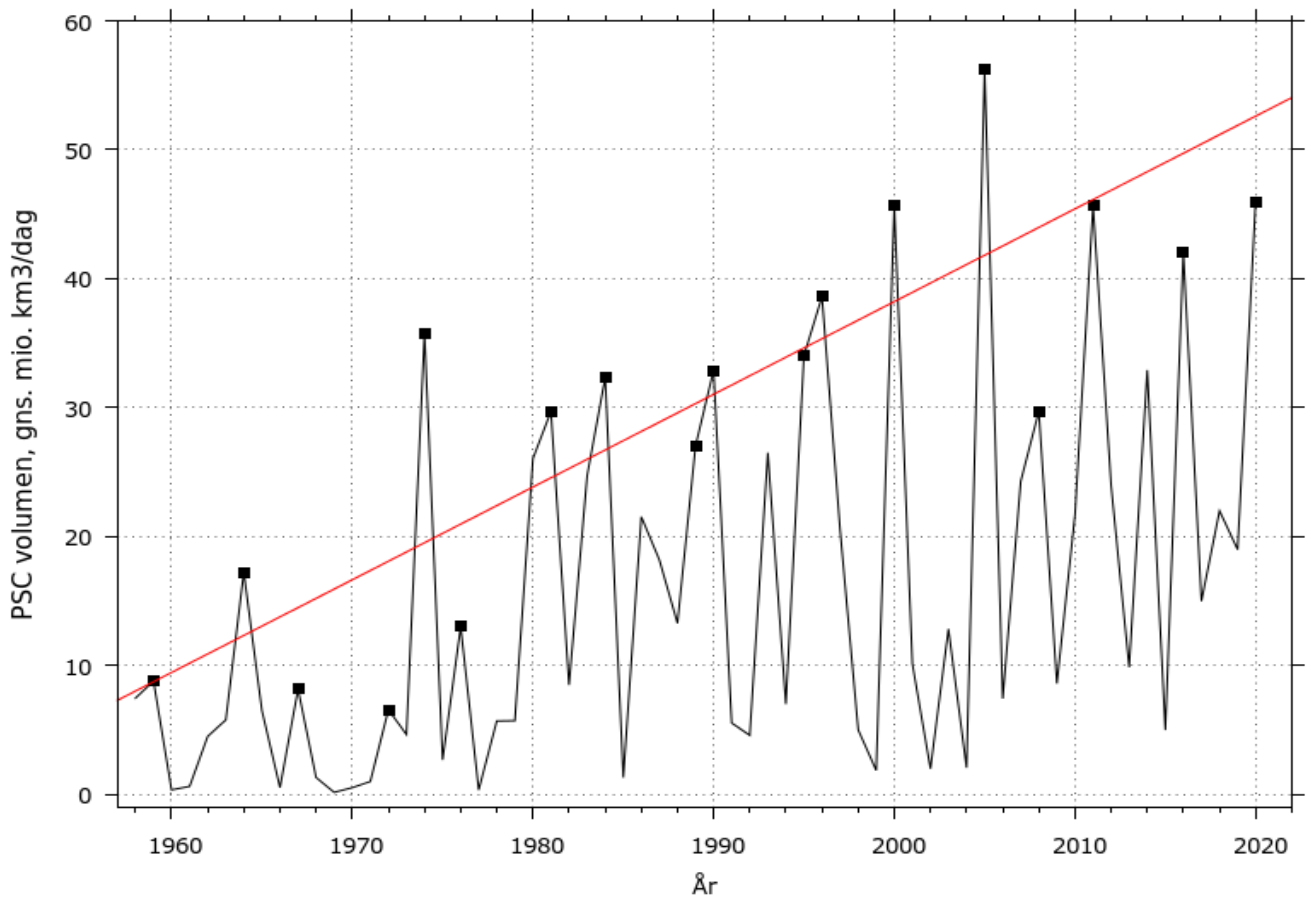


Fig. 2.4: Det gennemsnitlige volumen af atmosfærisk luft med temperaturer tilstrækkeligt lavt til dannelse af polar-stratosfæriske skyer (PSC) siden 1958. Vintrene med de største PSC-volumener er markeret med kvadrater og danner grundlaget for regressionslinien. PSC-volumenet er beregnet ud fra ECMWF analysedata analogt med Rex et al., 2004. Beregningen udføres i perioden 15. december til 31. marts det følgende år, i alt 105 dage for normalår og 106 dage for skudår. Det beregnede volumen angives derefter som en gennemsnitlig værdi pr. dag (i mio. km³). Data fra før 1992 er baseret på re-analysedata fra ECMWF ERA-40 (Uppala et al., 2005). Der er et overlap mellem de to serier på 11 år fra 1992-2002. Korrelationen i overlapsperioden er 94%. De fremhævede punkter er den største værdi i et 5 års glidende interval, og regressionslinien er beregnet for disse punkter.

Inden for den polare hvirvelvind nedbrydes ozonen kemisk i de tidlige forårs måneder. Når den polare hvirvel bryder sammen i slutningen af foråret, standser ozonnedbrydningen, og den ozonfattige luft spredes til middelbreddegraderne. Figur 2.5 viser den omtrentlige maksimale ozonnedbrydning fra januar til marts i den arktiske hvirvel fra 1992-2020 som funktion af vinterens gennemsnitlige PSC-volumen. Den arktiske ozonnedbrydning er bl.a. beregnet på baggrund af DMI's grønlandske ozonsonderinger som led i de internationale Match-kampagner (som dog ikke blev gennemført i 2006, 2009, 2013, 2015, 2017 og 2018) pga. forholdsvis høje stratosfæretemperaturer). I stedet er for vinteren 2017-18 brugt værdien for ozonnedbrydning beregnet ud fra SAOZ-netværket (ref Goutail, 2018).

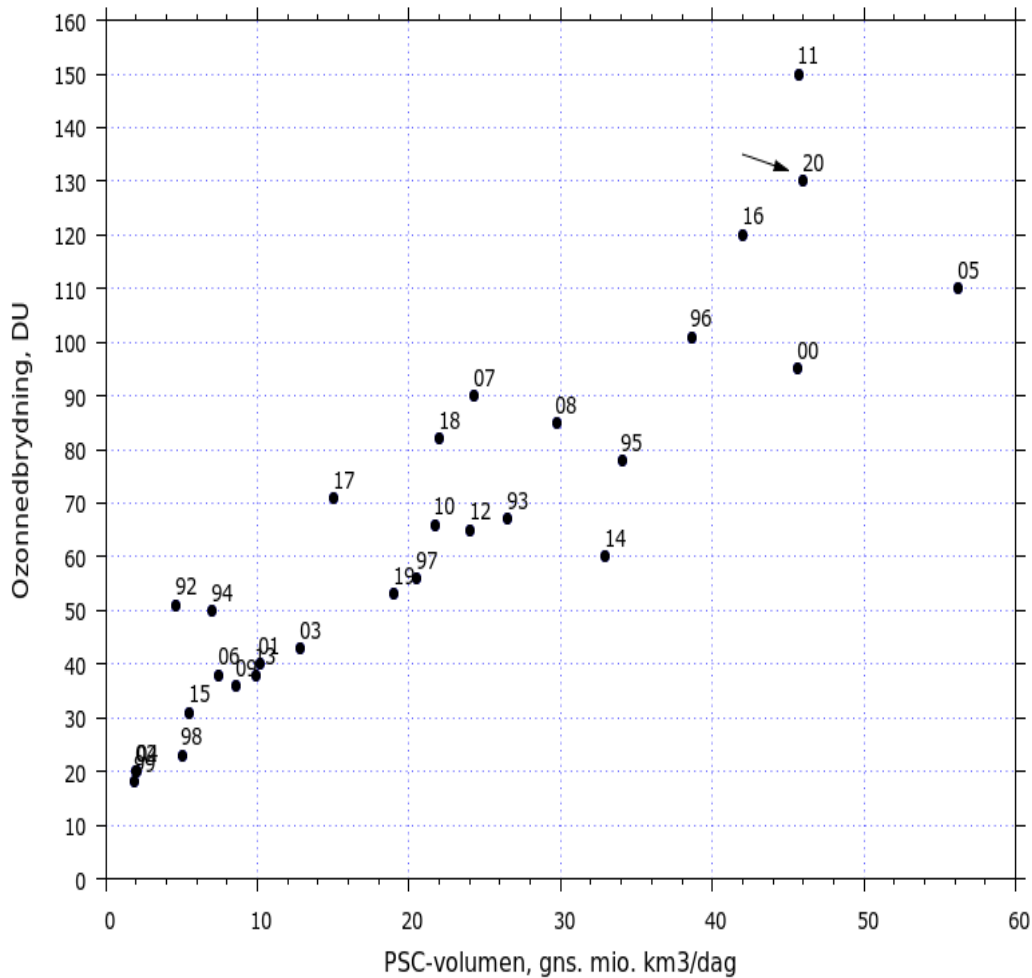


Fig. 2.5: Den maksimale ozonnedbrydning fra januar til marts i den arktiske vortex (hvirvel) fra 1992-2020 som funktion af vinterens gennemsnitlige PSC-volumen. Tallene angiver årstallet. Vinteren 2011 og 2020 skiller sig ud fra de øvrige med en rekordstor ozonnedbrydning. PSC-volumendata er de samme som i ovenfor. Den anførte ozonnedbrydning er resultatet baseret på SAOZ-netværket og/eller Match-kampagnen. I de år, hvor den polare hvirvel bryder ned tidligt, bruges alene SAOZ-data.

Figur 2.5 viser, at ozonnedbrydningen i høj grad er korreleret med PSC-voluminet. Da de koldeste vintre er blevet koldere de sidste 52 år (figur 2.4), kan det antages, at der også vil forekomme en større ozonnedbrydning i de koldeste vintre i fremtiden. Imidlertid er mængden af ozonnedbrydende stoffer begyndt at aftage som følge af Montreal-protokollens krav om at deltagerlandene forbyder produktion (se Appendix G).

3 Ozonnedbrydning og UV-stråling

Den skadelige UV-stråling, der rammer jordens overflade, afhænger af flere parametre, hvoraf de vigtigste er: skydække og skytype, solhøjde, ozonlagets tykkelse, jordoverfladens refleksionsevne (albedo) og atmosfærens indhold af aerosoler. Solhøjde og skyer er de vigtigste parametre. Om sommeren er intensiteten af den skadelige UV-stråling ved ækvator ca. dobbelt så stor, som den kan blive i Danmark – her spiller det dog også ind, at ozonlaget over ækvator er tyndere end over Danmark. Skyer har en mærkbar indflydelse på UV-strålingen: på en dag med overskyet himmel og lavtliggende, regntunge skyer, bliver intensiteten af den skadelige UV-stråling kun 10-20 % af, hvad den ville have været uden skyerne. Omvendt vil intensiteten af den skadelige UV-stråling på en overskyet dag, hvor skyerne er høje, tynde cirrus-skyer, være op mod 90 % af det, den ville være uden skyerne. Hvis der i gennemsnit over en lang årrække ikke er ændringer i skytypeforekomst, skydække, albedo og aerosoler, er det således ozonlagets tykkelse, der er afgørende for ændringer i UV-strålingen.

I figur 3.1 vises indflydelsen af både ozonlagets tykkelse og skyforholdene på UV-strålingen gennem 2019. Fra de kontinuerte målinger af UV strålingen i København er den daglige akkumulerede dosis (kJ/m^2) beregnet og vist i figur (a). Den fuldt optrukne kurve viser middelværdien af den målte UV dagsdosis i København for årene 2000-2010, og de stiplede kurver angiver hhv. +2 og -2 standardafvigelser. Den store variation fra dag til dag skyldes varierende skydække. I figur (b) vises den månedlige totale akkumulerede dosis.

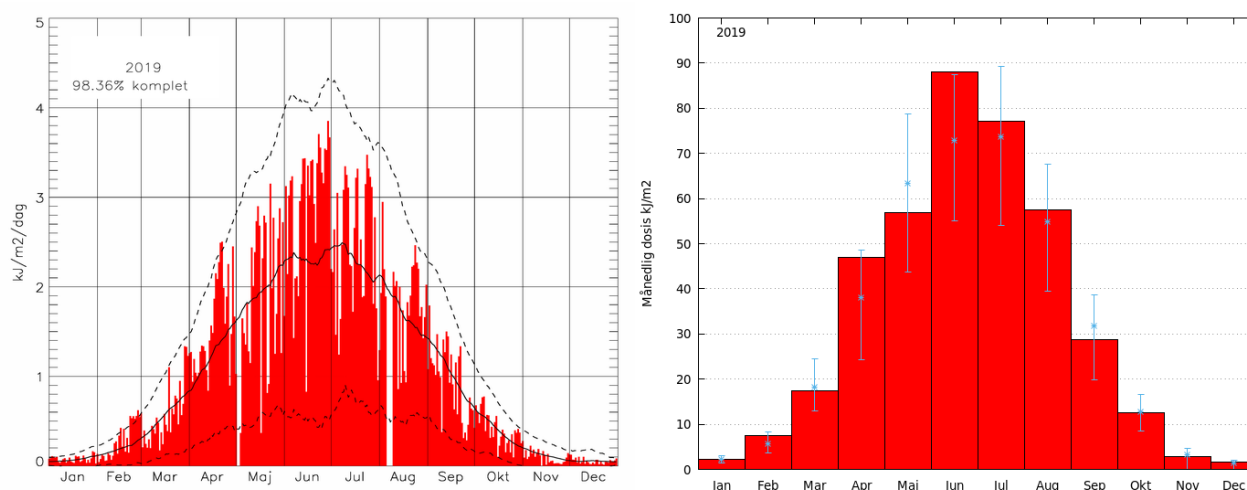


Fig. 3.1: Tv: Den dagligt målte totale dosis af hudskadelig UV stråling i 2019 i København i $\text{kJ}/\text{m}^2/\text{dag}$. Fuldt optrukken kurve er den tilsvarende middel-dosis for 2000-2010. Øvre og nedre punkterede kurver viser hhv. +2 og -2 standardafvigelser. Th: Den månedlige totale dosis af hudskadelig UV stråling i 2019 i København i kJ/m^2 . Punkter angiver middelværdien for hver måned i perioden 2000-2018, de øvre og nedre grænser viser maximum og minimum fra samme periode

For året som helhed havnede 2019 tæt på normalen hvad angår UV dosis. April og junis forholdsvis høje UV dosis sendte resultatet for den totale årlige UV dosis ca. 5% over normalen.

4 Ozonhullet over Antarktis

Ozonnedbrydning over Antarktis er væsentlig kraftigere end over Arktis, og der opstår hvert år et egentligt ozonhul i september og oktober, hvor ozonen fra ca. 14-20 km's højde er fuldstændig nedbrudt (se figur 4.1).

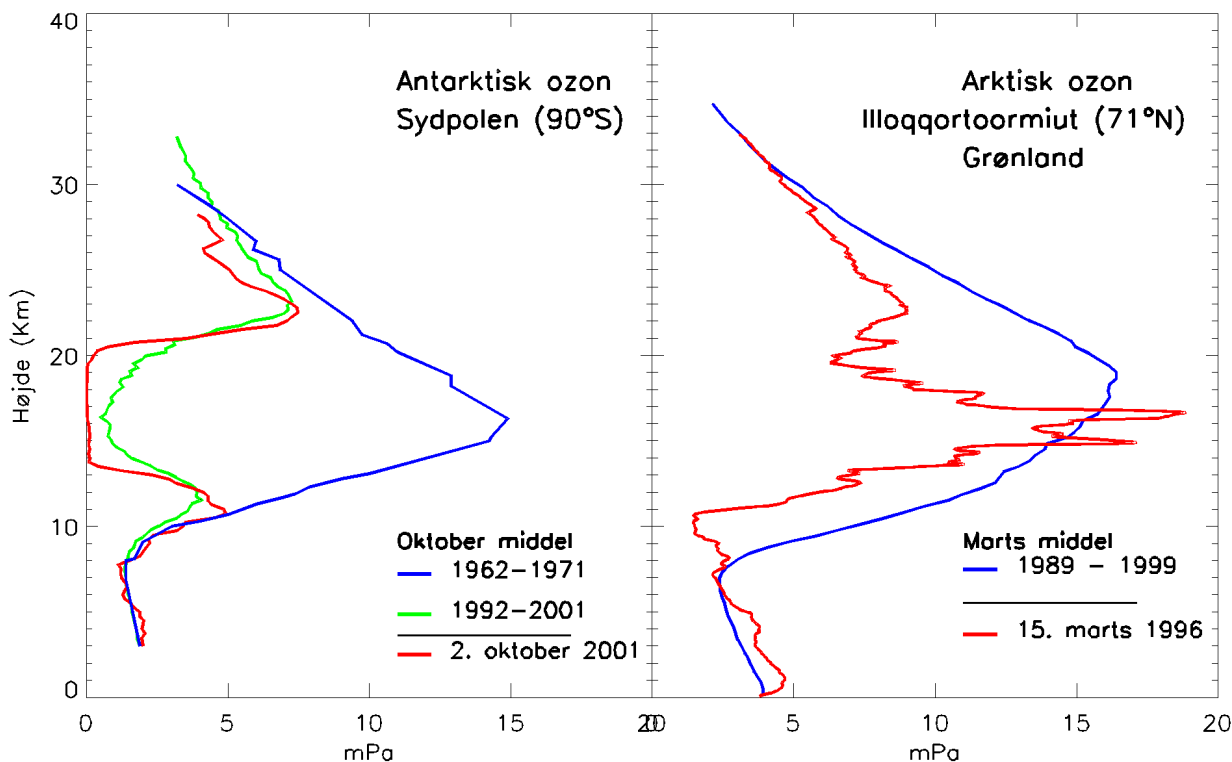


Fig. 4.1: Højdeprofil af ozonnedbrydningen over Antarktis (til venstre) og Arktis (til højre). (WMO Assessment, 2002)

Grunden til den større ozonnedbrydning over Antarktis er, at temperaturerne her er væsentligt lavere end over Arktis. Det skyldes, at der på høje sydlige breddegrader er færre kontinenter og bjerge til at forstyrre cirkulation end på den nordlige halvkugle. Figur 4.2 viser temperaturer i Arktis og Antarktis. Det ses, at de laveste minimumstemperaturer i Arktis kun af og til når ned på de højeste minimumstemperaturer i Antarktis, og gennemsnitstemperaturerne i Arktis er omtrent 10 grader højere end i Antarktis. Dette betyder, at der dannes langt større mængder af PSC'er over Antarktis, hvilket fører til en langt kraftigere ozonnedbrydning, når sollyset fortrænger vintermørket.

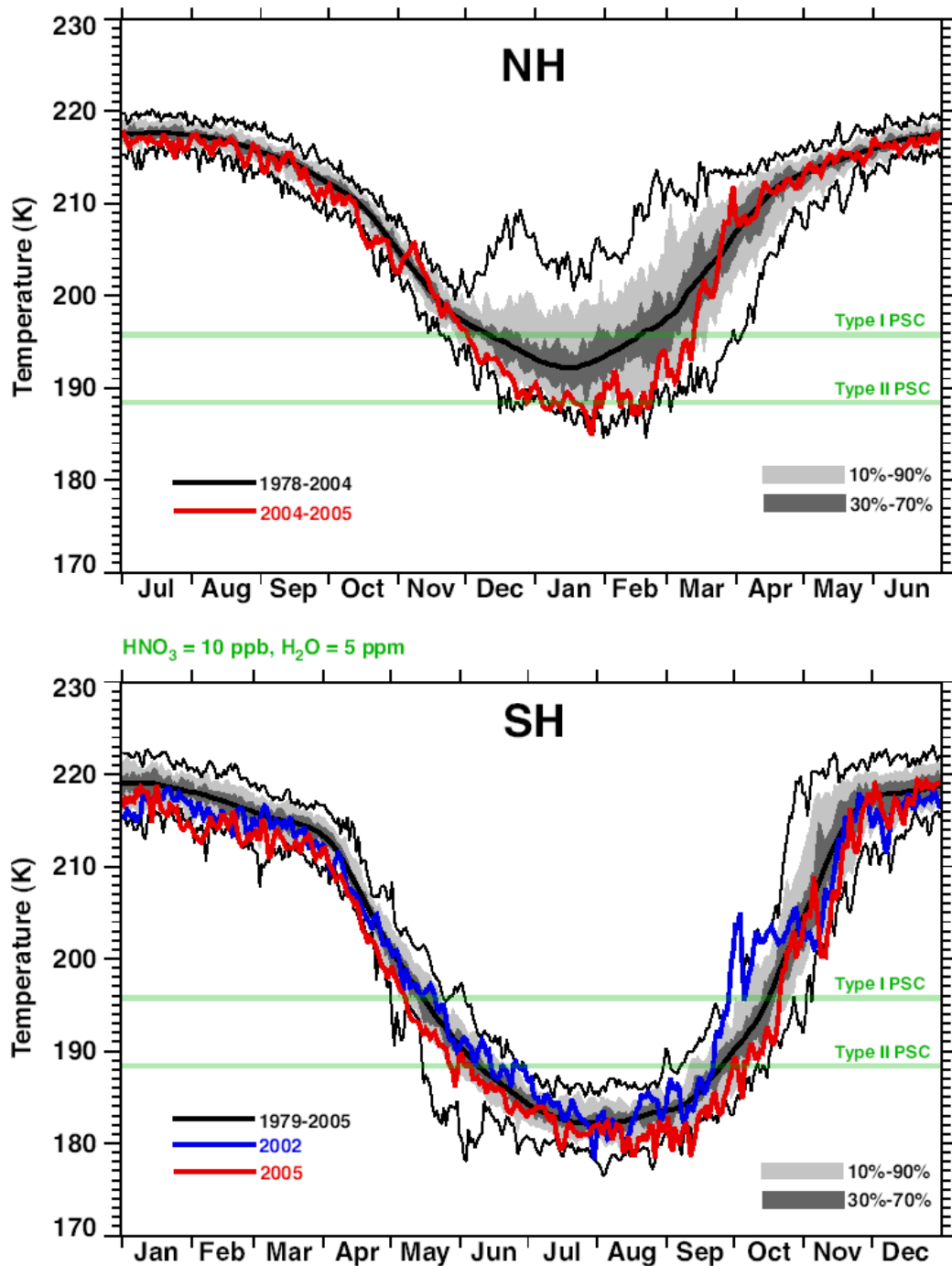


Fig. 4.2: Årlig stratosfærisk temperatur cyklus og variabilitet i Arktis (NH) og Antarktis (SH). De grønne linjer angiver temperaturen, hvorunder PSC'er kan dannes. Den sorte kurve angiver middeltemperatur i perioden 1979-2004 (NH) og 1979-2005 (SH) med angivelse af rekordværdier (tynde sorte kurver). Den røde linje angiver udviklingen i Arktis (2004/2005) og Antarktis (2005) og 2002 (blå). Det grå areal angiver det interval, inden for hvilket procentdelen af observationerne falder. (WMO Assessment, 2007).

Hvordan arealet af ozonhullet over Antarktis har udviklet sig, siden det blev opdaget i 1985, er vist i figur 4.3. Ozonhullet defineres her som det område, hvor ozonlagets tykkelse er under 220 DU, dvs. at ca. 1/3 af ozonen er nedbrudt. Det fremgår af figuren, at vi faktisk skal helt tilbage til 1981, for at der ikke fandtes noget ozonhul. I de

senere år har ozonhullets areal dækket et område, der er dobbelt så stort som det antarktiske kontinent, i 2000 var den maksimale størrelse 25.5 mio km². Årets ozonhul nåede op på 14.2 mio km² og var derved det mindste siden 1988.

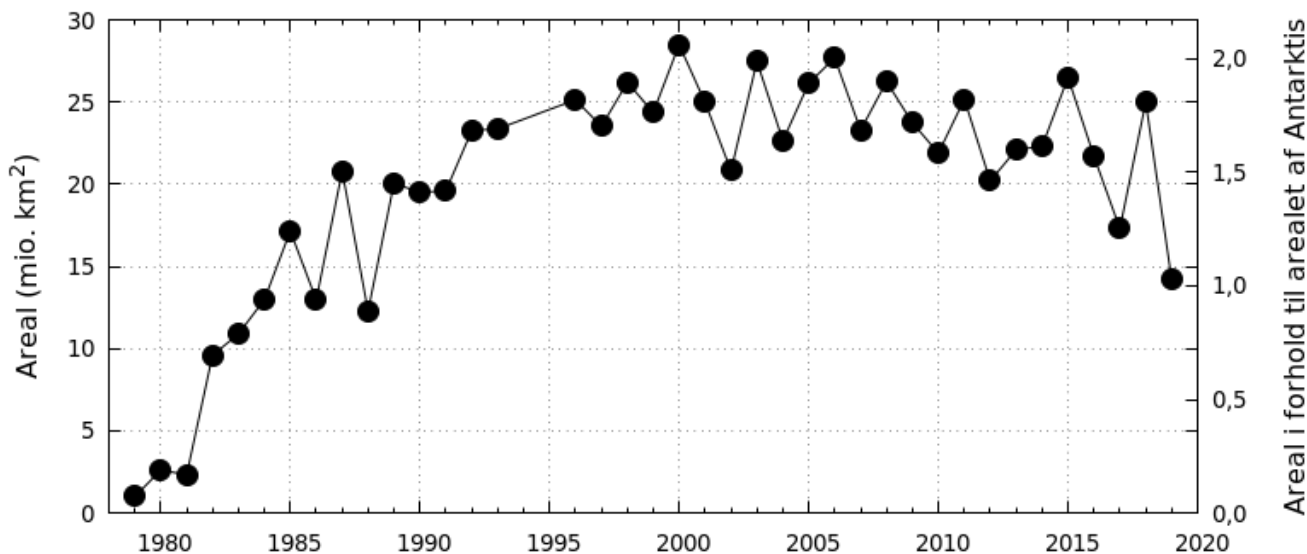


Fig. 4.3: Det maksimale areal af det antarktiske ozonhul i perioden 1979-2019.

Ozonhullet opstod i 2019 som normalt i starten af august og voksede til en størrelse på 5 mio km² allerede midt i måneden, hvilket er tidligere end normalen for de seneste år. Den 8. september toppede arealet på 14.2 mio km², hvorefter det faldt til ca. 9 mio km² indtil midt i oktober, hvor den polare hvirvelvind blev svækket, og ozonhullet forsvandt helt i starten af november. En generel mindskning af ozonhullets størrelse er forventeligt p.g.a. den aftagende mængde af ozonnedbrydende stoffer i stratosfæren som følge af Montreal-protokollen. Denne tendens ses i figur 4.3, hvor ozonhullets størrelse ses at toppe omkring år 2000, med en aftagende tendens siden, men med store variationer fra år til år p.g.a. forskellige meteorologiske forhold.

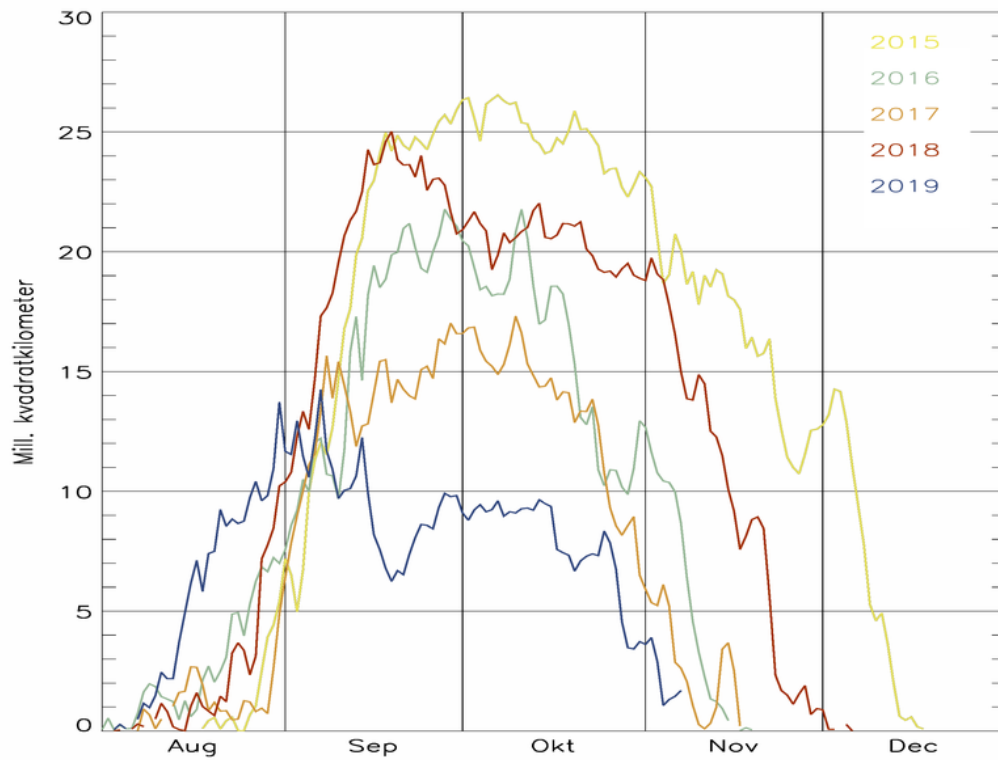


Fig. 4.4: Arealet af det Antarktiske ozonhul 2015-2019.

I figur 4.5 ses udbredelsen af ozonhullet ved maksimal størrelse den 8. september 2019.

