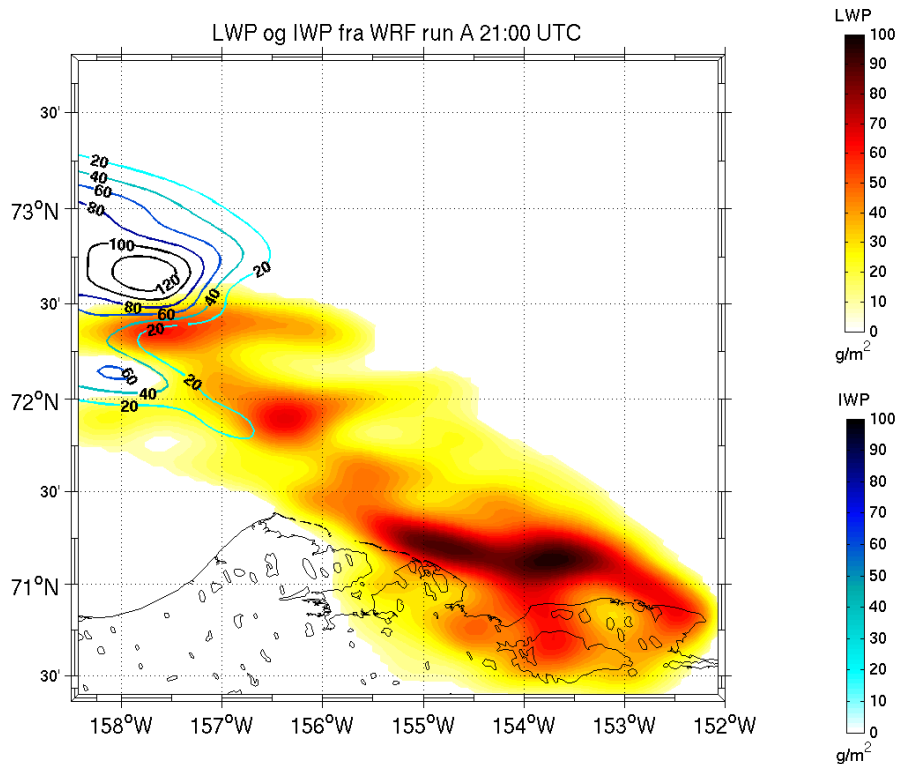


Masteroppgave, Institutt for geofag

Hvor godt kan vi simulere underkjølt skyvann i arktiske skyer?

Marit Funnemark



UNIVERSITETET I OSLO

DET MATEMATISK-NATURVITENSKAPELIGE FAKULTET

Hvor godt kan vi simulere underkjølt skyvann i arktiske skyer?

Marit Funnemark



Masteroppgave i geofag

Studieretning: Meteorologi og oseanografi

Institutt for geofag

Matematisk-naturvitenskaplig fakultet

UNIVERSITETET I OSLO

1. desember 2013

© Marit Funnemark, 2013

Dette eksamensarbeidet er publisert elektronisk i DUO – Digitale Utgivelser ved UiO

<http://www.duo.uio.no>

Det er også katalogisert i BIBSYS (<http://www.bibsys.no/>)

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced or transmitted, in any form or by any means, without permission.

1. desember 2013

SAMMENDRAG

Arktis har vært, og er fortsatt, et utfordrende område for numeriske modeller for studier av fenomener knyttet til skyer. Mye av dette skyldes at skyer ikke blir simulert godt nok. Spesielt det å simulere underkjølt skyvann, og dermed få skyfasen riktig, har vist seg å være vanskelig. Denne oppgaven ønsker å se på hvor godt The Weather Research and Forecasting model (WRF) med et avansert skymikrofysikk skjema (Milbrandt & Yau to-moment) klarer å simulere en blandet-fase sky i Arktis, og hvor følsom WRF er for endringer i isnukleasjon.

Denne oppgaven tar utgangspunkt i to blandet-fase skyer som ble observert 26. og 27. april 2008 i prosjektet Indirect and Semi-Direct Aerosol Campaign (ISDAC). Begge disse skyene har de typiske trekkene som blandet-fase skyer har i Arktis; et lag øverst med en blanding av underkjølt skyvann og iskrystaller, og ett lag under bestående bare av is og snø. «*Liquid fraction*» $f = LWC / (LWC + IWC)$ var i det øverste laget mellom 0,5 og 1, mens $f \approx 0$ i det nederste laget.

Én av skyene fra ISDAC ble brukt for å sammenligne med WRF. Det viste seg at WRF hadde problemer med å simulere denne skyen, men klarte å simulere riktig mengde med underkjølt skyvanninnhold (LWC). Selv om WRF overestimerte størrelsen og underestimerte den totale konsentrasjonen for vanndråpene, gjorde dette til sammen at LWC ble beregnet riktig. WRF underestimerte også LWC i forhold til iskrystallinnholdet (IWC) og hadde bare $f < 0,5$ i gjennomsnitt. WRF viste seg også å være følsom for endringer i isnukleasjon hvor simuleringene enten simulerte alt for lite vann eller alt for lite is. Har man mindre enn 1/10 igjen av isnukleasjonen så forsvinner all is, og har man 10 ganger så mye isnukleasjon er det svært lite skyvann igjen. En av konsekvensene av dette er endring i mengden nedbør, hvor de simuleringene som inneholdt nok mengder vann og is genererte mest nedbør.

TAKK

Jeg vil gjerne takke min hovedveileder Jón Egill Kristjánsson for all hjelp og veiledning under hele oppgaven. Jeg vil også takke min nærmeste familie for all moralsk støtte. Ikke minst vil jeg takke avdelingen MetOs for to og et halvt år i et flott miljø og alle mine medstudenter som har gjort tiden på lesesalen til en uforglemmelig tid.

Special thanks to my co-supervisor Melissa Anne Pfeffer for running WRF while juggling a newborn at the same time.

Innholdsfortegnelse

1	Introduksjon	1
1.1	Bakgrunn	1
1.2	Arktiske kampanjer og observasjoner av underkjølt vann i arktiske skyer	3
1.2.1	FIRE ACE	3
1.2.2	M-PACE	5
1.2.3	ISDAC	6
1.3	Formål med oppgaven	8
1.4	Oversikt over innholdet i resten av oppgaven	8
2	Teori og metoder	10
2.1	Teori	10
2.1.1	Underkjølt skyvann	10
2.1.2	Innvirkning av underkjølt skyvann i blandet-fase skyer	10
2.1.3	Mekanismer for dannelse og vekst av dråper og iskrystaller	11
2.2	Observasjoner fra ISDAC	18
2.2.1	Beskrivelse av flyvingene	18
2.2.2	Beskrivelse av data og instrumenter	22
2.3	Værmodellen: The Weather Research and Forecasting model (WRF)	24
2.3.1	Fysikkskjemaet Milbrandt & Yau to-moment (M&Y)	25
2.3.2	Eksperimentoppsett for følsomhetsberegninger	28
2.4	Dataprogrammet MATLAB	29
3	ISDAC flyvningene; resultater og diskusjoner	30
3.1	ISDAC flyvning f31	30
3.2	ISDAC flyvning f30	40
4	WRF; resultater og diskusjoner	48
4.1	Validering av WRF	48

4.2	Følsomhetsberegninger.....	58
5	Konklusjoner og oppsummering.....	66
	Videre arbeid.....	69
	Referanser.....	70
	Forkortelser	73

1 Introduksjon

1.1 Bakgrunn

Motivasjonen for å drive forskning i Arktis har endret seg fra 1980-tallet hvor dette hang sammen med Den Kalde Krigen og konfrontasjoner mellom USA og Sovjetunionen over Nordishavet. På den tiden var havisen en stor barriere, men nå som havisen trekker seg tilbake og åpner større deler av Nordishavet møter vi på nye utfordringer og problemer. Dette gjelder ikke bare ut i fra et forsknings- og vitenskapelig ståsted, men også med basis i et politisk og sosioøkonomisk utgangspunkt. Internasjonalt samarbeid vil bli like viktig innenfor politikken som innenfor vitenskapen fordi endringer i Arktis kan, og har, allerede fått store ringvirkninger ellers i verden.

Arktis har endret seg dramatisk de siste tiårene. Havisen blir tynnere, permafrosten begynner å tine, atmosfæren blir varmere og tundraen blir grønnere (Jeffries et al., 2013). Dette er bare noen av trendene som Arktis opplever nå. Det arktiske miljøet er veldig sensitiv til klimaendringer, og derfor oppdager vi slike endringer først i Arktis. Selv om observasjoner i dette området er sparsomme, er allikevel de endringene vi ser illevarslende. Derfor har det blitt enda viktigere å forutsi disse endringene, men selv for moderne modeller byr dette på store utfordringer, og spesielt gjelder dette for globale klimamodeller (*Global Climate Models*, GCM) som ofte blir brukt for å forutsi klimaendringer. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) The Fourth Assessment Report (AR4) og The Fifth Assessment Report (AR5) har samlet og laget en god oversikt over hvordan man har gjort det hittil på dette området, men selv i AR5 har de fortsatt bare lav tillit til sky- og aerosolprosessene i modellene.

Sitat:

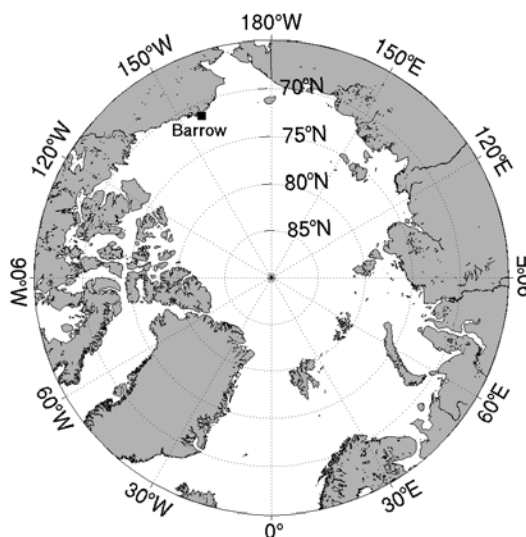
'Climate models now include more cloud and aerosol processes, and their interactions, than at the time of the AR4, but there remains low confidence in the representation and quantification of these processes in models.' (IPCC AR5, Summary for Policymakers - Stocker et al., 2013, s. 14)

1. desember 2013

Skyer spiller en dominerende rolle i strålingsbalansen i Arktis (Curry et al., 1993; Curry et al., 1996), men det er fortsatt usikkerhet knyttet til behandlingen av skyer i GCM-er (IPCC AR4 - Qin et al., 2007) som fører til stor usikkerhet i varslingen av klimaendringer i Arktis (Inoue et al., 2006). Noen klimamodeller (f.eks. Alterskjær et al., 2010) og numeriske værvarslingsmodeller har klart å representere skydekket i Arktis rimelig godt, men når det kommer til den store andelen med flytende vann (i forhold til is) i arktiske skyer klarer de seg ikke så godt (50 % i observasjonene mot 10 % i modellene (Sandvik et al., 2007)). Sett over et helt år, har arktiske skyer en netto oppvarmingseffekt på overflaten (Walsh og Chapman, 1998), men denne effekten er følsom for egenskapene til skya. Underkjølt skyvann påvirker disse egenskapene som igjen påvirker strålingsbalansen (Curry et al., 1996). Dette er en indirekte effekt av underkjølt skyvann. Den direkte effekten imidlertid kan eksempelvis være ising på menneskelige installasjoner og spesielt luftfartøy (f.eks. Bernstein et al., 1997; Nygaard et al., 2011). Ising på instrumenter, både de på bakken og de i lufta, representerer en betydelig risiko når man utfører forskning i polare strøk. Curry et al. (2004) skisserer utfordringene og problemene aerosonder møter i Arktis, og spesielt kan ising på små flyskrog bli katastrofalt. Siden det er en økende interesse for arktiske områder og ressurser, vil det bli mer menneskelig aktivitet i disse områdene. Derfor er det svært viktig å få mer kunnskap om ising og hvordan man kan gi god varsling av dette fenomenet.

1.2 Arktiske kampanjer og observasjoner av underkjølt vann i arktiske skyer

Tre av de største og mest omfattende arktiske kampanjene om skymikrofysikk har blitt utført i de siste 15 årene og alle rundt Barrow, Alaska, USA (Figur 1.1). I de neste underkapitlene er disse tre kampanjene kort beskrevet og observasjoner av underkjølt skyvann presentert. De to første kampanjene som ble utført var **FIRE** [First ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) Regional Experiment] Arctic Clouds Experiment (**ACE**) og Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment (**M-PACE**), kalt heretter bare FIRE ACE og M-PACE, henholdsvis. Den siste kampanjen som har blitt utført er Indirect and Semi-Direct Aerosol Campaign (**ISDAC**) og data fra en av disse flyrutene som ble gjort under denne kampanjen, vil bli brukt i denne oppgaven.



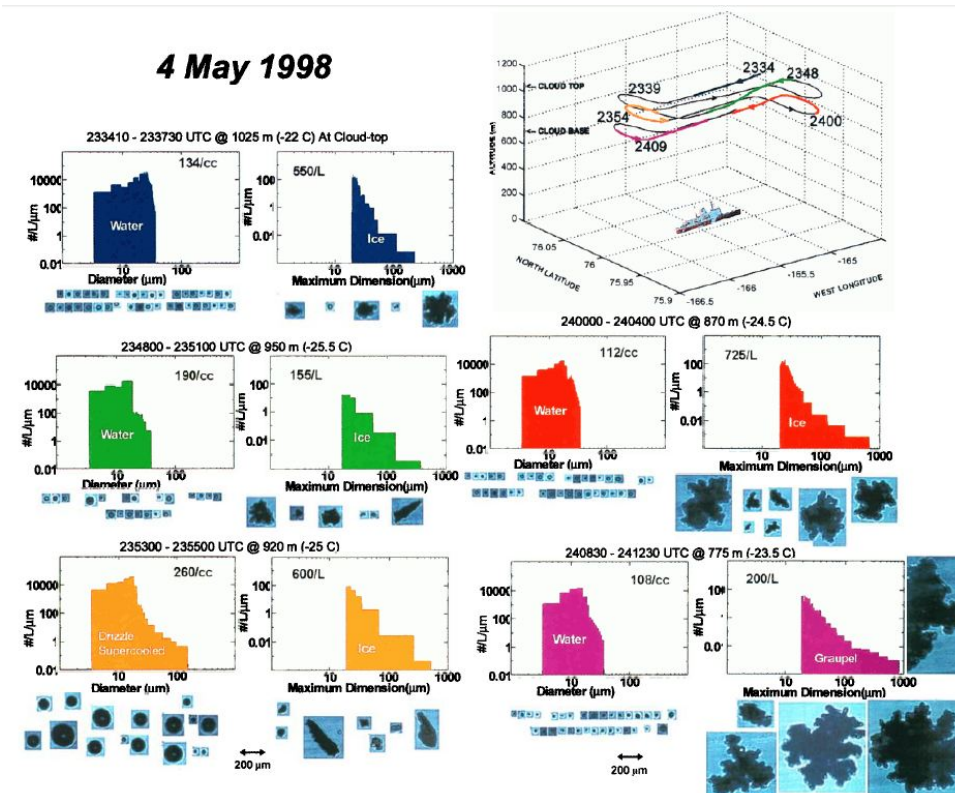
Figur 1.1 Kart over Nordpolen og Nordishavet som viser hvor Barrow ligger. Kart er laget med M_map i MATLAB

1.2.1 FIRE ACE

FIRE [First ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) Regional Experiment] Arctic Clouds Experiment (**ACE**) utførte sine målinger nær observasjonssteder på bakken rundt Polhavet og ved Barrow, Alaska. FIRE ACE brukte fire forskningsfly for å fly over dette området og ta in-situ målinger med instrumenter som var festet på flyet. Flere detaljer om prosjektet og hvilke instrumenter som ble brukt er å finne i Curry et al. (2000). FIRE ACE samarbeidet tett sammen med Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA) prosjektet (Uttal et al., 2002) og U.S. Department of Energy's (DOE) Atmospheric Radiation Measurement (ARM) program (Stokes og Schwartz, 1994).

Lawson et al. (2001) brukte sky-mikrofysikkdata fra et av forskningsflyene som ble benyttet under FIRE ACE, the National Center for Atmospheric Research (NCAR) Hercules C-130. Dataene dekker tidsrommet mai til juli 1998 og fra disse dataene prøvde de å få en oversikt over de sky-mikrofysikkegenskapene som en arktisk sky har. En av disse skyene som de undersøkte var en blandet-fase grenselagssky (etter deres definisjon) som ble observert og tatt målinger fra under C-130s første oppdrag 4. mai 1998. På den tiden var atmosfæren fortsatt i overgangen mellom et vinterregime og et vår/sommerregime. Flyruten var over et

forskningsskip som SHEBA brukte i sin kampanje (se figuren øverst i høyre hjørne i Figur 1.2). Flyet begynte å måle ved toppen av skya, 1025 moh, og steg nedover helt ned til bunnen av skya på 680 meter. Hydrometerfeltene fra denne skya er vist i Figur 1.2. De forskjellige delene av flyruta er indikert med forskjellige farger og samme fargekode gjelder for hydrometerfeltene. Siden lufttemperaturen er mellom -22 og $-25,5$ °C er alt flytende vann, som er målt, underkjølt. Fra Figur 1.2 ser vi at det er både is og underkjølt skyvann i alle profilene så dette er helt klart en blandet-fase sky. Disse hydrometerfeltene varierte mye horisontalt over relativt liten (10 km) romlig skala. Dette viser at denne skya var kompleks, og det ble teoretisert over at skya ble føret av cirrusskyer ovenfor og som hadde en innvirkning på de mikrofysiske prosessene i denne skya.