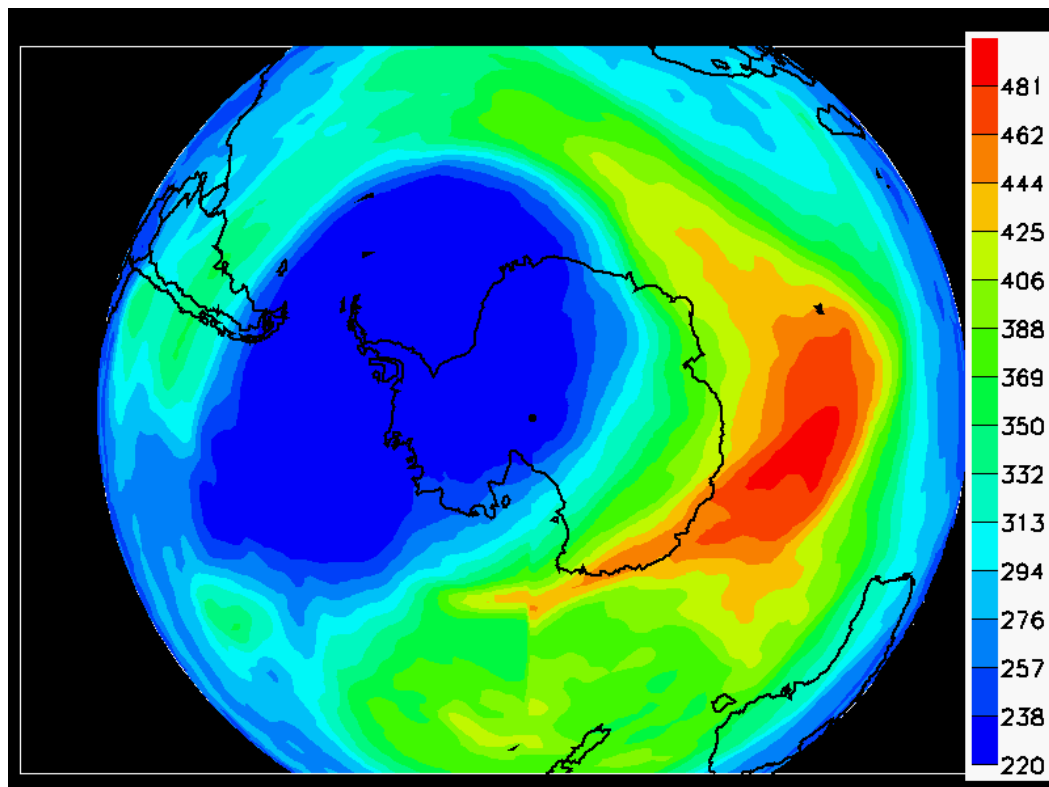


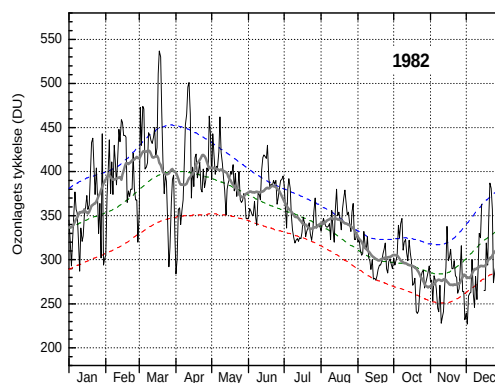
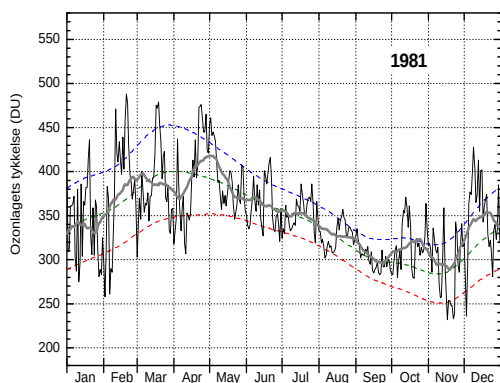
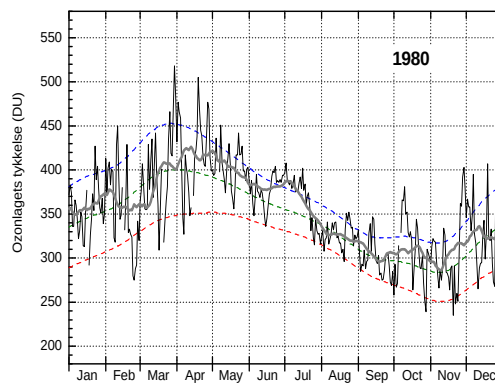
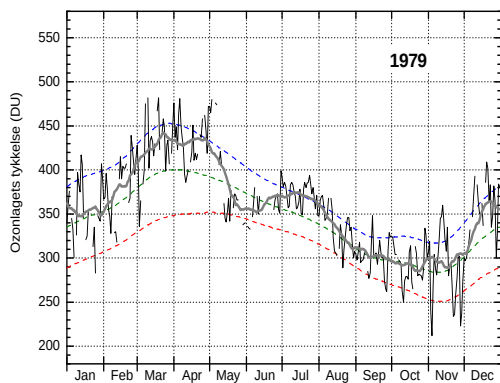
Fig. 4.5: Ozonhullet, mørkeblåt område, ved maksimal størrelse 8. september 2019.

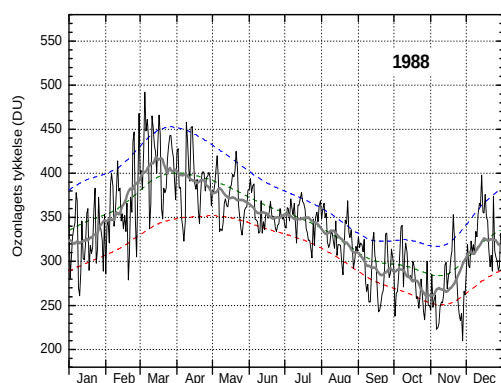
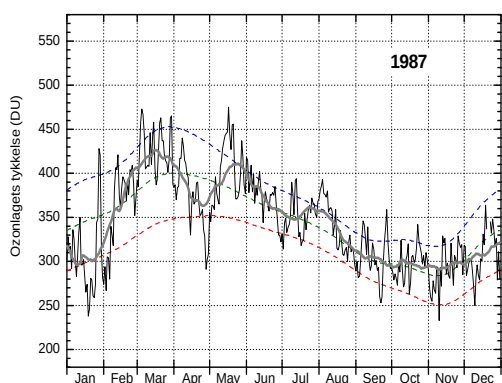
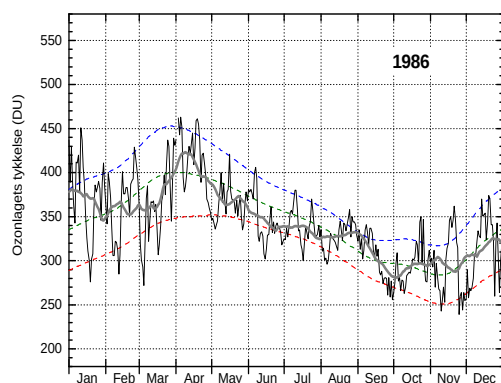
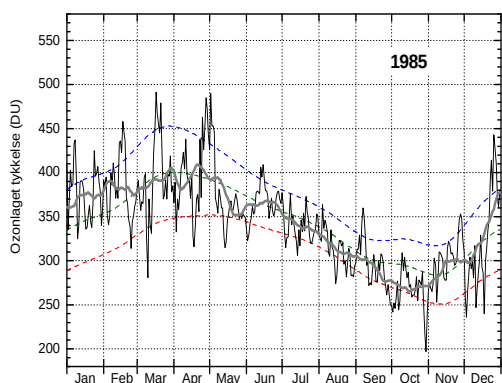
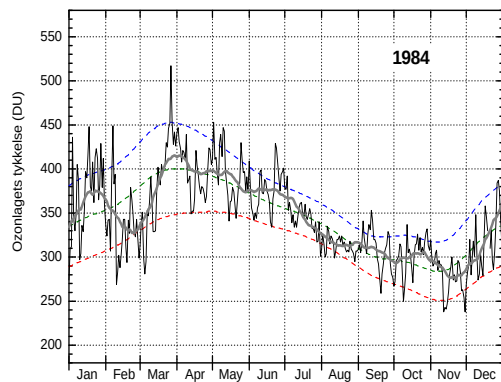
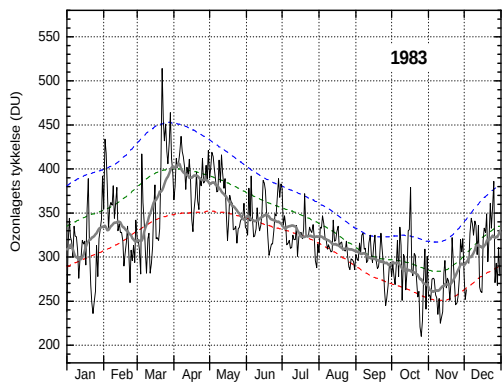
I figuren ses hvordan den polare hvirvelvind isolerer området med meget tyndt ozonlag (blåt område) fra opblanding med ozonerig luft (rødt område), der transporteres fra de tropiske områder. Når hvirvelvinden på et tidspunkt i løbet af foråret bryder sammen, opblandes de to luftmasser og ozonhullet forsvinder.

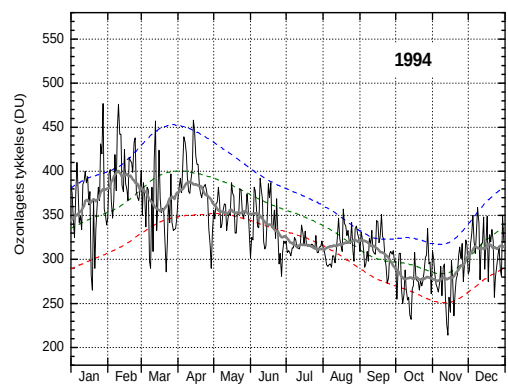
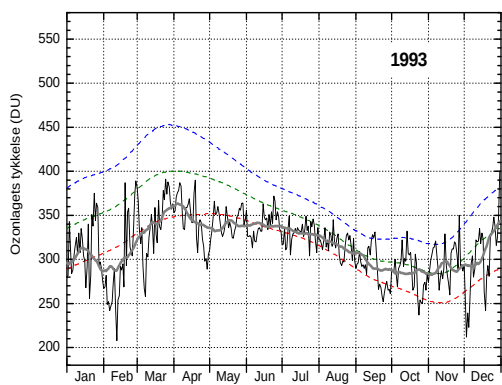
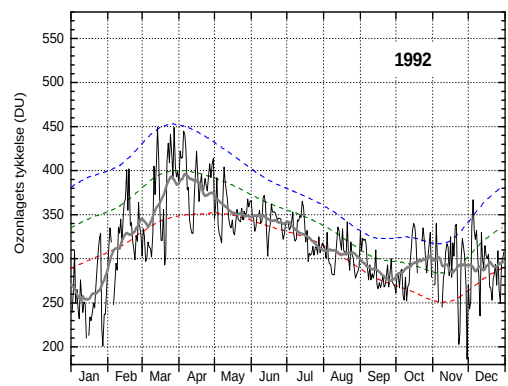
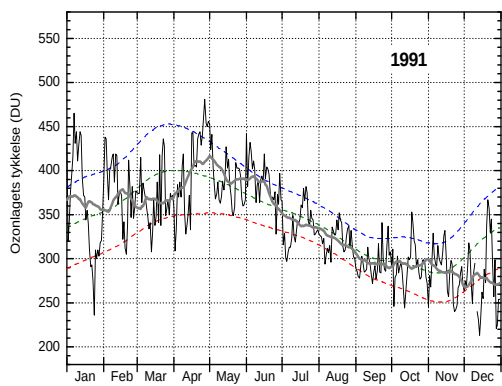
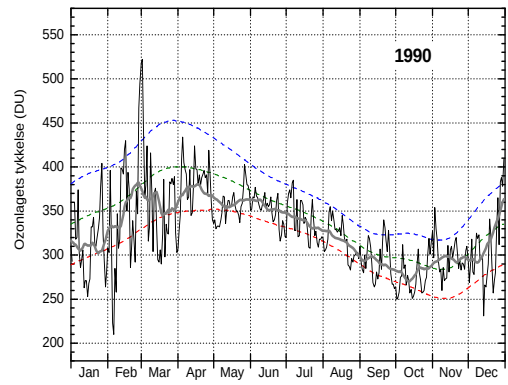
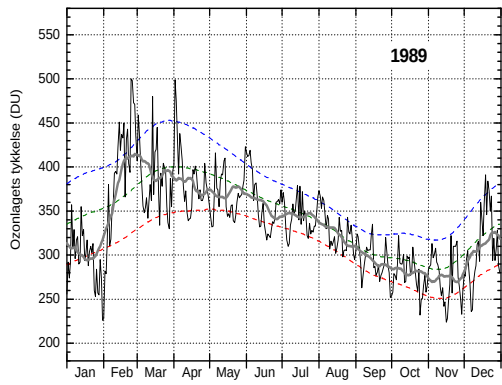
Effekten af ozonhullet i form af øget UV stråling modtaget ved jordoverfladen indtræffer noget senere end tidspunktet for maksimal udbredelse pga. den tiltagende solhøjde i løbet af det sydpolare forår. Årets ozonhul toppede i udbredelse tidligt i september, hvor solhøjden stadig er lav i de berørte områder. UV belastning af det sydpolare område afhænger af ozonhullets størrelse, samt placering, og solhøjden og optræder oftest sidst i oktober til november. I det tidsrum var årets ozonhul forholdsvis lille og der opstod ikke nævneværdig øget UV stråling.

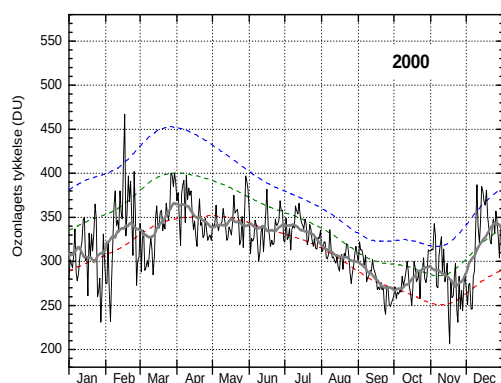
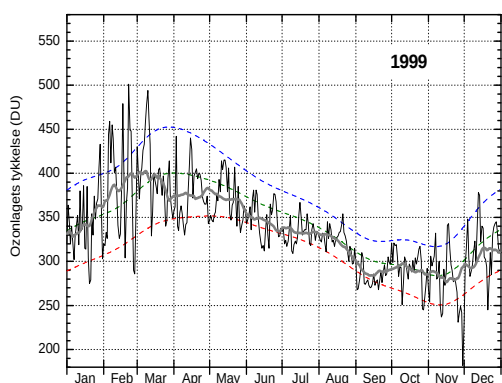
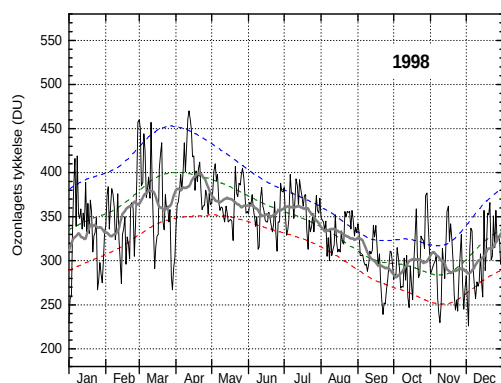
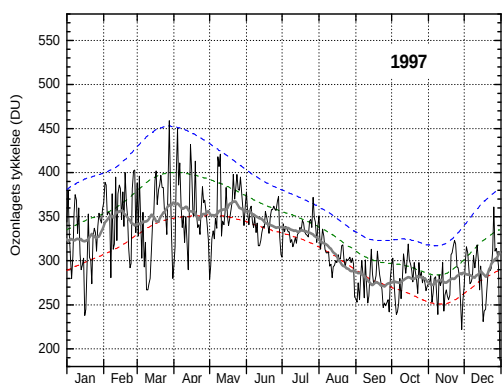
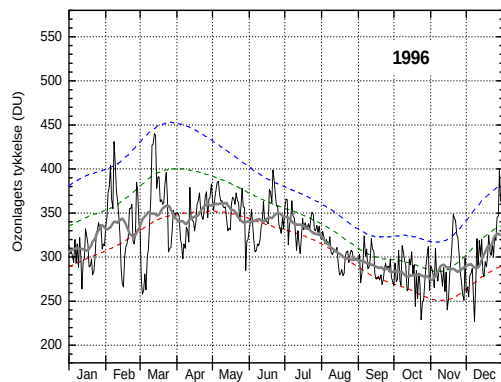
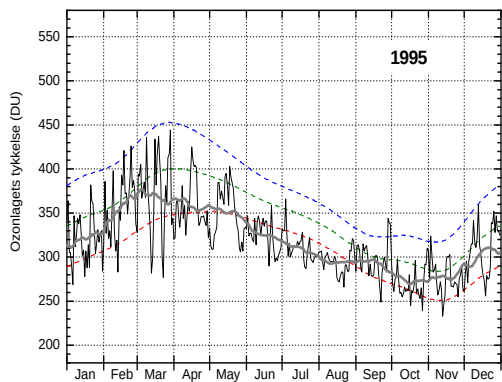
5 Appendix A - Daglige målinger af ozonlaget over Danmark

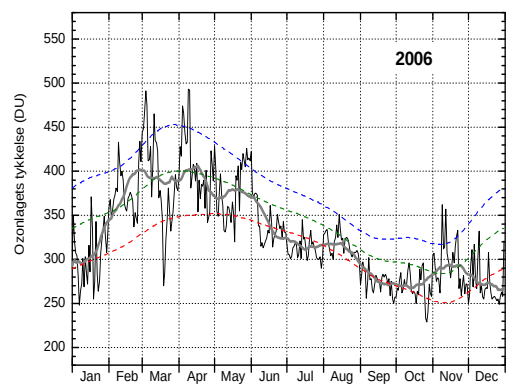
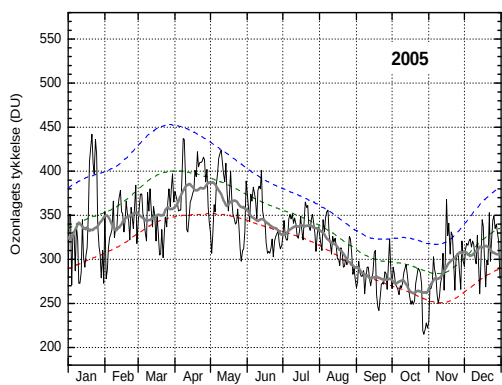
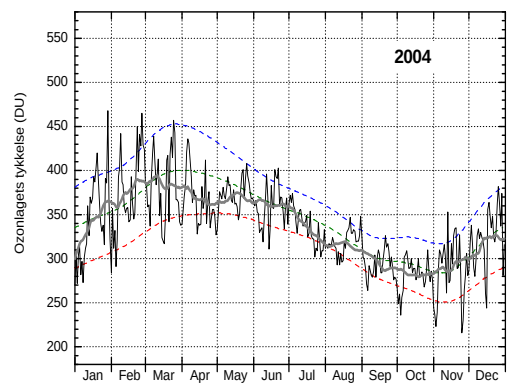
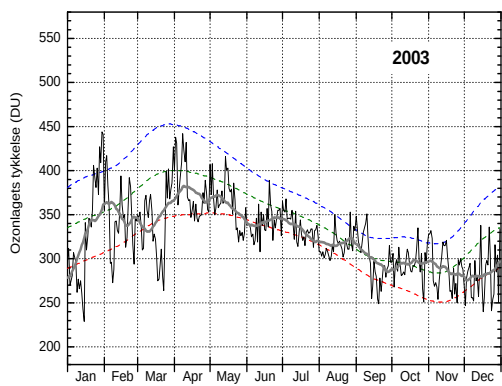
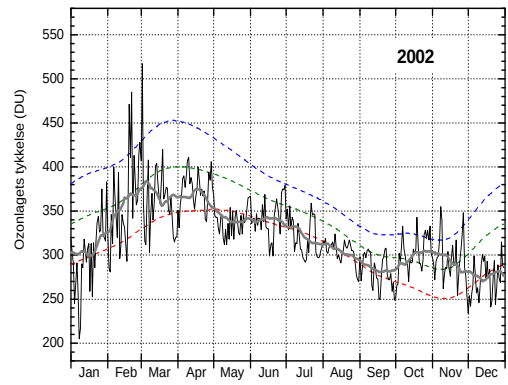
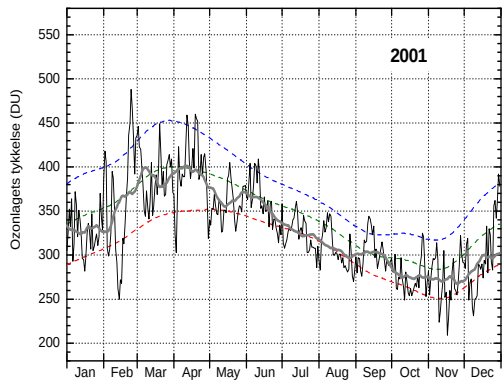
Ozonlagets tykkelse over Danmark 1979-2018. Daglige målinger (tynd, sort linje) er fra NASA's TOMS-instrument på Nimbus7-satellitten i perioden 1979 – juni 1992, fra og med juni 1992 er det DMIs daglige målinger i København. Den grønne stiplede linje angiver middelværdien af daglige målinger i 10-års perioden 1979-1988, mens de blå og røde stiplede linjer angiver henholdsvis middelværdien plus (blå) eller minus (rød) en standardafvigelse fra middelværdien. Det betyder, at ca. 2/3 af alle målinger i perioden 1979-1988 ligger mellem den blå og den røde linje. Den tykke grå linje er en 31-dages løbende middelværdi af de daglige målinger.

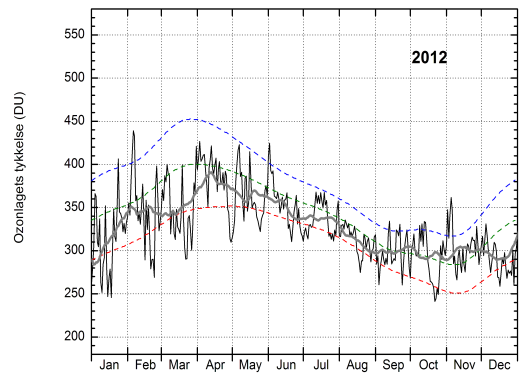
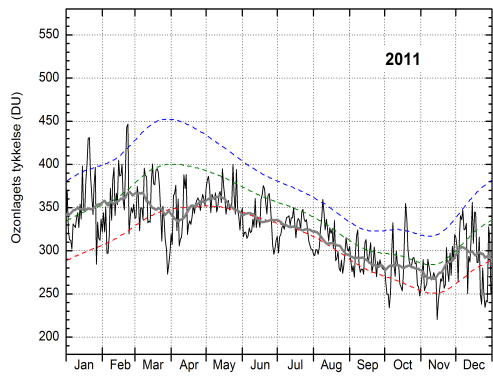
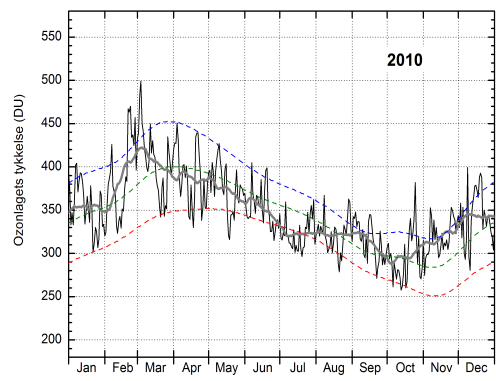
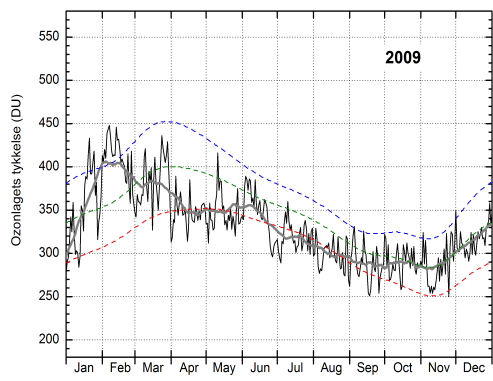
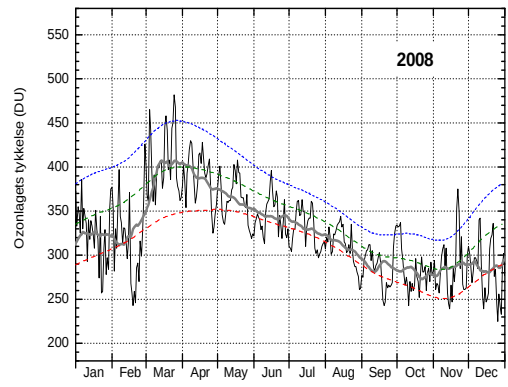
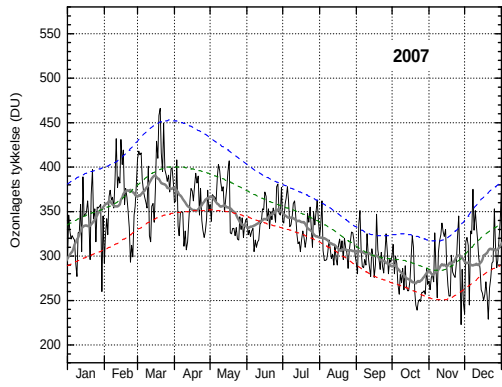


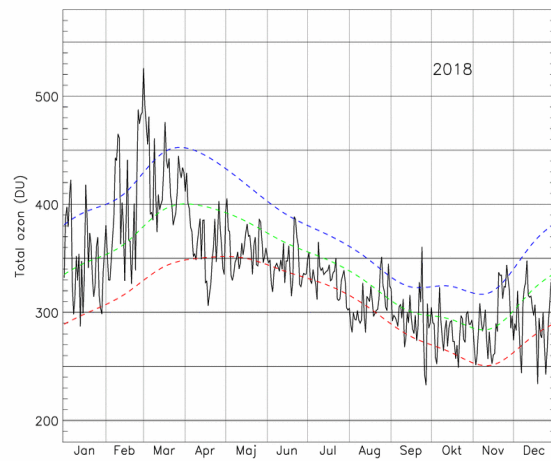
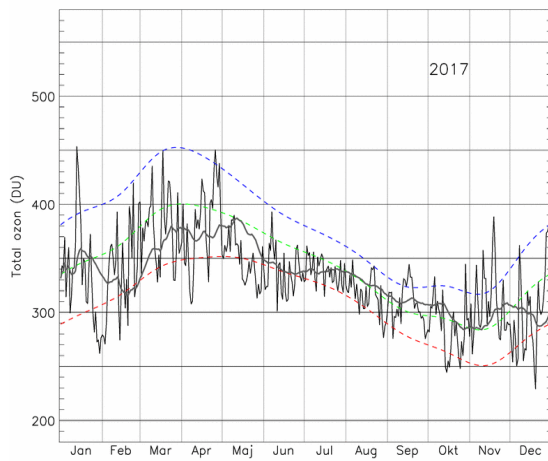
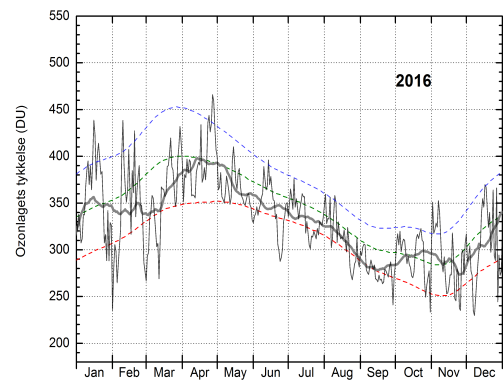
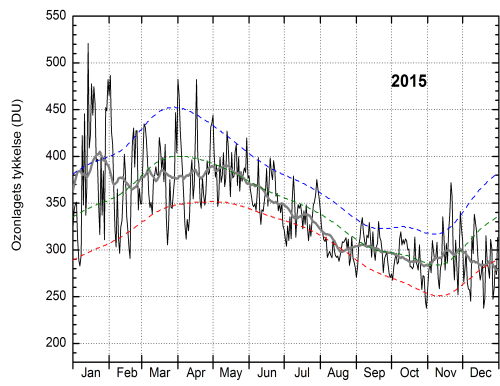
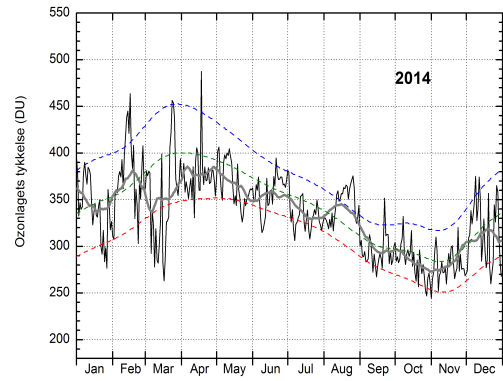
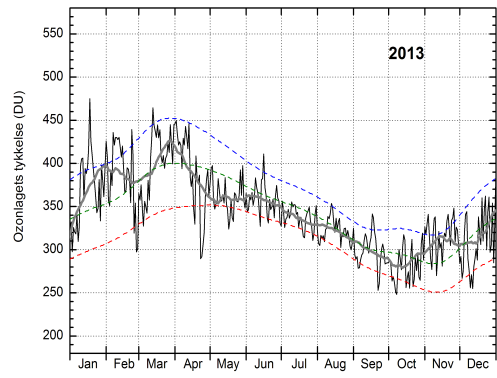