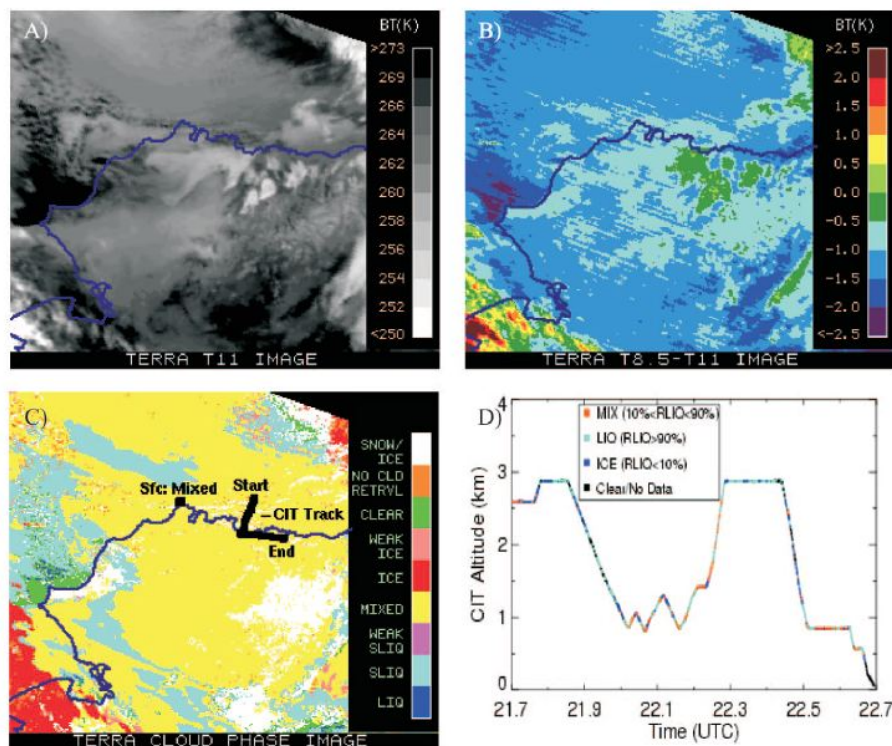
Figur 1.2 Hydrometerfelter av en blandet fase sky målt av NCAR C-130 flyet da den fløy over SHEBA skipet den 4. mai 1998 under kampanjen FIRE ACE. Fra Lawson et al. (2001).

1.2.2 M-PACE

For å utvide databasen som FIRE ACE allerede hadde begynt på, så ville M-PACE (Verlinde et al., 2007) gjøre enda flere målinger og legge til en annen sesong; høsten. I Arktis er det generelt flere skyer på høsten enn ellers i året (Curry et al., 1996), og derfor var det av interesse å gjøre målinger også på høsten for å få en mer komplett database. M-PACE var en del av ARM programmet (Ackerman og Stokes, 2003) som gjorde målinger rundt det samme området som FIRE ACE ved ARM Climate Research Facility på North Slope of Alaska (NSA) i perioden 27. september til 22. oktober 2004. For å samle inn data brukte de, i tillegg til forskningsfly, bakkeinstrumenter og satellitter. Et av forskningsflyene tok *in-situ* målinger inne i skyene (the University of North Dakota (UND) Citation) som flyene i FIRE ACE, mens det andre var et ubemannet fly som foretok fjernmåling over skyene (Piloted Scaled Composites Proteus, sponset av ARM Unmanned Aerospace Vehicle Program).

The National Aeronautics and Space Administration (NASA) Earth Observing System's satellitt *Terra* som passerte over området 21:10 UTC 8. oktober 2004, hadde en Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) ombord. Det ble tatt bilder som ble publisert i Verlinde et al. (2007) og som vist i Figur 1.3 A) til C). Underkjølt skyvann er indikert i lys blå farge i Figur 1.3 C) som har en tendens til å være der hvor verdier av *brightness temperature* ($11 \mu\text{m}$) er litt høyere (Figur 1.3 A)). Forskjellen i *brightness temperature* mellom 8.5 og $11 \mu\text{m}$ er som oftest mindre enn ca. -0.35 Kelvin. Dette indikerer at det er lave blandet-fase skyer med skytopper bestående mest av underkjølt skyvann. Ut i fra bakkemålinger ved Barrow (markert med «Sfc: Mixed» i Figur 1.3 C)) samt målinger fra flyturen av UND Citation nær Oliktoj Point (flyrute indikert i Figur 1.3 C)), så man klare tegn på at det var en blandet-fase sky over Barrow.

Under M-PACE var det flymålinger av underkjølt skyvann i blandet-fase skyer med skytopp-temperaturer helt ned i -30 °C. Også SHEBA oppdaget blandet-fase skyer ved så lave temperaturer (Shupe et al., 2006). Grunnen til at vi kan ha flytende vann ved slike lave temperaturer kan iflg. Verlinde et al. (2007) skyldes de relativt lave iskjerne-konsentrasjonene (IN).



Figur 1.3 Terra MODIS bilder og *in-situ* skyfase bestemmelse fra UND Citation for 22:10 UTC 8. oktober 2004. A) $11 \mu\text{m}$ «brightness temperature», B) «brightness temperature» forskjell mellom 8,15 og $11 \mu\text{m}$, C) skyfase, med Citation flyrute og bakkestasjon indikert, og D) Citation skyfase. Termene LIQ og SLIQ representerer henholdsvis flytende vann og underkjølt flytende vann. Fra Verlinde et al. (2007).

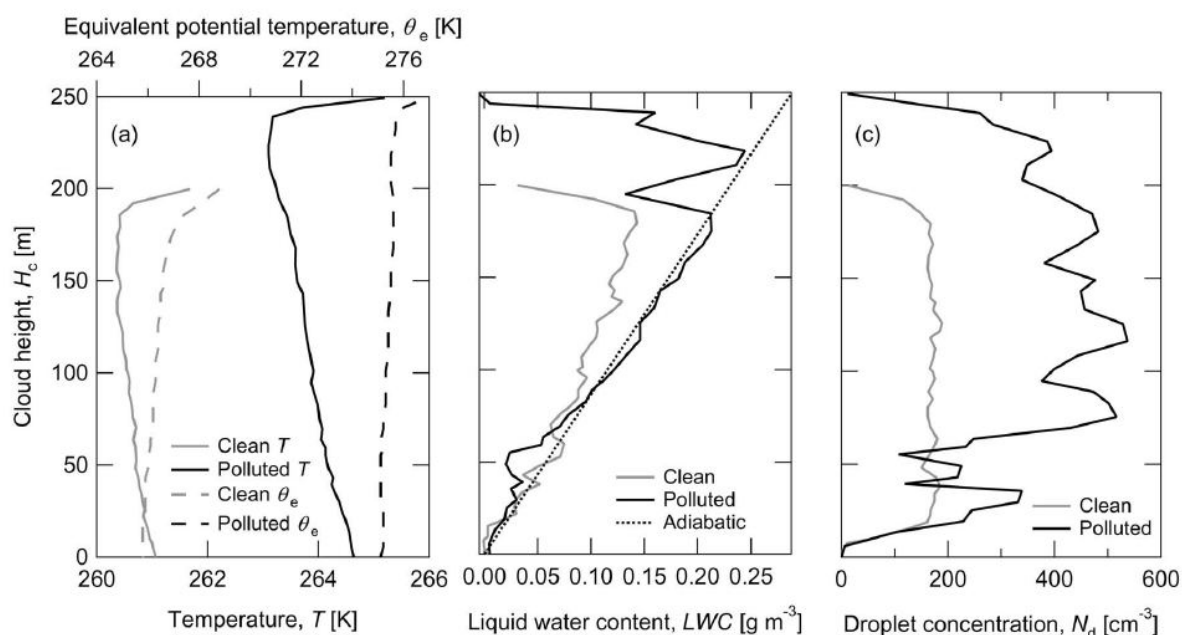
1.2.3 ISDAC

I april 2008 utførte DOE igjen en kampanje rundt Barrow, Alaska. Denne gangen var hovedfokuset å forske på samspillet mellom aerosoler og skyer, og deres prosesser i arktiske blandet-fase skyer. The Indirect and Semi-Direct Aerosol Campaign (ISDAC) (McFarquhar et al., 2011), sammen med M-PACE, hadde som formål å forbedre kunnskapen om egenskapene til arktiske aerosoler og skyer. M-PACE tok for seg den relativt rene høsten, mens ISDAC tok for seg den mer forurensede våren.

The National Research Council (NRC) of Canada Convair-580 foretok 27 flyvninger hvor de samlet sammen data fra 41 skyer ved hjelp av aerosol- og skyinstrumenter. Disse dataene er helt unike, og de spenner over mer enn 100 timer over 12 forskjellige dager under forskjellige aerosol-, overflate- og værforhold. Earle et al. (2011) undersøkte 5 flyvninger som kunne fordeles i to forskjellige scenarier, klar og forurenset. De rene tilfellene identifiseres ved lave konsentrasjoner av aerosoler. Dette gjelder for ett-lags stratocumulus under dagene 8., 26. og 27. april 2008. I de forurensende tilfellene er det derimot betydelig flere partikler til stede og

foreldet brent biomasse aerosoler hadde innvirkninger på de flere-lags stratocumulus skyene under dagene 19. og 20. april. En flyrute fra hvert av disse tilfellene er vist i Figur 1.4

Temperatur (T) og ekvivalent potensiell temperatur (θ_e) for både det rene tilfellet (grå linjer) og det forurensede tilfellet (svarte linjer) er vist i Figur 1.4 (a). Temperaturen for begge tilfellene er under $0\text{ }^\circ\text{C}$ gjennom hele profilen, dvs. alt flytende vann i disse skyene er underkjølt skyvann. Det generelle bildet viser at temperaturen, skyvanninnholdet (LWC) og dråpekonsentrasjonen (N_d) er lavere i det rene tilfellet enn i det forurensede tilfellet. Earle et al. (2011) diskuterte mulige årsaker til disse forskjellene mellom de to tilfellene, og de konkluderte med at målingene og analysene viser det komplekse samspillet mellom miljøbetingelser, aerosoler, og de mikrofysiske- og strålingsegenskapene som utspiller seg i arktiske skyer.



Figur 1.4 (a) Absolutt (T) og ekvivalent potensiell temperatur (θ_e), (b) skyvanninnhold (LWC) og (c) dråpekonsentrasjon (N_d) fra vertikale profiler gjennom én sky fra de rene tilfellene (27. april 2008) og én sky fra de forurensede tilfellene (19. april 2008). Fra Earle et al. (2011).

1.3 Formål med oppgaven

Blandet-fase skyer i Arktis har noen typiske trekk ved seg som gjør at de skiller seg ut fra andre blandet-fase skyer ved lavere breddegrader. Morrison et al. (2012) trakk fram disse trekkene, og undersøkte robustheten til slike langvarige skyer. Det første formålet med denne oppgaven går derfor ut på om vi kan observere disse typiske trekkene, som Morrison et al. (2012) påpeker, i to blandet-fase skyer fra Indirect and Semi-Direct Aerosol Campaign (ISDAC) utenfor nordkysten av Alaska den 26. og 27. april 2008. Spesielt blir fokuset rettet mot underkjølt skyvann, forholdet mellom underkjølt skyvann og is, og observasjoner av iskjerner (*ice nuclei*, IN).

Underkjølt skyvann, og dermed blandet-fase skyer, utgjør en stor utfordring for mange værvarslingsmodeller, så det andre formålet med denne oppgaven er å undersøke om The Weather Research and Forecasting model (WRF) med avansert skymikrofysikk (Milbrandt & Yau to-moment skyfysikkskjema, M&Y) klarer å simulere en blandet-fase sky i Arktis, spesielt det underkjølte skyvannet.

Arktis har vist seg å være følsom for endringer, og mange av de fysiske prosessene har kompliserte sammenhenger og tilbakekoblinger. Det er derfor interessant å se på hvordan WRF med fysikkskjemaet M&Y reagerer på endringer i isnukleasjonen, som i hovedsak kan sees på som endringer i iskjernekonsentrasjonen.

1.4 Oversikt over innholdet i resten av oppgaven

Kapittel 2.1 tar for seg teorien fra skyfysikken som gir oss et grunnlag for å tolke de resultatene som blir presentert i kapittel 3 og 4. Kapittel 2.2 handler om de to flyvningene fra ISDAC som vi skal se på. Området, vær-situasjonen og instrumenter/metoder som ble brukt i ISDAC er kort beskrevet her. I kapittel 2.3 blir WRF kort beskrevet og vi skal bli bedre kjent med Milbrandt & Yau to-moment skyfysikkskjemaet. I tillegg blir eksperimentet for følsomhetsberegningene vi har utført med WRF beskrevet.

I kapittel 3 blir resultater fra begge flyvningene fra ISDAC presentert. Kapittelet har to deler som tar for seg hver flyvning separat:

- Del nr. 1: resultater fra flyvningen kalt f31 (fra Barrow 23:38 UTC 26. april 2008 tilbake til Barrow 03:35 UTC 27. april 2008)

1. desember 2013

- Del nr. 2: resultater fra flyvningen kalt f30 (fra Fairbanks 18:49 UTC 26. april 2008 til Barrow 22:35 UTC 26. april 2008)

Kapittel 4 presenterer resultatene fra WRF. Først blir kontrollsimuleringen validert opp mot målinger fra ISDAC flyvningen f30, og så ser vi på resultater fra følsomhetsberegningene som ble gjort med WRF.

Til slutt i kapittel 5 er det gitt en oppsummering av resultatene og de konklusjonene som er utledet i kapitlene 3 og 4.

2 Teori og metoder

2.1 Teori

2.1.1 Underkjølt skyvann

Når underkjølt flytende vanddråper og iskrystaller opptrer i same sky, kalles skya en blandet-fase sky. Vann blir underkjølt (*supercooled*) når lufttemperaturen rundt er under 0°C (f.eks. Sassen et al., 1985; Rogers og Yau, 1989). En dråpe bestående av rent vann vil mest sannsynligvis holde seg underkjølt helt til lufttemperaturen blir omtrent -40 °C. Da vil dråpen krystallisere seg homogent (*homogeneous nucleation*). Hvis det er iskjerner (*ice nuclei*, IN) tilstede, kan derimot dråpen krystallisere seg ved mye høyere lufttemperaturer, og denne prosessen heter heterogen frysing (*heterogeneous nucleation*), se detaljer i kapittel 2.1.3.1. Konsentrasjonene av IN er imidlertid relativt lave sammenlignet med konsentrasjonene av kondensasjonsskjerner (*cloud condensation nuclei*, CCN) i atmosfæren (Rogers og Yau, 1989). Globalt sett er konsentrasjonen av IN på rundt 1 per liter, mens i Arktis kan de være mye mindre (Verlinde et al., 2007; McFarquhar et al., 2011). Siden konsentrasjoner av IN er så lave er det vanlig at det er underkjølt vann i skyer, og dette gjelder spesielt i arktiske skyer.

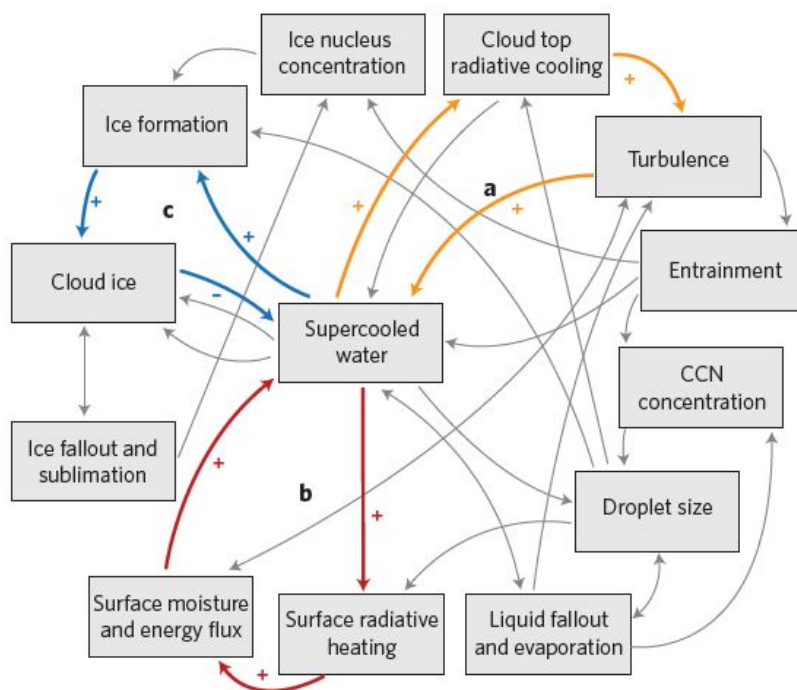
2.1.2 Innvirkning av underkjølt skyvann i blandet-fase skyer

Underkjølt skyvann (SW) spiller en viktig rolle i det komplekse samspillet mellom ulike fysiske prosesser i arktisk blandet fase skyer. For å undersøke hvor robuste (*resilient*) disse skyene er har Morrison et al. (2012) laget et diagram (se Figur 2.1) som viser noen av de viktigste vekselvirkninger og tilbakekoblinger som kan oppstå i slike skyer. De diskuterer i hovedsak tre vekselvirkninger hvor SW er involvert og de er gjengitt i punktene a) til c) (som samsvarer med bokstavene i figuren).

- a) SW fører til sterk langbølget strålingsnedkjøling ved toppen av skya. Denne nedkjølingen fører til avtagende statisk stabilitet, mindre turbulent oppdrift, og mindre vekst av dråper ved kondensasjon. Dette fører til at det forblir SW i skya, som igjen fører til nedkjøling. Denne tilbakekoblingen holder seg selv vedlike.
- b) På bakken har SW en langbølget strålingsoppvarmingseffekt som fører til avtagende statisk stabilitet og økende flukser av følbare varme og fuktighet. Disse fluksene vil i

sin tur tilføre energi og fuktighet til skya som igjen øker SW i skya. Dette er en positiv tilbakekobling.