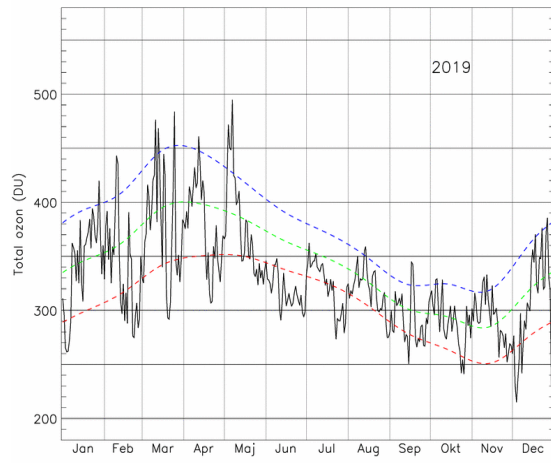






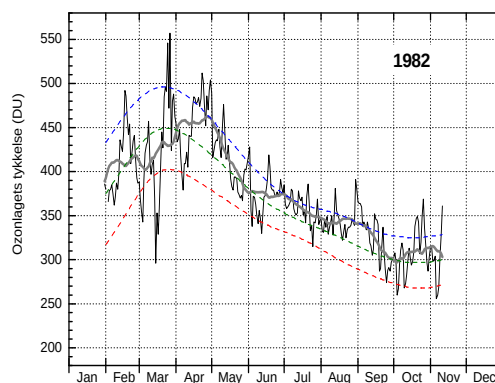
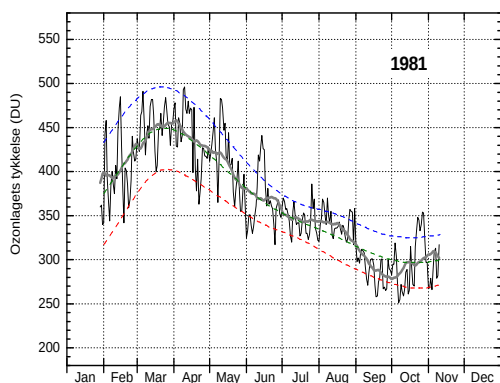
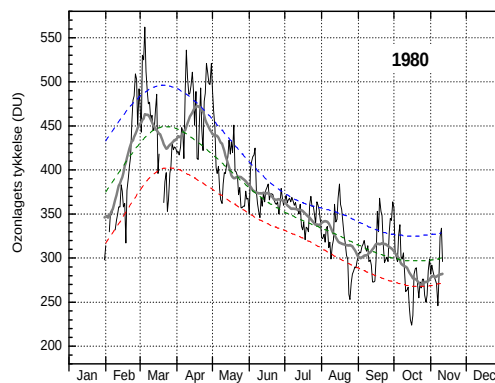
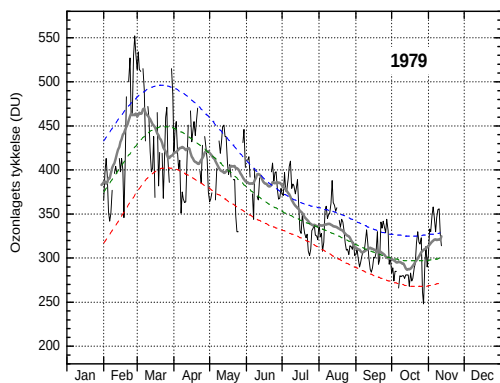


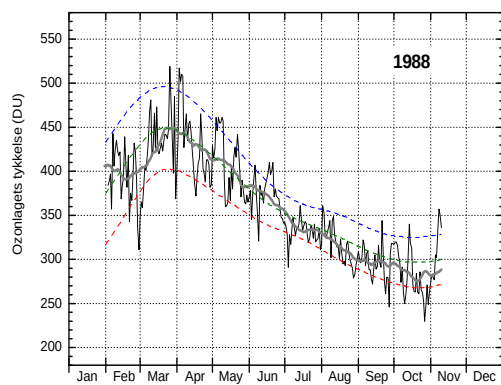
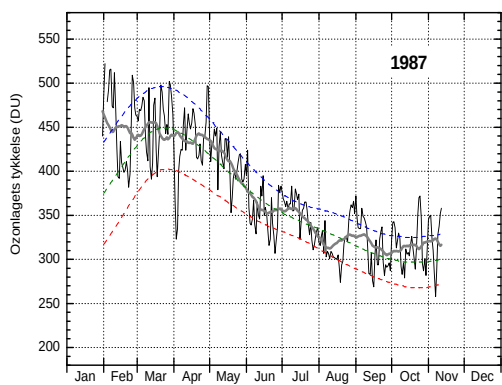
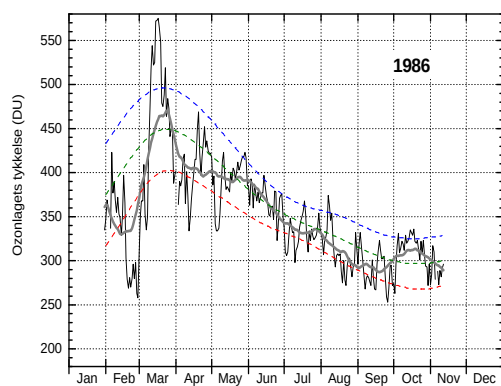
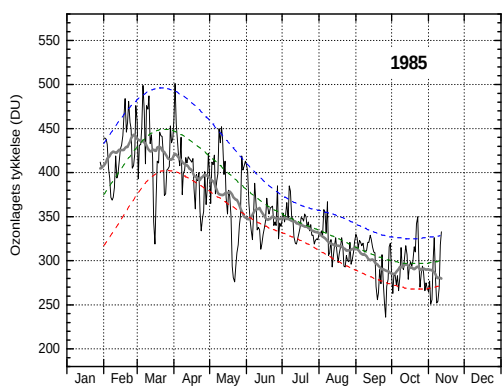
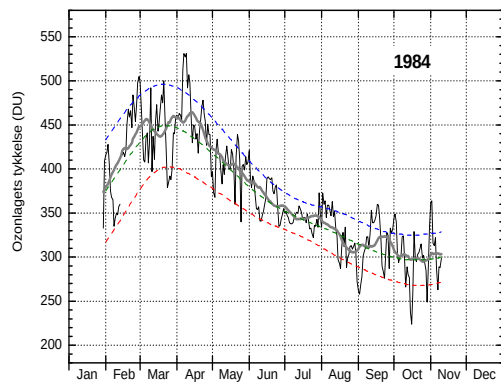
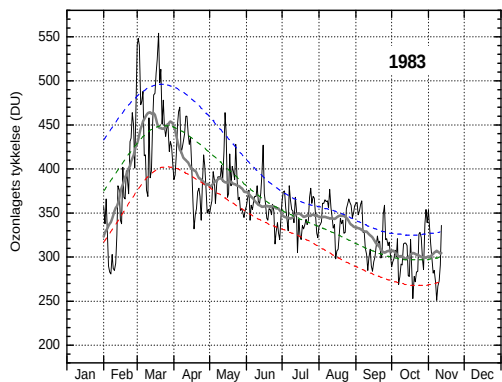


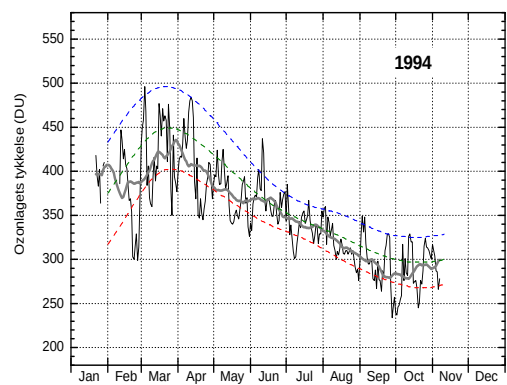
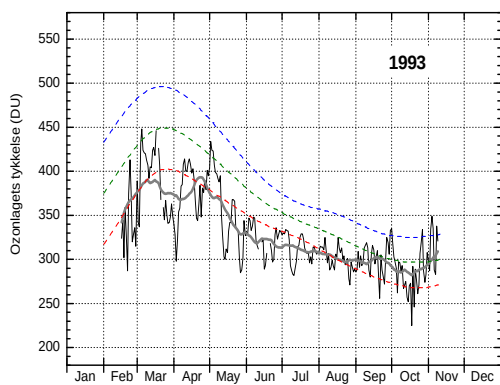
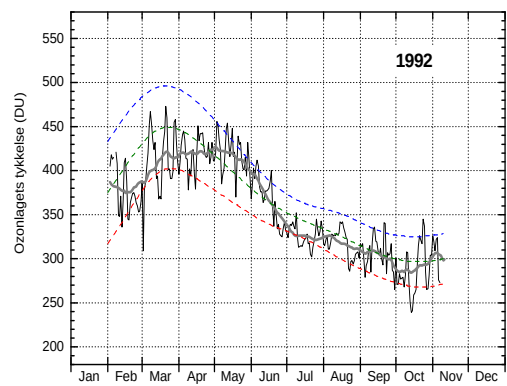
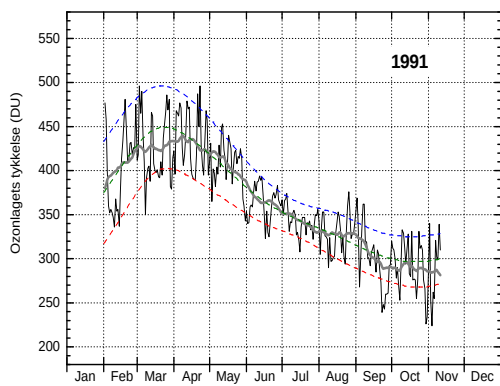
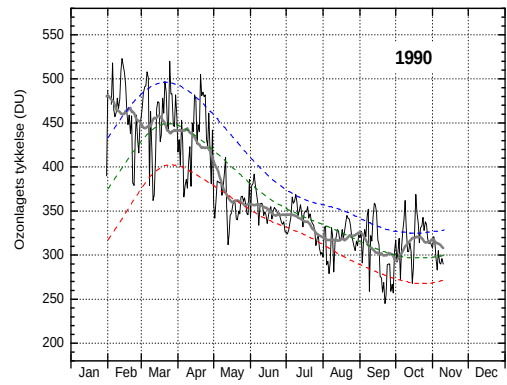
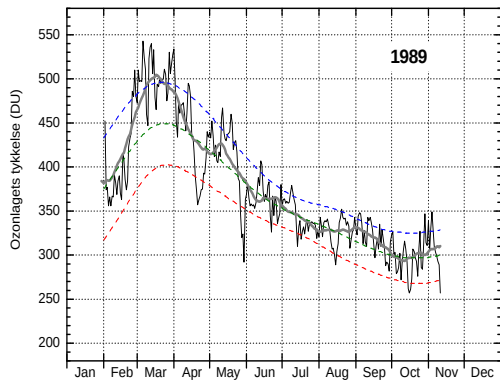


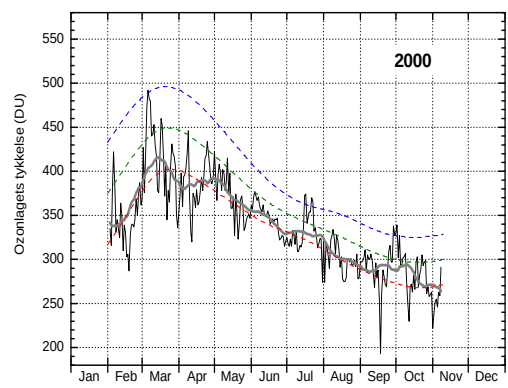
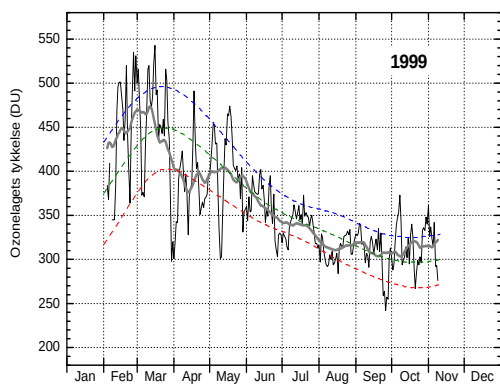
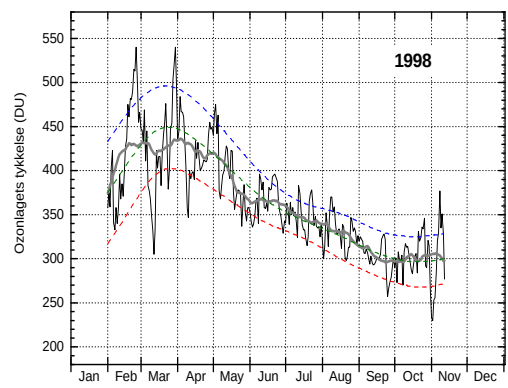
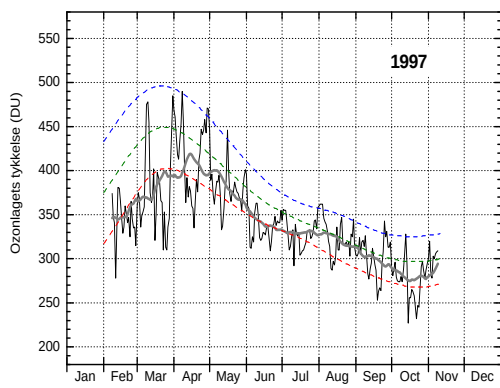
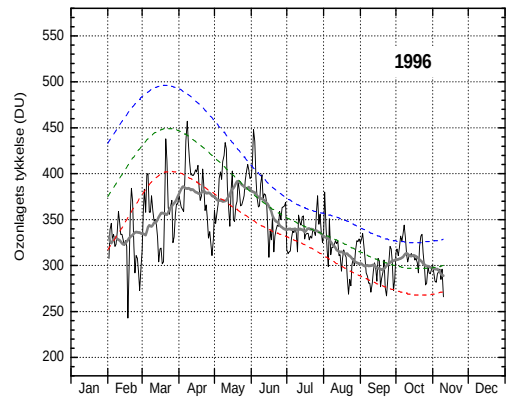
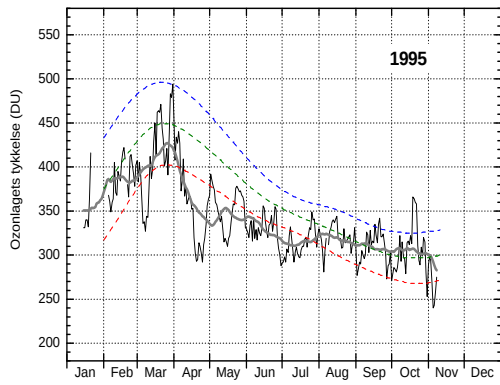
6 Appendix B - Daglige målinger af ozonlaget over Kangerlussuaq

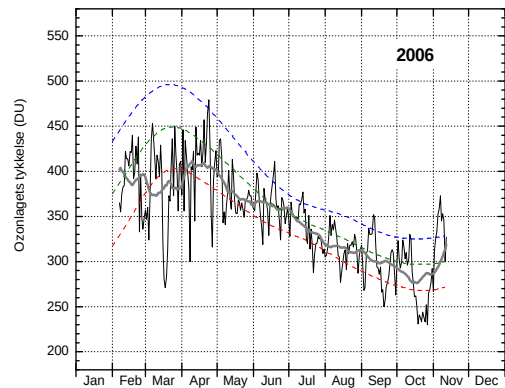
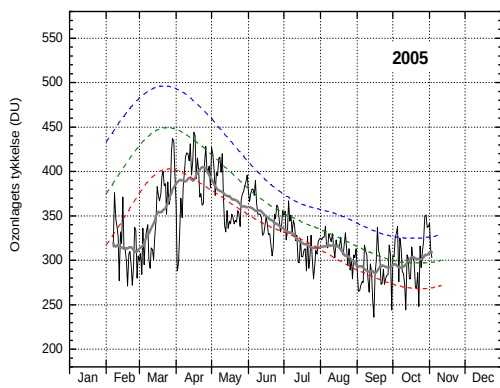
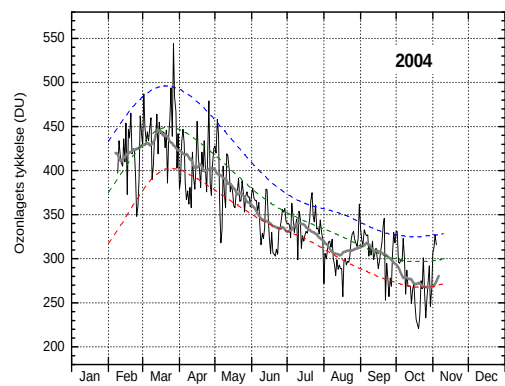
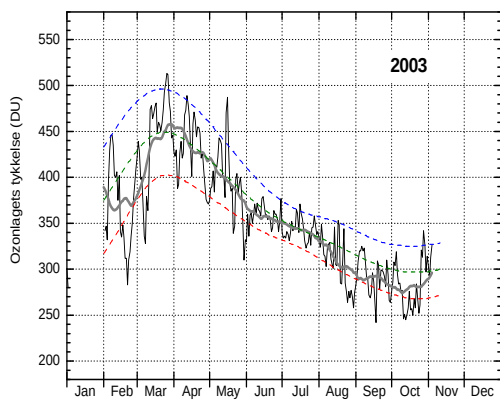
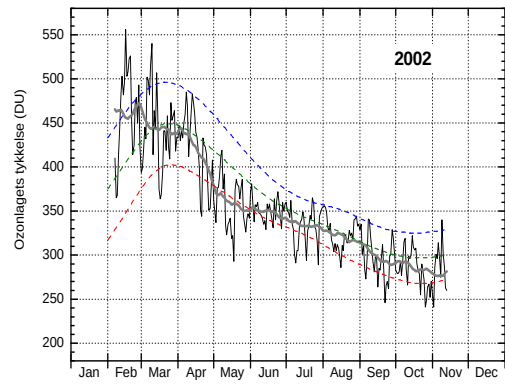
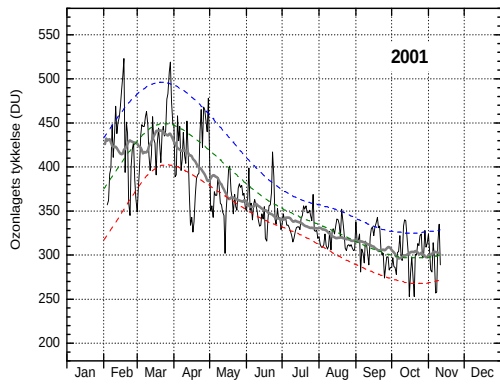
Ozonlagets tykkelse over Kangerlussuaq 1979-2017. Daglige målinger (tynd, sort linje) er indtil 1991 fra NASA's TOMS instrument på Nimbus7-satellitten, fra og med 1991 er det DMI's målinger i Kangerlussuaq. Den grønne stiplede linje angiver middelværdien af daglige målinger i 10-års perioden 1979-1988, mens de blå og røde stiplede linjer angiver henholdsvis middelværdien plus (blå) eller minus (rød) en standardafvigelse fra middelværdien. Det betyder, at ca. 2/3 af alle målinger i perioden 1979-1988 ligger mellem den blå og den røde linje. Den tykke grå linje er en 31-dages løbende middelværdi af de daglige målinger.

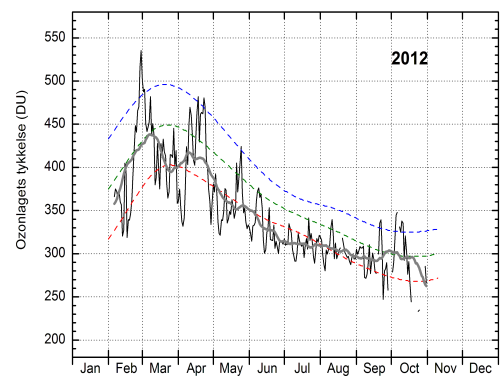
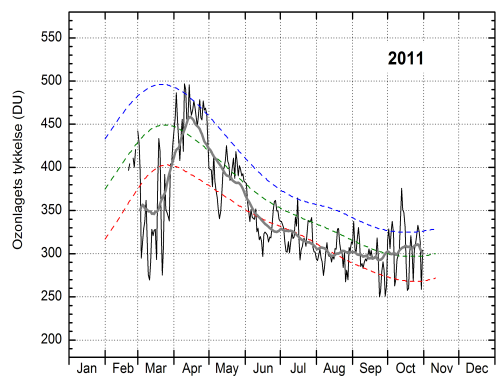
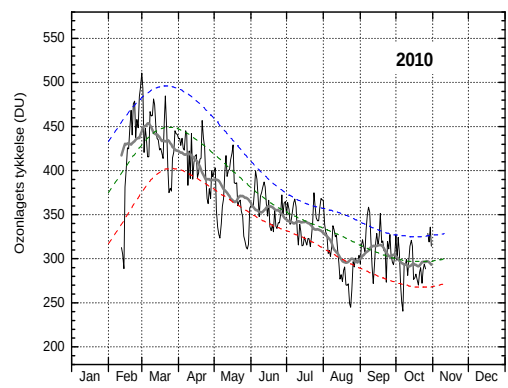
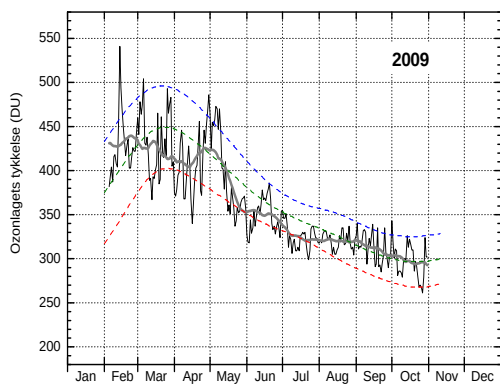
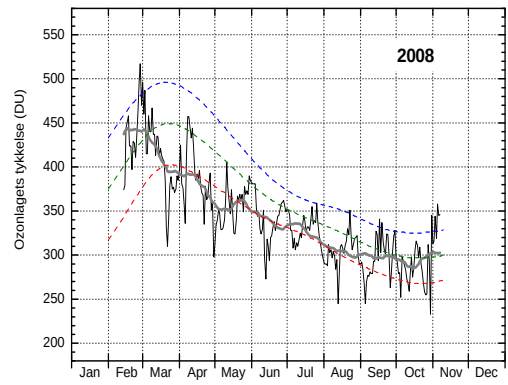
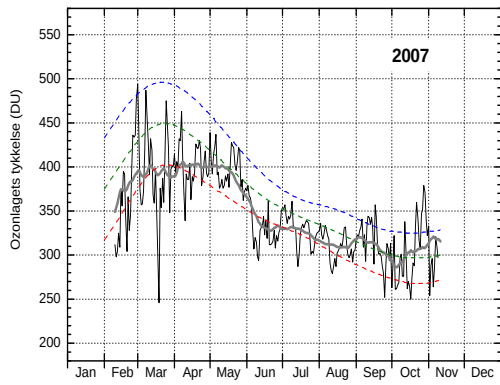


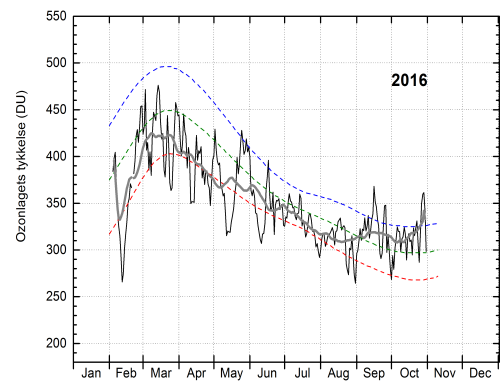
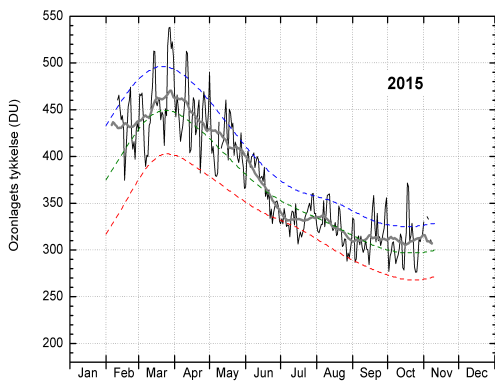
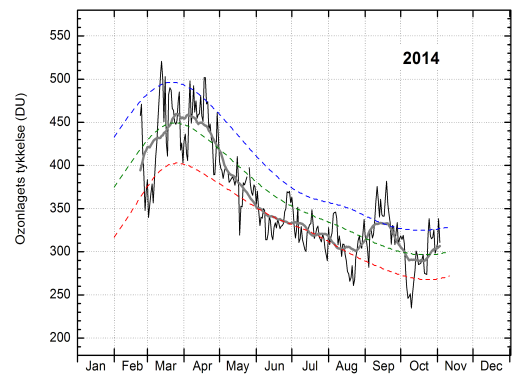
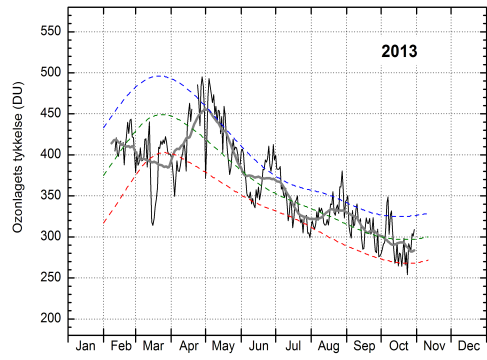








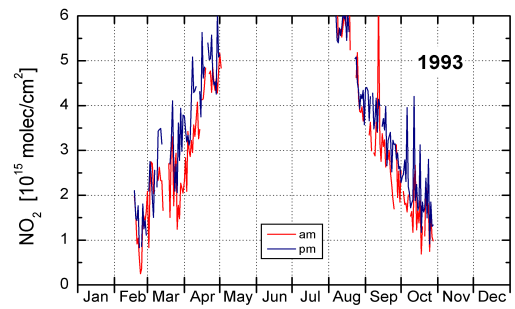
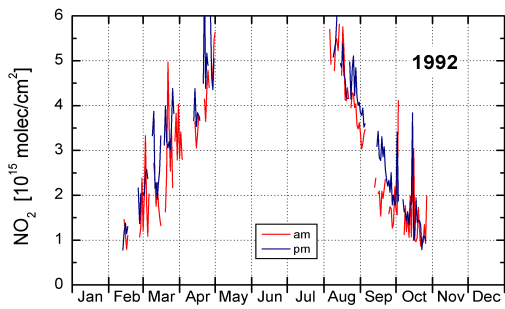
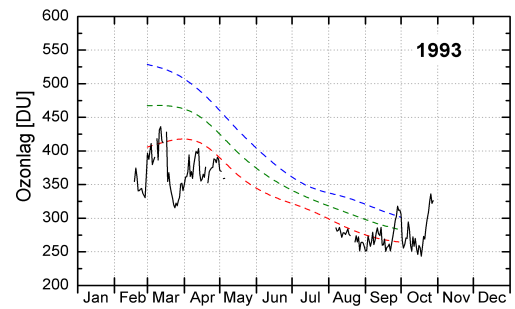
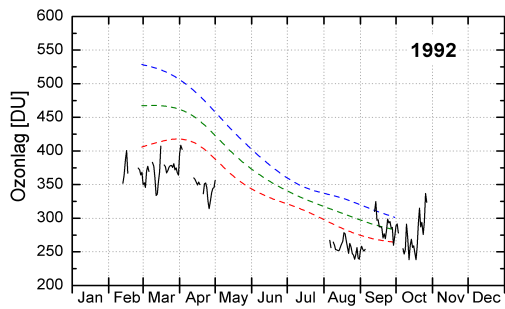
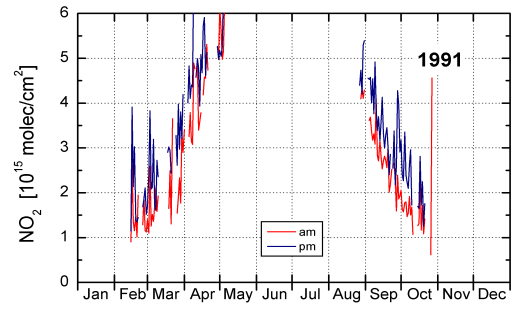
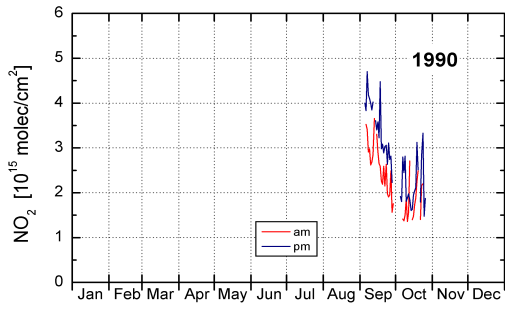
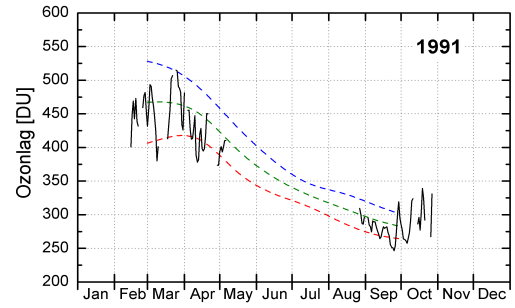
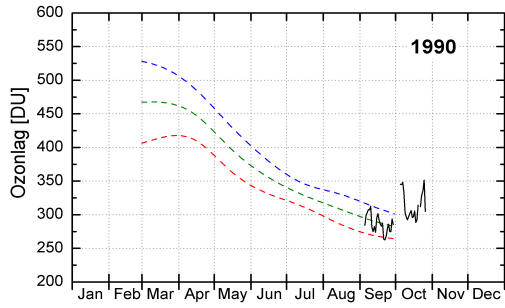