- c) Man tror at dannelsen av is kan bli større hvis SW er til stede (gjennom Wegener-Bergeron-Findeisen mekanismen (WBF) (Wegener, 1911; Bergeron, 1935; Findeisen, 1938), men bare under spesielle forhold (Korolev, 2007)). Økt isdannelse fører igjen til mer is i skya. Dette skjer imidlertid på bekostning av SW i skya, og dermed er dette en negativ tilbakekobling.



Figur 2.1 Vekselvirkninger og tilbakekoblinger mellom fysiske prosesser i en arktisk blandet fase sky. I dette diagrammet indikerer retningen til pilene på hvilken vei koblingen mellom forskjellige fysiske prosesser og størrelser går. Ikke alle viktige prosesser og koblinger vist. Tre spesifikke tilbakekoblinger (kalt a, b og c) er uthøvet i fargete piler og beskrivelse av disse er i teksten. Pluss og minus tegn indikerer den forventede responsen (økning eller minking) av boksen som pilen peker mot vil oppleve. Fra Morrison et al. (2012).

2.1.3 Mekanismer for dannelse og vekst av dråper og iskrystaller

2.1.3.1 Iskrystaller

Homogen frysing (*homogeneous nucleation*) av vanddråper skjer først ved veldig lave temperaturer, helt ned mot -35°C . Ved høyere temperaturer er det den heterogene frysing (*heterogeneous nucleation*) som står for dannelse av iskrystaller i atmosfæren. Iskjerne (*ice*

nuclei, IN) er en underkategori av aerosol-partikler som danner is under visse overmetninger (*Super saturations*, SS), dvs. den relative fuktigheten er høyere enn 100 %.

Etter definisjoner fra *the Committee on Nucleation and Atmospheric Aerosols* (Vali, 1985) kan man skille mellom forskjellige moder av heterogen frysing. Det viktigste skillet er hvor vidt is fryser fra vandampfasen eller fra den (underkjølte) flytende vannfasen. De forskjellige «frysemodene» er grafisk representert i Figur 2.2.

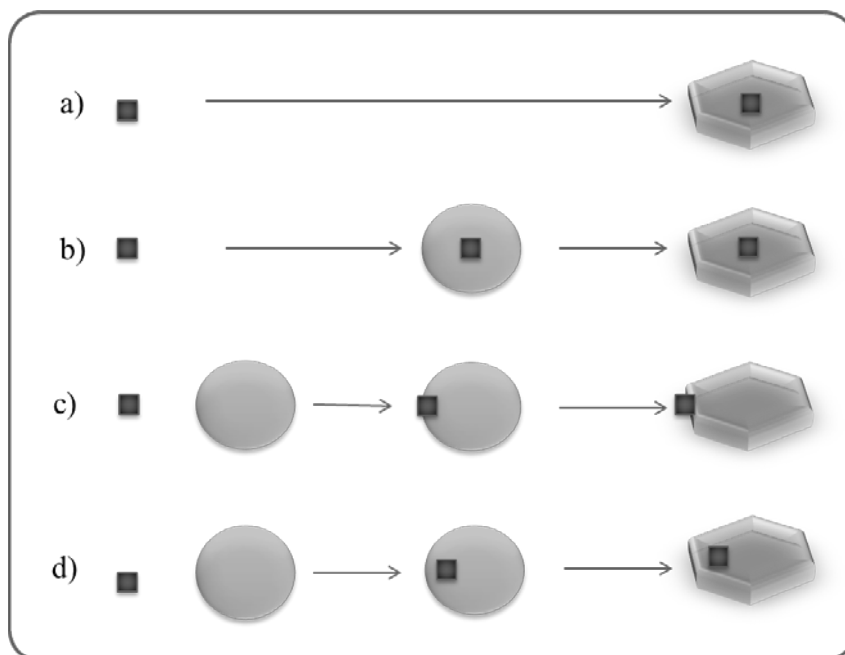
- Avsetting (nukleasjon) (*deposition nucleation*) er formasjonen av is i et miljø der lufta er overmettet med hensyn på is, men ikke nødvendigvis overmettet med hensyn på vann. Se Figur 2.2 a).
- Frysing (*freezing nucleation*) er formasjonen av is i et miljø der vi allerede har underkjølte vanndråper til stedet.

Frysemoden kan igjen deles inn i:

- Kondensasjonsfrysing (*condensation freezing*) ligner på immersjonsfrysing, men partikkelen oppfører seg først som en kondensasjonskjerne (*cloud condensation nuclei*, CCN) og danner en underkjølt vanndråpe som rett etterpå fryser til is. Dvs. at partikkelen virker både som en CCN og en IN. Se Figur 2.2 b).
- Kontaktfrysing (*contact freezing*) skjer rett etter at en partikkel kommer i kontakt med en underkjølt vanndråpe som deretter fryser til is. Se Figur 2.2 c)
- Immersjonsfrysing (*immersion freezing*) skjer når en partikkel trenger seg inn i en underkjølt vanndråpe og for så å fryse dråpen. Se Figur 2.2 d).

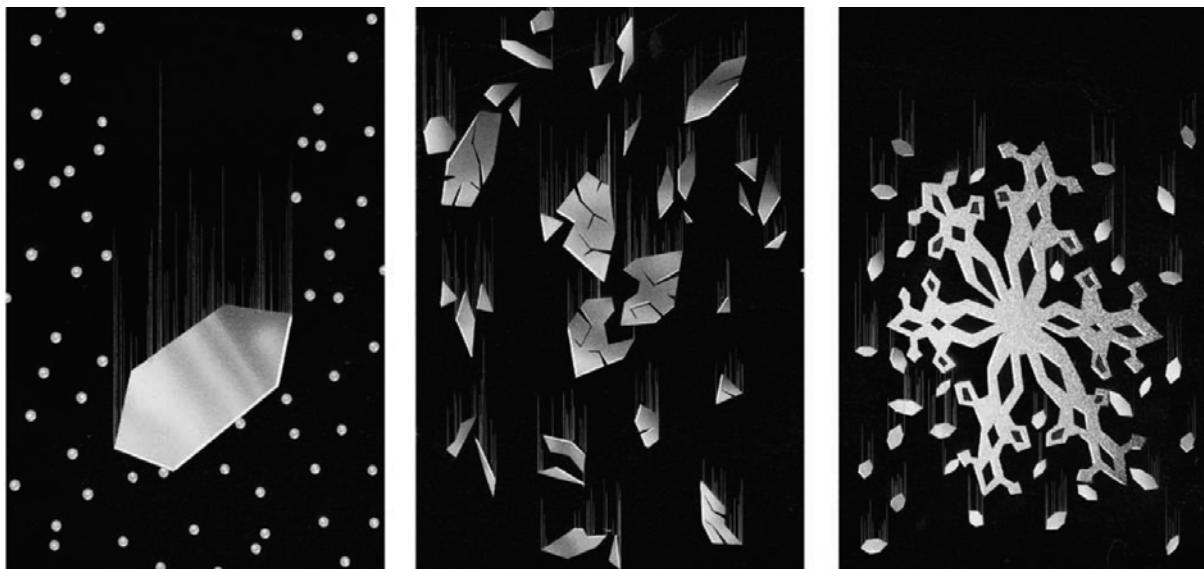
Aerosoler som kan være gode IN-er er for eksempel støvpartikler, vulkansk aske og andre organiske materialer, hvor den dominerende typen av IN er mineraler. Det som kjennetegner en god IN er at den i selv er krystallformet slik at H_2O molekylene kan lettere orientere seg i krystallform og IN bør helst ikke være vannoppløselig (f.eks. Rogers og Yau, 1989; Wallace og Hobbs, 2006). Morrison et al. (2005) kom fram til, ved hjelp av en 1D skymodell, at følsomheten til arktisk blandet-fase skyer for heterogen frysing var stor for konsentrasjoner av avsetting- og kondensasjonsfrysekjerner, og mye mindre følsom for kontaktfrysekjerner. Når alle frysemodene var tatt med, var det kontaktfrysekjernene som dominerte skya. Dessverre klarer ikke alle instrumenter å måle kontaktfrysekjerner som for eksempel *the continuous-flow*

(ice) thermal gradient diffusion chamber (CFDC) som ble brukt under ISDAC kampanjen (McFarquhar et al., 2011).



Figur 2.2 De forskjellige hetrogene frysemødene. a) avsetning (*deposition nucleation*), b) kondensasjonsfrysing (*condensation freezing*), c) kontaktfrysing (*contact freezing*) og d) Immersjonsfrysing (*immersion freezing*). Grafisk idé fra Rogers og Yau (1989).

Etter at én av de frysemekanismene beskrevet over har oppstått kan iskrystallen vokse gjennom diffusjon (Wegener-Bergeron-Findeisen mekanismen (WBF)), riming (oppsamling, *accretion*), ismultiplikasjon (splintring) eller aggregering (f.eks. Wallace og Hobbs, 2006; Ahrens, 2012). Riming, ismultiplikasjon og aggregering er illustrert i Figur 2.3. WBF mekanismen og riming beskrives mer detaljert i seksjon 2.1.3.3. Gjennom ismultiplikasjon kan én iskrystall bli til flere mindre iskrystaller og kan deretter selv virke som nye iskjerner. Dette gjør at det blir enda flere små iskrystaller som kan vokse seg store ved hjelp av diffusjon og riming. Ismultiplikasjon er mest effektiv når temperaturen er mellom -3°C og -8°C , så dette er en prosess som for vår del skjer som oftest i den nedre delen av skyen hvor temperaturen er på sitt varmeste. Iskrystaller som faller kan bli til snøflak ved at små iskrystaller kolliderer og fester seg til den store iskrystallen (aggregering). Dette skjer bare hvis iskrystallene har forskjellige terminalhastigheter. På veien ned til bakken kan snøflakene smelte hvis det er varmt nok og falle som regn på bakken, men dette skjer som oftest i lavere breddegrader under varmere forhold enn det er i Arktis på vinteren og våren.



Figur 2.3 Iskrystaller i en sky. Til venstre: en iskrystall som faller kan kolloidere med underkjølte vanndråper og dråpene kan feste seg til iskrystallen (opsamling eller riming (*accretion*)). I midten: iskrystaller kan kollidere og bli splintret (*splintering, ice multiplication*) i flere mindre iskrystaller. Til høyre: Større iskrystaller kan kollidere og aggregere (feste seg) med mindre iskrystaller (aggregering (*aggregation*)) og snøflak blir dannet. Fra Ahrens (2012).

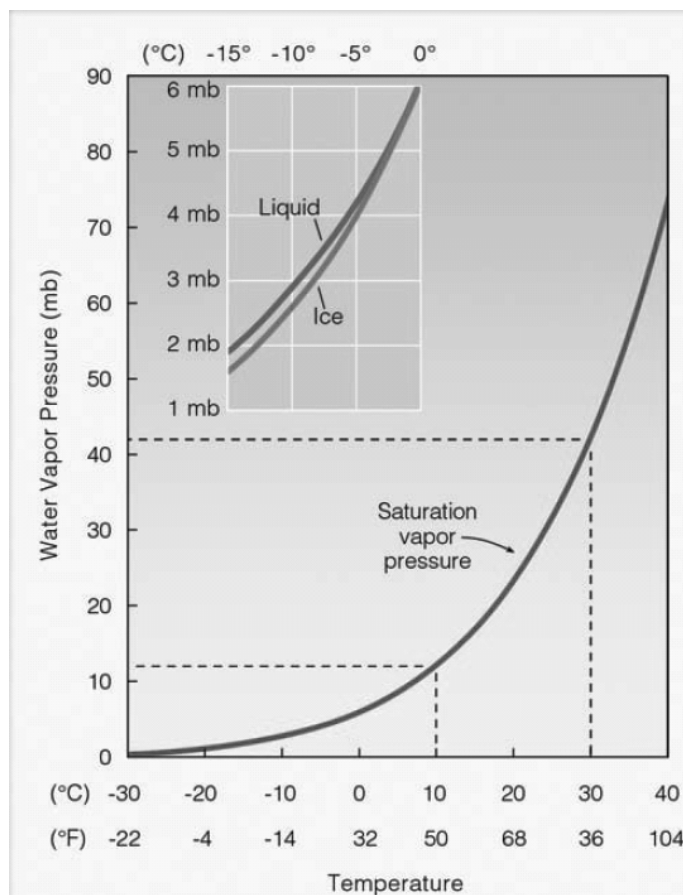
2.1.3.2 Vanndråper

Vanndråper, akkurat som iskrystaller, dannes enten heterogent eller homogent, med eller uten hjelp av partikler. For at rene vanndråper skal dannes homogent må vi ha en relativ fuktighet på flere hundre prosent, noe som ikke oppstår naturlig i vår atmosfære (f.eks. Rogers og Yau, 1989; Wallace og Hobbs, 2006). Derfor trenger vi noen spesielle partikler (aerosoler) for å danne vanndråper i atmosfæren; nemlig kondensasjonskjerner (*Cloud Condensation Nuclei, CCN*). Eksempler på typiske CCN er: støvpartikler, sjøsalt, sulfat, organisk karbon.

Saltpartikler er veldig hygroskopiske og er derfor veldig effektive som CCN. Oppløsningen av CCN og rent vann vil få et lavere metningstrykk (e) enn rent vann og dermed kan dråper med denne oppløsningen kondensere ved relativ fuktighet (RH) lavere enn 100%. For å få til en videre vekst av dråper trenger vi overmetning (SS) på mindre enn 1 %. Relativ fuktighet kan uttrykkes som et forhold mellom det virkelige vanndamptrykket e i lufta og metningstrykket for vann e_s :

$$RH = \frac{e}{e_s} \times 100\% \quad (2.1)$$

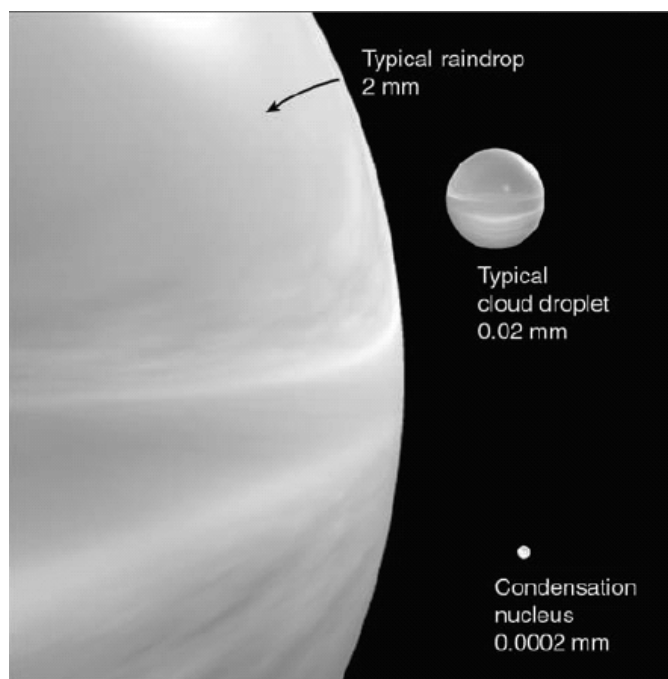
Metningstrykket e_s øker med økende temperatur og ved 10 °C er $e_s \approx 12 \text{ hPa}$ (Figur 2.4).



Figur 2.4 Metningstrykk e_s mot temperatur. Innsatt er forskjellen mellom metningstrykket for is (e_i) og vann (e_s) framhevet og viser at $e_i < e_s$ for temperaturer under 0°C . Fra Ahrens (2012).

Hvis e_s blir stor nok til at dråpen aktiveres (den bikker toppen av Köhler kurven til oppløsningen), vil den fortsette å vokse (opp mot $r \sim 10\mu\text{m}$) ved hjelp av kondensasjon. Når dråpen blir stor nok ($r \geq 20\mu\text{m}$) ved hjelp av forskjellige prosesser som for eksempel stokastisk oppsamling (*stochastic collection*) eller strålingsutbredelse (*radiative broadening*) (Wallace og Hobbs, 2006) vil kollisjon og koalesens ta over og til slutt kan dråpen bli til en regndråpe. Relativt sett har nå regndråpen blitt mye større enn CCN'en den startet ut som (se relativ størrelsesforhold i Figur 2.5). Det er vanlig å kategorisere dråpene etter hvor store de er og noen typiske størrelser (i diameter) på vanndråper og CCN er:

- Yrdråpe (som fordamper før den når bakken) $\approx 0,2\text{ mm}$ ($200\mu\text{m}$)
- Regndråpe (som når bakken) $> 0,2\text{ mm}$ ($200\mu\text{m}$) og ofte rundt 2 mm ($2000\mu\text{m}$)
- Skydråpe $< 0,02\text{ mm}$ ($20\mu\text{m}$)
- CCN $\approx 0,0002\text{ mm}$ ($0,2\mu\text{m}$)



Figur 2.5 Relative størrelsesforhold (i diameter) mellom kondensasjonskjerne (CCN) og typiske sky- og regndråper. Fra Ahrens (2012).