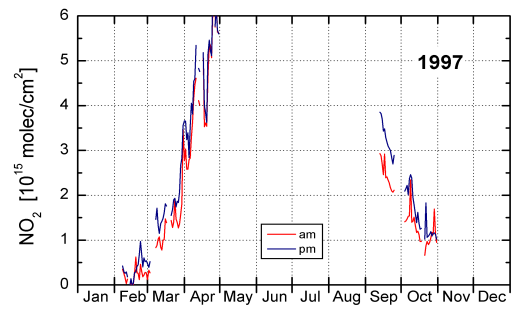
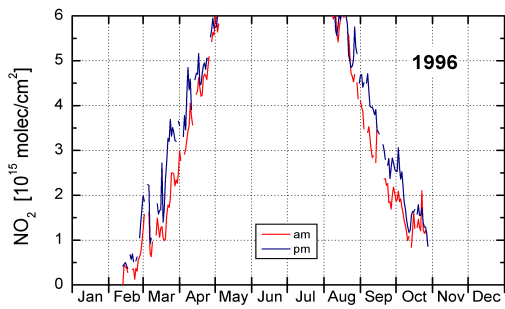
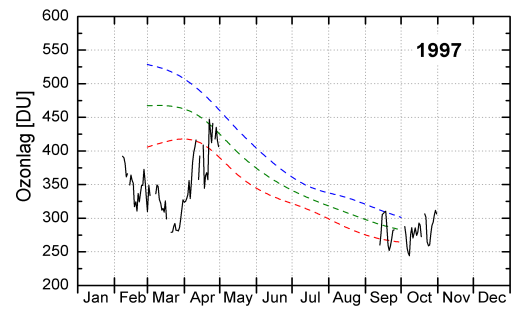
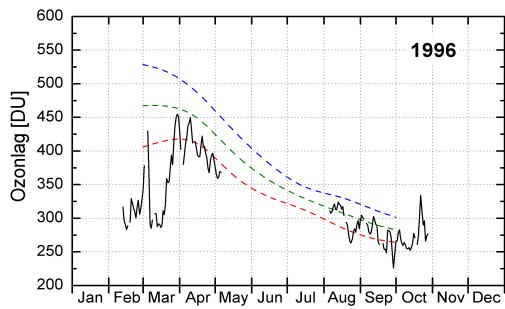
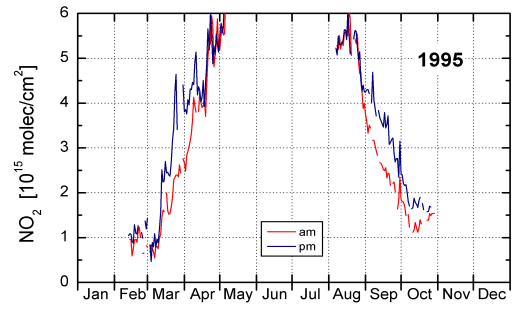
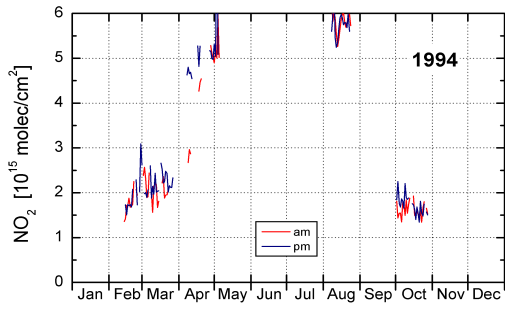
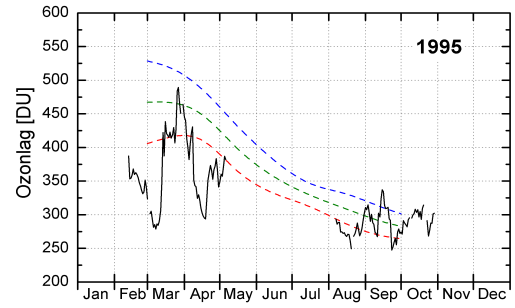
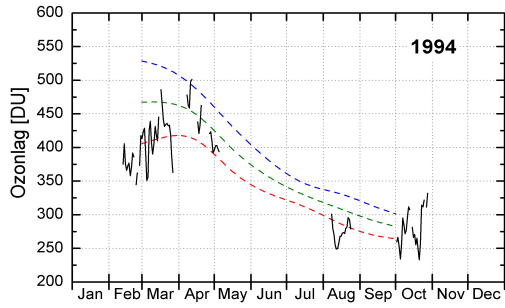


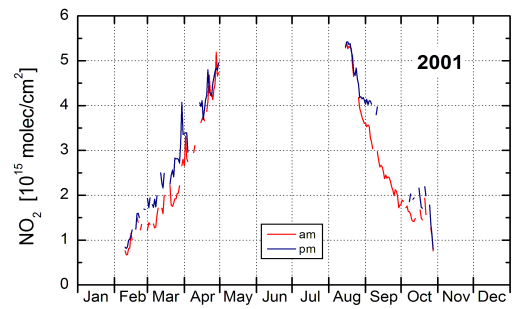
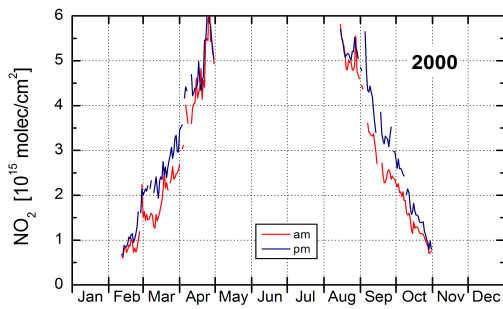
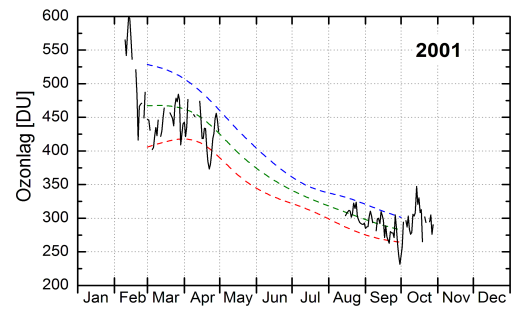
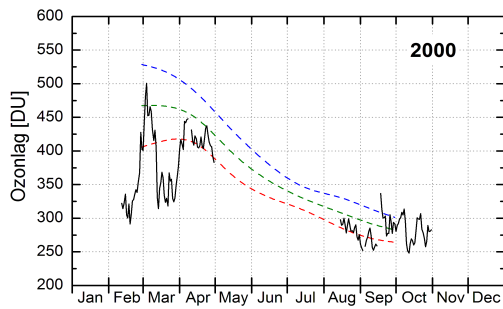
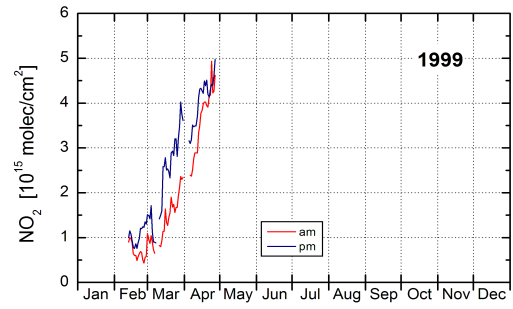
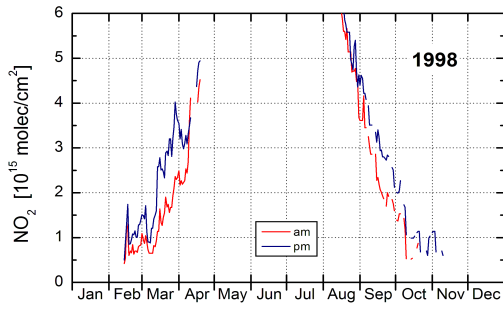
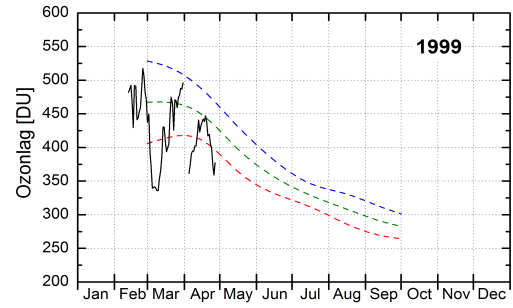
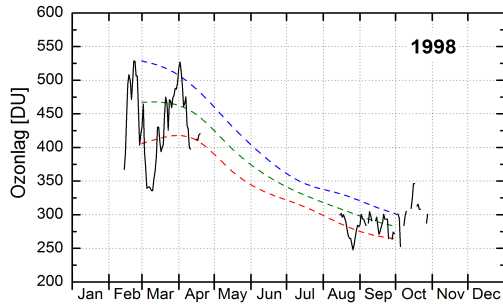


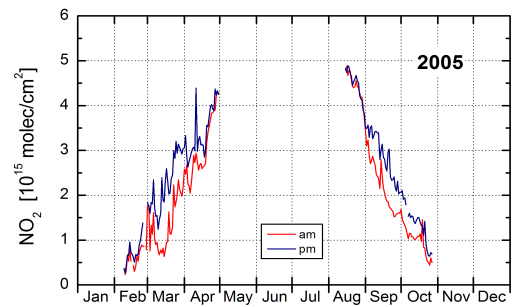
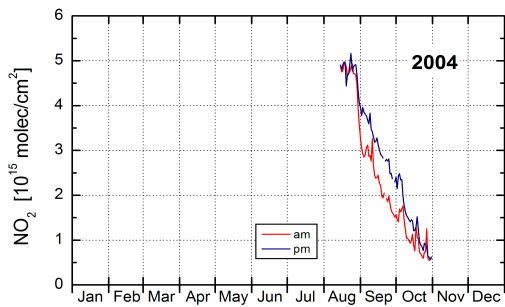
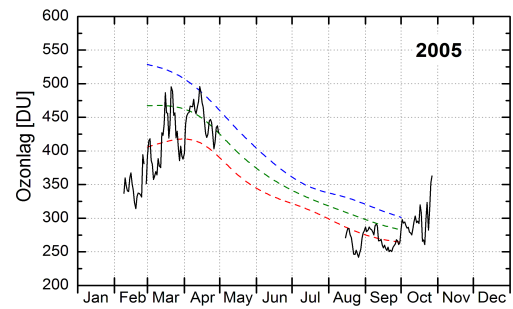
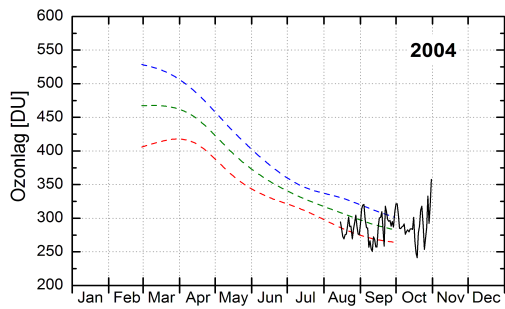
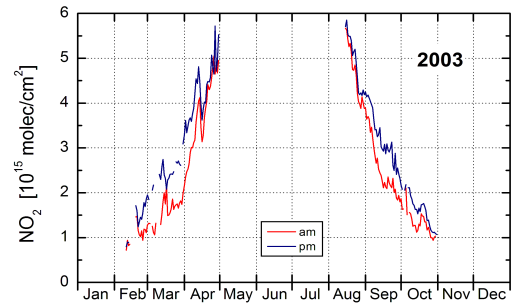
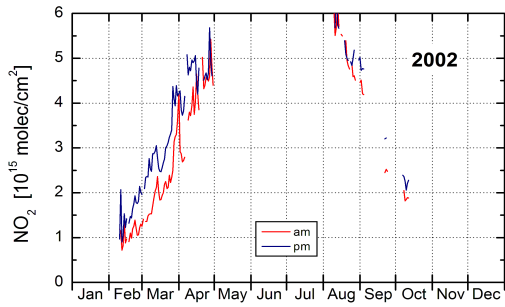
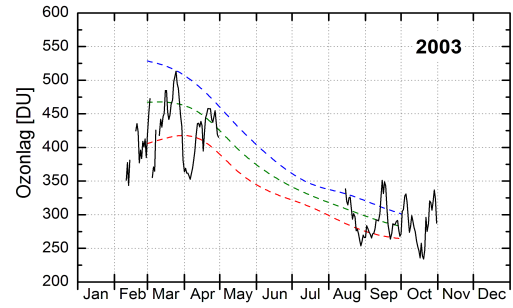
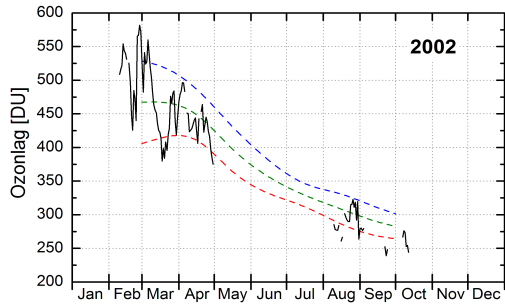
7 Appendix C - Daglige målinger af ozonlaget over Pittufik

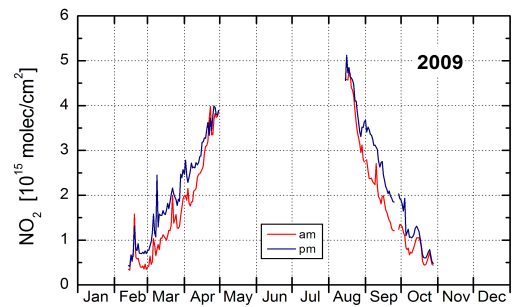
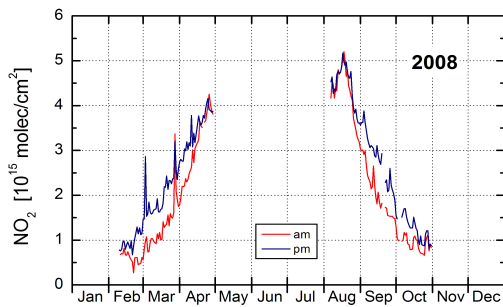
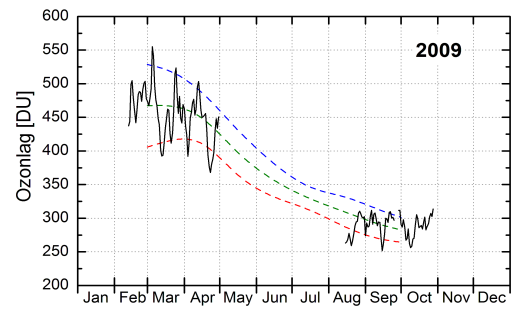
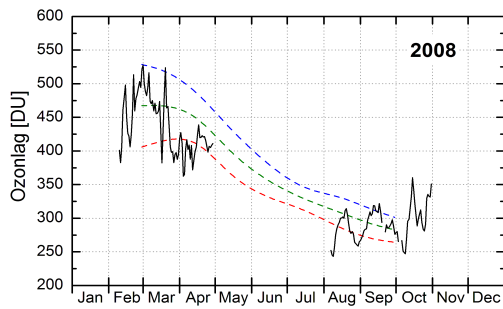
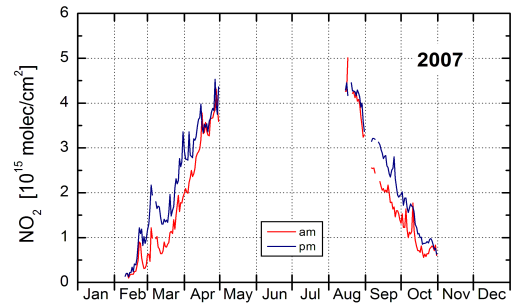
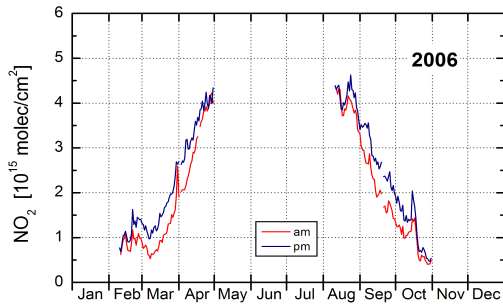
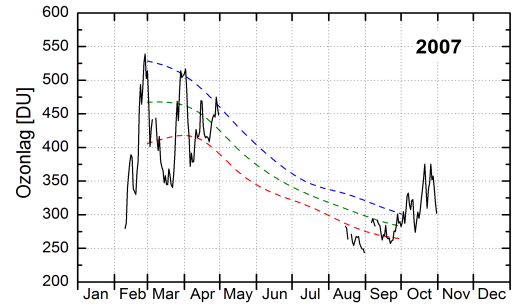
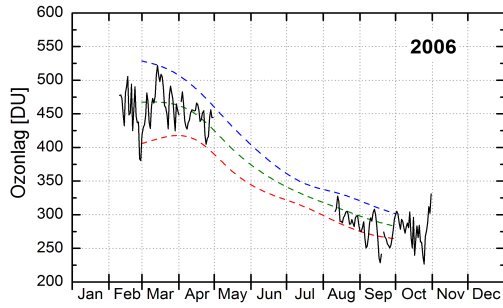
Daglige målinger af ozonlagets tykkelse samt stratosfærisk NO_2 over Pituffik 1990-2016. For ozonlaget angiver den grønne linie middelværdien af daglige målinger i ti-års perioden 1979-1988 målt med TOMS-instrumentet på Nimbus7-satellitten mens de blå og røde stiplede linjer angiver hhv. plus én og minus én standardafvigelse fra middelværdien. Det betyder, at 2/3 af alle målinger i perioden 1979-1988 ligger mellem den blå og den røde linje. NO_2 målingerne viser hhv. morgen- (solopgang - am) og aftenverdier (solnedgang - pm). Målingerne er ophørt med udgangen af 2017 og SAOZ-instrumentet flyttet til Kangerlussuaq.

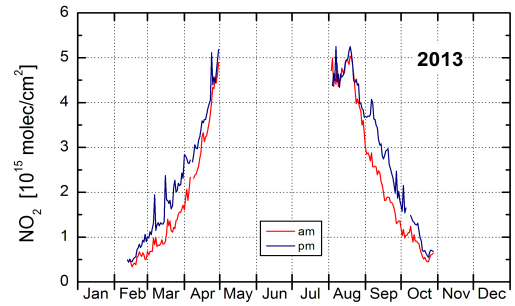
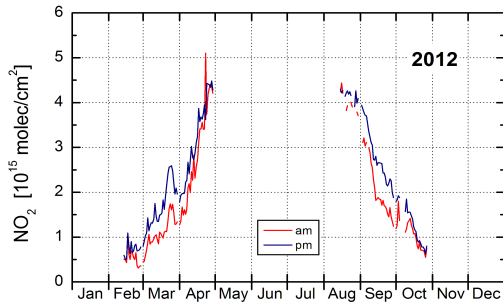
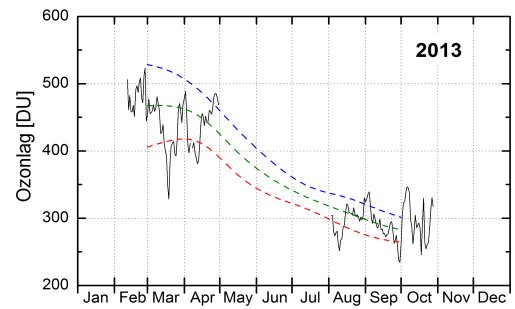
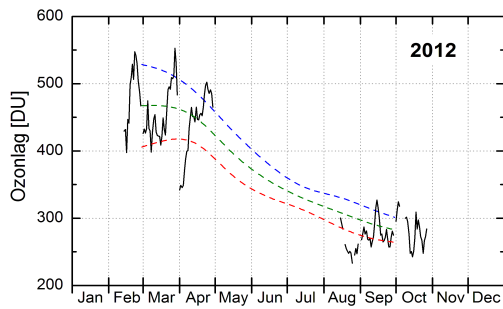
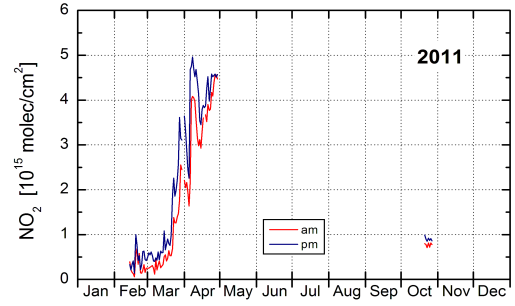
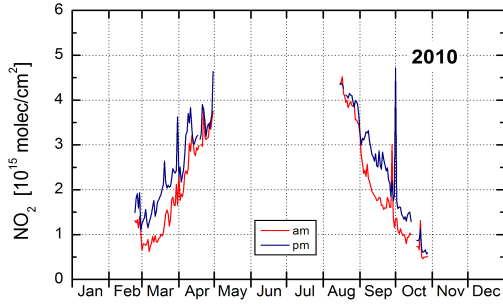
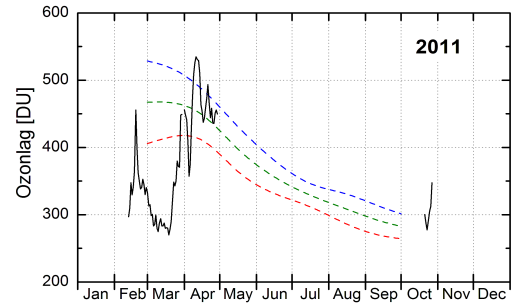
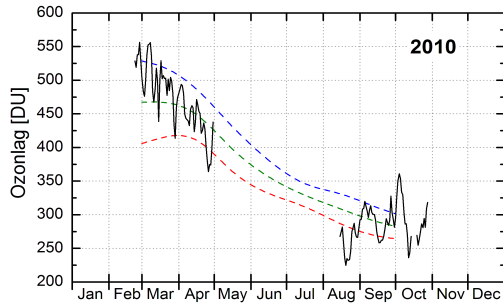


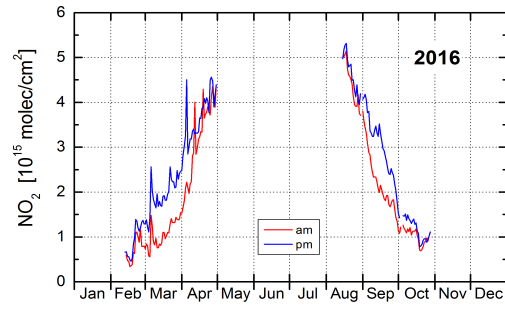
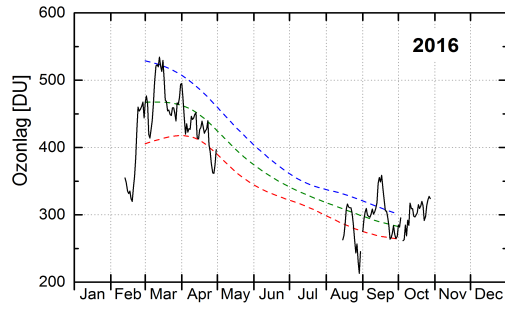
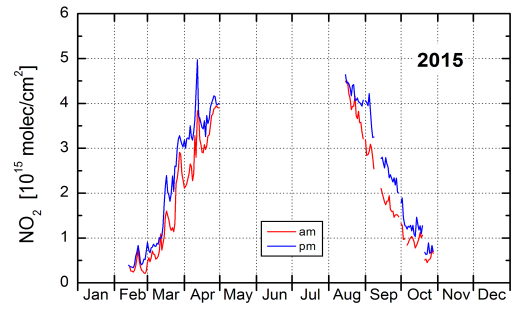
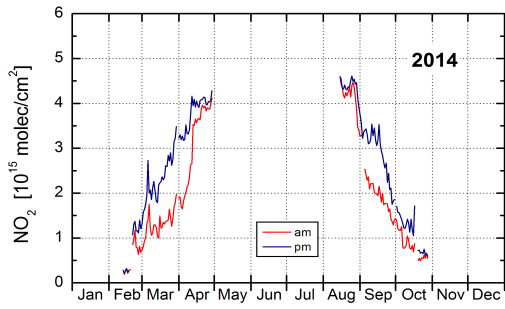
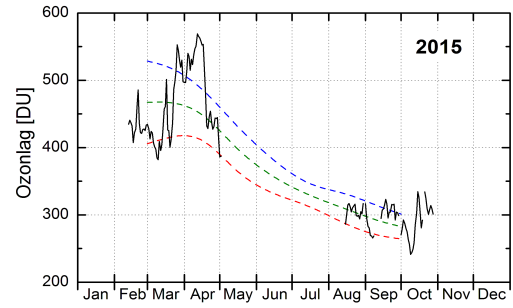
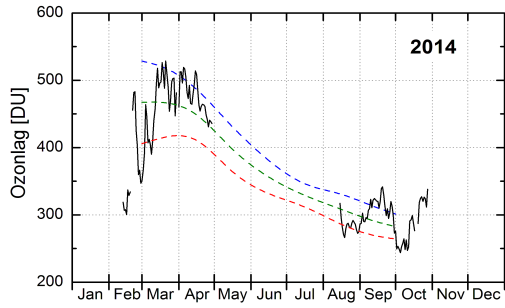












8 Appendix D - PSC areal over den nordlige halvkugle

De følgende figurer viser arealet af den nordlige halvkugle dækket af PSC'er (Polar Stratospheric Clouds eller polarstratosfæriske skyer) i højdeintervallet 350-675 K potentiel temperatur, svarende til ca. 14-26 km. Vinteren er navngivet efter det år, hvor den slutter. Således angiver eksempelvis vinteren 1995 perioden fra 01.11.1994-31.03.1995. Den 01.11. er på figurerne angivet som dag -60, hvorved den 01.01. er dag 0, og den 31.03. er dag 90, hvor beregningen af PSC-arealet ophører.

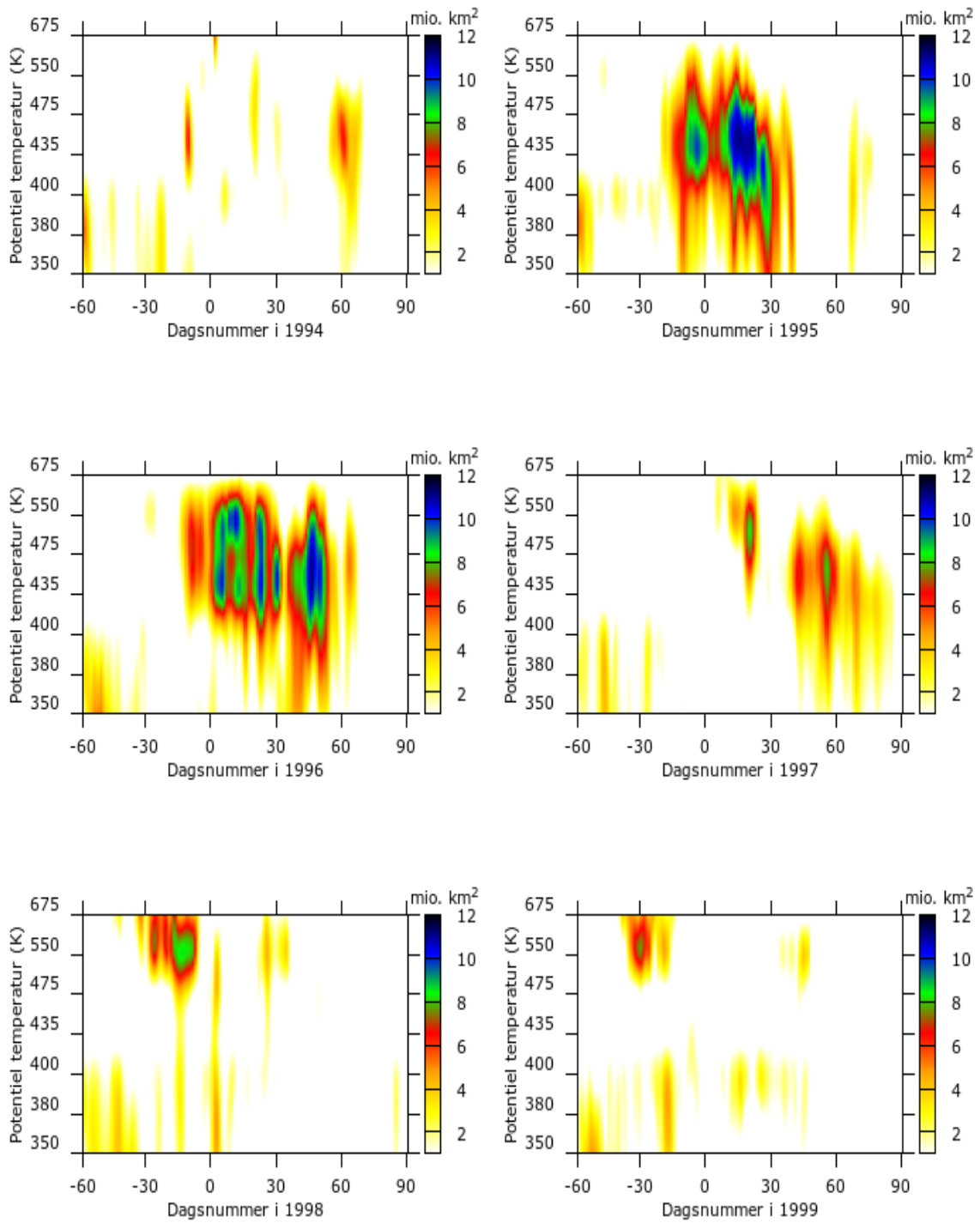


Fig. D1 - PSC'er i årene 1994-1999. Nedbrydningen af ozon starter først omkring dag 30, så der har i denne periode kun været en væsentlig nedbrydning i 1996.

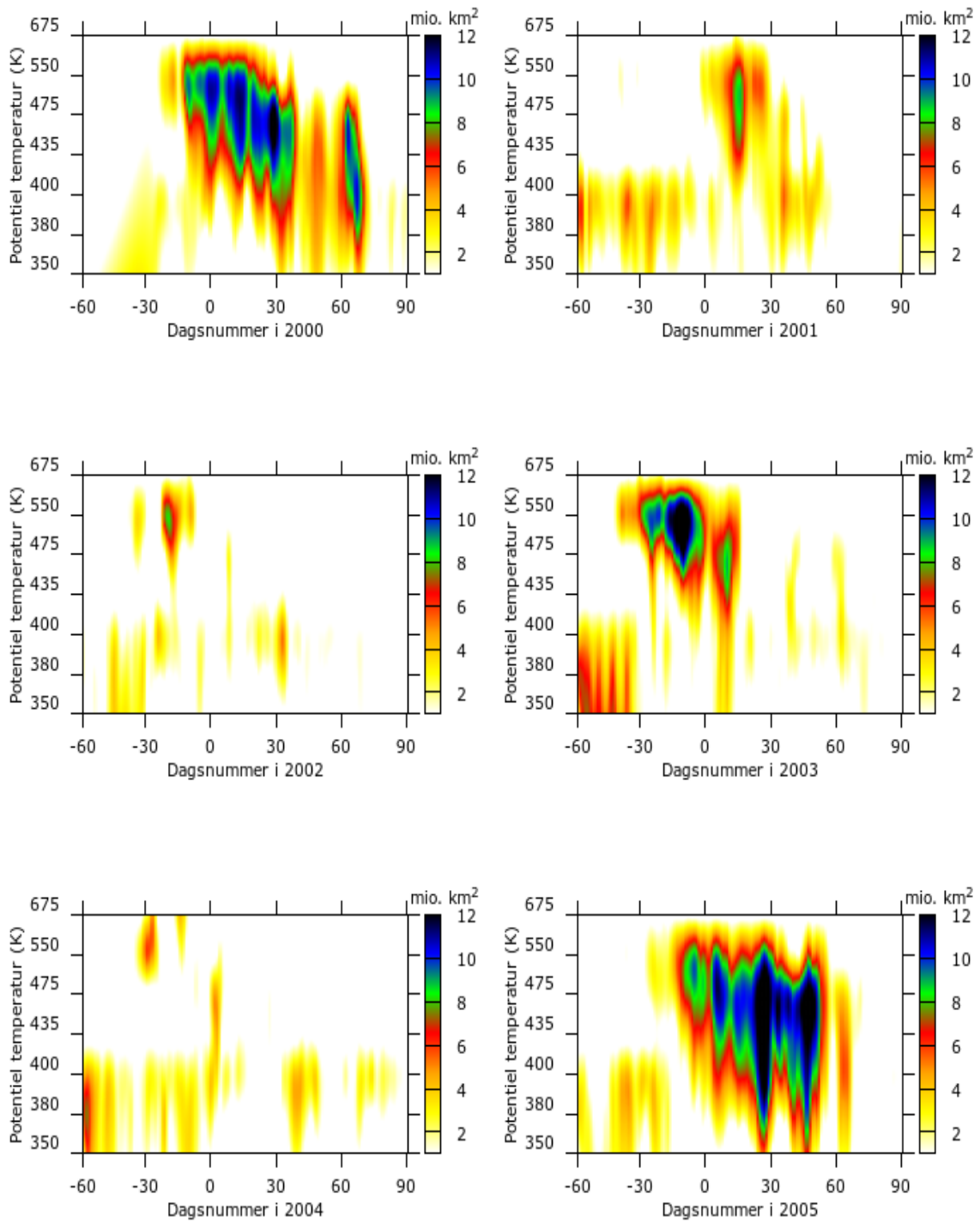


Fig. D2 - PSC'er i årene 2000-2005. Nedbrydningen af ozon starter først omkring dag 30, så der har i denne periode været en vis nedbrydning i år 2000 og en væsentlig nedbrydning i 2005.