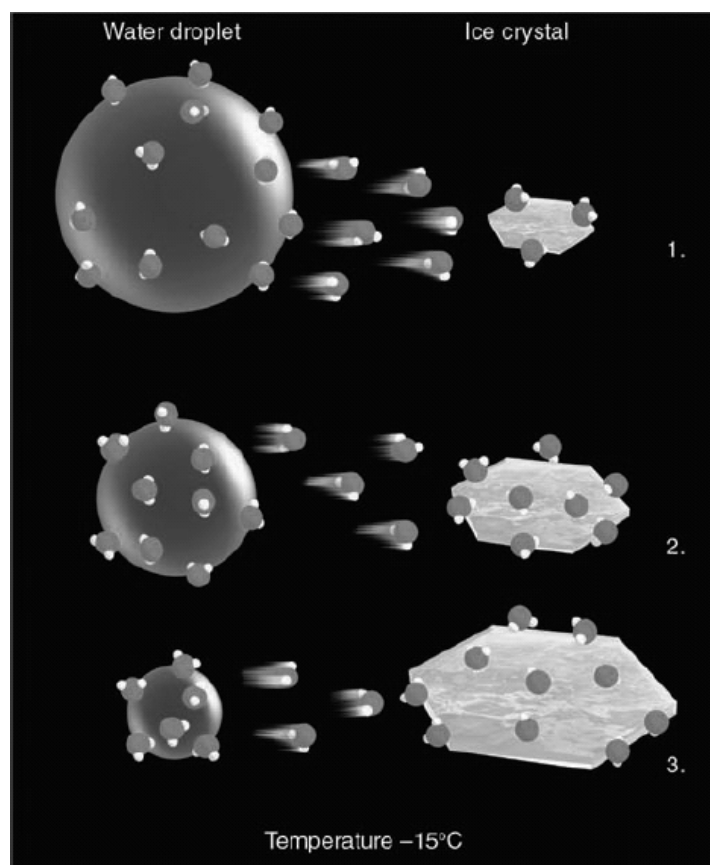
2.1.3.3 Prosesser hvor iskrystaller kan vokse på bekostning av underkjølt skyvann

Iskrystaller kan vokse på bekostning av underkjølt skyvann ved hjelp av riming (oppsamling) og diffusjon. Begge prosessene kan hindre underkjølte vanndråper i å vokse, og gjøre også at mengden underkjølt skyvann i den blandet-fase skya minker.

Riming eller oppsamling, illustrert til venstre i Figur 2.3, skjer når en iskrystall (eller snøflak) faller igjennom et område med underkjølte vanndråper. Hvis vanndråpene kolliderer med iskrystallen kan de feste seg til iskrystallen og siden vanndråpene er underkjølt vil de fryse med en gang. Dermed vil iskrystallen vokse seg større på bekostning av vanndråpene og fjerner vanndråpene helt fra skya.

Diffusjon, eller Wegener-Bergeron-Findeisen mekanismen (WBF) som den også blir kalt, er en annen prosess hvor iskrystaller kan indirekte vokse på bekostning av underkjølt skyvann. Det hele baseres på prinsippet om at metningstrykket over is (e_i) er lavere enn metningstrykket over vann (e_s) ved samme temperatur under frysepunktet (0 °C), det vil si at $e_i(T) < e_s(T)$ (se innsatt graf i Figur 2.4). Så lenge vanndamptrykket i lufta rundt (e) er lavere enn e_s , men større enn e_i ($e_i < e < e_s$), så vil vanndampmolekylene rett rundt

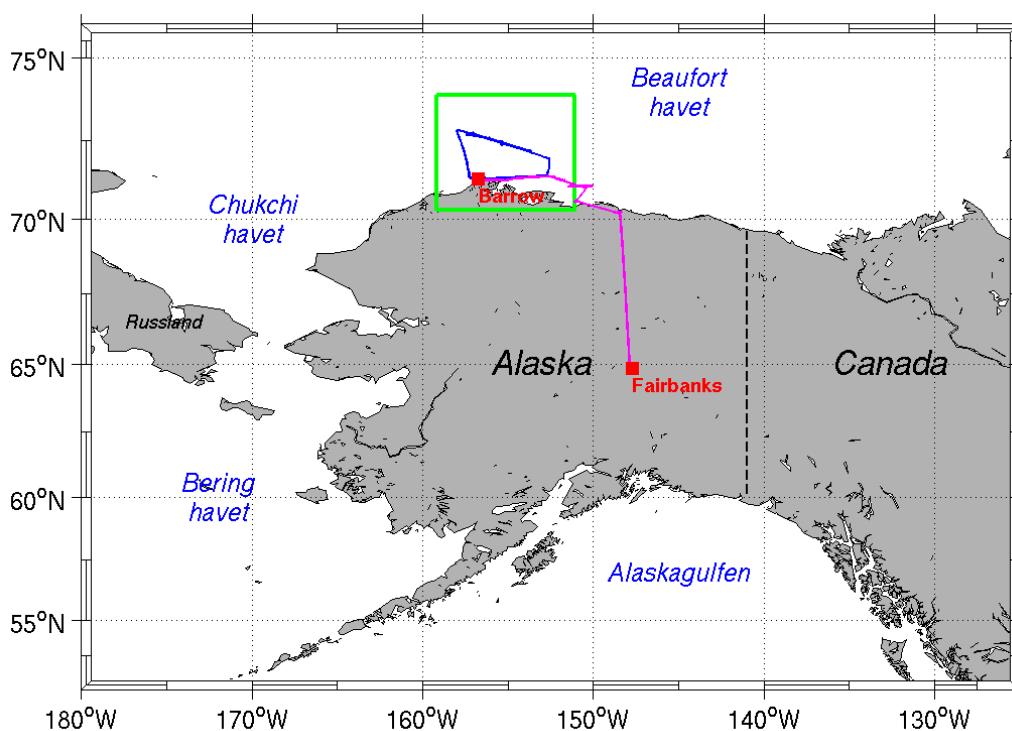
vanndråpen diffundere fra vanndråpen og over til iskrystallen på grunn av forskjellen i vanndamptrykket. For å opprettholde likevekten med omgivelsene sine vil vanndråpen fordampe noe av vannet sitt til likevekten er gjenopprettet. Hvis $e_i < e < e_s$ fortsatt gjelder vil de vannmolekylene som vanndråpen fordampet igjen diffundere fra vanndråpen over til iskrystallen. Fordampningen av vanndråpen for å oppnå likevekt utgjør en kontinuerlig kilde av fuktighet for iskrystallen, som absorberer vanndampen og vokser seg raskt (se illustrasjon i Figur 2.6). WBF-mekanismen er mest effektiv ved temperaturer rundt $-15\text{ }^\circ\text{C}$, som er en temperatur som er vanlig i arktiske strøk.



Figur 2.6 Wegener-Bergeron-Findeisen mekanismen. (1.) Det høyere antallet vanndampmolekyler over vanndråpen fører til at vanndampmolekylene beveger seg (diffunderer) fra vanndråpen over til iskrystallen. (2.) Iskrystallen absorberer vannmolekylene og vokser seg større, mens (3.) vanndråpen blir mindre. Fra Ahrens (2012).

2.2 Observasjoner fra ISDAC

I denne oppgaven har vi valgt ut å se på to flyvninger fra The Indirect and Semi-Direct Aerosol Campaign (ISDAC) (McFarquhar et al., 2011). Begge flyvningene ble utført den 26. april 2008 (lokal tid), men på forskjellige tidspunkter og steder. Den ene av flyvningene ble brukt til å validere værvarslingsmodellen (WRF), mens den andre ble brukt til å undersøke nærmere en arktisk blandet-fase sky under forholdsvis rene forhold. Denne datoen ble valgt fordi denne dagen var én av dagene som ble definert som en ren dag, dvs. at konsentrasjonene av aerosoler var lave (Earle et al., 2011; McFarquhar et al., 2011).



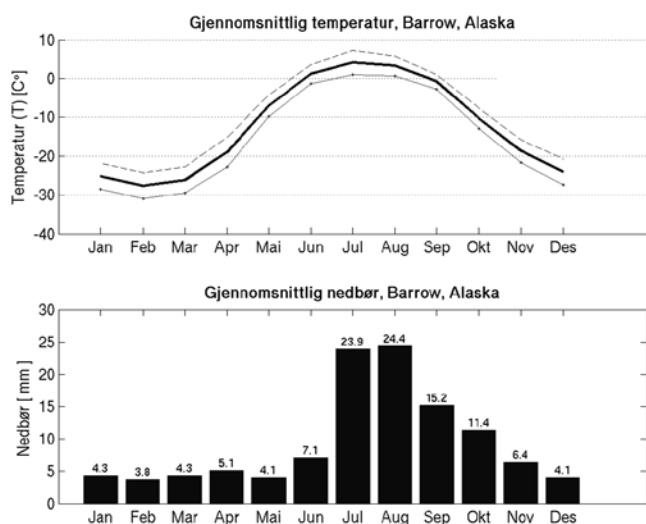
Figur 2.7 Kart over Alaska og modellområde. Barrow og Fairbanks er merket med rød utfylt firkant og rød skrift. ISDAC flyrute f31 og f30 er merket med henholdsvis blå og rosa linje. Modellområdet er markert med en grønn firkant. Kart er laget med M_map i MATLAB

2.2.1 Beskrivelse av flyvingene

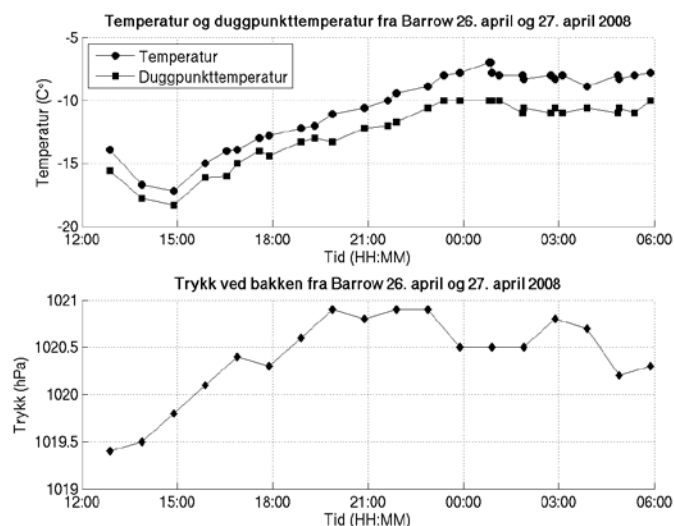
Begge flyvningene ble gjort i området rundt Barrow (Figur 1.1) som ligger ytterst på nordspissen av Alaska, USA i fylket North Slope (kalt *boroughs* i statene Alaska og Louisiana, kalt *counties* i resten av USA). Den ene av flyvningene tok av og landet på Barrow flyplass, og rett i nærheten ligger ARM sin bakkemonterte fjernmålingspost. Den andre flyvningen gikk fra Fairbanks Internasjonale Flyplass (som ligger i fylket Fairbanks North Star) og landet på Barrow flyplass. Flyrutene er vist i Figur 2.7 hvor Fairbanks og Barrow er merket i rødt og

de to flyvningene er merket i blått og rosa. Den grønne firkanten er værmodellområdet som vi skal komme tilbake til i delkapittel 2.3.

Gjennomsnittlig døgntemperatur og nedbør for Barrow, Alaska er gitt i Figur 2.8 og viser at måneden april er gjennomsnittlig kald og med lite nedbør, $-19\text{ }^{\circ}\text{C}$ og $5,1\text{ mm}$ henholdsvis. Barrow ligger på rundt 71°N og sammenlignet med Tromsø i Norge som ligger på rundt 69°N er Tromsø mye varmere (rundt 0°C) og får mye mer nedbør (61 mm) enn Barrow. Selv Longyearbyen på Svalbard som ligger på rundt 78°N har det varmere ($-14\text{ }^{\circ}\text{C}$ til -10°C) og noe våtere (rundt 10 mm). Barrow viser seg dermed å være et yndet sted å studere arktiske skyer på tross av dens relative lave breddegrad. Observasjoner av temperatur, duggpunkttemperatur og trykk ved bakken for den tiden vi ser på i denne oppgaven er i Figur 2.9. Vi kan se at den observerte temperaturen er typisk for Barrow på denne tiden av året. De gangene det ble målt nedbør var det $0,0\text{ mm}$.



Figur 2.8 Gjennomsnittlig døgntemperatur og nedbør for Barrow, Alaska. Tykk, heltrukken linje er gjennomsnittlig temperatur, mens maksimum- og minimumstemperaturene er henholdsvis heltrukken linje med punkter og stiplet linje. Data hentet fra yr.no og World Meteorological Organization (WMO).

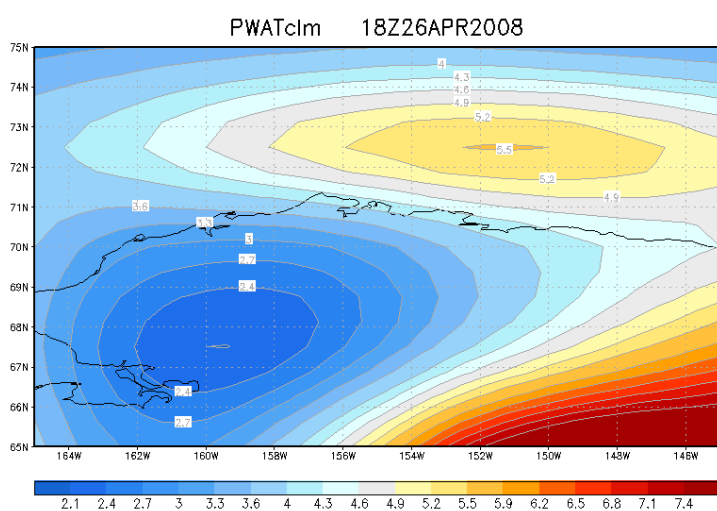


Figur 2.9 Observert temperatur, duggpunkttemperatur og trykk ved bakken fra Barrow 26. og 27. april 2008. Data fra National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).

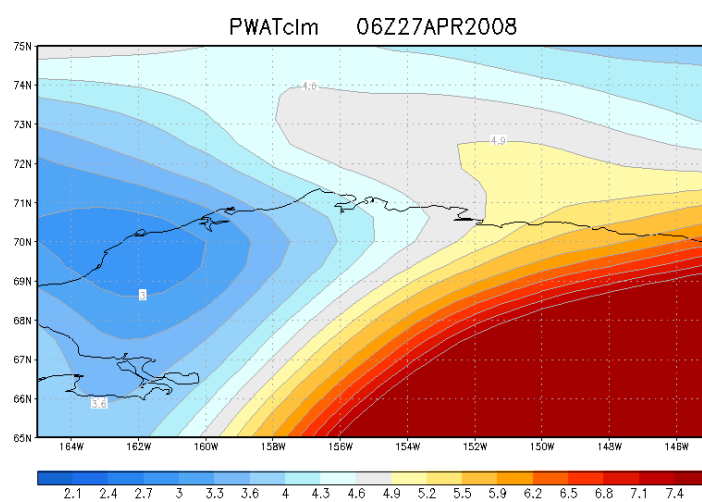
Den første flyvningen, Flight 30 (f30), startet i Fairbanks kl. 18:49 UTC og endte opp i Barrow kl. 22:35 UTC. Rundt en time senere, 23:38 UTC, lettet flyet igjen for å begynne på Flight 31 (f31) som gjorde målinger over havet utenfor Barrow, for så å lande igjen i Barrow 03:35 UTC neste dag. Siden det er sommertid ligger Alaska 8 timer bakover i tid fra UTC og det vil si at f30 ble utført fra 10:49 Alaska Daylight Saving Time (AKDT) til 14:35 AKDT.

Tilsvarende ble f31 utført mellom 15:38 og 19:35 AKDT. Merk at vi benytter UTC videre i denne oppgaven.

Været den 26. april 2008 ble påvirket av et dominerende høytrykk over polhavet og et ettlags skysystem oppsto over havet utenfor Alaskas nordkyst med svake vinder fra øst. I Figur 2.10 vises *Precipitable Water (PW)* [kg/m^2] fra 18:00 UTC den 26. april, som sier noe om hvor mye vanndamp luften inneholder. Lave verdier av PW indikerer tørr luft og høye verdier av PW indikerer fuktig luft. Som vi kan se i figuren så var det relativt tørr luft som lå over den vestlige delen av Alaska og relativt fuktig luft lå over havet.



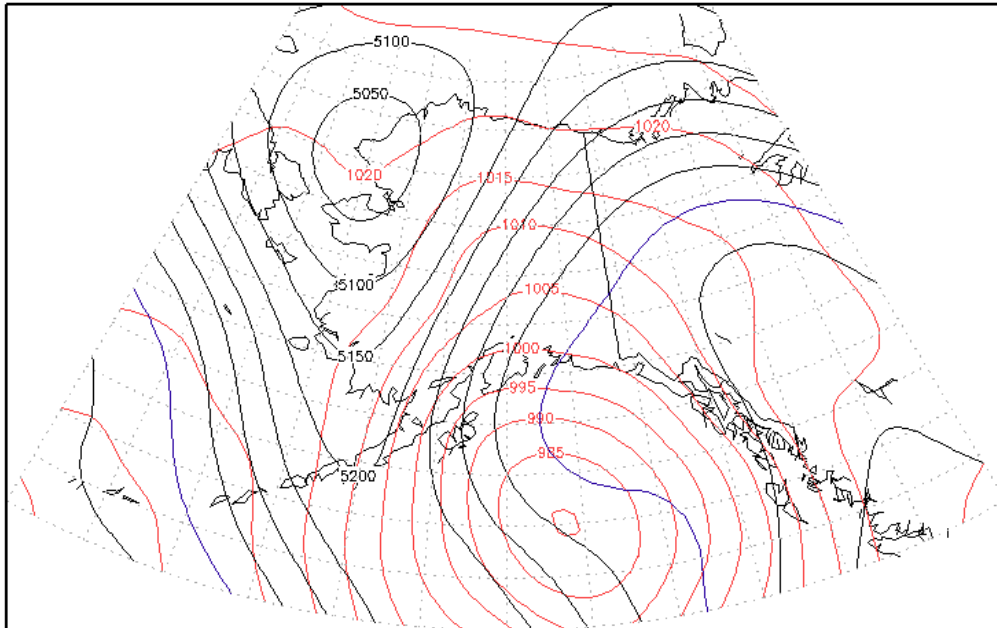
Figur 2.10 Reanalyse av *Precipitable Water (PW)* [kg/m^2] fra 18:00 UTC den 26. april 2008. Samme fargeskala som i Figur 2.11. Data fra NOAA's National Weather Service (NWS), figur laget med Grid Analysis and Display System (GrADS).



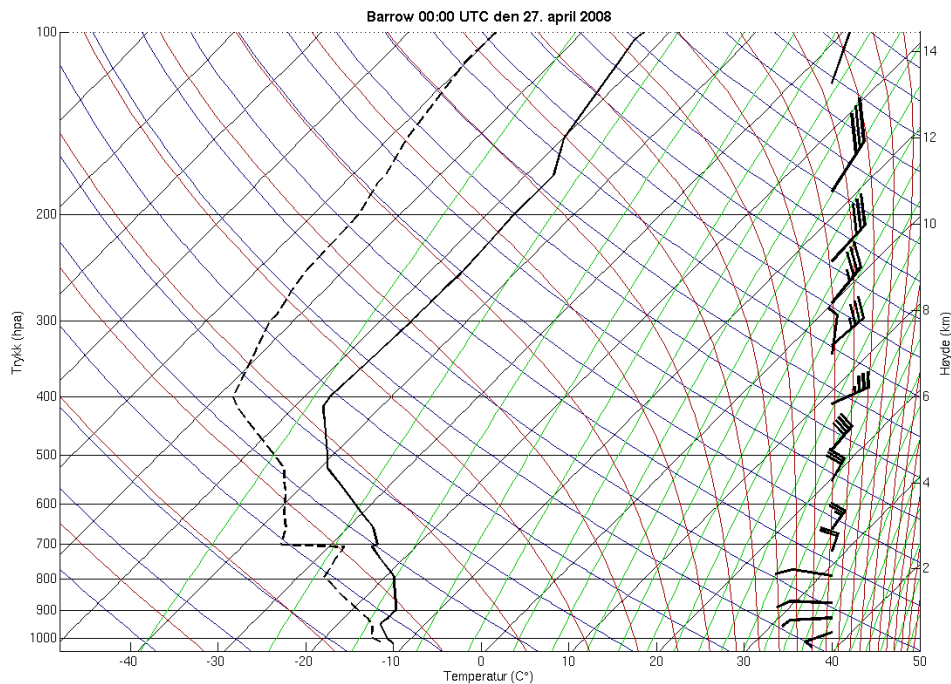
Figur 2.11 Reanalyse av *Precipitable Water (PW)* [kg/m^2] fra 06:00 UTC den 27. april 2008. Samme fargeskala som i Figur 2.10. Data fra NOAA's National Weather Service (NWS), figur laget med Grid Analysis and Display System (GrADS).

Utover ettermiddagen og kvelden den 26. april lokal tid (dvs. rundt 00:00 UTC 27. april) kom det inn et lavtrykk over Alaska fra Alaskagulven som gjorde at området rundt Barrow lå mellom et høytrykk over havet og et lavtrykk over land (Figur 2.12). I tillegg skiftet vinden til en mer nordøstlig retning over havet og nordkysten (Figur 2.13). Lavtrykket i sør førte til at et skysystem kom sørøst fra (Figur 2.14) som førte med seg mye fuktig luft over området (Figur 2.11), men dette skysystemet kom over området hvor flyvningen til ISDAC f31 ble utført først etter 06:00 UTC den 27. april.

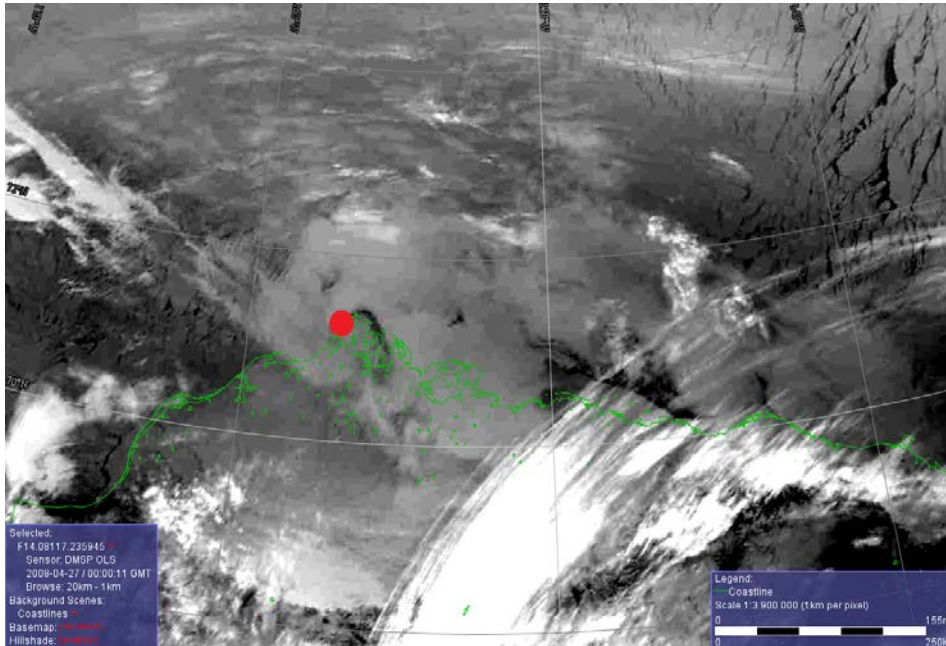
MSLP and 1000–500 thickness 00Z 27apr2008



Figur 2.12 Reanalyse av atmosfærisk trykk som er redusert ned til havnivå i millibar (*Mean Sea Level Pressure, MSLP*), røde isobarer, og forskjellen i tykkelse mellom 1000 mb og 500 mb, sorte konturer. Lik kilde som i Figur 2.10.



Figur 2.13 Sondring fra Barrow 00:00 UTC den 27. april 2008. Heltrukken og stiplet svarte linjer er henholdsvis lufttemperaturen og duggpunkttemperaturen. Data fra University of Wyoming, Department of Atmospheric Science <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>.



Figur 2.14 Satellittbilde fra Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) OSL (<http://ngdc.noaa.gov/eog/dmsp.html>) 00:00 UTC 27. april 2008. Bildet er en kombinasjon av synlig og infrarøde sensorer. Kysten er indikert i grønt og Barrow med en rød sirkel. Fra National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), hentet ut fra The Geographic Information Network of Alaska (GINA) www.gina.alaska.edu.

2.2.2 Beskrivelse av data og instrumenter

For det meste er dataene fra de to flyvningene behandlet og beregnet av Greg M. McFarquhar og Robert Jackson, University of Illinois, Urbana, IL hvor de har brukt metoder for blant annet å bestemme hvilken skyfase målingene hadde over 30 sekund med data. Ytterligere detaljer om dette er å finne i McFarquhar et al. (2007) og McFarquhar og Cober (2004). Beskrivelse av instrumentene og andre sider ved ISDAC finnes i McFarquhar et al. (2011) og Earle et al. (2011). Noen av de instrumentene som er blitt brukt, og hvordan de har blitt brukt, er kort beskrevet nedenfor.

ISDAC har brukt *the continuous-flow (ice) thermal gradient diffusion chamber* (CFDC) for å måle konsentrasjoner av iskjerner (IN). Den tar inn en luftpakke og utsetter den for kontrollerte forhold for temperatur og metning hvor de aktive IN blir så telt. CFDC kan bare måle IN for avsetningsnukleasjon og kondensasjonsfrysing, se Al-Naimi og Saunders (1985).

For å beregne bulk hydrometre som LWC og IWC, har McFarquhar og Jackson brukt flere instrumenter for å dekke et spekter av størrelse for iskrystaller og flytende vann. Hvilke typer

instrumenter som ble brukt for visse deler av spekteret, er vist i Tabell 2.1. Forkortelsene i tabellen er som følger:

- CDP: DMT CDP «Droplet Measurement Technologies» «Cloud Droplet Probe»
- 2DS: SPEC 2DS: «Stratton Park Engineering Company» «two-dimensional Stereographic probe»
- 2DC:PMS 2DC: «Particle Measurement Systems» «2D Cloud probe»
- 2DP: «2D Precipitation probe»

Tabell 2.1 Oversikt over hvilke instrumenter som er brukt til å representere spekteret av størrelser for is og vann i ISDAC.

Instrument	Deler av spekteret	Rekkevidde for instrumentet
CDP	$N(D < 50 \mu m)$:	2 – 50 μm
2DS	$N(50 \mu m < D < 300 \mu m)$:	10 – 1280 μm
2DC	$N(300 \mu m < D < 800 \mu m)$:	25 – 800 μm
2DP	$N(D > 800 \mu m)$:	200 – 6400 μm

Gjennom hele oppgaven operer vi med en skyfaseinndeling hvor forskjellige farger representerer forskjellige faser som et målepunkt kan ha; klar luft, isfase, blandet fase eller flytende (vann)fase. Algoritmen som McFarquhar og Jackson brukte (McFarquhar og Cober, 2004; McFarquhar et al., 2007) bestemmer fasen over en periode som er 30 sekunder lang, noe som tilsvarer rundt $\sim 2,7$ km med flyvning. En oppsummering er satt opp i Tabell 2.2. Noe som vi må være klar over er at blandet-fase sier oss bare at det er både vann og is i samme tidsperiode, ikke hvor mye det er av vann eller is i tidsperioden. Derfor må skyfase tolkes med litt forsiktighet og være klar over tidsperioden på 30 s ($\sim 2,7$ km).

Tabell 2.2 Skyfaser som blir brukt i denne oppgaven.

Farge	Navn	Beskrivelse
Sort	Klar luft (<i>clear air</i>)	Verken vann eller is målt over grenseverdiene til instrumentene
Blå	Isfase (<i>ice phase</i>)	Bare is ble målt
Rød	Blandet-fase (<i>mixed-phase</i>)	Både vann og is ble målt i samme tidsperiode på 30 s
Grønn	Flytende (vann) fase (<i>liquid phase</i>)	Bare vann ble målt

2.3 Værmodellen: The Weather Research and Forecasting model (WRF)

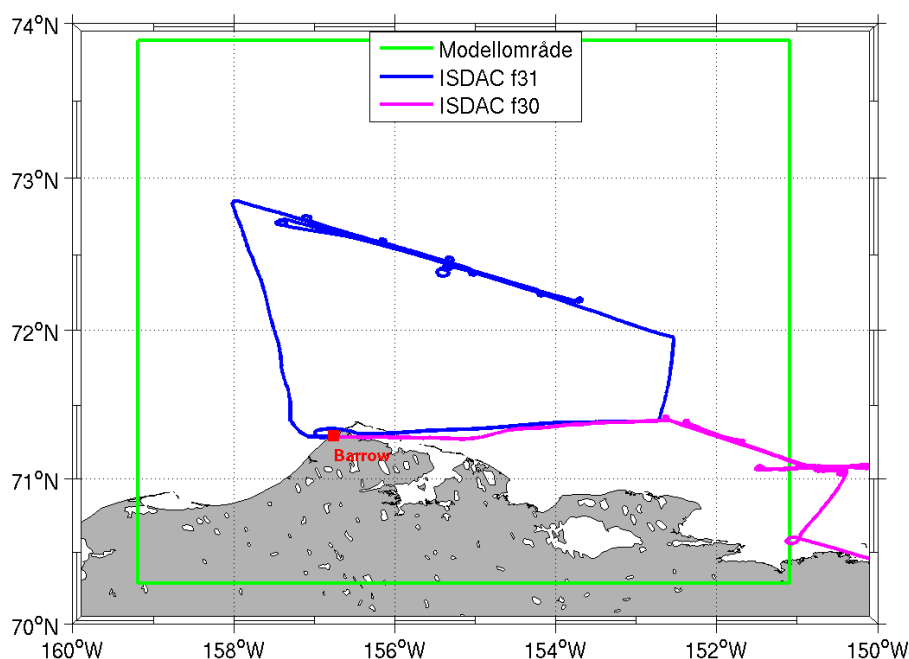
Værmodellen som har blitt brukt i denne oppgaven er the Weather Research and Forecasting (WRF) model. Modellen er en numerisk værvarslingsmodell (*numerical weather prediction*, NWP) og et atmosfærisk simuleringssystem som er designet for operasjonell bruk og i forskning. WRF har to dynamiske kjerner som er utviklet av the National Center for Atmospheric Research's (NCAR) Mesoscale and Microscale Meteorology (MMM), the National Oceanic and Atmospheric Administration's (NOAA), og National Centers for Environmental Prediction (NCEP):

1. The Advanced Research WRF (ARW) utviklet av NCAR/MMM
2. The Non-hydrostatic Mesoscale Model (NMM) utviklet av NOAA/NCEP

For denne oppgaven brukte medveileder Melissa Anne Pfeffer WRF/ARW versjon 3.4 kombinert med observasjoner fra the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) for å utføre simuleringer som vi har analysert videre og benyttet i denne oppgaven. Ligningene som blir brukt i modellen er ikke-hydrostatiske og fullt kompressible Euler ligninger som er integrert langs vertikale terrengfølgende hydrostatiske trykkoordinater (sigma koordinater, Kasahara (1974)). Den romlige grid-typen som brukes i WRF/ARW er et Arakawa Staggered C-Grid (først introdusert av Arakawa og Lamb (1977)) hvor de vanlige vindhastighetene er forskjøvet (*staggered*) en halv gridlengde unna de termodynamiske variablene. Mer detaljert beskrivelse av hva som blir brukt og hvordan det brukes i WRF/ARW kan man lese i Skamarock et al. (2008).

Området WRF simulerer er på rundt $400 \text{ km} \times 300 \text{ km}$ (mellom ca. 159° og 151° vest og 70° og 73° nord, se grønn firkant i Figur 2.7 og Figur 2.15) og oppløsningen er på $3 \text{ km} \times 3 \text{ km}$ med 49 vertikale lag, som er god nok oppløsning til slike formål over et så stort område. Simuleringene ble startet 00:00 UTC den 26. april 2008 hvor output er hver hele time fram til 00:00 UTC 27. april 2008. Vi ser i all hovedsak på data fra tidspunktene 21:00-22:00 UTC den 26 april 2008, det vil si at modellen har kjørt i henholdsvis 21 og 22 timer. Mikrofysikk-skjemaet som er blitt brukt er Milbrandt & Yau to-moment skjemaet (forkortet heretter M&Y) (Milbrandt og Yau, 2005a; Milbrandt og Yau, 2005b) som vi skal se nærmere på i neste delkapittel. Videre er følgende blitt brukt:

- Grenselag (*Planetary Boundary Layer* (PBL)): Mellor–Yamada–Janjic (MYJ) Scheme (Janjic, 1994)
- Kortbølget- og langbølget stråling: Goddard Shortwave Scheme (Chou og Suarez, 1994) og RRTM Longwave Scheme (Mlawer et al., 1997)
- Jordoverflate: Unified Noah Land Surface Model (Tewari et al., 2004)
- Overflatelag: Eta Similarity Scheme (Janjic, 1994)



Figur 2.15 Samme type figur, bare et forstørret utsnitt, av Figur 2.7. WRF modellområdet er merket i grønt, og ISDAC flyvningene f30 og f31 er merket med henholdsvis rosa og blått.

2.3.1 Fysikkskjemaet Milbrandt & Yau to-moment (M&Y)

M&Y er et avansert to-moment mikrofysikk skjema som estimerer 6 hydrometer-kategorier, sky, regn, is, snø, graupel og hagl uavhengig av hverandre. M&Y er beskrevet i Milbrandt og Yau (2005a) og Milbrandt og Yau (2005b), og dette delkapittelet er basert på disse to artiklene dersom ikke annet er angitt.

Mange to-moment bulk skjemaer bruker en gamma fordeling med tre parametere på formen

1. desember 2013

$$N(D) = N_0 D^\alpha e^{-\lambda D} \quad (2.2)$$

for å beskrive størrelsesspekteret for en viss hydrometerkategori. Disse skjemaene estimerer endringer i masseinnhold (Q) og totalt konsentrasjon (N_T) som tillater at N_0 og λ er parametere som endrer seg mens man lar formparameteren α bli satt til en bestemt verdi. Det er vist at formparameteren α , som representerer den relative dispersjonen av størrelsesfordelingen, spiller en viktig rolle i beregningen av sedimentering og momentan vekstrater i bulk mikrofysikkskjemaer. Ved å la α variere som en diagnostisk funksjon av det forventede momentet istedenfor å bruke en tilnærming med en fastsatt verdi, ser man signifikante forbedringer i beregningene.

Hvis vi setter at $\alpha = 0$ blir størrelsesfordelingen redusert til en enkel invers eksponensial distribusjon på formen

$$N(D) = N_0 e^{-\lambda D} \quad (2.3)$$

Derfor blir N_0 og λ ofte referert til henholdsvis som y-aksekreispunktet (*the intercept*) og stigningstallet (*the slope*). En slik fordeling kan typisk være en Marshall-Palmer fordeling hvor λ avhenger bare av nedbørsrate og N_0 er en konstant (Rogers og Yau, 1989).

I M&Y får α lov til å variere diagnostisk som en funksjon av «mass mean diameter» D_{mm_x} for de forskjellige hydrometer kategoriene x ¹. D_{mm_x} er en funksjon som varierer med blandingsraten q_x og totalt konsentrasjon N_{Tx} på formen

$$D_{mm_x} = \left(\frac{\rho q_x}{c_x N_{Tx}} \right)^{1/d_x} \quad (2.4)$$

der ρ er tettheten til luft, c_x er en masseparameter som er lik $\rho_x(\pi/6)$ og d_x er en annen masseparameter. ρ_x er bulk tettheten for de forskjellige kategoriene og har verdiene 1000 kg/m^3 for sky og regn, og verdiene 500, 100, 400 og 900 kg/m^3 for is, snø, graupel og hagl, henholdsvis. d_x er lik 3 for alle kategoriene bortsett fra snø hvor den er 2,078. Snø og is har en annen c enn de andre kategoriene, $c_s = 0,1597 \text{ kg/m}^3$ og $c_i = 440 \text{ kg/m}^3$. For å ikke få for

¹ D_{mx} brukes i de refererte artiklene, men her brukes formen D_{mm_x} for å skille «mass mean diameter» fra «mass median diameter» D_{md_x} som blir brukt av ISDAC.

urealistiske store størrelser har de satt nedre grenser for q_x og N_{Tx} når diameteren blir beregnet. Disse grensene er: $q_x < 1 \cdot 10^{-14} \text{ kg/kg}$ og $N_{Tx} < 1 \cdot 10^{-3} \text{ 1/m}^3$.