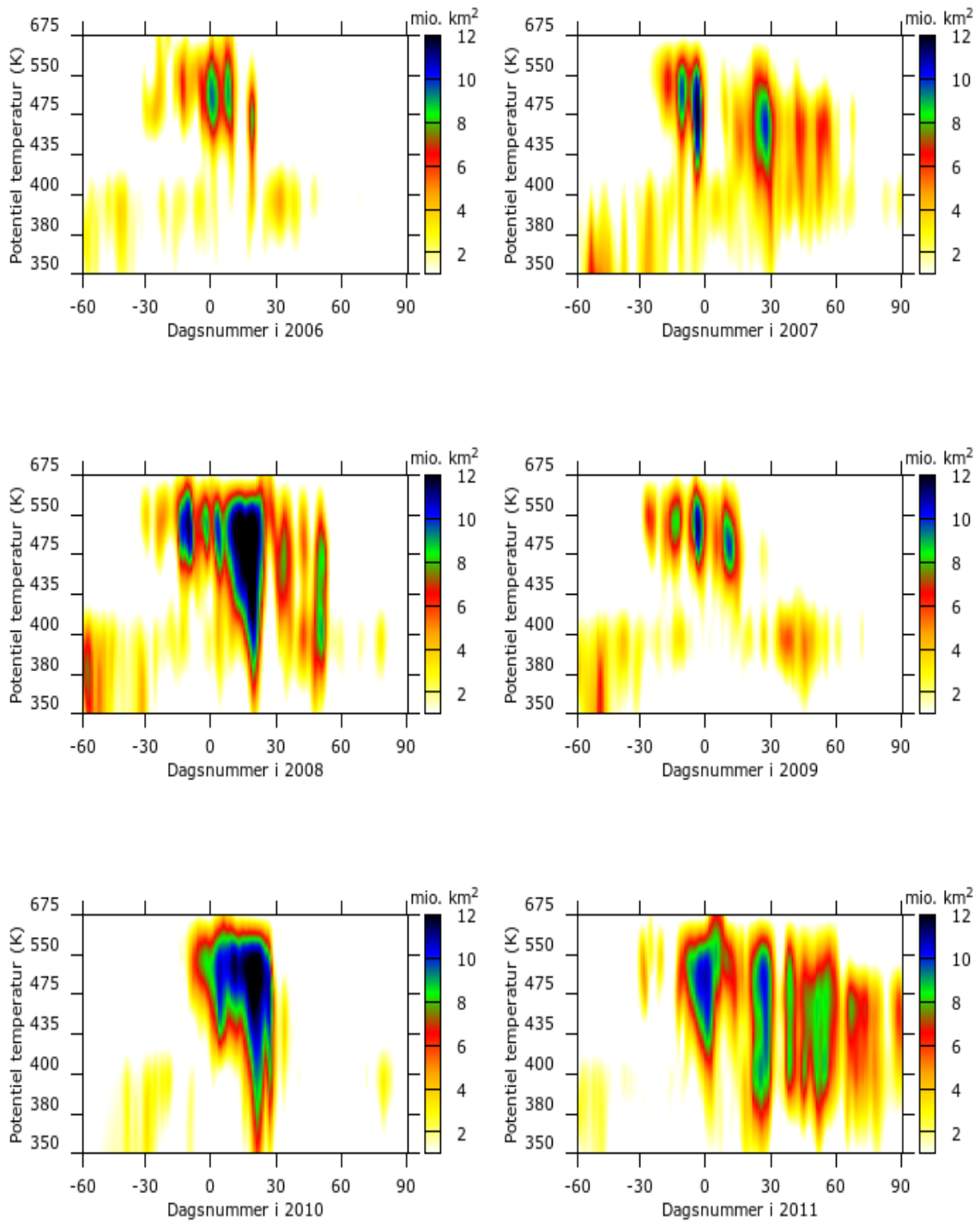


Fig. D3 - PSC'er i årene 2006-2011. Nedbrydningen af ozon starter først omkring dag 30, så der har i denne periode kun været en beskedent nedbrydning undtaget i år 2011, hvor der blev konstateret stor nedbrydning og dannelse af det første arktiske ozonhul..

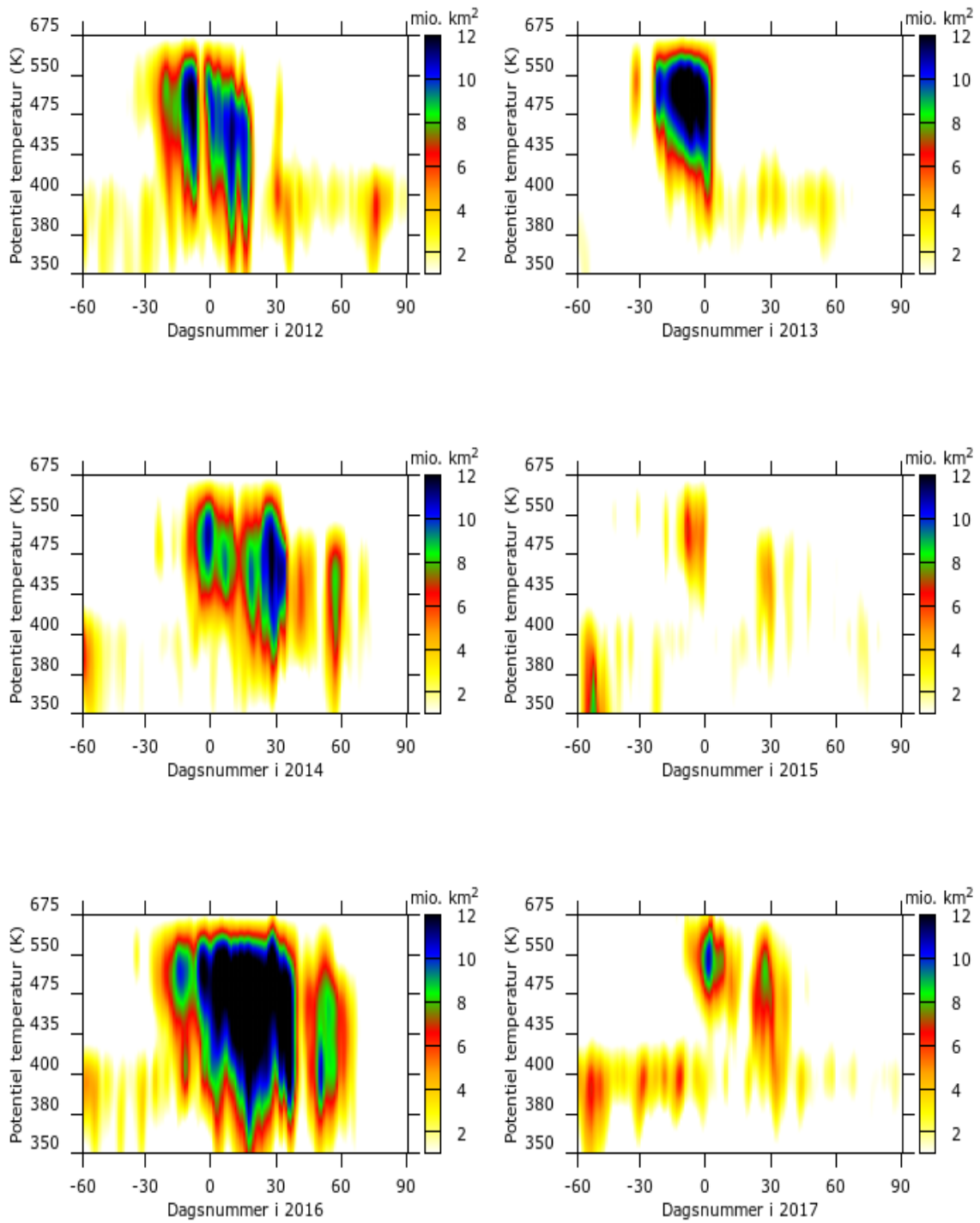


Fig. D4 - PSC'er i årene 2012-2017. Nedbrydningen af ozon starter først omkring dag 30, så der har i denne periode kun været en mindre nedbrydning i 2014 og en noget større nedbrydning i 2016.

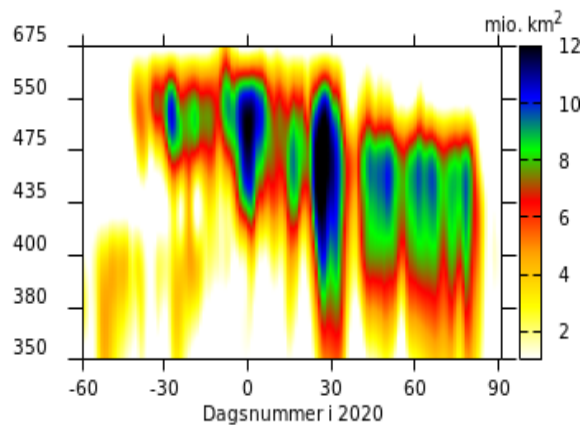
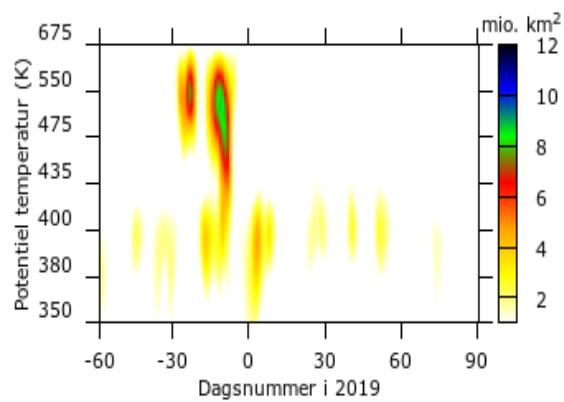
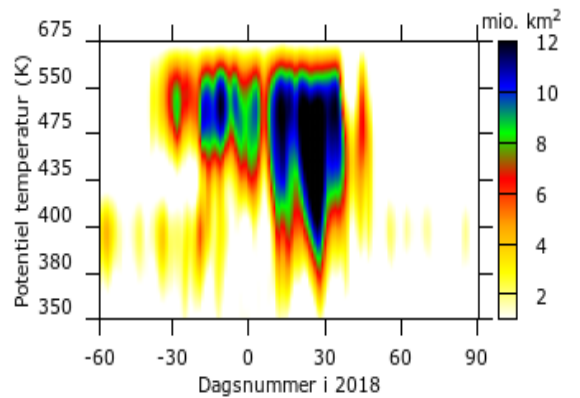


Fig. D5 – Areal af PSC'er i 2018-20. Som det ses af figuren, var der i vinteren 2018-19 ikke megen dannelse PSC'er. Arealet var maksimalt frem til slutningen af december. Herefter nedbrød en pludselig opvarmning ('sudden warming') den arktiske hvirvel, og et par uger efter slog et kuldefrembrud igennem på især USA's østkyst. Vinteren 2019-20 bød derimod på en meget lang periode med PSC'er - faktisk helt frem i april, hvor beregning af PSC-areal er ophørt, jfr. Appendix I.

9 Appendix E - UV dosis målt i København

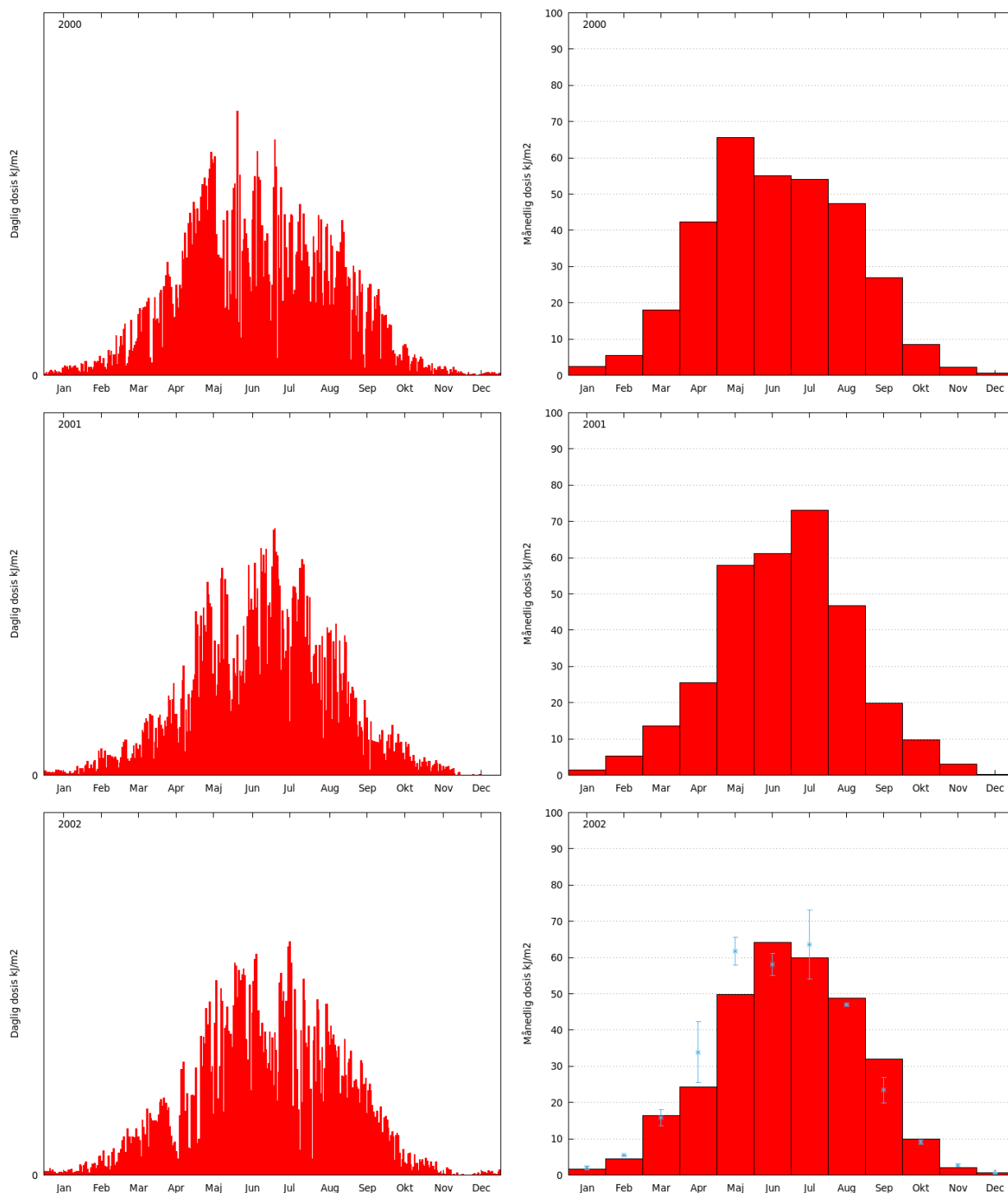


Fig. E1 – Den målte totale daglige (venstre panel) og månedlige (højre panel) dosis af hudskadelig UV stråling i København for 2000-2002. Punkterne i højre panel for 2002 angiver middel-, minimum- og maksimumsværdier for de foregående år (2000-2001). For år 2000 ses det noget usædvanlige, at den totale dosis i maj var højere end i de øvrige sommermåneder, hvor vejret var præget af mange skyer.

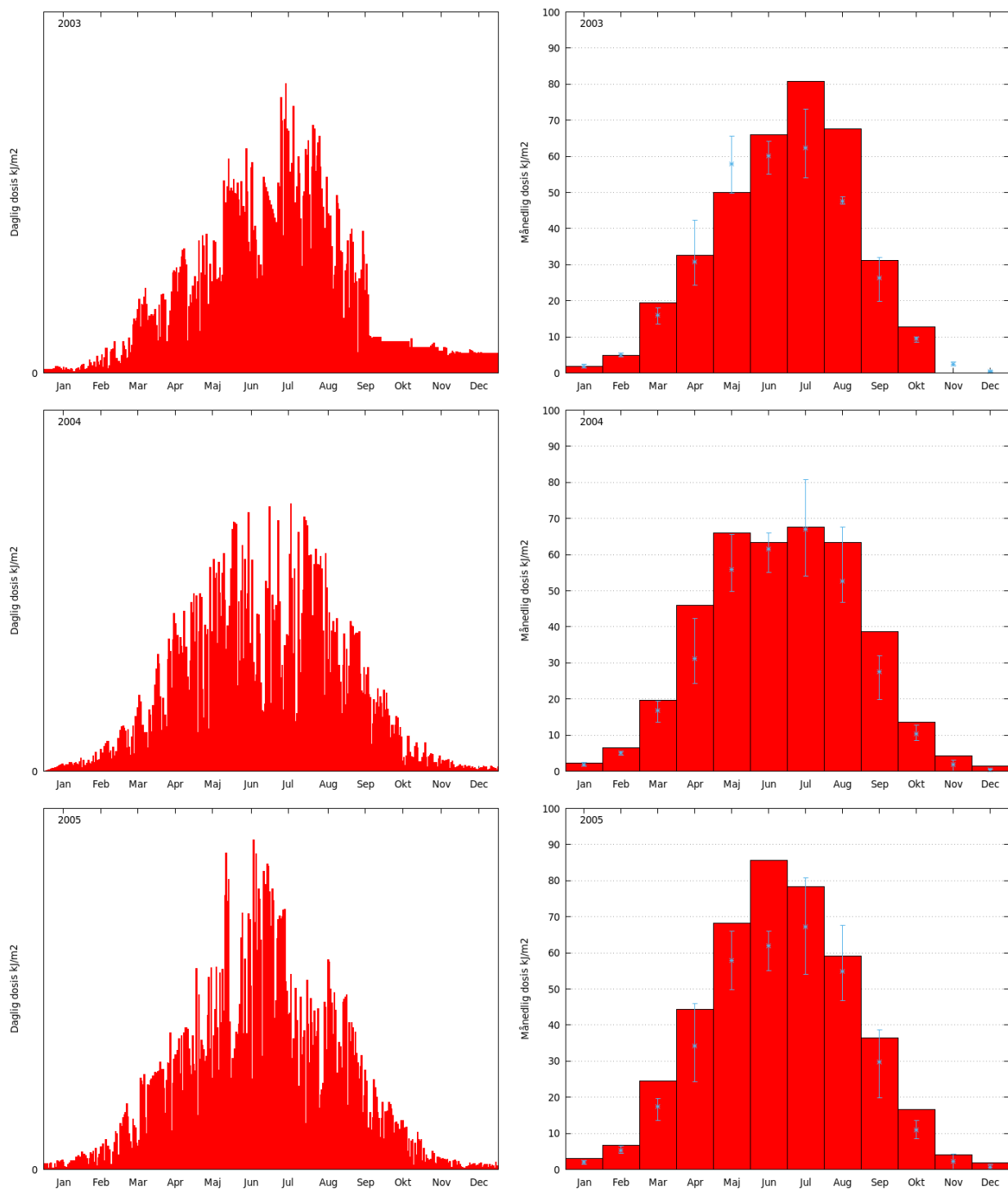


Fig. E2 - Den målte totale daglige (venstre panel) og månedlige (højre panel) dosis af hudskadelig UV stråling i København for 2003-2005. Punkterne i højre panel for angiver middel-, minimum- og maksimumsværdier for de foregående år siden 2000. 2005 blev et meget solrigt år, især for januar til juli. Den samlede årlige dosis satte rekord i 2005, en rekord der holdt helt til 2018 (Fig. E7).

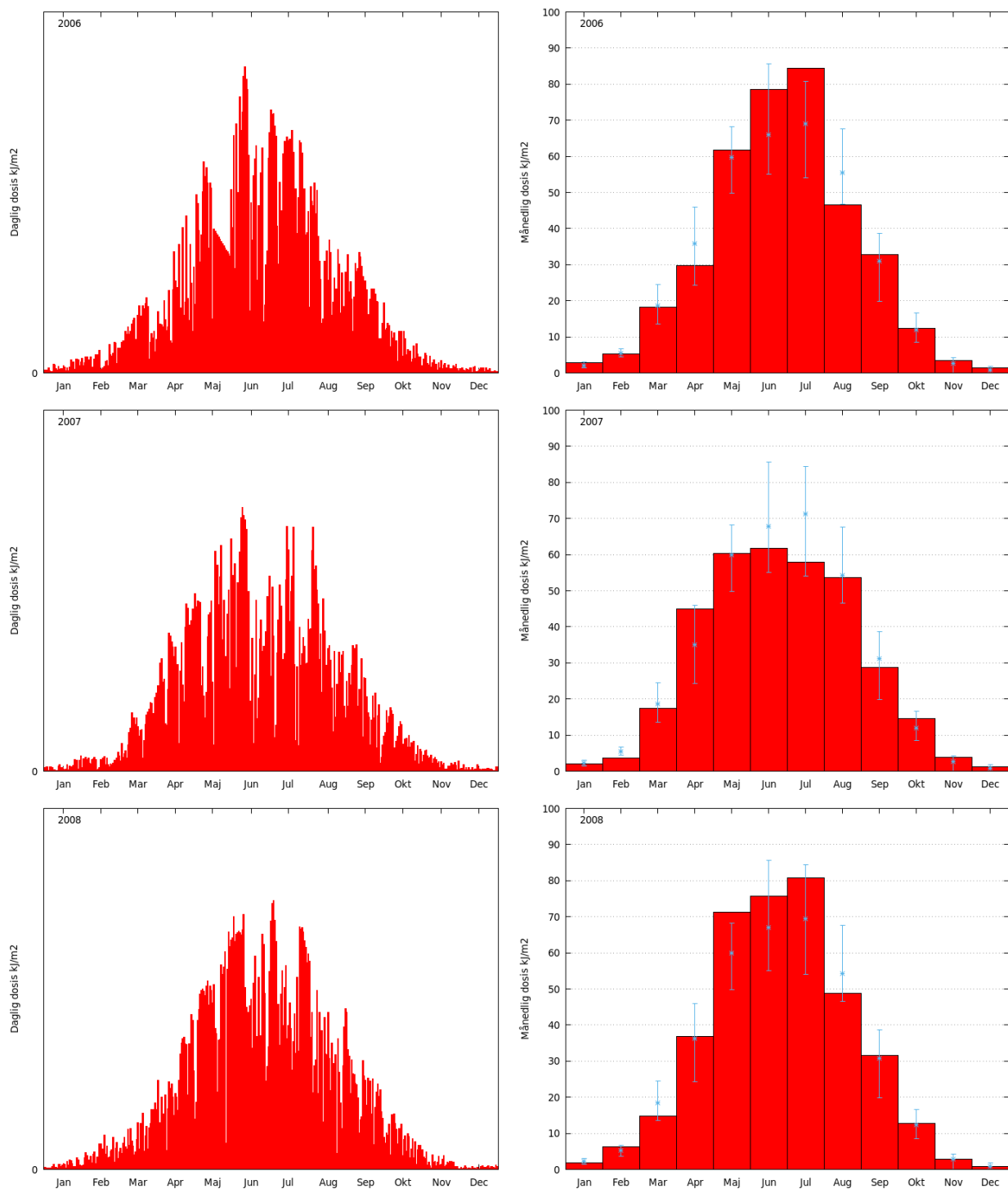


Fig. E3 - Den målte totale daglige (venstre panel) og månedlige (højre panel) dosis af hudskadelig UV stråling i København for 2006-2008. Punkterne i højre panel for angiver middel-, minimum- og maksimumsværdier for de foregående år siden 2000. I 2006 er kontrasten mellem en rekord solrig juli og en meget overskyet august slående.

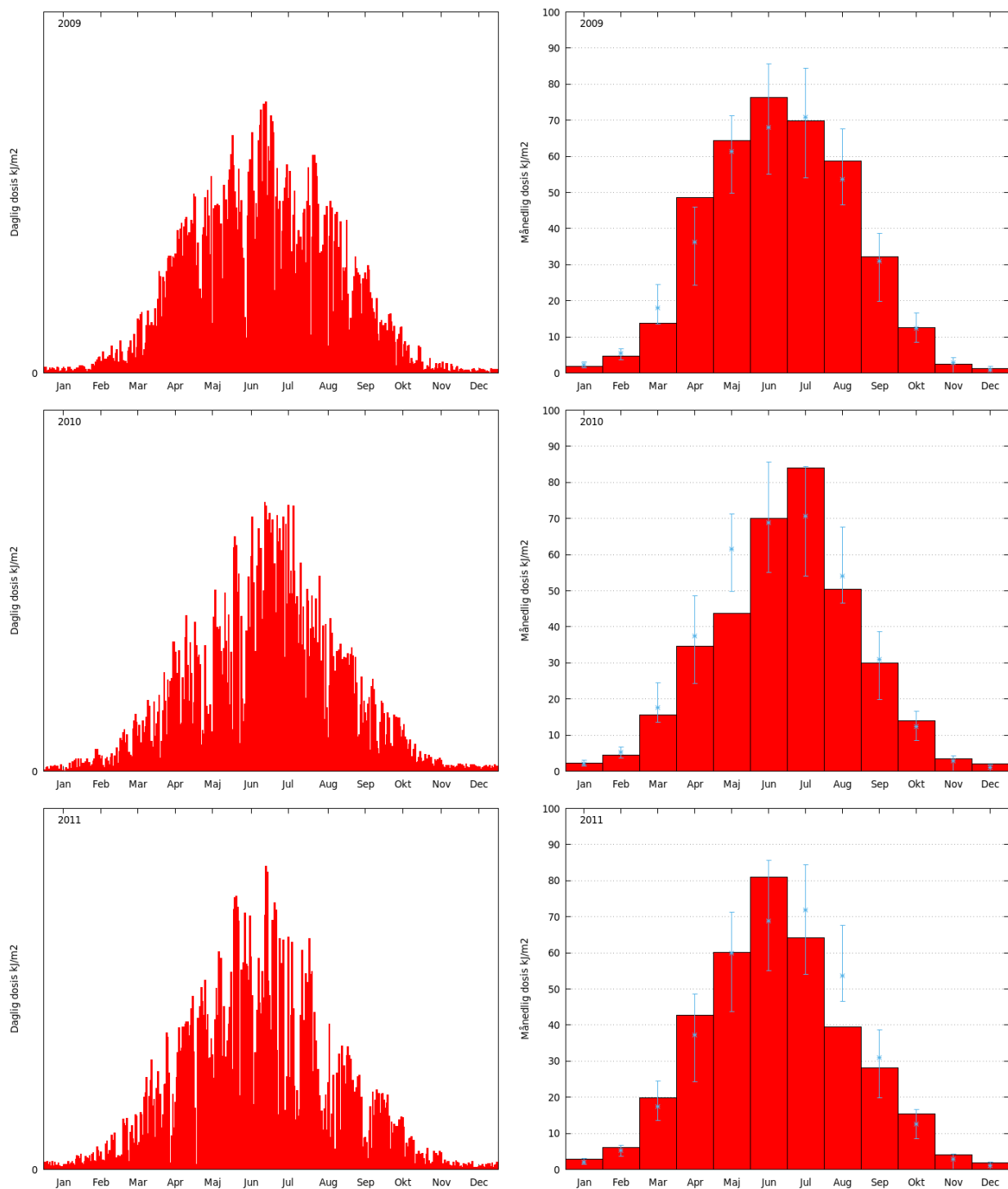


Fig. E4 - Den målte totale daglige (venstre panel) og månedlige (højre panel) dosis af hudskadelig UV stråling i København for 2009-2011. Punkterne i højre panel for angiver middel-, minimum- og maksimumsværdier for de foregående år siden 2000.