For kategoriene regn, is, snø, graupel og hagl har de i M&Y valgt å bruke sammenhengen mellom α_x og D_{mm_x} som følger:

$$\alpha_x = c_{1x} \tanh \left[c_{2x} (D_{mm_x} - c_{3x}) \right] + c_{4x} \quad (2.5)$$

hvor c 'ene er konstanter som står oppgitt i Milbrandt og Yau (2005a). Størrelsesspekteret for skydråper blir ikke diskutert i Milbrandt og Yau (2005a) eller eksplisitt beskrevet i Milbrandt og Yau (2005b), men er fullt ut beskrevet i Cohard og Pinty (2000).

Iskrystaller initieres gjennom tre forskjellige prosesser: Primær isnukleasjon, ismultiplikasjon (eller *rime splintering*) og homogen frysing av vanndråper. Den prosessen som er viktig for oss i denne oppgaven, og den som inneholder den delen som vi endrer her, er primær isnukleasjon. Denne moden er diskutert nærmere nedenfor.

Primær isnukleasjon i dette fysikkskjemaet består av kontaktfrysing (*contact freezing*), avsetningsnukleasjon (*deposition nucleation*) og kondensasjonsfrysing (*condensation freezing*). Parametriseringen for kontaktfrysing (kalt NuCONT) er en kombinasjon av prosessene hvor en kontaktfrysekjerne kan komme i kontakt med en vanndråpe; *diffusiophoresis*, *thermophoresis* og Brownian bevegelse (Young, 1974; Cotton et al., 1986; Walko et al., 1995). Når lufta rundt en vanndråpe er mettet mhp. vann ($SS_w > 0\%$) og vanndråpen vokser ved kondensasjon, kan aerosoler bli transportert med netto vanddamp-masse-fluksen, og denne prosessen kalles *diffusiophoresis*. *Thermophoresis* skjer når vanndråpen fordampes pga. at $SS_w < 0\%$ og det dannes en temperaturgradient (luftmolekyl-hastighetsgradient) som fører til at en fluks av aerosoler blir rettet mot vanndråpen. Disse to prosessene skjer ikke under samme atmosfæriske forhold, men derimot gjør Brownian bevegelser det. Dette er en «random-walk» transport av aerosoler som skyldes at aerosoler og luftmolekyler kolliderer og hvor noen av aerosolene videre kan kollidere med vanndråpen. Mengden iskjerner (IN) som er tilgjengelig for kontaktfrysing (N_a) inngår i alle disse prosessene. Etter Meyers et al. (1992) er N_a parametrisert som en funksjon av temperaturen til vanndråpen (T_{cc}) som kan uttrykkes slik:

$$N_a = e^{(4,11 - 0,262 T_{cc})} \quad (2.6)$$

hvor størrelsen på disse iskjernene er antatt å være $0,1 \mu m$. En fullstendig beskrivelse av parametriseringene er i Young (1974) og flere detaljer og fullstendige ligninger er i Cotton et al. (1986) og Walko et al. (1995).

I dette fysikkskjemaet blir avsettingsnukleasjon og kondensasjonsfrysing kombinert i ett ledd som blir kalt NuDEPSOR. Parametriseringen av disse typene nukleasjon ved en empirisk formel av Meyers et al. (1992) gir oss N_{Ti} som en funksjon av mettningsraten mhp. is S_i :

$$N_{Ti} = 1000e^{[12,96(S_i-1)-0,639]} \quad (2.7)$$

Endringen over tid av N_{Ti} på grunn av avsettingsnukleasjon/kondensasjonsfrysing er dermed:

$$NuDEPSOR = \frac{N_{Ti}(S_i)}{2\Delta t} \quad (2.8)$$

Dermed er den totale isnukleasjonen for primær isnukleasjon, NNU_{vi} summen av NuCONT og NuDEPSOR.

2.3.2 Eksperimentoppsett for følsomhetsberegninger

I utgangspunktet ønsket vi å undersøke hvor følsomme skyer er for endringer i iskjerne (IN) konsentrasjoner, men siden isnukleasjonen er så sterkt parameterisert i fysikkskjemaet M&Y så er det nærmeste vi kan komme dette ønsket å se på følsomheten til bare isnukleasjonen i seg selv. Det vil si at vi kan øke eller minke isnukleasjonen som en proxy for høyere eller lavere IN konsentrasjoner. Isnukleasjonen i M&Y er summen av NuCONT og NuDEPSOR som beskrevet i 2.3.1. Hvert av disse leddene har vi ganget med 8 forskjellige skaleringsfaktorer a (som står oppgitt i Tabell 2.3), som utgjør de forskjellige simuleringene (Run B, Run C, osv.). Kontrollsimuleringen (Run A), som er kjørt uten noen endringer, vil bli brukt til blant annet validering av modellen opp mot observasjonene fra ISDAC f30 og som et sammenligningsgrunnlag for sensitivitetstestene. For dette eksperimentet startet vi med å gange og dele isnukleasjonen med 10, 50 og 100 (dvs. $a = \{10, 50, 100, 1/10, 1/50, 1/100\}$), men vi så raskt at isen i simuleringene forsvant nesten helt allerede ved $a = 1/10$, så vi la til to simuleringer til hvor $a = \{1/2, 1/5\}$ for å dekke forskjellen mellom kontrollkjøringen og $a = 1/10$.

Kort beskrevet har vi tre kategorier av sensitivitetssimuleringer:

1. de simuleringene med mye is og høy isnukleasjon: Run B, C og D
2. de simuleringene hvor det fortsatt er litt is igjen: Run E og F
3. de simuleringene med lav isnukleasjon hvor nesten all is har forsvunnet: Run G, H og I

Tabell 2.3 Oversikt over forkortelser av simuleringene i WRF og tilsvarende skaleringsfaktor α .

Forkortelse	Skaleringsfaktor α
Run A (kontroll)	1
Run B	10
Run C	50
Run D	100
Run E	1/2
Run F	1/5
Run G	1/10
Run H	1/50
Run I	1/100

2.4 Dataprogrammet MATLAB

MATLAB (MATrix LABoratory) fra MathWorks (R2012a og R2013a) er kjørt på Universitet i Oslo (UiO) sine servere og MATLAB har vært hovedverktøyet for nesten alle beregninger og alle figurer. Hvis ikke noe annet er nevnt så er det MATLAB som har blitt brukt.

Funksjoner og skripter som jeg ikke har laget selv har jeg hentet fra MATLAB Central File Exchange (<http://www.mathworks.se/matlabcentral/fileexchange/>) og er listet opp her med dato for når siste versjon ble lastet ned:

- *Mtit*, lastet ned 04.03.2013
- *cm_and_cb_utilities*, lastet ned 29.01.2013
- *freezeColors*, lastet ned 29.01.2013
- *smoothn*, lastet ned 28.10.2013
- *M_map*, versjon 1.4f, <http://www.eos.ubc.ca/~rich/map.html>, lastet ned 01.05.2012
 - Kystlinjer er hentet fra GSHHG (*Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Geography Database*) (Wessel og Smith, 1996)
- T-skew diagrammene er laget ved hjelp av «open-source» skripter adaptert av Thomas Karl, http://acd.ucar.edu/~tomkarl/tomkarlmatlab_001.htm, lastet ned 13.08.2013

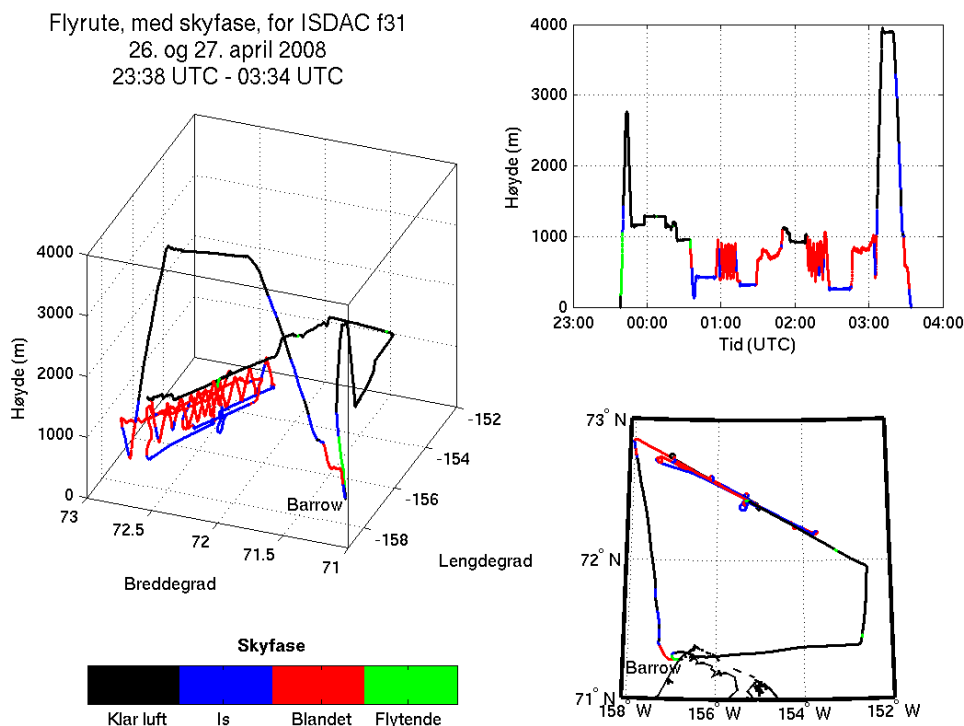
3 ISDAC flyvningene; resultater og diskusjoner

3.1 ISDAC flyvning f31

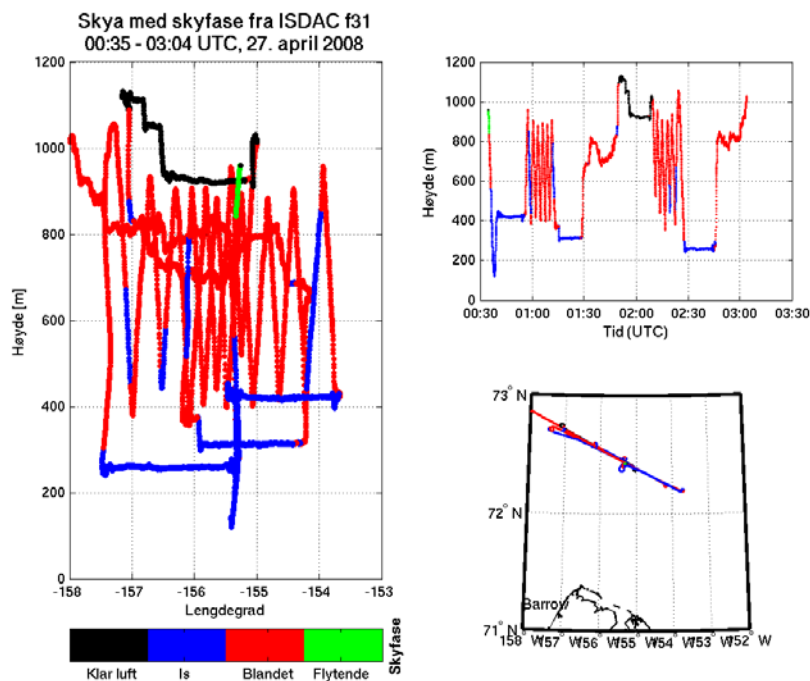
Vi skal nå litt nærmere på hvordan mikrofysikken er for den blandet-fase skya i flyvningen f31 fra ISDAC. Hvor og når f31 ble gjort har vi allerede sett på i delkapittel 2.2.1, men vi skal nå se litt nærmere på flyvningen og spesielt på den blandet-fase skya som flyet gjorde omfattende målinger fra.

Først ser vi raskt på hele flyruta for så å se nærmere på selve skya. En oppsummering av flyruta er i Figur 3.1, hvor et 3D-plot, et kart og en tidsserie er vist med skyfase lagt på for klarhet. Beskrivelse av skyfasene som er blitt brukt her er i delkapittel 2.2.2. Flyet lettet fra Barrow og fløy østover og så nordover for å nå fram til området de utførte mange vertikale og horisontale seksjoner inne i en sky. Etter rundt to og en halv time med målinger gjort inni skya så steg flyet til rundt 4 km høyde og utførte transportetappen i høy hastighet tilbake til Barrow. Selve skya er egendefinert som tidsrommet mellom 00:35 og 03:04 UTC den 27. april 2008. Startpunktet ble definert der hvor flyet kom inn i området hvor det så ut som skyfasen skiftet fra å være klar luft (sort) til å være i den flytende fasen (grønn) rundt 00:30 UTC (se tidsserie øverst i høyre hjørne i Figur 3.1). Sluttpunktet ble definert der hvor det så ut som flyet økte sin hastighet og steg raskt oppover for å begynne på transportetappen tilbake til Barrow rundt 03:00 UTC (se tidsserie og 3D-plot i Figur 3.1). En oppsummering av hvor og når denne skya var vises i Figur 3.2. I figuren til venstre kan vi se den typiske inndelingen av skyfase i forhold til høyde som blir beskrevet i detalj av Morrison et al. (2012); nederst et område i isfase (blått) med et stort overliggende lag i blandet-fase (rødt) og et lite område med bare underkjølt skyvann (grønt) helt på toppen. Det er den blandede fasen som dominerer (~58 %) over isfasen (~41 %), mens den flytende fasen utgjør bare en liten del av skya, mindre enn 1 %. Vi kan anslå at en gjennomsnittlig skytopphøyde er på rundt 1000 meter. Det laveste punktet flyet var inne i skya var på rundt 120 meter, men siden skyfasen fortsatt var isfase så kan vi ikke helt vite om dette er skybasen eller ikke. Generelt er dette en lav sky og så lave skyer som dette er ikke uvanlig å ha i Arktis i april (Shupe et al., 2006).

1. desember 2013



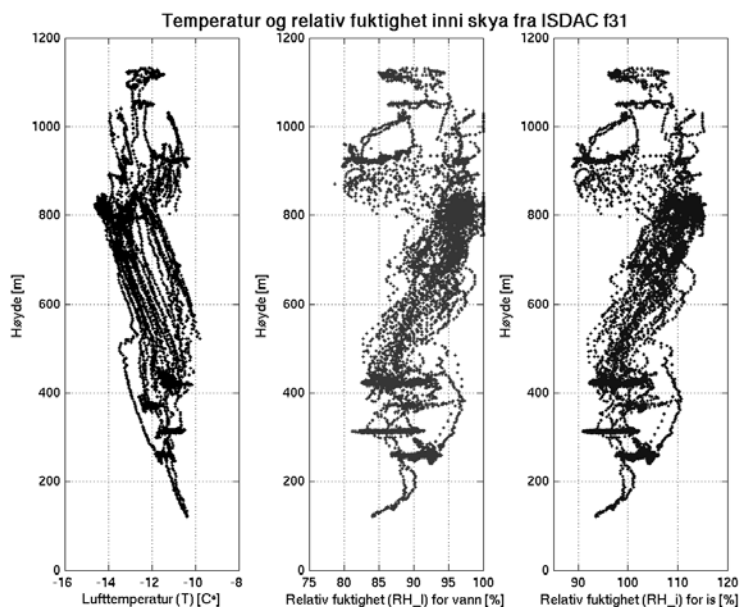
Figur 3.1 En oppsummering av flyruta til ISDAC flyvning f31 med skyfase indikert med farger. Flyet fløy østover ut fra Barrow og ankom Barrow nordfra. Merk at rotasjonen for 3D-plottet kan være litt misvisende mhp. kompassretningene.



Figur 3.2 Oppsummering av skya i ISDAC f31 med skyfase indikert med farger.

1. desember 2013

Disse lave skyene har som regel temperaturer mellom -10°C og -20°C (Shupe et al., 2006) og målinger fra skya i f31 gjenspeiler dette med å ha temperaturer mellom -10°C og -15°C hvor temperaturen minker med økende høyde (plottet helt til venstre i Figur 3.3). Den relative fuktigheten mhp. vann (RH_l) og is (RH_i) i

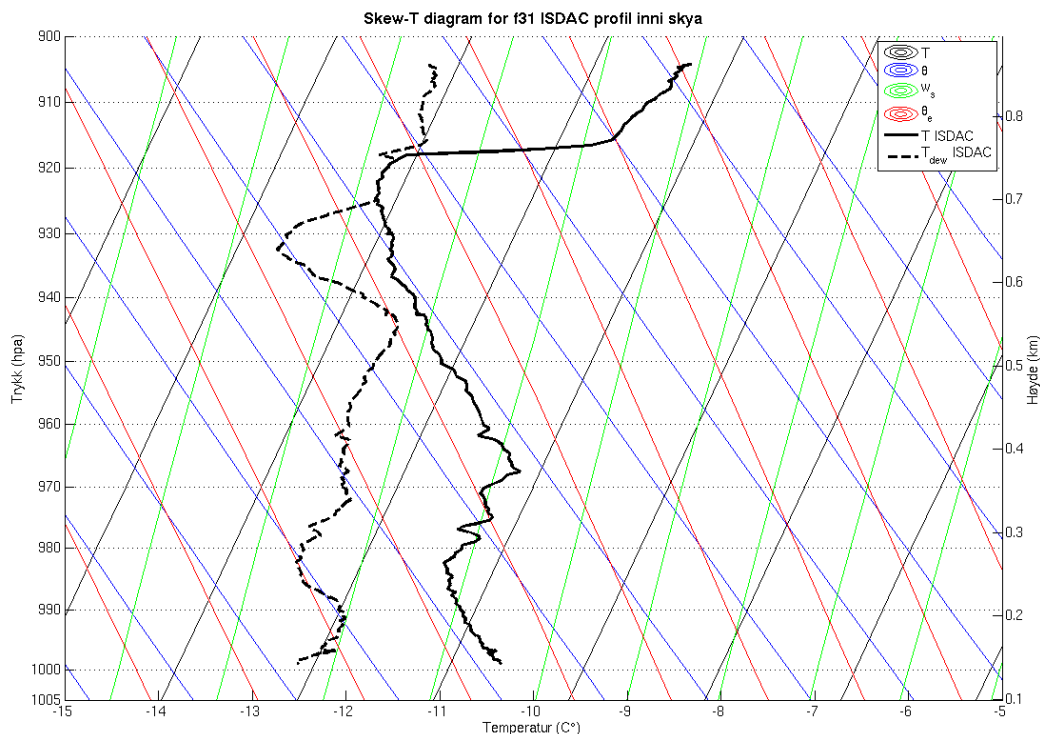


Figur 3.3 Temperatur (venstre) og relativ fuktighet mhp. vann (midten) og mhp. is (høyre) inni skya fra ISDAC f31.