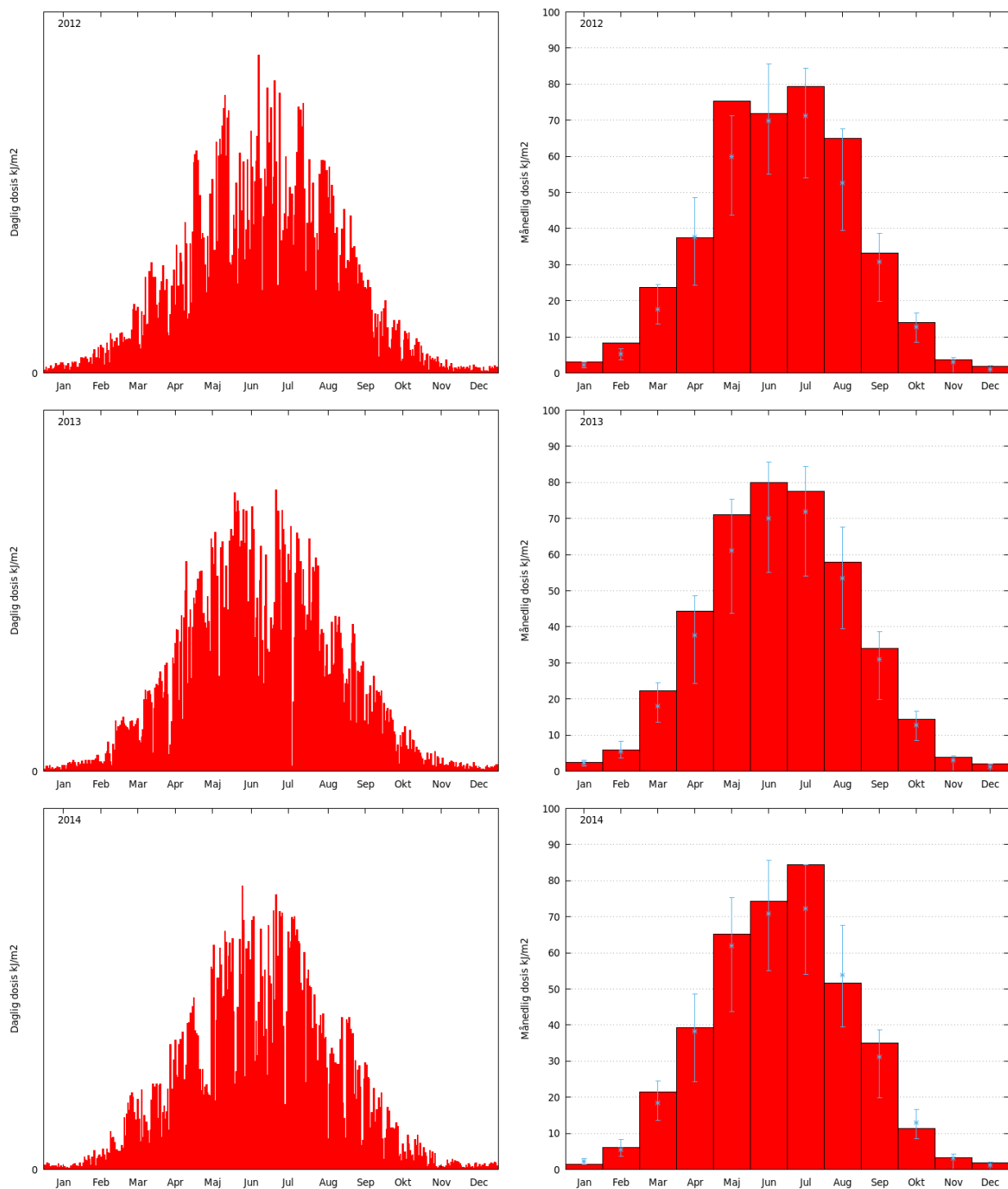


Fig. E5 - Den målte totale daglige (venstre panel) og månedlige (højre panel) dosis af hudskadelig UV stråling i København for 2012-2014. Punkterne i højre panel for angiver middel-, minimum- og maksimumsværdier for de foregående år siden 2000.

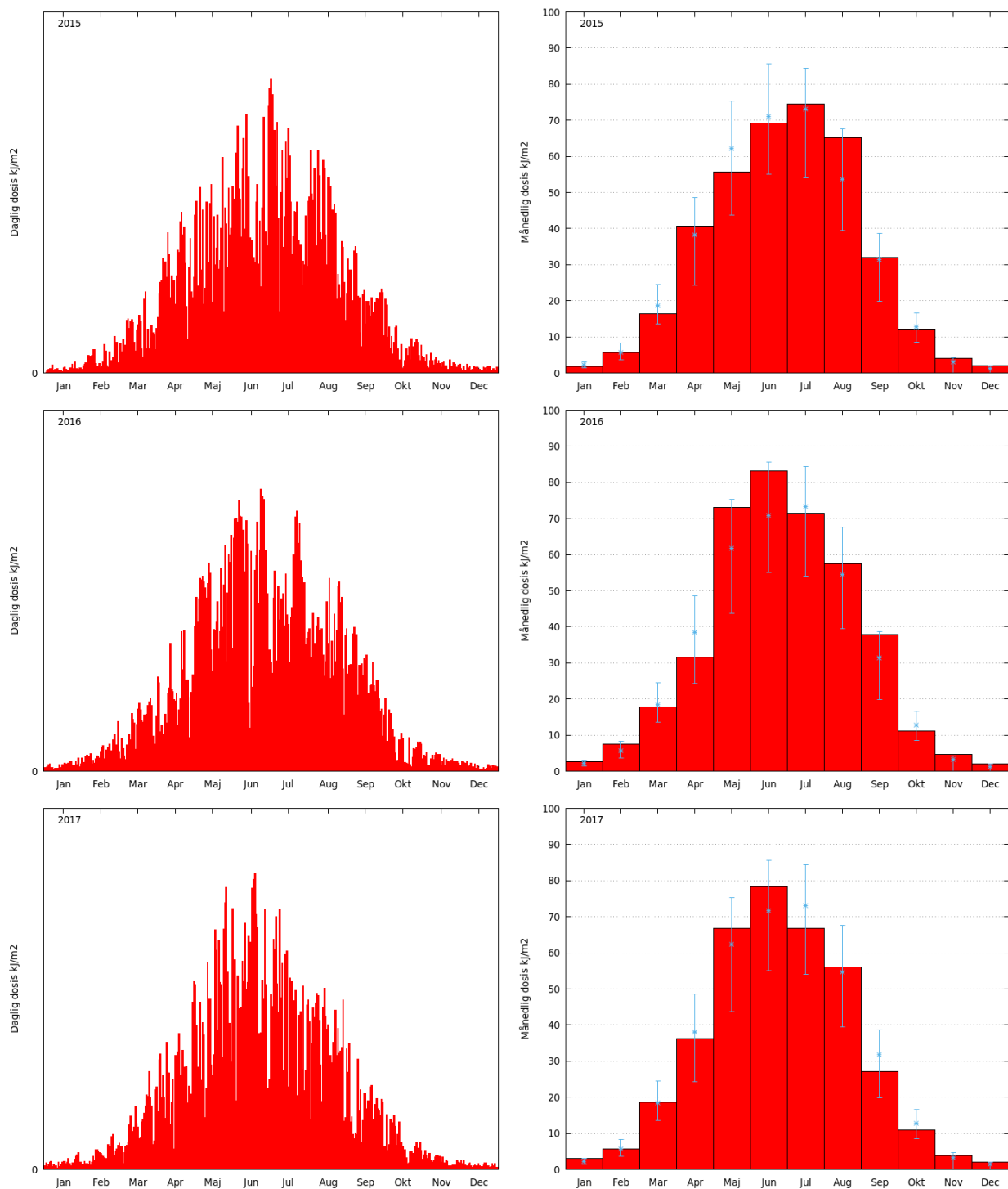


Fig. E6 - Den målte totale daglige (venstre panel) og månedlige (højre panel) dosis af hudskadelig UV stråling i København for 2015-2017. Punkterne i højre panel for angiver middel-, minimum- og maksimumsværdier for de foregående år siden 2000. 2015-2017 var meget gennemsnitlige år hvad angår UV dosis.

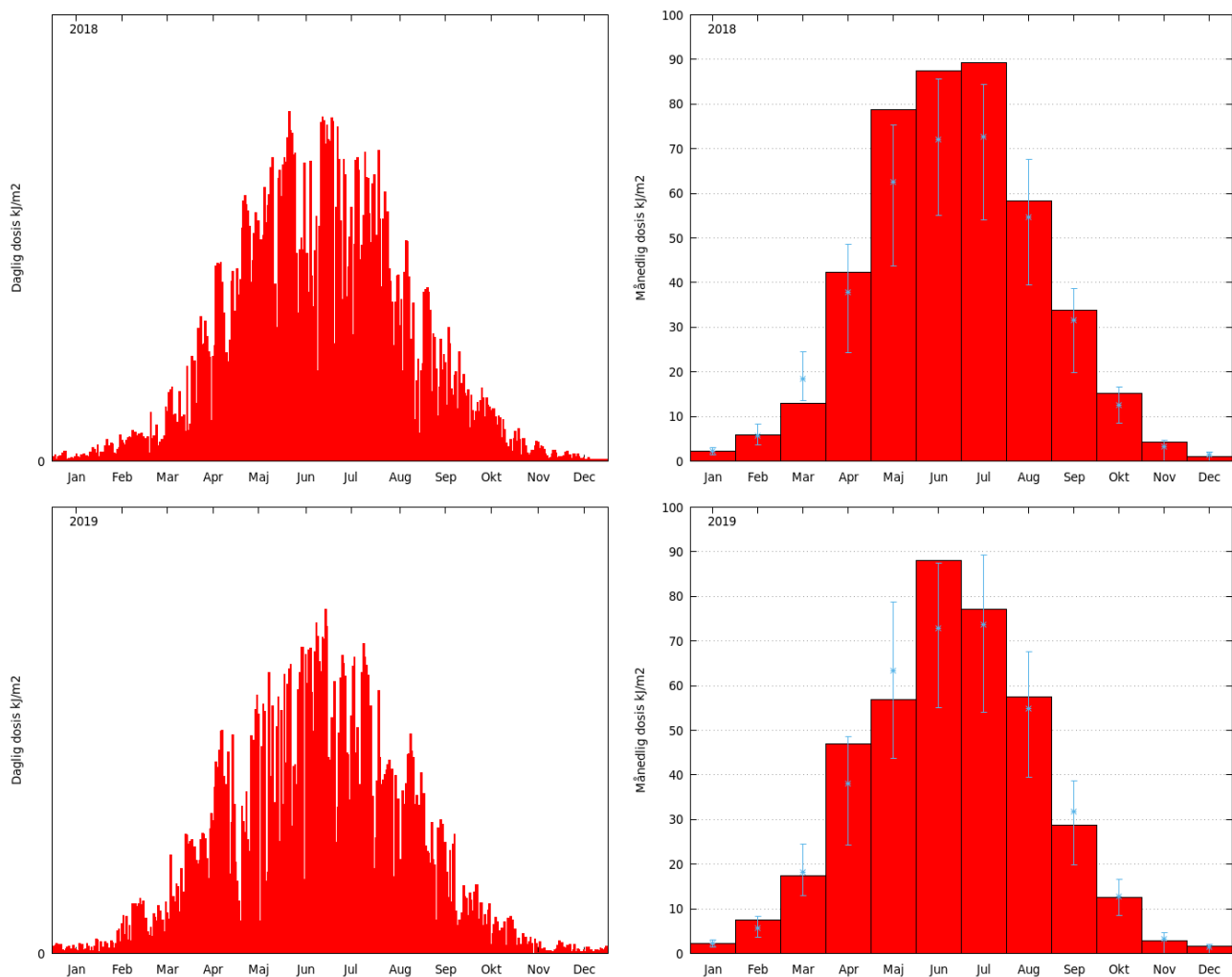


Fig. E7 - Den målte totale daglige (venstre panel) og månedlige (højre panel) dosis af hudskadelig UV stråling i København for 2018-2019. Punkterne i højre panel for angiver middel-, minimum- og maksimumsværdier for de foregående år siden 2000. 2018 var rekordernes år, startende med marts hvor UV dosis blev den mindste siden år 2000. Tilgængæld blev maj, juni og juli solrige og der blev sat nyt maksimum for UV dosis. Total for hele året endte 2018 med at slå den hidtidige rekord fra 2005. 2019 var et meget gennemsnitligt år.

10 Appendix F Baggrundsinformation om ozonlaget

Ozon er et molekyle bestående af tre ilt-atomer, og har den kemiske betegnelse O_3 . Selv om atmosfærens indhold af ozon-molekyler er forsvindende i forhold til mængden af ilt- og kvælstofmolekyler, har ozonen afgørende betydning for mange forhold i atmosfæren – samt for liv på jorden. Det meste ozon befinder sig højt over jordoverfladen fra ca. 10 km's højde og op til ca. 30 km's højde. Her har ozon en stor gavnlige virkning, idet den skærmer jordens overflade mod den skadelige ultraviolette stråling fra solen.

Ozon forekommer også ved jordoverfladen som en bestanddel af luftforureningen over og i de fleste store byer. Denne overfladeozon er skadelig, idet den i store koncentrationer kan give slimhindeirritationer og vejrtrækningsproblemer og kan have en negativ indflydelse på plantelivet. I de sidste hundrede år er der sket en fordobling af ozonen ved jordoverfladen over store dele af den nordlige halvkugle, bl.a. på grund af den store vækst i trafikken.

10.1 Ozonlaget og Dobson-enheden

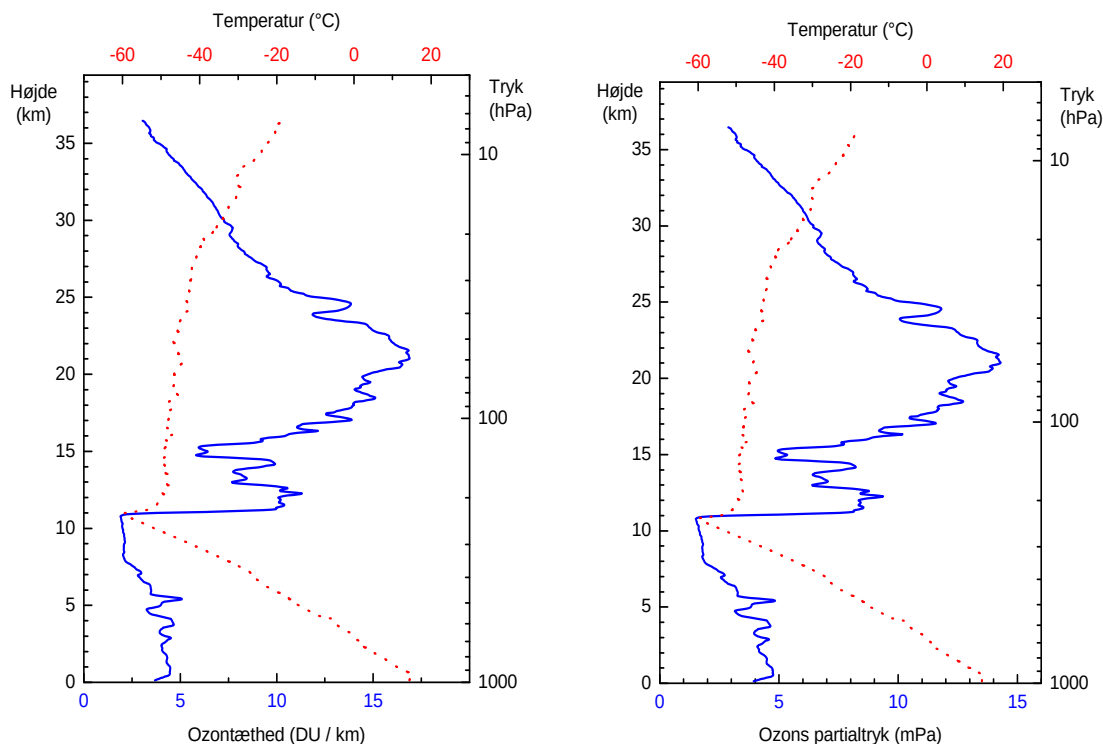
Ozon har en vigtig funktion i atmosfærens strålingsbalance. Ozon absorberer solens UV-stråling og opvarmer herved atmosfæren i 15-85 km's højde. Det har afgørende betydning for jordens klima.

Når vi taler om ozonlaget, mener vi ofte den ozon der findes mellem ca. 15 og 35 km's højde. Konkret er det imidlertid det totale indhold af ozonmolekyler i en søjle fra jordoverfladen og til toppen af atmosfæren. I denne sammenhæng kan toppen af atmosfæren sættes til ca. 50 km's højde, fordi ozonbidraget fra større højder er forsvindende. Indholdet af ozon i en sådan luftsøjle kan angives på mange måder, f.eks. ved antallet af ozonmolekyler i en søjle med en bundflade på 1 kvadratmeter. Selv om der er meget få ozonmolekyler i forhold til ilt- og kvælstofmolekyler, indeholder en sådan luftsøjle alligevel et uhyre stort antal ozonmolekyler. Derfor angiver man oftest ozonlagets tykkelse som den tykkelse søjlen ville have, hvis vi kunne flytte al ozonen ned til jordens overflade. Så ville det typisk give en søjletykkelse - eller ozonlagstykkelse - på 2-5 mm, idet ozonen skal presses betydeligt sammen på grund af det større tryk ved jordens overflade. Eller, som det oftest angives, en ozonlagstykkelse på 200-500 **Dobson**-enheder (forkortet DU, efter eng: Dobson Units). Enheden er opkaldt efter den engelske fysiker Gordon Dobson, der var en af pionererne inden for forskning i ozonlaget.

10.2 Fordeling i jordens atmosfære

Figur F1 viser en typisk ozonprofil fra Ittoqqortoormiit (Scoresbysund). Ozonkoncentrationen bliver målt med en ozonsonde, der sendes op med en ballon.

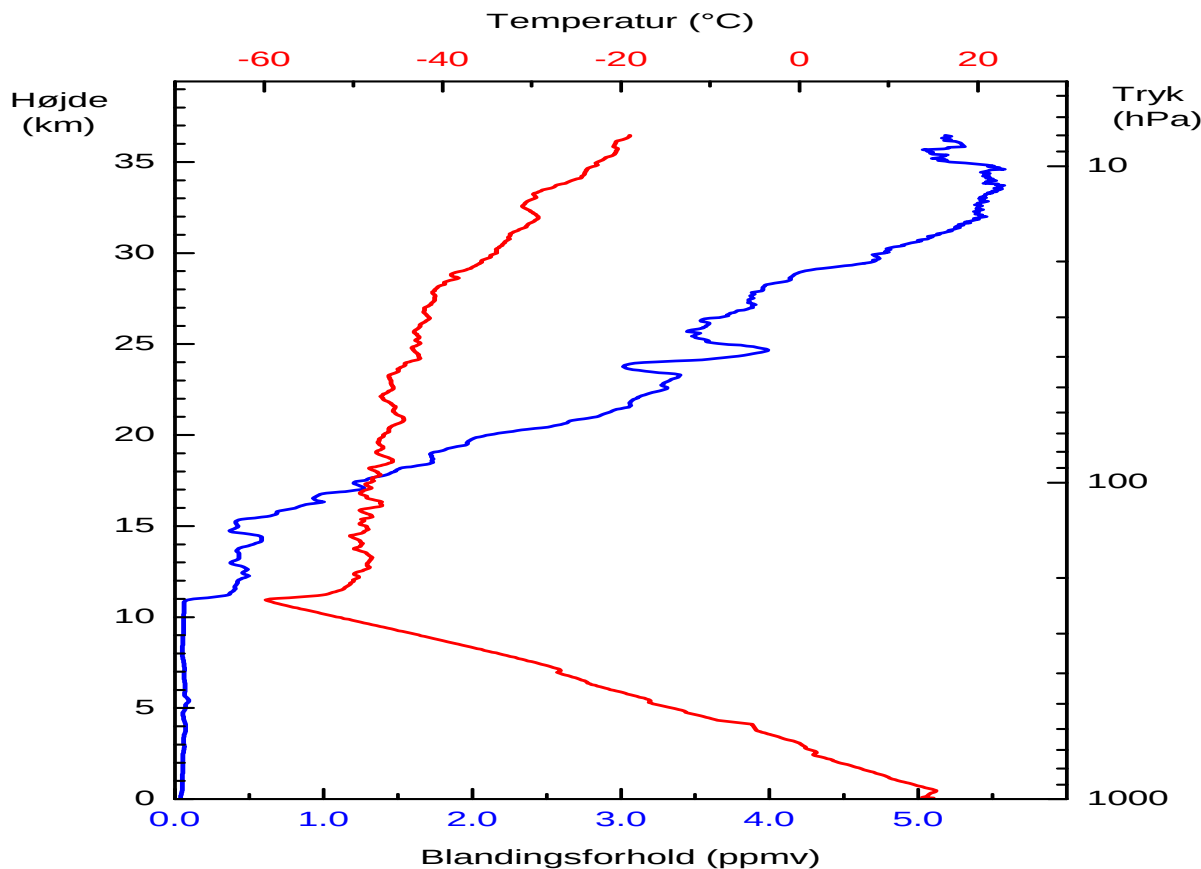
Den lodrette skala i højre side af figurerne viser luftens tryk målt i hPa (hecto-Pascal, det samme som millibar), mens den lodrette skala i venstre side viser højden over jorden i kilometer. Målingen ophører i godt 36 km's højde, fordi ballonen går i stykker. Den fuldtoptrukne blå kurve viser ozonkoncentrationen som funktion af højden over jorden. Op til ca. 11 km's højde er ozonkoncentrationen lav, men over ca. 11 km's højde stiger den brat, og når sin største koncentration i ca. 21 km's højde, hvorefter den aftager med stigende højde. Fra andre typer målinger ved man, at ozonkoncentrationen over 36 km fortsætter med at aftage med stigende højde.



Figur F1. Ozon- og temperaturprofil fra Ittoqqortoormiit (Scoresbysund), Grønland, den 13. juli 1994 målt med en ozonsonde. Instrumentet måler ozonkoncentrationen under opstigningen. Koncentrationen kan angives på flere måder: f.eks. som antal ozonmolekyler pr. kubikmeter luft, som antal Dobson-enheder pr. km. (som i figuren til venstre), eller som ozonens partialtryk i mPa (millipascal) (som i figuren til højre). Ozonkoncentrationen er vist med den fuldt optrukne blå kurve, mens temperaturen er vist med den stiplede røde kurve. Skala for ozon er nederst, for temperatur øverst.

Ozonprofilen kan vises på flere måder, hvoraf to er vist i figur F1 ovenfor. Den kunne også vises som antal ozonmolekyler pr. m^3 eller som gram pr. m^3 , hvilket ville give et kurveforløb som i figur F1, med maksimumkoncentration omkring 20-21 km's højde. En anden måde at angive ozonkoncentrationen på, ofte anvendt i modelberegninger, er blandingsforholdet, der angiver, hvor mange ozonmolekyler der findes pr. million molekyler i den omkringliggende luft. Det angives i ppmv – parts per million (volume) – hvor v angiver, at der er tale om en volumenmængde. Hvis ozonprofilen i figur F1 vises som blandingsforhold, bliver udseendet som i figur F2. Bemærk forskellen: såfremt ozonprofilen vises som blandingsforhold (ppmv) forekommer det største blandingsforhold omkring 33-35 km's højde, mens den maksimale ozonkoncentration er omkring 21 km's højde (figur F1), såfremt koncentrationen angives i antal molekyler pr. m^3 , i DU/km eller som partialtryk.

Figur F2. Ozon- og temperaturprofil fra Ittoqqortoormiit (Scoresbysund), Grønland, den 13. juli 1994 målt med en ozonsonde. Den samme profil som vist i figur F1, blot med en anden enhed for ozonkoncentrationen. Blandingsforholdet angiver, hvor mange ozonmolekyler der findes for hver million molekyler i den omgivende luft. Skala for ozon er nederst, for temperatur øverst.



10.2.1 Troposfære, tropopause og stratosfære

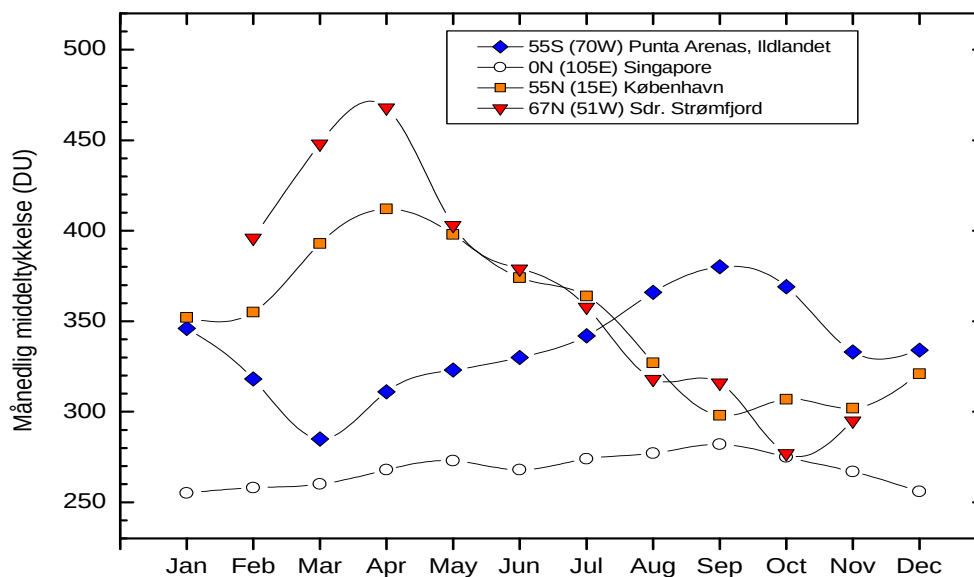
Den røde kurve i figur F1 og F2 viser temperaturs forløb op gennem atmosfæren målt samtidigt med ozonen. Ved jordoverfladen er der ca. 10°, og bortset fra en lille temperaturstigning lige over jordoverfladen, falder temperaturen jævnt op til 11 km's højde, hvor den er ca. -60° C. Herover stiger temperaturen med højden. Den nederste del af atmosfæren, op til ca. 11 km's højde i figur F1 og F2, kaldes **troposfæren**. Grænsen ved ca. 11 km's højde, hvor temperaturkurven pludselig knækker, kaldes **tropopausen**. Området over tropopausen kaldes **stratosfæren**, der strækker sig op til ca. 50 km's højde.

10.2.2 Ozondannelse, fordeling og variation

Den energirige UV-stråling fra solen danner hele tiden ozon i atmosfæren. Det er især i 30-50 km's højde, at ozonen dannes, og især over ækvator, hvor solen står højt på himlen og UV-strålingen derfor er særlig intens. UV-strålingen ødelægger imidlertid også ozonen, så den har en forholdsvis kort levetid i 30-50 km's højde. Cirkulationen forholdsvis højt i stratosfæren fører den dannede ozon væk fra ækvator og i retning mod Nord- og Sydpolen. Under denne bevægelse synker ozonen længere ned i atmosfæren, hvor UV-strålingen fra solen er svagere, og dermed får ozonen en meget længere levetid. Der sker derfor en ophobning af ozon omkring 20 km's højde, hvor ozonen har en levetid på flere måneder. Den store ozonkoncentration når dog ikke helt ned til jordoverfladen, fordi tropopausen i ca. 10 km's højde danner en grænse, som den ikke kan passere. Transporten af ozon væk fra kilden ved ækvator går mest mod den nordlige halvkugle, når det er vinter og tidligt forår på den nordlige halvkugle, dvs. i perioden fra november til marts. Fra oktober/november, hvor ozonlaget er tyndest på den nordlige halvkugle, vokser ozonlaget

derfor i tykkelse hen til marts-april, hvor det er tykkest. Derefter aftager det igen mod det næste lavpunkt i oktober/november. Den samme **årlige gang** ses på den sydlige halvkugle, blot forskudt med 6 måneder, fordi det her er vinter i juni/juli og sommer i december/januar. Eksempler på ozonlagets årlige gang er vist nedenfor i figur F3.

Figur F3. Den årlige variation af ozonlaget for 4 forskellige geografiske positioner: for Punta Arenas på Ildlandet (sydligste Sydamerika) på 55° sydlig bredde, Singapore ved ækvator, København ved 55° nordlig bredde, og Søndre Strømfjord (Kangerlussuaq) ved 67° grader nordlig bredde. Målingerne er satellitmålinger fra 1980 foretaget af TOMS-instrumentet på NASA's Nimbus-satellit. Bemærk, at der ikke er målinger for januar og december i Kangerlussuaq. Det skyldes, at satellitinstrumentet kræver sollys for at kunne måle, og samtidig, at solen er mere end 5-10 grader over horisonten ved middagstid. Det sidste er ikke tilfældet i Kangerlussuaq i december og januar.



Som det fremgår af figur F3, er der næsten ingen årlig variation ved ækvator (Singapore), mens der på den nordlige halvkugle er en tydelig årlig gang, med et maksimum i foråret og et minimum i efteråret. Jo længere væk fra ækvator, jo større er udsvingene i den årlige gang. På den sydlige halvkugle er årstidsvariationen forskudt med ca. 6 måneder - sammenlign f.eks. den årlige gang for København og Punta Arenas, som har ca. samme breddegrad.

Ud over den årlige gang varierer ozonlaget også over kort tid. Det er den såkaldte dag-til-dag variation, der for det meste skyldes forandringer i troposfæren, dvs. vejrændringer. På dage med godt vejr, hvor der normalt er højtryk, er ozonlaget lidt tyndere end normalt (tyndere i forhold til normalt tryk), mens det er lidt tykkere end normalt i lavtryksvejr, dvs. når der er dårligt vejr.

Dag-til-dag variationerne kan være ganske store, og en dag-til-dag variation på 50 DU er ikke unormalt. Disse kortidsvariationer fremgår f.eks. af figurerne i Appendices A-C.

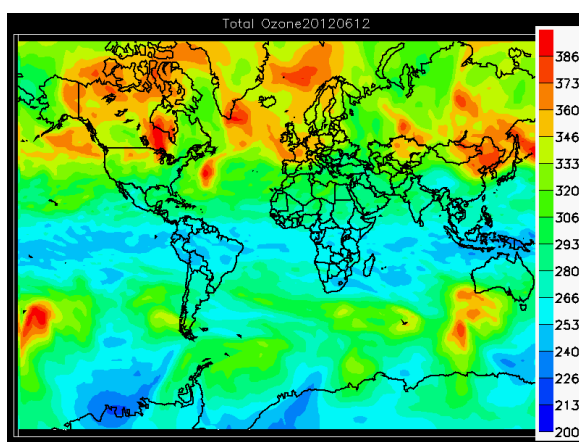
10.2.3 Måling af ozonlagets tykkelse.

Ozonlagets tykkelse måles ved hjælp af forskellige målemetoder. Flere af de optiske metoder benytter ozonens evne til at absorbere UV-stråling. Det gælder bl.a. de jordbaserede målinger med Dobson- og Brewer-instrumenter (som bl.a. DMI anvender), ozonprofilmålinger med LIDAR (LIght Detection And Ranging, et laserbaseret instrument) og målinger med instrumenter fra satellitter. Andre instrumenter benytter ozonens absorption i det synlige spektralområde, og atter andre benytter ozonens absorption i det infrarøde område. De jordbaserede målinger er vigtige, bl.a. fordi de kan videreføre de målinger, der nogle få steder påbegyndtes allerede i 1930'erne, andre steder først

senere, i 50'erne og 60'erne. Det giver et langtidsbillede af, hvordan ozonlaget udvikler sig. Desuden er jordbaserede målinger vigtige for validering af satellitmålinger.

Satellitmålinger af ozonlaget er vigtige fordi de kan give et dagligt "billede" af ozonlagets tykkelse over *hele* kloden. Desværre er levetiden for satellitinstrumenter ofte kort. Et af de mest værdifulde datasæt fra et satellitinstrument er målinger fra TOMS-instrumentet (Total Ozone Mapping Spectro-meter) på Nimbus7-satellitten. Trods en forventet levetid på 5 år holdt det i 15 år (1978-1993). Dermed har et og samme instrument kunnet give os informationer om ozonlagets daglige tilstand i mere end 10 år, og tilmed i en periode, hvor ozonlaget er blevet tyndere. TOMS-instrumentet er udviklet hos den amerikanske rumfartsorganisation NASA. Andre TOMS-instrumenter har fløjet på andre satellitter, men har kun holdt få år. Andre kendte satellitinstrumenter er f.eks. SBUV (Satellite Backscatter UV) og TOVS (Total Ozone Vertical Sounder, der udnytter ozonens infrarøde absorption), GOME-instrument (Global Ozone Monitoring Experiment), der flyver på den europæiske rumfartsorganisation ESA's ERS-2 satellit, det europæiske SCHIAMACHY (Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Cartography) på ESA's ENVISAT-satellit, OMI (Ozone Monitoring Instrument) på NASA's AURA-satellit og GOME-2 på Eumetsat's Metop. Andre satellitinstrumenter, der kan måle andet end blot ozonlagets tykkelse, er værdifulde, fordi de samtidig måler koncentrationen af nogle af de molekyler, der medvirker til ozonlagets nedbrydning. Derved får man indsigt i atmosfærens kemi.

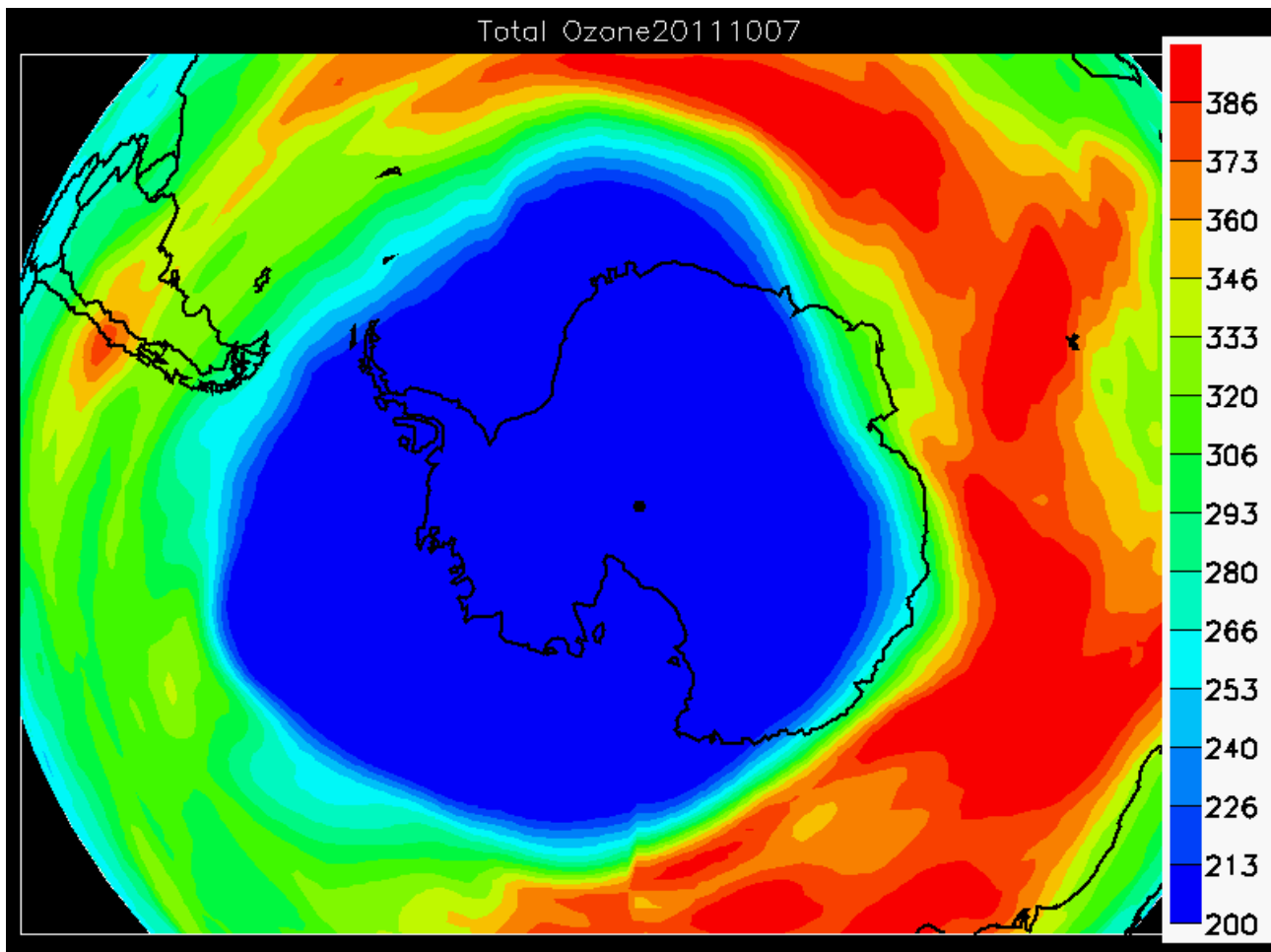
Et eksempel på et "satellitbillede" af ozonlaget den 12. juni 2012 er vist i figur F4, hvor målingerne stammer fra et GOME-2 instrumentet ombord på Eumetsat MetOp-A satellit.



Figur F4. Ozonlaget den 12. juni 2012 målt med GOME-2-instrument på Eumetsat's MetOp-A satellit. Farverne angiver ozonlagets tykkelse, hvor rødlige farver angiver et tykt ozonlag, mens blå farver angiver et tyndt ozonlag. Der er sommer på den nordlige halvkugle, hvor ozonlaget er forholdsvis tykt, mens der over Antarktis er vinter med et forholdsvis tyndt ozonlag (ozonhullet indtræffer først i september). Bemærk det store bælte omkring ækvator, hvor ozonlaget er forholdsvis tyndt.

10.3 Ozonnedbrydning og ozonhul

Den kraftigste ødelæggelse af ozonlaget finder sted over Antarktis, hvor der hvert år i oktober måned dannes et såkaldt ozonhul. Når vi taler om et ozonhul, mener vi oftest, at ozonnedbrydningen er *væsentlig* i forhold til normale udsving eller ændringer i lagets tykkelse, men i praksis betyder det, at ozonlagets tykkelse er mindre end halvdelen af hvad det normalt skulle være. Ozonen nedbrydes imidlertid ikke lige meget i alle højder, men mest i området mellem 15 og 20 km's højde, hvor næsten al ozonen forsvinder over Antarktis, når ozonhullet opstår. Ozonhullet over Antarktis varer typisk i 1-2 måneder. Ozonlagets tykkelse den 7. oktober 2011 over den sydlige halvkugle er vist i figur F5. Ballonmålinger fra Antarktis viste, at det meste af ozonen i 14-20 km's højde er væk, i disse højder findes normalt de største ozonkoncentrationer (figur F1).



Figur F5. Ozonhullet over Antarktis den 7. oktober 2011. Data er fra Eumetsat's GOME-2 på MetOp-A satellitten. Røde farver viser et tykt ozonlag, blå et tyndt ozonlag, og ozonlagstykkelsen i DU er angivet langs konturlinjerne, med interval på 30 DU. Inden for det centrale blå område – ozonhullet – er ozonlagets tykkelse mindre end 120 DU. Det ses, at en tunge af ozonhullet strækker sig over mod Ildlandet.

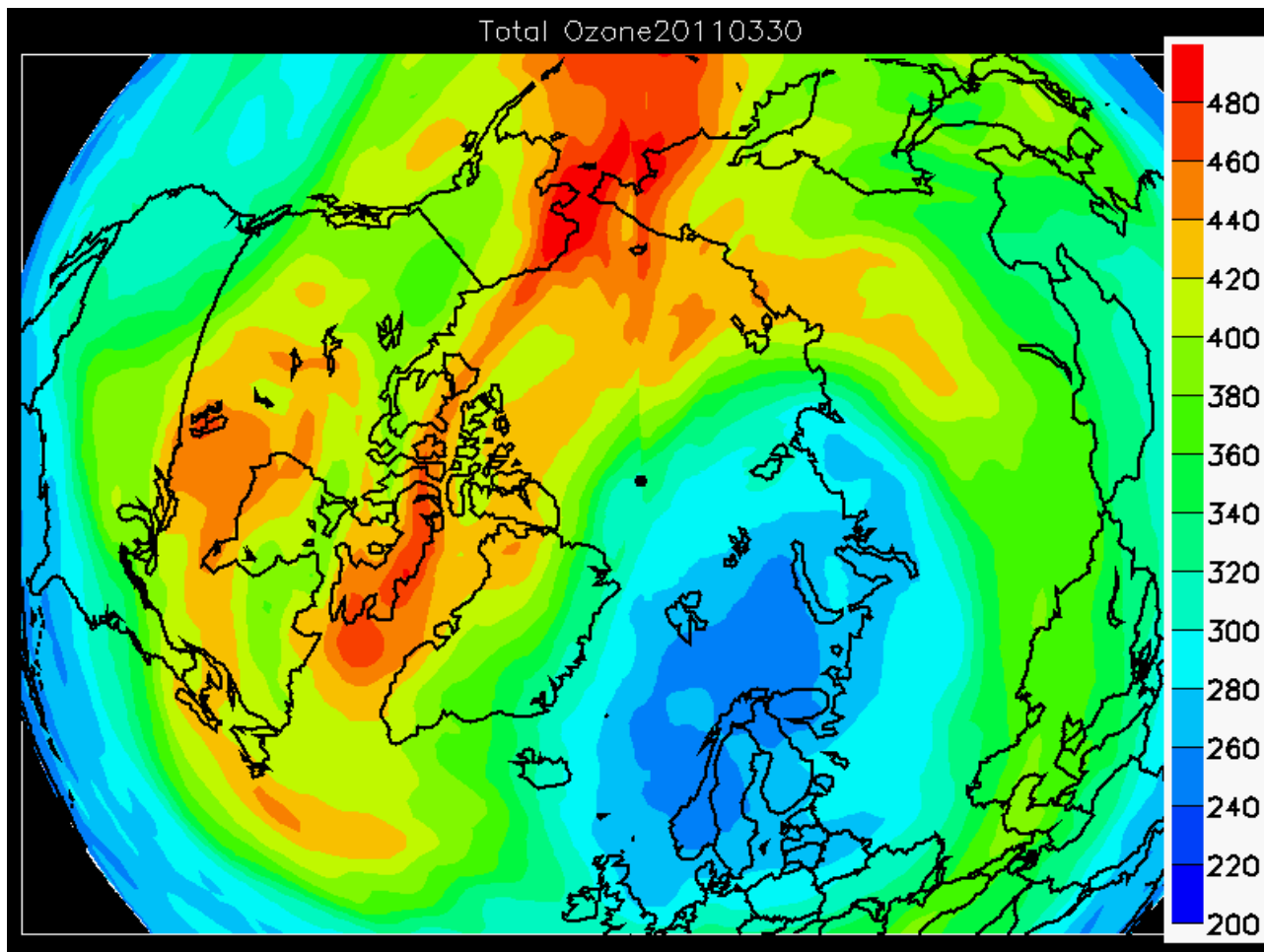
Nedbrydningen af ozonen skyldes klor (Cl) og brom (Br) som naturligt kun forekommer i uhyre små mængder i atmosfæren. Men gennem de seneste 30-40 år er der sket en tilførsel af disse stoffer fra udslippet af CFC-gasser og haloner.

CFC-gasser er kemiske forbindelser, der indeholder klor, mens haloner er stoffer der indeholder brom. CFC står for Cloro-Flouro-Carbon – altså klor, fluor og kulstof – og er en betegnelse for en gruppe af kemiske forbindelser, der indeholder de tre nævnte grundstoffer. Fordi CFC'erne er meget stabile kemiske forbindelser er de i tidens løb blevet brugt til mange formål, f.eks. som drivgas i spraydåser eller til oppustning af isoleringen i køleskabe. Deres store anvendelse har imidlertid også betydet, at der er sluppet store mængder CFC-gasser ud i atmosfæren. Haloner er tilsvarende stabile forbindelser, der bl.a. bruges som brandslukningsmidler. CFC-gassernes og halonernes store kemiske stabilitet betyder også, at de kan vandre op gennem atmosfæren, uden at blive nedbrudt. De kan herved nå op i stratosfæren, hvor de kan spaltes i deres bestanddele af solens UV-stråling.

I stratosfæren er klor det meste af året dog bundet i kemiske forbindelser, der ikke har evnen til at nedbryde ozon – den er inaktiv. Om vinteren over polarområderne sætter klorforbindelserne sig på de iskrystaller, der dannes, når temperaturen kommer under -80°C . Skyerne kaldes polar-stratosfæriske skyer (PSC, eng: Polar Stratospheric Clouds). Så lave temperaturer har man især i stratosfæren over Antarktis om vinteren, men af og til også i stratosfæren over Arktis. På overfladen af iskrystallerne kan klorforbindelserne omdannes til kemisk aktive former, der potentielt kan nedbryde store mængder ozon. Iskrystallerne i PSC'erne indeholder salpetersyre, som kommer fra kondensation af reaktivt nitrogen i atmosfæren. Når skypartiklerne på grund af tyngdekraften falder ned,

udvaskes ozonlaget for reaktivt nitrogen - en proces der kaldes denitrifikation. Lavere koncentrationer af reaktivt nitrogen bevirker, at de reaktive klorforbindelser får en længere levetid og dermed giver anledning til en større ozonnedbrydning. I det sene efterår og tidlige vinter dannes den såkaldte stratosfæriske polare hvirvelvind (vortex) over såvel Antarktis som Arktis. Det er en kraftig vestenvind der blæser i højder over ca. 12 km, og som i geografisk udstrækning dækker et område svarende til det antarktiske kontinent. Denne hvirvelvind er så kraftig, at luftmasserne indenfor ikke kan opblandes med luftmasserne udenfor: den så at sige holder på sin luft. Normalt ophører denne hvirvelvind sidst på foråret pga. solopvarmning og atmosfæriske bølger. Så længe det er mørkt over Antarktis eller Arktis, og så længe den polare hvirvelvind blæser, så gør klorforbindelserne ikke noget ved ozonen. Men når sollyset efter polarnatten vender tilbage til stratosfæren (i september over Antarktis) aktiveres klorforbindelserne ved sollysets indvirken og kan hurtigt ødelægge ozonen. Herved dannes ozonhullet, fordi den stratosfæriske hvirvelvind samtidigt forhindrer luften uden for hvirvlen i at trænge ind gennem hvirvlen og blande luften op med mere ozonholdig luft. Ozonindholdet inden for hvirvlen bliver således mindre og mindre, indtil hvirvelvinden ophører. Processen stopper først i november-december (altså i det sene forår over Antarktis), når det bliver varmere, hvirvelvinden ophører, og den ozonfattige luft blandes op med ozonrig luft fra lavere breddegrader.

Der dannes ikke et ozonhul over Arktis af samme dybde og geografiske størrelse som over Antarktis. Det skyldes især, at vintertemperaturerne i 15-25 km's højde ikke er helt så lave som over Antarktis. Dermed dannes der ikke så mange polarstratosfæriske skyer, som er en af forudsætningerne for dannelse af et ozonhul. I nogle vintre er der dog set en betydelig ødelæggelse af ozonlaget over Arktis. For eksempel i 1997, 2000, 2005, 2007, 2008 og 2011, hvor der i perioden fra januar til marts i 2011 forsvandt op mod 80 % af ozonen mellem 13 og 20 km's. Figur F6 viser et "satellitbillede" af ozonlaget den 30. marts 2011 over den nordlige halvkugle. På figuren ses områder med meget tyndt ozonlag over Skandinavien. Det skyldes en kraftig nedbrydning af ozonlaget over Arktis i perioden januar-marts.



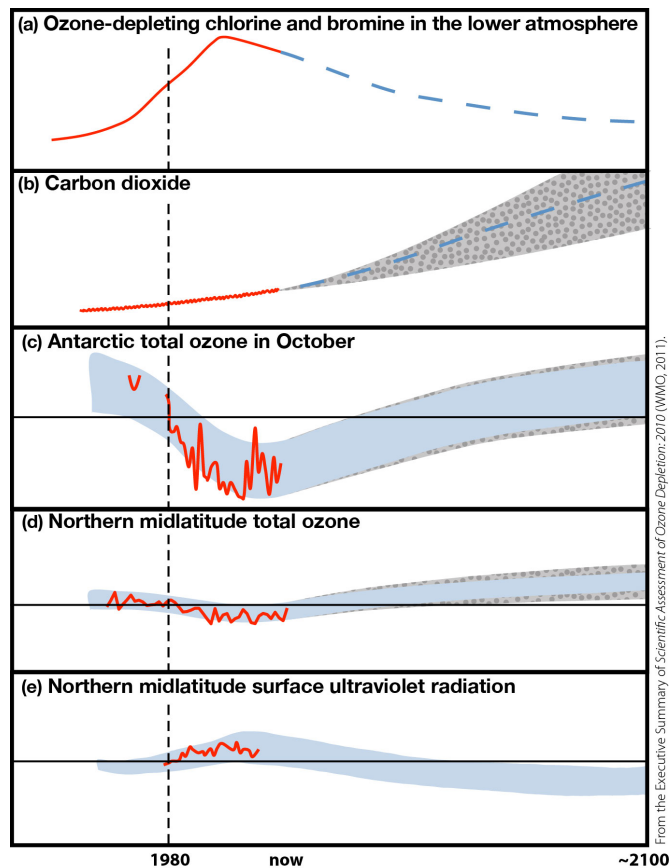
Figur F6. Ozonlagets tykkelse (DU) over den nordlige halvkugle 30. marts 2011, observeret fra Gome-2 instrument ombord på Eumetsat's MetOp satellit. Vorticitet er drejet ind over Skandinavien, og inden for vorticitet måles de lave tykkelser af ozonlaget ned til omkring 250 DU.

Den ozonnedbrydning, som vi ser f.eks. over Danmark i forårmånederne, skyldes, at den ozonfattige luft over polerne opblandes med den ozonrige luft uden for den polare hvirvelvind, når denne ophører midt i eller sidst på foråret. Derved bliver ozonlaget på mellembreddegrader også tyndere end normalt for foråret. Desuden kan klor og brom ødelægge en mindre del af ozonen, selvom det ikke er så koldt, at der dannes stratosfæreskyer.

10.4 Ozonlaget i fremtiden

Takket være internationale tiltag (Montreal-protokollen med tilføjelser) er udledningerne af mange ozonnedbrydende stoffer (ODS; ozone depleting substances) blevet begrænset, jf. figur F7a. Således kan man, alt andet lige, i fremtiden forvente, at ozonlaget vil regenereres. Dette vil dog gå langsomt, da levetiden af mange af de stoffer, der er udledt, er meget lang. Endvidere kan klimaændringer måske resultere i en koldere stratosfære med flere polar-stratosfæriske skyer, hvilket kan udsætte tidspunktet for, hvornår ozonlaget er fuldt genoprettet i polarområderne. Omvendt vil lavere stratosfæretemperaturer føre til langsommere ozonnedbrydning på mellem breddegrader og måske en overopretning af ozonlaget der. Næste skridt er at måle, om begrænsningerne i ozonnedbrydende stoffer reelt har en positiv effekt på ozonlagets tykkelse. På grund af de store naturlige variationer i ozonlaget er dette en kompliceret opgave.

Figur F7 (fra WMO, 2011) viser i skematisk form indflydelsen af de ozonnedbrydende stoffer (ODS) og klimaforandringer på ozonlaget og indflydelsen af forandringer i ozonlaget på UV-strålingen.



Figur F7. Skematisk udvikling i ozonlaget. De røde kurver repræsenterer observationer op til nutiden. De blå stiplede kurver repræsenterer et generelt accepteret scenarie for fremtiden. Skyggede områder repræsenterer årlig variabilitet og usikkerheder i målinger og simuleringer. Den stiplede lodrette linie ved 1980 repræsenterer året, hvor problemerne med nedbrydningen af ozonlaget viste sig for første gang. Kurven for CO₂ er vist, fordi forøgede koncentrationer påvirker temperaturen og vinde (transport) i stratosfæren af betydning for ozonlaget. (WMO, 2011)

Figur F7a viser udviklingen af de ozonnedbrydende stoffer i troposfæren. Pga. Montreal-protokollen (se Appendix C) forventes koncentrationerne at være på 1980-niveau i midten af indeværende århundrede. Figur F7b viser de forventede stigende koncentrationer af CO₂, der også påvirker stratosfæren og ozonlaget. Figur F7c viser ozonhullets tykkelse i middel over Antarktis i oktober måned. Det antarktiske ozonhul er den klareste manifestation af virkningerne af ODS. Det antarktiske ozonlag forventes at være regenereret sidst i det 21. århundrede. Det stiplede område viser den årlige variabilitet i et scenarie, der indeholder ændringerne i ODS (figur a) og CO₂ (figur b) samt ændringer i lattergas (N₂O) og methan (CH₄). Figur F7d viser den årgennemsnitlige ozonlagstykkelse på 30-60 grader nordlig bredde. Naturlig variabilitet gør det vanskeligt at estimere en genopretning af ozonlaget på nordlige mellem breddegrader til niveauet før 1980, men det vil formentlig ske inden midten af indeværende århundrede; altså før de stratosfæriske koncentrationer af ODC er helt nedbragt til 1980-niveau og før genopretningen over Antarktis. Den hurtigere genopretning på nordlige mellembreddegrader skyldes til dels en klimatisk afkøling af stratosfæren, der nedsætter hastigheden af ozonnedbrydningen på mellem breddegrader (i modsætning til polar områderne). I slutningen af århundredet ses et forventet tykkere ozonlag end 1980-niveauet. Figur F7e viser udviklingen i UV stråling under skyfri betingelser på nordlige mellem breddegrader. Skyer, aerosoler og luftforurening påvirker også i høj grad den faktiske UV-stråling, men disse faktorer er vanskelige at forudsige og er ikke medtaget. På grund af en over-genopretning af ozonlaget (figur d) forventes lavere UV-niveau end før 1980 hen mod slutningen af århundredet.

11 Appendix G Wien-konventionen og Montreal-protokollen

Politisk reagerede verdenssamfundet i begyndelsen af 1980'erne på den stigende bekymring om nedbrydningen af ozonlaget. Under FN' miljøprogram (United Nations Environmental Programme, UNEP) blev der vedtaget internationale aftaler om beskyttelsen af ozonlaget gennem Wienkonventionen samt aftaler om forbud mod anvendelse og begrænsning i udslip af klor- og bromholdige gasser gennem den tilhørende Montreal-protokol og dens senere tilføjelser.

Wien-konventionen af 22. marts 1985 om beskyttelse af ozonlaget blev ratificeret af Danmark 23. september 1988. Bekendtgørelsen om Wien-konventionen er udstedt af Udenrigsministeriet den 9. august 1990. Konventionen administreres af Miljø- og fødevarerministeriet.

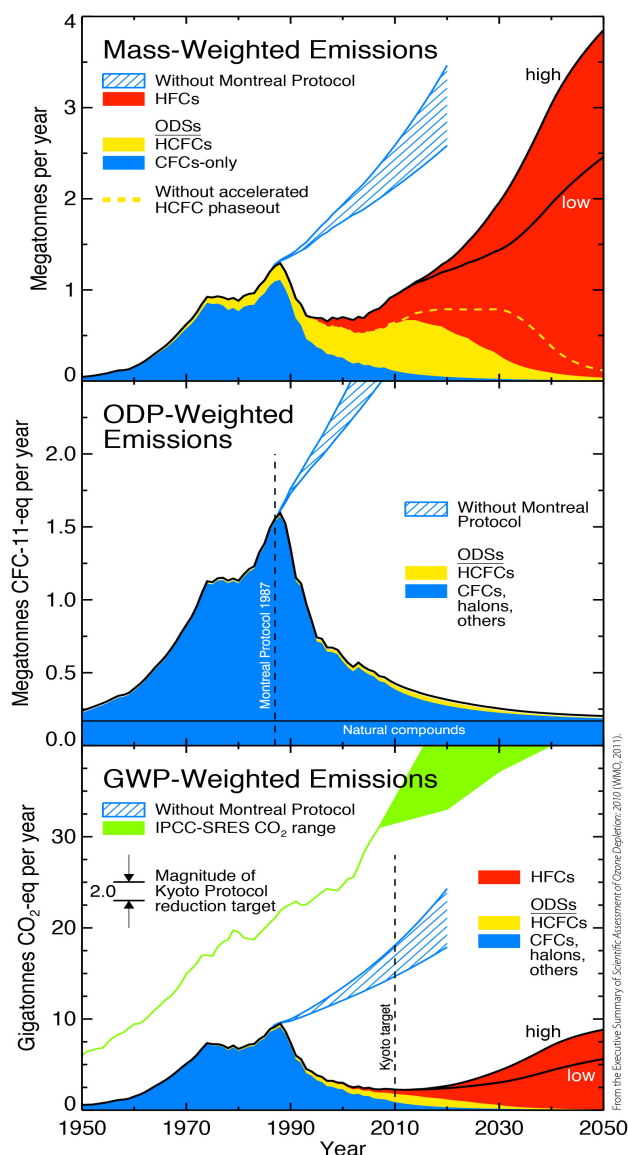
Wien-konventionen indebærer, at der oprettes en konference for parterne (til konventionen). Til videnskabelig støtte for konferencen modtager Udenrigsministeriet invitationer til deltagelse i forberedende møder kaldet Meetings of the Ozone Research Managers of the Parties to the Vienna Convention. Det seneste møde af denne art fandt sted i regi af FN's meteorologiske organisation (World Meteorological Organisation, WMO) i Wien i maj 2017. Gennem MST er DMI blevet opfordret til at deltage som Danmarks repræsentant ved dette og alle tidligere møder. Møderne resulterer i en række anbefalinger vedrørende, bl.a. nødvendigheden af fortsat monitorering af ozonlagets tilstand og den ultraviolette stråling, ikke mindst i de arktiske områder, samt forskning i sammenhæng mellem genopretning af ozonlaget og klimaforandringer, herunder kvantificering af kemiske og dynamiske processer. På det efterfølgende ministermøde for parterne til Wien-konventionen (COP 11) i Montreal, Canada blev det blandt andet vedtaget at opfordre parterne til fortsat monitorering af ozonlaget og vekselvirkningen med klimaforandringerne.

I følge Wien-konventionens artikel 3.1 forpligter parterne sig til at gennemføre forskningsarbejder og videnskabelige vurderinger gennem kompetente internationale organer. De danske forpligtelser er bl.a. foregået gennem den udbyggede ozonforskning ved DMI ved deltagelse i adskillige EU- og nationalt finansierede forskningsprojekter samt medvirken ved udarbejdelse af videnskabelige vurderinger om stratosfærisk ozonnedbrydning i WMO-UNEP- og EU-regi. Seneste tilstandsrapport om ozonlaget er udarbejdet i 2018 (WMO, Assessment of Ozone Depletion: 2018, World Meteorological Organization Global Ozone Research and Monitoring Project Report No. 58, Geneva, 2018).

I Wien-konventionens artikel 3.2 fremhæves det, at parterne gennem kompetente internationale organer vil fremme fællesprogrammer med henblik på systematiske observationer af udviklingen i ozonlaget. I praksis foregår den danske indsats her gennem DMI's medlemskab af Network for the Detection of Atmospheric Composition Change (NDACC), der understøttes af UNEP og Den Internationale Ozonkommission. DMI har opført og driver observatoriebygninger i Kangerlussuaq (Søndre Strømfjord) i Grønland, som er en arktisk NDACC-station. Observationerne herfra indrapporteres, tillige med målinger fra Ittoqqortoormiit (Scoresbysund), ligeledes en NDACC-station, og København, regelmæssigt til NDACC databasen og til World Ozone and UV Data Center under WMO's Global Atmosphere Watch program. Fra og med 2007 har DMI indgået et samarbejde med MST om monitorering af ozon og UV i Grønland. Projektet er registreret under Arktisk Råds Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP) som et National Implementation Plan Project.

Den til Wien-konventionen hørende protokol – Montreal-protokollen – er en bindende aftale for parterne om forbud mod produktion og brug af ozonlagnedbrydende stoffer (ODS; ozone depleting substances) som CFC-, HCFC- og halongasser. Montreal-protokollen blev underskrevet i 1987 og har fået efterfølgende tilføjelser i 1990, 1992, 1997, 1999 og 2017. EU og dermed Danmark har indført yderligere begrænsninger, end hvad Montreal-protokollen foreskriver, f.eks. i form af hurtigere afvikling af de ozonnedbrydende stoffer.

Virkningerne af Montreal-protokollen ses klart i form af stagnerende eller aftagende koncentrationer af ozonnedbrydende stoffer i atmosfæren (Figur G1, øverste og midterste figur) og repræsenterer således et positivt resultat af internationale aftaler om begrænsninger af et globalt miljøproblem. Dog er ODS-gasserne svært nedbrydelige, og der vil derfor gå adskillige årtier, inden koncentrationerne af klor- og bromforbindelser i stratosfæren vil synke til niveauer som i begyndelsen af 1980'erne. ODS-gasserne er også kraftige drivhusgasser, og Montreal-protokollen har reduceret det substantielle bidrag fra disse gasser til den globale opvarmning, jf. figur G1 (nederste panel).