Figur 3.3 øker med høyden helt til rundt 800 meter (som er den

øvre delen av skya) der $RH_l \approx 100\%$. Generelt øker RH med minkende temperatur (Ahrens, 2012), og siden temperaturen minker med høyden i denne delen av skya vil RH dermed øke med økende høyde. Over 800 meter minker både RH_l og RH_i som kan ha en sammenheng med at det er en svak temperaturinversjon over ca. 800 meters høyde. Denne temperaturinversjonen er ofte en god indikator for toppen av laget med flytende vann i blandet-fase skyer (McFarquhar et al., 2011; Morrison et al., 2012) og skytoppen i varme skyer (skyer hvor lufttemperaturen er over 0°C). En profil av temperatur (T) og duggpunkttemperatur (T_{dew}) fra skya (den første nedstigningen flyet tok i skya, se tidsserien i Figur 3.2) er plottet inn i et Skew-T diagram (Figur 3.4). Vi ser at rundt 920 hPa er T_{dew} lik T så dette området må være der vi har skyfase som er flytende som vi ser i profilen fra tidsserien i Figur 3.2. Temperaturinversjonen over 920 hPa indikerer at vi har kommet over i klar luft og at vi dermed er over skya.

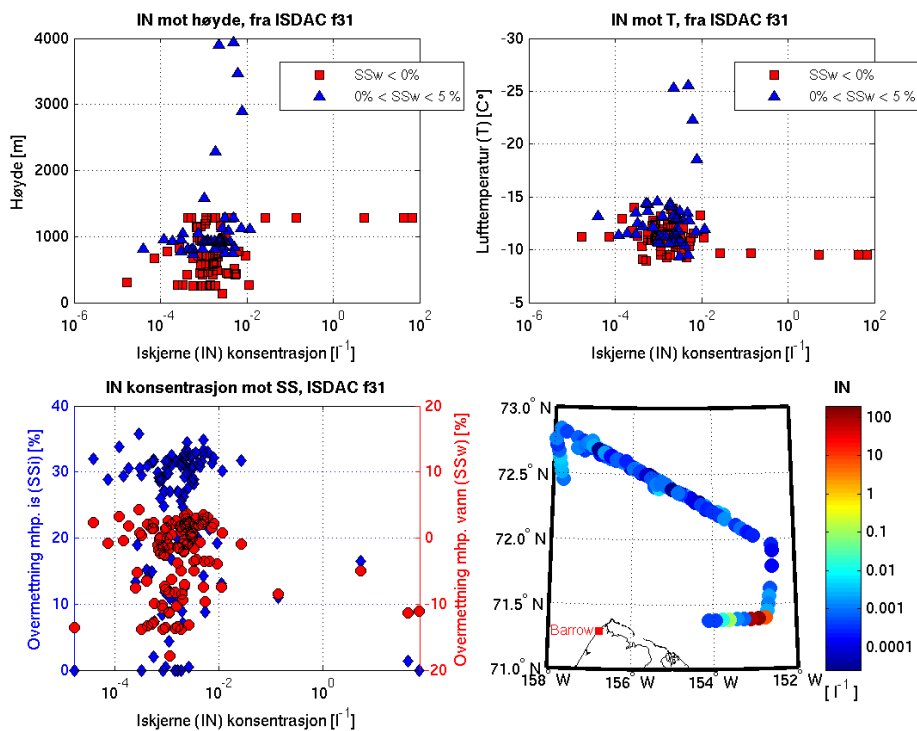
1. desember 2013



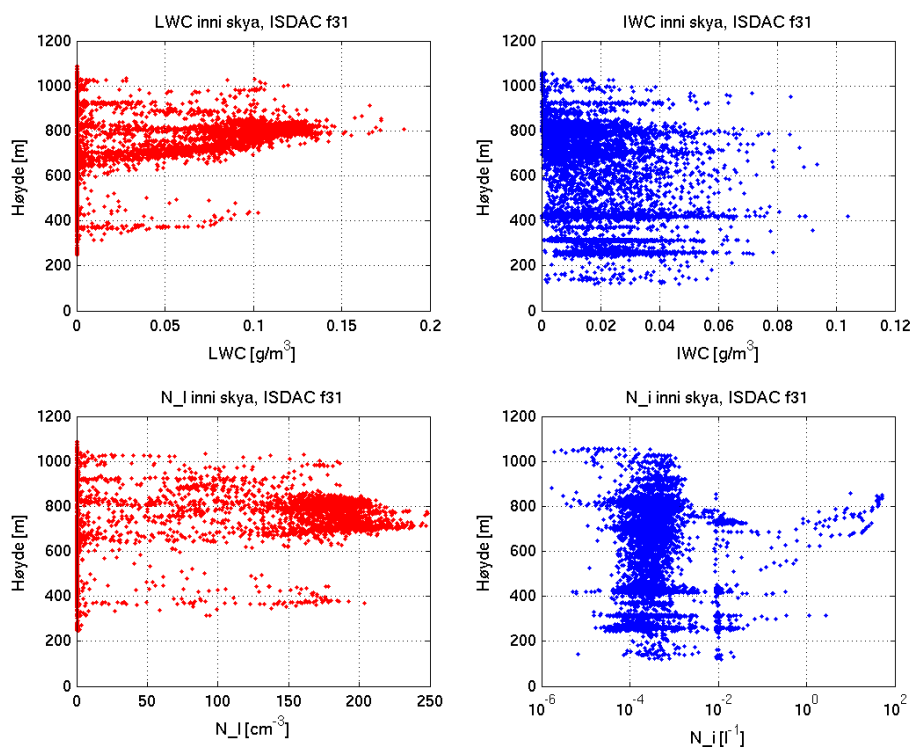
Figur 3.4 Skew-T diagram av en profil fra skya i ISDAC f31 rundt 00:30 UTC 27. april 2008.

Konsentrasjoner av iskjerner (IN) i Arktis er generelt lave ($IN < 1 l^{-1}$) i forhold til lavere breddegrader (Verlinde et al., 2007; McFarquhar et al., 2011) og målinger av IN fra ISDAC f31 (Figur 3.5) er også generelt lave for hele flyvningen. De fleste konsentrasjonene varierer mellom $10^{-4} l^{-1}$ og $10^{-2} l^{-1}$, mens det er noen få verdier som er høyere enn dette. Hvis vi ser på kartet i Figur 3.5 (figuren nederst til høyre) så ser vi at disse høye verdiene er målt et sted sør for selve skya. Disse høye verdiene er avsetning (*deposition*) iskjerner fordi de ikke er overmettet i forhold til vann, dvs. $SS_w < 0\%$ (røde firkanter). De IN konsentrasjonene som har $SS_w > 0\%$ (blåe trekkanter) kan virke som iskjerner for både avsetning, immersjon (*immersion*) og kondensasjonsfrysing. Som vi kan se i Figur 3.5 er det nesten like mange målinger av IN konsentrasjoner fra begge kategoriene, hvor de konsentrasjonene ved lavest temperatur (høyt oppe) har $SS_w > 0\%$ og de høyeste konsentrasjonene har $SS_w < 0\%$. Selv om vi vet at IN konsentrasjoner øker med minkende temperatur (Wallace og Hobbs, 2006) så klarer vi ikke helt å se denne trenden i Figur 3.5.

1. desember 2013

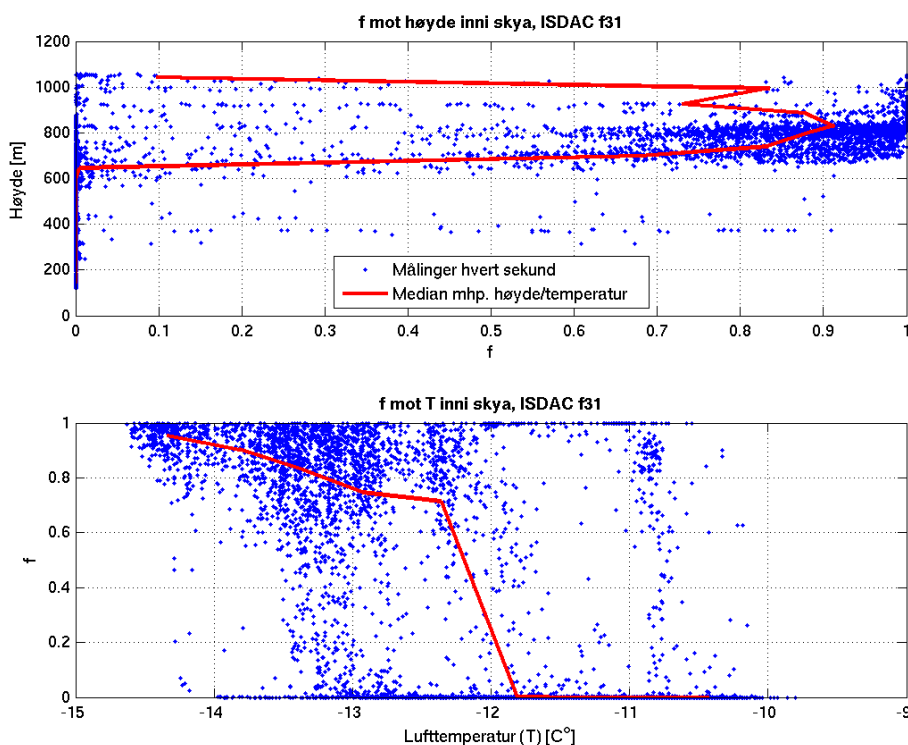


Figur 3.5 Oppsummering av iskjerner (IN) konsentrasjonen fra hele flyruta fra ISDAC f31.



Figur 3.6 Skyvanninnhold (LWC), iskrystallinnholdet (IWC), det totale råpekonsentrasjon (N_t) og det totale iskrystallkonsentrasjon (N_i) fra inni skya fra ISDAC f31.

Skyvanninnhold (LWC), iskrystallinnholdet (IWC), den totale dråpekonsentrasjon (N_l) og det totale iskrystallkonsentrasjon (N_i) er framstilt i Figur 3.6 mot høyde. Her ser vi at LWC typisk øker med høyden, mens IWC er så å si konstant med høyden bortsett fra de øverste 100 meterne der den avtar med høyden. Legg også merke til at det er ikke er noe LWC igjen når man er lavere enn rundt 400 meter og LWC har sitt maksimum rundt 800 meter noe som stemmer med det vi så for RH_l i Figur 3.3. IWC er mellom 0 og $0.1 \frac{g}{m^3}$ som er normalt for blandet-fase skyer i Arktis på denne tiden (Shupe et al., 2006).



Figur 3.7 $f = LWC / (LWC + IWC)$ mot høyde (øverst) og mot temperatur (nederst) i skya fra ISDAC f31. Den røde streken er medianen mhp. høyde og temperatur, henholdsvis.

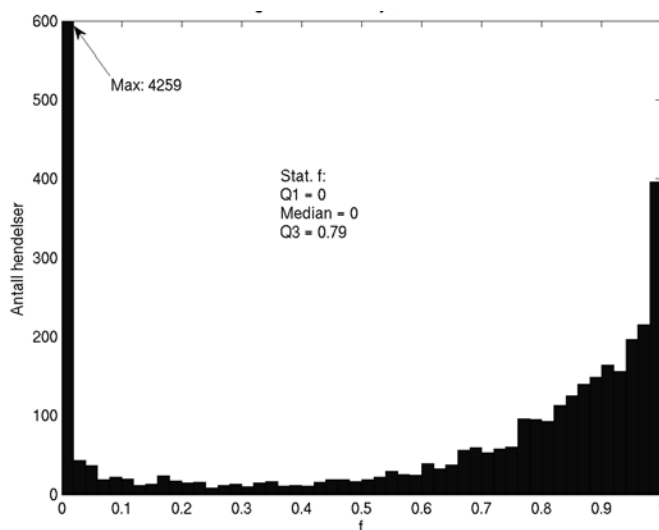
Et mål på i hvor stor grad skya inneholder flytende vann er en variabel som blir ofte kalt «*liquid fraction*», som er brøkdelen av flytende vann mot vann i fryst form i et punkt:

$$f = \frac{LWC}{LWC + IWC} \quad (3.1)$$

Ofte blir summen av LWC og IWC kalt for det totale vanninnholdet (*total water content*, TWC) som gjør at uttrykket for f i formel (3.1) over, blir til $f = LWC / TWC$. f er beregnet for skya mhp. høyde og temperatur og vises i Figur 3.7 hvor de røde strekene er medianen

mhp. høyde og temperatur. Medianen og første kvartil (Q1, 25 % av alle verdiene er lavere enn dette) for alle f er begge 0, mens tredje kvartil (Q3, 25 % av alle verdiene er høyere enn dette) er lik 0,79 (Figur 3.8). I figuren øverst ser vi at den nedre delen av skya består for det meste av is, mens den øvre delen av skya består mest av vann. Dette gjenkjenner vi fra profilene av LWC og IWC i Figur 3.6 hvor LWC har sitt maksimum rundt 800 meter. Noe som ikke kom helt fram i Figur 3.7 er at f er 0 i et stort antall punkter (4259 punkter) som gjør at Q1 og medianen blir 0. Q3 derimot er lik 0,79 og det er flere punkter som har f mellom 0,5 og 0,9 enn det er mellom 0,1 og 0,5 (Figur 3.8). Antallet punkter som har verdier over 0,5 øker med økende f som vi kan også se i Figur 3.7.

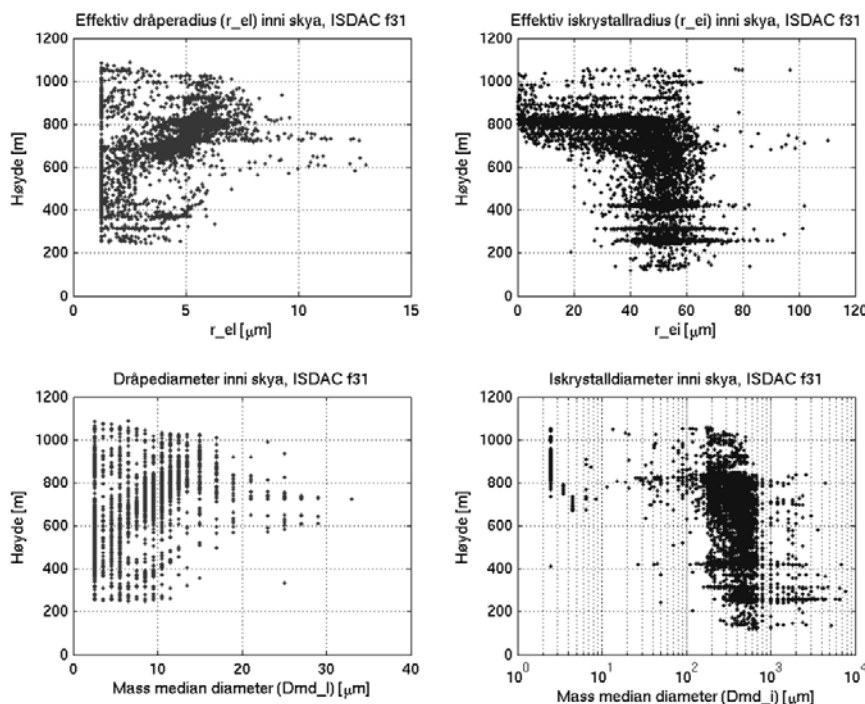
Vi ser av Figur 3.7 at ved 600 meter og $-12\text{ }^\circ\text{C}$ skifter f verdi fra 0 til 1 som tilsier at vi ser på to helt forskjellige lag. En forklaring av dette skiftet kan ha noe med at når $f > 0,5$ så har vi nok is til at is-prosessene tar helt over og gjør nesten alt underkjølt skyvann om til is. Dette er spesielt tydelig under 600 meter der $f \approx 0$ noe som tyder på at vi har nedbør her som består bare av is og snø.



Figur 3.8 Histogram av $f = LWC/TWC$ inni skya fra ISDAC f31.

Størrelsen på vandrdråpene øker med høyden og har sitt maksimum mellom 600 og 800 meter. Oppdriften i skya gjør at dråpene flyter oppover hvor det blir kaldere og hvor dråpene kan vokse ved kondensasjon. Størrelsen på iskrystallene holder seg konstant fra bunnen og opp til ca. 600 meter (Figur 3.9). Over ca. 600 meter ser vi at vi har både store og små iskrystaller til stedet. Isnukleasjonen skjer mest sannsynlig i toppen av skya og det er derfor vi ser små

iskrystaller her. Lengere nedover vokser iskrystallene seg større ved bla. riming og aggregering.



Figur 3.9 Effektiv radius og mass median diameter for dråper og iskrystaller i skya fra ISDAC f31.