Figur G1 (fra WMO, 2011).

Emissioner af ODS og deres ikke-ozonnedbrydende erstatning HFC fra 1950 til 2050. Emissionerne er summen fra udviklingslande og udviklede lande. Kurverne er grupperet under hhv. HFC (rød), HCFC'ere (gul) og CFC'ere (blå). Den lyseblå skravering angiver emissionerne uden en Montreal-protokol med en årlig vækst i produktionen på 2-3%.

Øverste figur: Globale masse-vægtede emissioner i megatons pr år. Den gule stiplede linie er emissionerne uden den i 2007 vedtagne accelererede udfasning af HCFC.

Midterste figur: Global emission af potentielt ozonnedbrydende stof (ODP; ozone depletion potential), udtrykt som megatons CFC-11 ækvivalenter pr år.

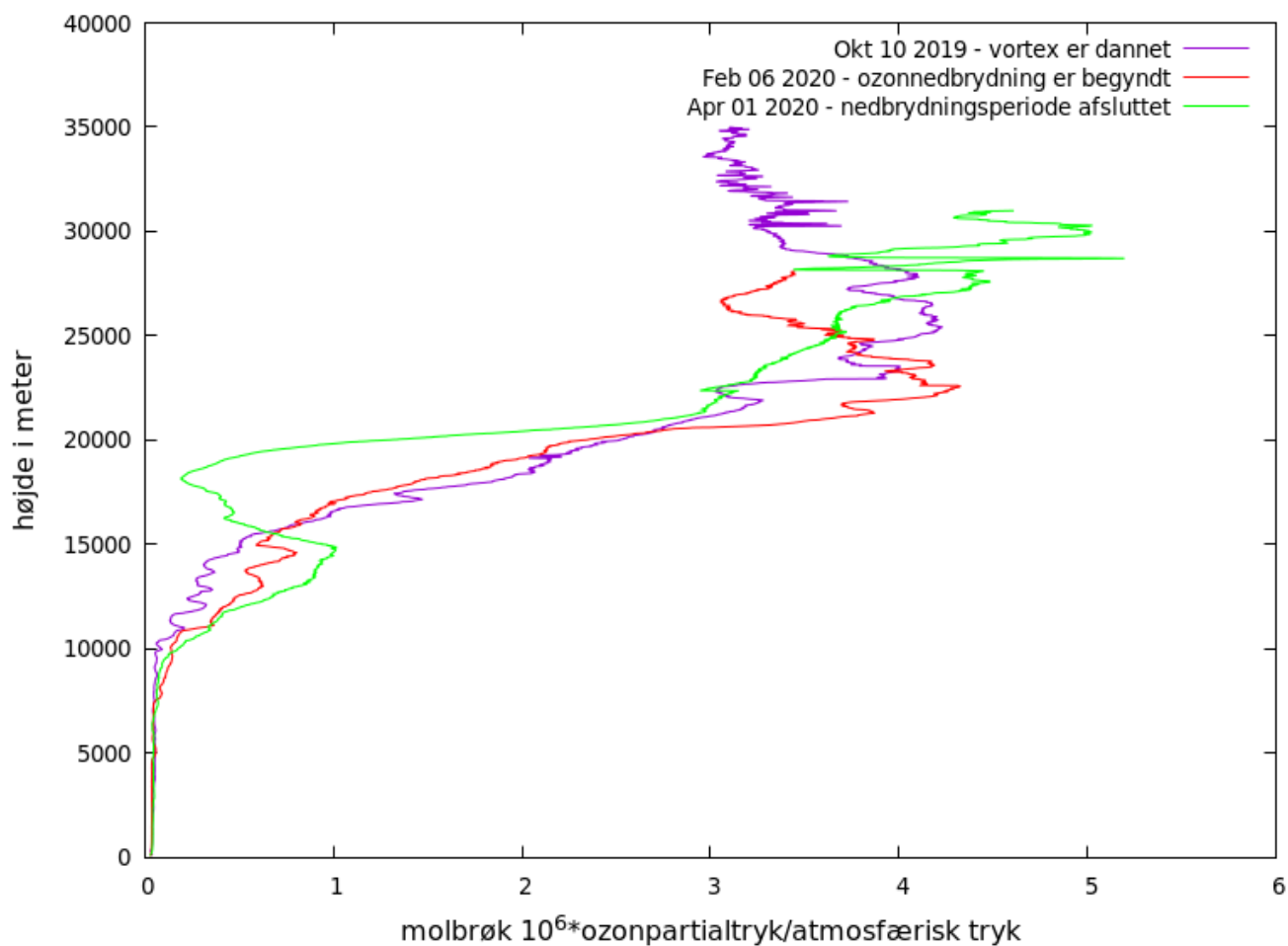
Nederste figur: Globale emissioner, udtrykt som gigatons af CO₂-ækvivalenter pr år, vægtet efter deres globale opvarmingspotentiale (GWP; global warming potential). Vist i sammenligning er CO₂ udslipsscenarier (grøn) fra IPCC's SRES scenarier (A1B, maksimum) og (B2, minimum). Den stiplede linie markerer 2010; det midterste år i den første forpligtelsesperiode under Kyoto-protokollen. Vist er også størrelsen af reduktionsmålet for denne periode (2 gigatons). Faldet i GWP fra ODS som følge af Montreal protokollen er ca. 5 gange så stort som Kyoto-reduktionsmålet. Dette viser, at Montreal-protokollen også er vigtig for begrænsning af den globale opvarmning.

12 Appendix H Internationalt samarbejde

DMI udfører stratosfæreforskning med både dansk og international støtte. Således har DMI siden 1990 deltaget i 35 projekter støttet af EU-Kommissionen, og i samme periode er der også opnået støtte fra danske forskningsfonde. DMI har deltaget i alle større europæisk-amerikanske arktiske ozonforskningskampagner gennem 1990'erne som EASOE, SESAME, THESEO, THESEO-2000/SOLVE, Vintersol og SCOUT-2/AMMA. DMI's stratosfæreobservatorier i Grønland udgør arktiske stationer i NDACC, et verdensomspændende netværk af målestationer udstyret med standardiseret instrumentering af verificeret høj kvalitet til overvågning af stratosfærens tilstand og processerne, der fører til kemisk nedbrydning af ozonlaget, og DMI deltager i NDACC's styregruppe. DMI's forsknings- og monitoringsindsats indgår endvidere som et prioriteret indsatsområde i Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP) under Arktisk Råd. DMI deltager endvidere i EUMETSAT Satellite Application Facility on Atmospheric Composition Monitoring (AC SAF) med henblik på udvikling af operationelle UV-indeks produkter baseret på satellitmålinger af ozonlaget.

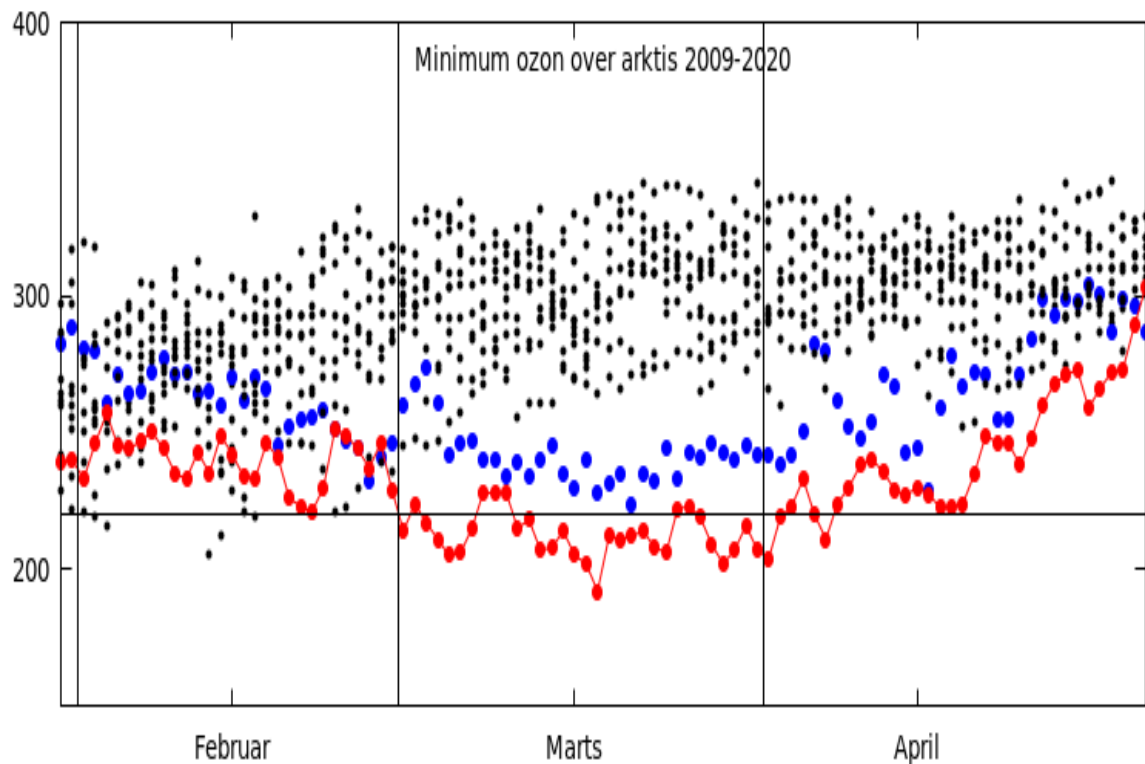
13 Appendix I Det arktiske ozonhul i foråret 2020

I figur I1 er vist tre profilmålinger udført i Ittoqqortoormiit. Generelt kan man se, at ozonlaget starter i omkring 15 km's højde. Den lilla krue viser mængden af ozon som funktion af højden i starten af oktober 2019, hvor hvirvelvinden dannes, og er et udtryk for 'normalindholdet' af ozon. I månederne november og december afkøles luftmassen indenfor hvirvelvinden og dannelsen af perlemorsskyer begynder. Selve ozonnedbrydningen starter imidlertid først i slutningen af januar, når solen igen begynder at vise sig på himlen. Først i de øvre lag, (den røde kurve fra starten af februar) og senere længere nede efterhånden som solen kommer højere og højere på himlen (den grønne kurve). Man kan se fra kurverne, at 80-90% af ozonen er forsvundet i en højde af 17-18 km.



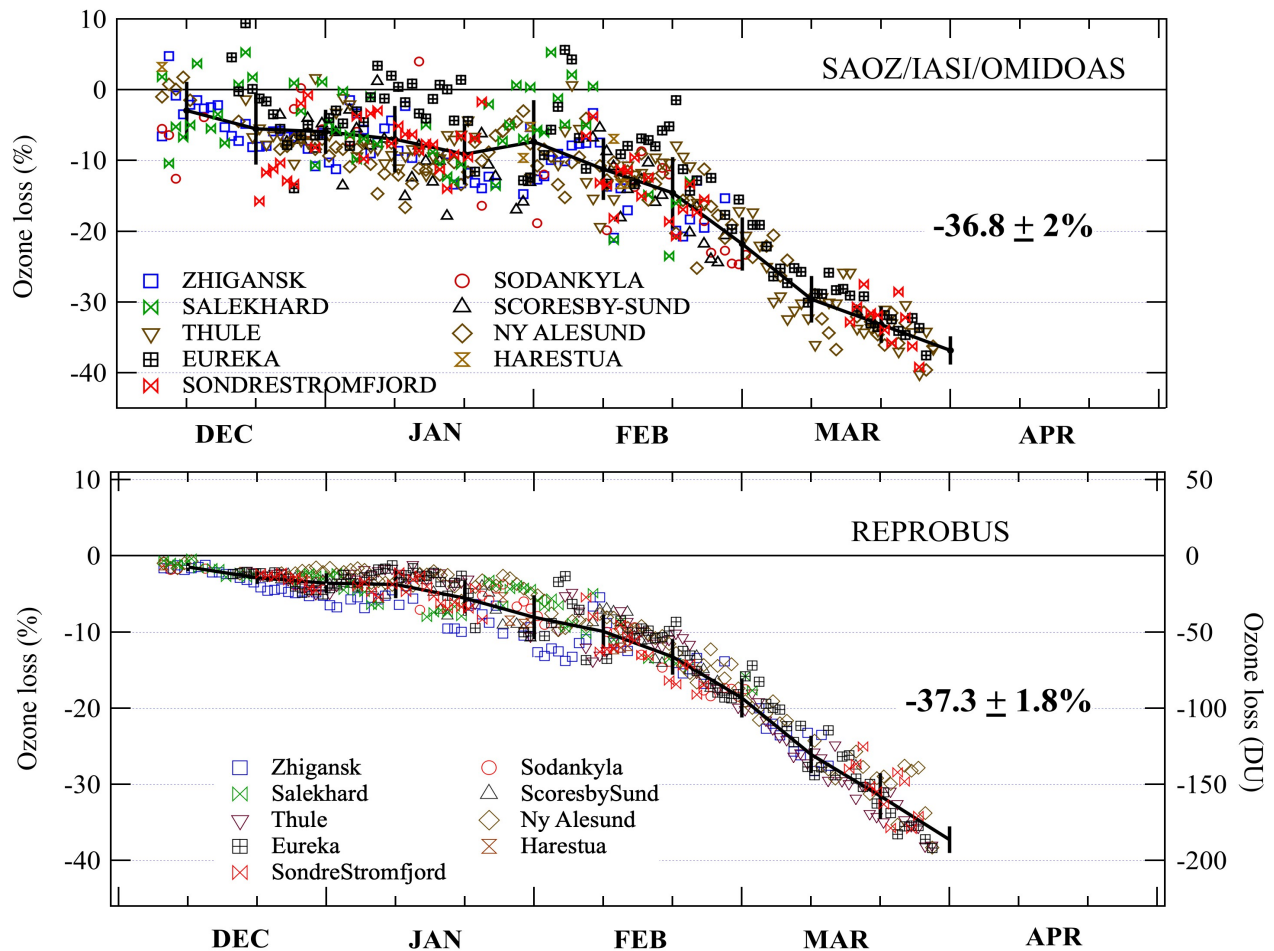
Figur I1. Tre ozonsonderings profiler udført i Ittoqqortoormiit .

I figur I2 vises minimums værdien af ozonlagets tykkelse nord for 50 grader i perioden februar-marts. Man ser, at i marts og det meste af april var minimums tykkelsen af ozonlaget over arktis langt under hvad der var målt de foregående 11 år. I marts endda så lavt at det kunne klassificeres som et ozonhul. Et ozonhul defineres ved at ozonlagets tykkelse er under 220 DU og det er et fænomen der siden 1980 hvert år optræder over antarktis, men ikke tidligere er set over arktis.



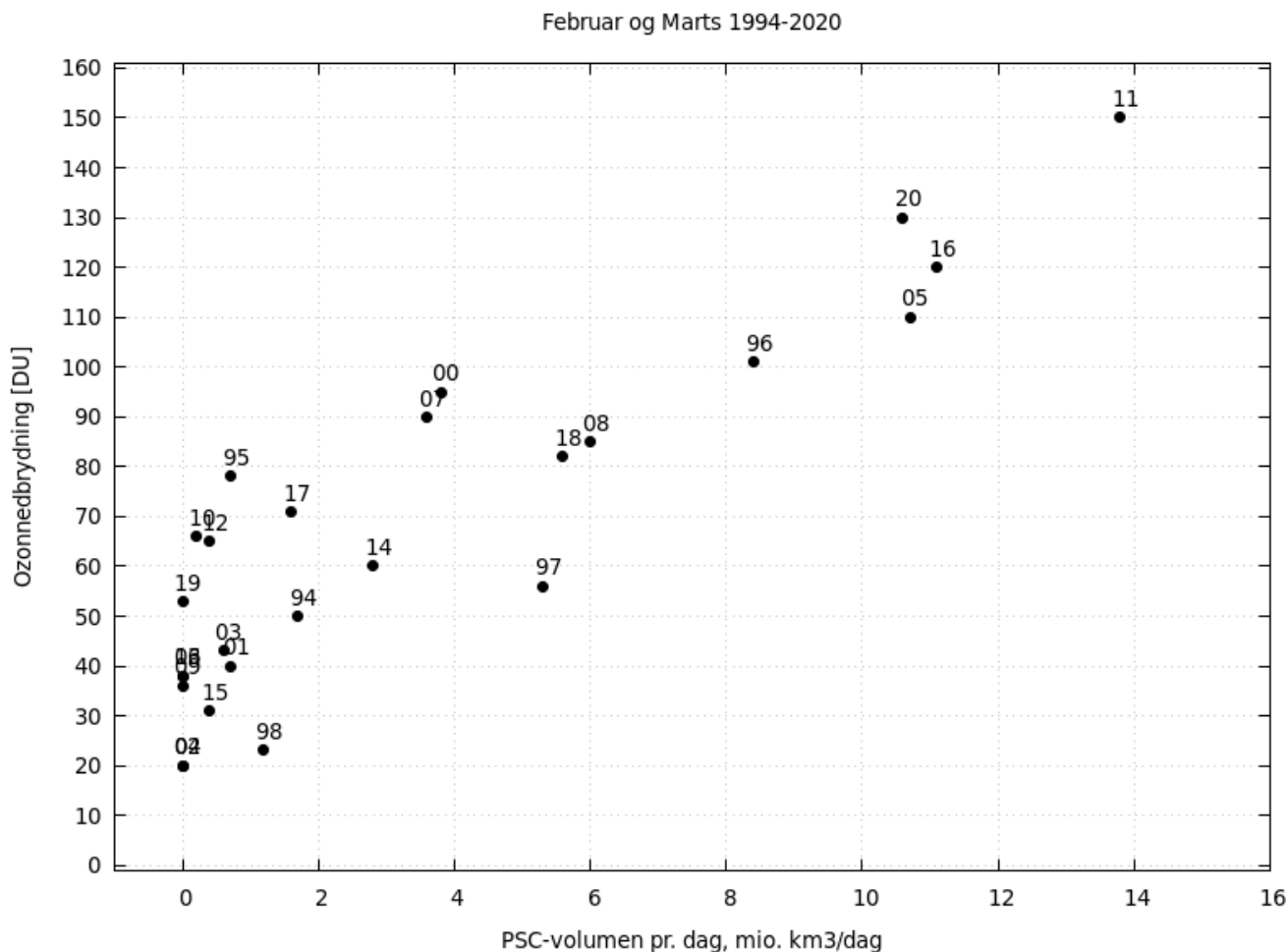
Figur I2. Minimums værdier af ozonlagets tykkelse over arktis i februar til april for årene 2009-2020. Det hidtidede tyndeste ozonlag forekom i 2011 og er markeret med blå. Årets målinger (røde punkter) var rekord lave fra starten af marts til slutningen af april. I det meste af marts, endda så lave at de faldt under 220 DU (vandret linje) som er definitionen af et ozonhul.

I figur I3 ses den målte ozonnedbrydning for 9 stationer i SAOZ-netværket. For alle stationerne var ca. 37 % af ozonen forsvundet ved udgangen af marts.



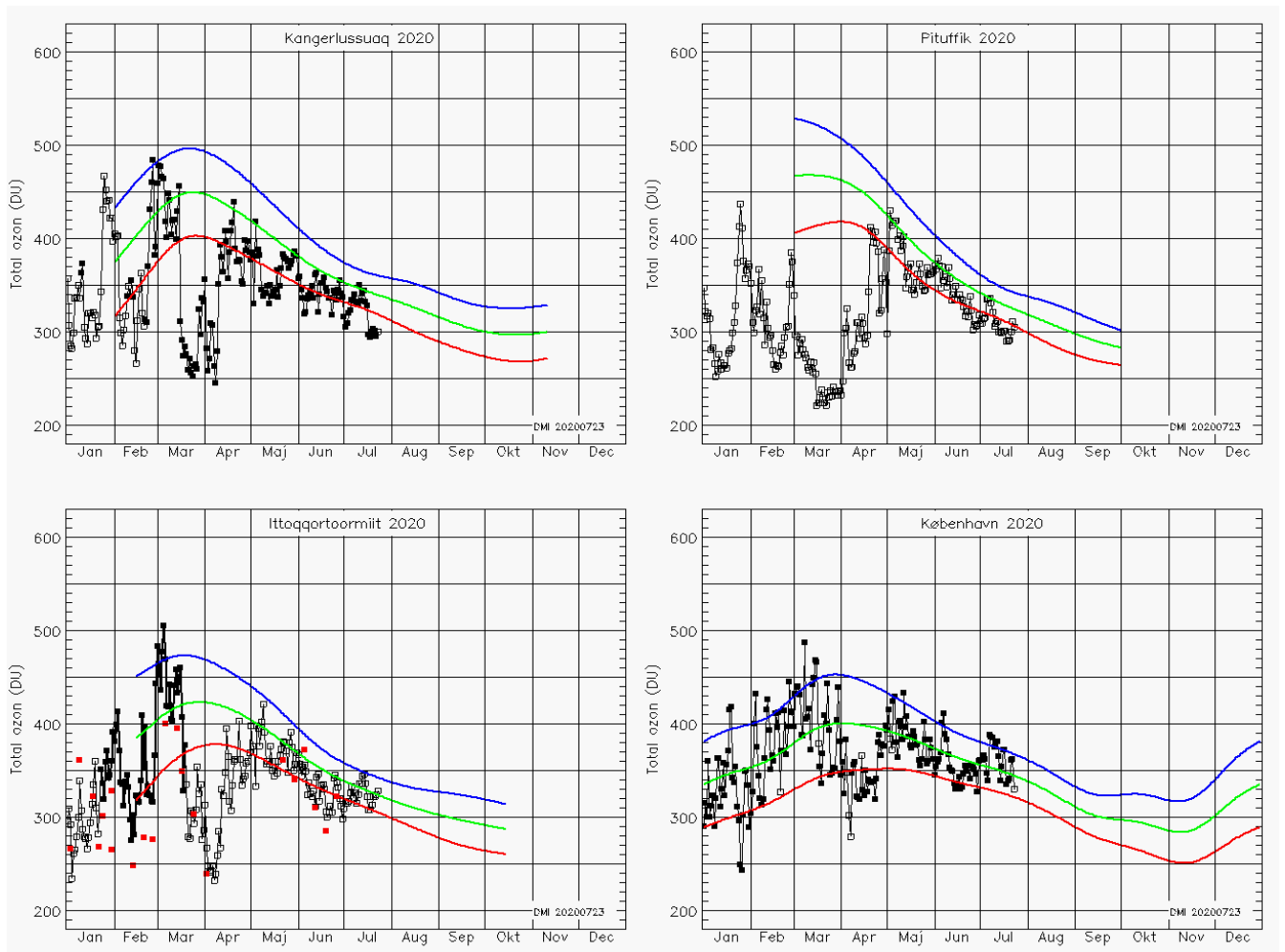
Figur 13. Ozonedbrydningen i arktis målt af SAOZ-instrumenter.

Selvom der i 2020 kunne registreres det første ozonhul over arktis, overgik den totale ozonedbrydning ikke den hittige rekord fra 2011. Det skyldes den vertikale udbredelse af PSC-området i tidsrummet hvor solen rammer området. Selvom det totale PSC-volumen i perioden februar-marts 2020 var ca 10% større end i samme periode i 2011, så er billedet et andet, hvis kun de øverste lag betragtes. I figur I4 er den totale ozonedbrydning vist mod det gennemsnitlige PSC-volumen for februar-marts i området fra 475K til 675K potentiel temperatur, svarende til ca. 20-27 km. Der er en tydelig korrelation mellem den totale ozonedbrydning og PSC-voluminet i netop dette lag.

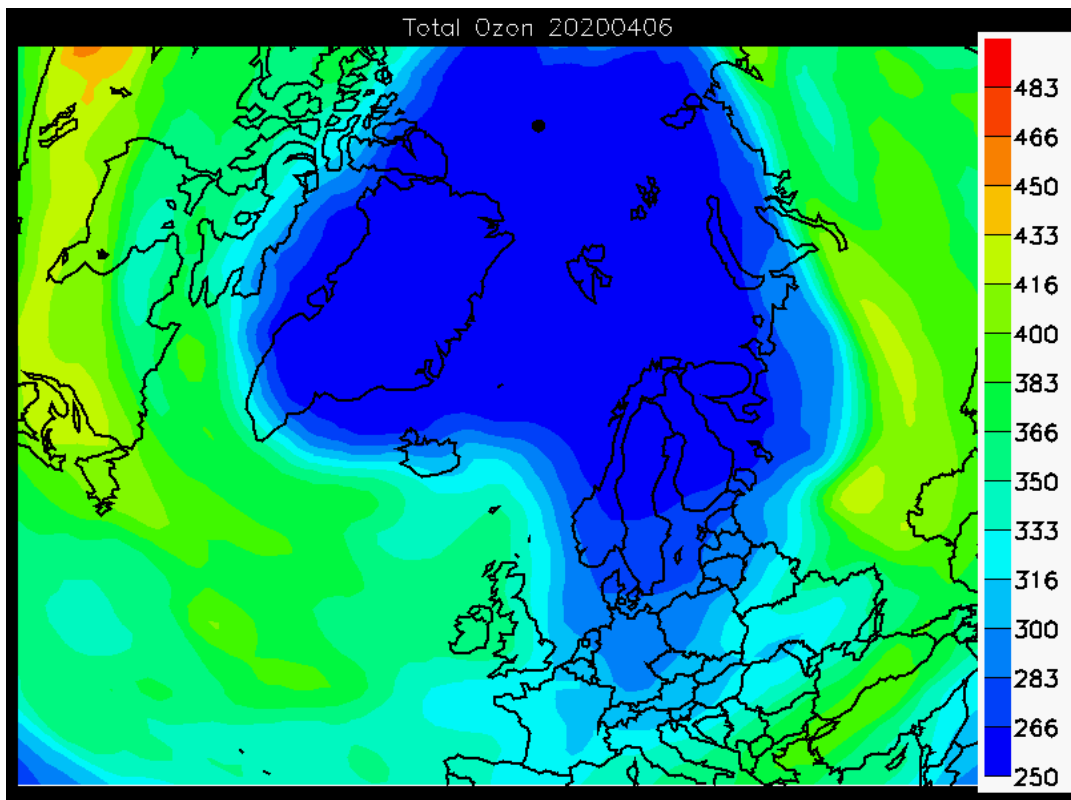


Figur I4. Total ozonnedbrydning i vinter-foråret (til og med marts måned) siden 1994, målt af SAOZ-netværket, vist mod det gennemsnitlige PSC-volumen i februar-marts mellem 475K og 675K potentiel temperatur.

I figur I5 er ozon målinger for tre steder i Grønland, samt København vist. Pituffik var som den nordligste station påvirket af det tynde ozonlag indenfor hvirvelvinden fra starten af 2020 og helt frem til slutningen af april. Ved flere tilfælde i marts målt total ozon kolonne værdier ned til 220 DU over Pituffik. Fra midt i marts bevægede hvirvelvinden, og derved området med meget tyndt ozonlag sig, fra det nordlige Grønland sig først sydover og kort efter mod øst, hvilket først ses i målingerne fra Kangerlussuaq og Ittoqqortoormiit. Fra starten af april omfattede området også Skandinavien (se også figur I6) hvor satellitmålingerne den 6. april viste 280 DU for København.



Figur 15. Målinger af ozon 4 steder. Sorte firkanter er Brewer målinger, tomme firkanter er GOME-2 satellitmålinger og røde firkanter ozonsonderinger.



Figur I6. Ozonlagets tykkelse den 6. april 2020, målt af GOME-2 ombord METOP-B satelliten.



Figur I7. Placeringen af den polare hvirvelvind i ca. 23 km højde.

14 Referencer

G. L. Manney, M. Santee, M. Rex, N.J. Livesey, M. C. Pitts, P. Veefkind, E.R. Nash, I. Wohltmann, R. Lehmann, L. Froidevaux, L.R. Poole, M.R. Schoeberl, D.P. Haffner, J. Davies, V. Dorokhov, H. Gernandt, B. Johnson, R. Kivi, E. Kyrö, N. Larsen, P.F. Levelt, A. Makshtas, C.T. McElroy, H. Nakajima, M.C. Parrondo, D.W. Tarasick, P.v.d. Gathen, K.A. Walker and N. S. Zinoviev, Unprecedented Arctic ozone loss in 2011, *Nature* 478, 469-475, 2011, doi:10.1038/nature10556.

Goutail, F. et al.: Total ozone loss during the 2019/20 Arctic winter and comparison to previous years, EGU2020-3571, Poster Session, 2020.

Rex, M. et al.: Arctic ozone loss and climate change, *Geophys. Res. Lett.*, Vol 31, L04116, 2004

Rex, M. et al., Arctic winter 2005: Implications for stratospheric ozone loss and climate change, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L23808, doi: 10.1029/2006GL026731, 2006.

Rigby, M. et al., *Nature* 569, 546-550 (2019).

Steinbrecht, W., Köhler, U., Claude, H., Weber, M., Burrows, J.P., and van der A, R.J., Very high ozone columns at northern mid-latitudes at northern mid-latitudes in 2010, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L06803, doi: 10.1029/2010GL046634.

Uppala, S. M. et al.: The ERA-40 reanalysis, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 131, 2961-3012, 2005

WMO, Scientific Assessment of ozone depletion: 2002, World Meteorological Organisation Global Ozone Research and Monitoring Project Report No. 47, 498 pp, Geneva, 2003.

WMO, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006, World Meteorological Organization Global Ozone Research and Monitoring Project Report No. 50, Geneva, 2007.

WMO, Assessment of Ozone Depletion: 2010, World Meteorological Organization Global Ozone Research and Monitoring Project Report No. 52, Geneva, 2011.

Wohltmann et al.: Near complete local reduction of Arctic stratospheric ozone by severe chemical loss in spring 2020, *Geophysical Research Letters*, 2020.

15 Tidligere rapporter

Tidligere rapporter fra Danmarks Meteorologiske Institut kan findes på adressen:

<https://www.dmi.dk/publikationer/>, og så findes rapporterne under de enkelte årstal med benævnelsen 'Ozonlaget over Danmark og Grønland 1979-??'.