Det er en kjent relasjon mellom LWC, N_l og radius:

$$LWC = \frac{4}{3} \pi \rho_l r_v^3 N_l \quad (3.2)$$

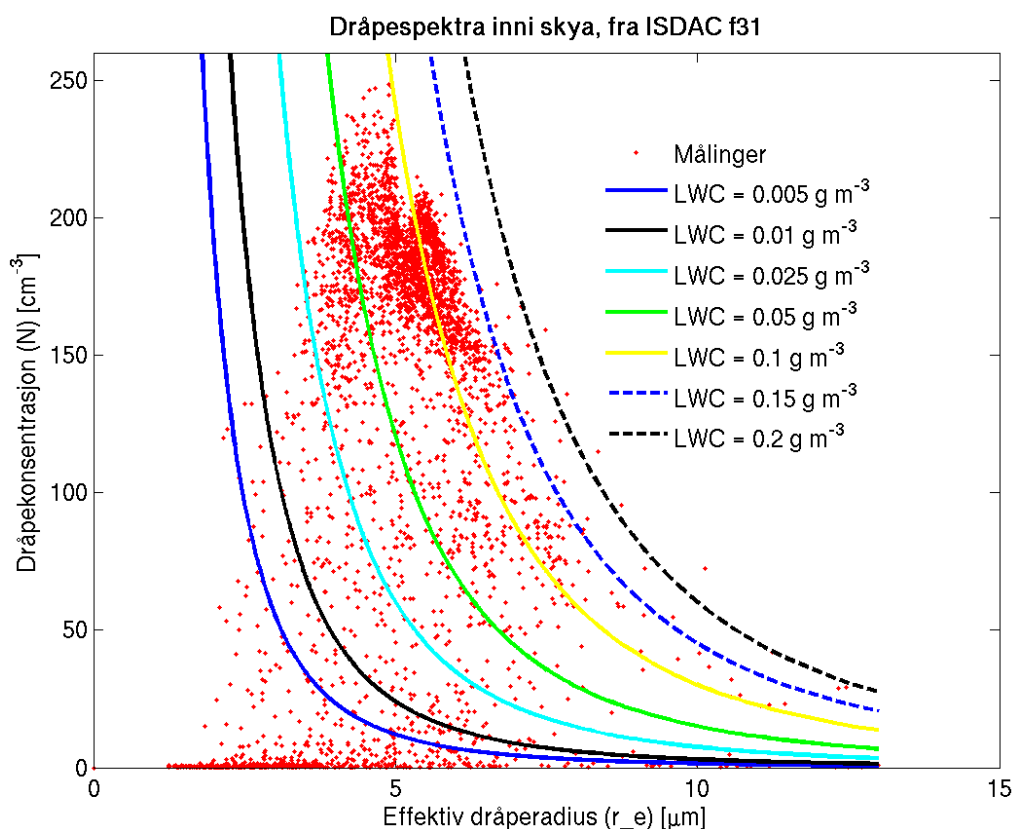
hvor r_v er volum gjennomsnittlig radius og N_l er den totale dråpekonsentrasjonen. Martin et al. (1994) relaterte r_v og r_e med en konstant κ som var 0,80 for maritim luftmasser og 0.67 for kontinentale luftmasser:

$$r_v^3 = \kappa r_e^3 \quad (3.3)$$

Mest sannsynlig så er det maritime luftmasser vi snakker om her («ren» luft, vindretning fra nord-øst og Alaskas nordkysts nærhet til Polhavet) har vi valgt å bruke $\kappa = 0,80$. Hvis vi bruker relasjonen (3.3), og flytter om litt på variablene slik at N_l blir en funksjon av LWC og r_e , blir (3.2) til slutt slik:

$$N_l = \frac{LWC}{\frac{4}{3} \rho_l \kappa r_e^3} \quad (3.4)$$

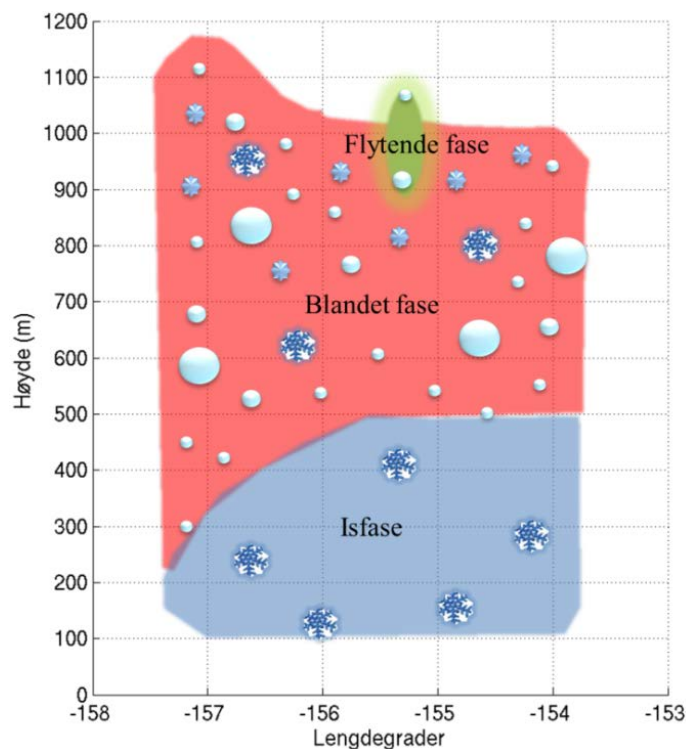
I Figur 3.10 er målinger fra skya av N_l og r_e er plottet mot hverandre og oppå er det plottet linjer med konstant LWC beregnet med formel (3.4). Vi ser at linjene fanger opp mye av variasjonen i målingene og spesielt gjelder det for den gule linja hvor $LWC = 0,1 \frac{g}{m^3}$. Dette viser at vi bør være forsiktige med å holde enten LWC, N_l eller r_e konstante i beregninger av størrelsesfordeling for vanndråper. I fysikkskjemaet M&Y som blir brukt i denne oppgaven blir både blandingsforhold og konsentrasjoner for alle hydrometerfeltene (sky, regn, is, snø, graupel og hagl) estimert.



Figur 3.10 Målinger av effektiv dråperadius (r_e) mot total dråpekonsentrasjon (N_l) i skya fra ISDAC f31. Linjene med konstant skyvanninnhold (LWC) er beregnet ved likning (3.4). Verdiene for LWC er realistiske i forhold til observasjonene som ble gjort av LWC i skya for f31.

Skya fra ISDAC f31 oppsummeres ved en skjematisk tegning som viser utbredelse, fase og størrelse på vanndråpene og iskrystallene som vist i Figur 3.11. Skyfasen er hentet fra Figur 3.2, og de samme fargekodene gjelder også her; blått er isfase, rødt er blandet fase og grønt er flytende fase. Størrelsene på vanndråpene og iskrystallene er tatt fra Figur 3.9. Merk at vi fra denne figuren kun kan si noe om hvordan størrelsen endrer seg vertikalt, ikke horisontalt. Størrelsen på vanndråpene er indikert med små, mellomstore og store sirkler, mens små iskrystaller er indikert med små, blå stjerner og store iskrystaller/snøkrystaller er indikert med blå snøkrystaller. Vi har altså nederst et lag som er i isfase hvor for det meste er store iskrystaller/snø, mens det over der er et blandet-fase lag som har et lite område som er i flytende fase helt på toppen. Det befinner seg store iskrystaller/snø gjennom hele skya, men det er bare i den øverste delen av skya hvor vi finner små iskrystaller (dvs. rundt 700 - 1100 meter). De aller største vanndråpene befinner seg rundt 600 til 900 meter og de mellomstore vanndråpene befinner seg mellom 500 og 1000 meter. De aller minste vanndråpene er å finne gjennom hele det blandet-fase laget. Det lille området i flytende fase er det bare små og mellomstore vanndråper. Samlet sett så stemmer dette godt med hvordan typiske blandet-fase skyer i Arktis er bygget opp; et lag øverst med underkjølt skyvann, så et lag med både is og vann under dette, og helt nederst bare is/snø (Morrison et al., 2012). En viktig grunn til at vi kan ha flytende vann så høyt oppe i skya og ved så lave temperaturer er at det er veldig få iskjerne (IN) til stede (Figur 3.5). En annen grunn til dette kan være at skyvanndråper kan bli hindret i å vokse seg større og forblir i den øvre delen av skya på grunn av at det underkjølte skyvannet fører til sterk langbølget strålingsnedkjøling ved toppen av skya (Morrison et al., 2012) (diskutert i kapittel 2.1.2). Iskrystaller kan vokse på bekostning av underkjølt skyvann (diskutert i kapittel 2.1.3.3), men disse prosessene er avhengig av at det er underkjølt skyvann til stede. Jo mer underkjølt skyvann som blir brukt opp jo mindre blir vekstraten av iskrystallene, som igjen gjør at vi ikke får et urimelig tap av underkjølt skyvann i skya. I tillegg faller is og snø ut av skya på grunn av gravitasjonen som gjør at vanndråpene får mindre konkurranse om vanddampen i skya.

1. desember 2013



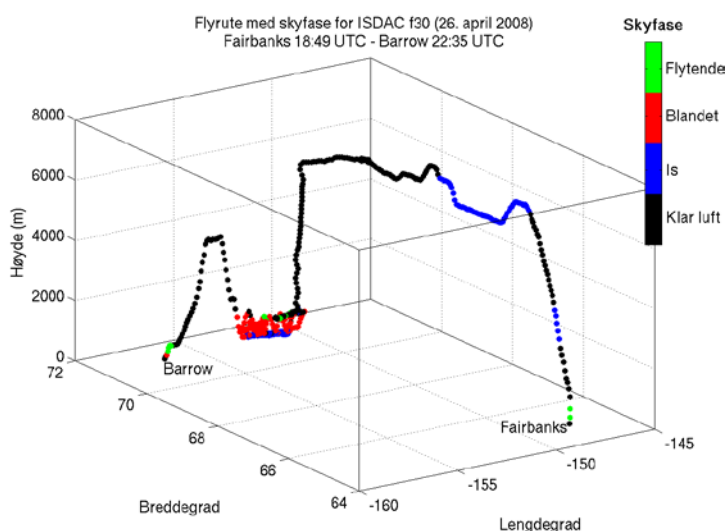
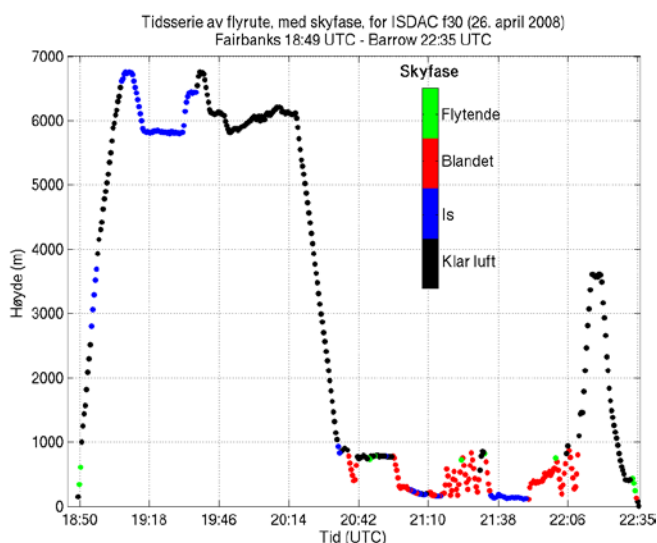
Figur 3.11 Skjematisk tegning av skya fra ISDAC f31. Små, blå stjerner representerer små iskrystaller, mens snøkrystallene representerer store iskrystaller/snø. Runde, lyse blå sirkler representerer små og store vanndråper.

3.2 ISDAC flyvning f30

Flyvningen f31 som er betraktet i foregående avsnitt, er innenfor modellområdet vårt, men WRF ble bare kjørt fram til 00:00 UTC den 27. april, og dermed har vi ikke simuleringer for de tidspunktene skya ble målt (mellom 00:30 UTC og 03:00 UTC den 27. april). På bakgrunn av dette ble flyvningen f30 valgt for å validere WRF. Skya som ble målt i f30 var litt utenfor modellområdet til WRF (se figuren nederst til høyre i Figur 3.14), men som vi skal se senere i kapittel 4.1 tror vi at dette ikke hadde så stor betydning. Siden denne flyvningen for det meste skulle brukes til validering, så ble bare hvert 30. sekund med data analysert, i motsetning for f31 hvor data hvert sekund ble analysert. Skya varte fra 20:34 til 22:10 UTC den 26. april og vi har derfor valgt å se på WRF ved tidspunktet 21:00 UTC samme dag. Mer om valideringen av WRF er å finne i kapittel, 4.1.

Flyruta er vist med skyfase i Figur 3.12 og Figur 3.13. Flyet tok av ved Fairbanks og steg raskt opp i høyde for så å begynne på transportetappen ut mot havet og området rundt Barrow.

Da flyet kom fram til nordkysten steg det ned til rundt 1000 moh. og begynte målinger inni skya. Etter at målingene var utført var det bare transport-etappen til Barrow som sto igjen.

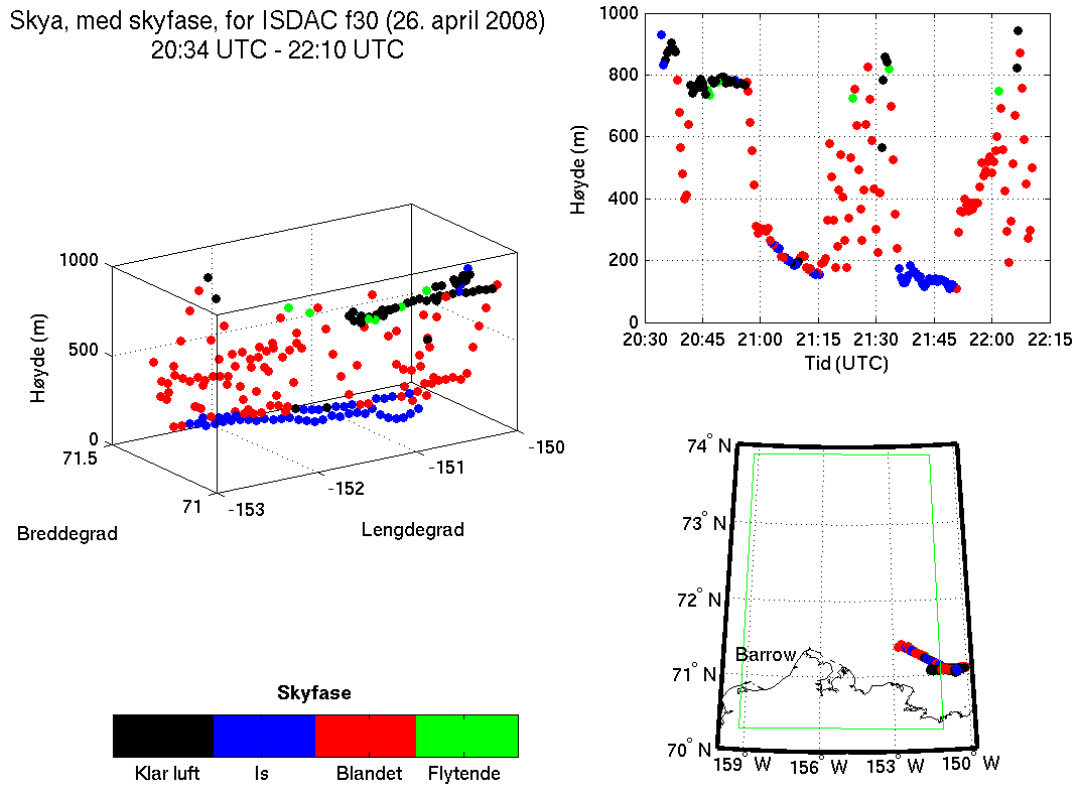


Figur 3.12 Tidsserie av flyruten til ISDAC f30. Skyfase er indikert med farger.

Figur 3.13 Flyrute for ISDAC f30 fra Fairbanks til Barrow. Skyfase er indikert med farger.

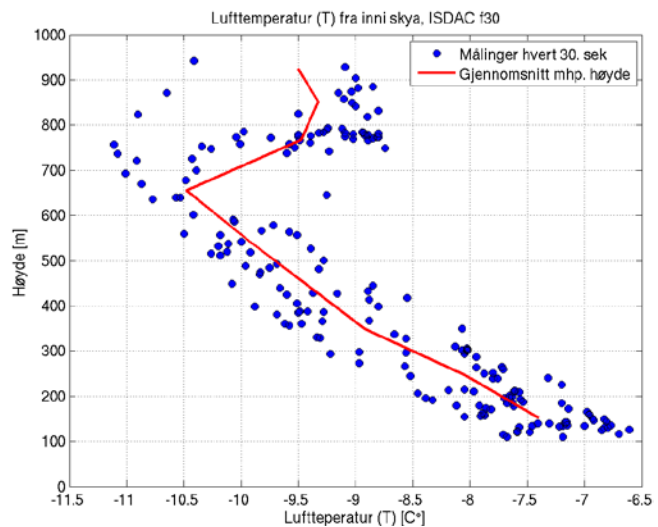
Som sagt ble skya bestemt slik at den defineres til å være mellom 20:34 og 22:10 UTC den 26. april 2008. Dette valget ble gjort på grunnlag av visuell inspeksjon av tidsserien (Figur 3.12) hvor skyfasen skiftet fra klar luft til isfase etter rundt 20:30 UTC og fra blandet fase til klar luft igjen etter 22:00 UTC. Som en siste bekreftelse på at valget gav mening betraktet vi på området i Figur 3.13 og så lett at dette var området mellom 72° og 70° N og 155° og 150° V. En oppsummering med kart, tidsserie og 3D plot av denne skya er vist i Figur 3.13. Vi ser at denne skya ligner på den i f31 (Figur 3.1) når det gjelder fordelingen av skyfase; isfase nederst, blandet-fase over dette i meste-parten av skya, og noen få punkter i flytende fase øverst. Skya i f30 har en litt lavere skytopp, ca. 800 m mot 1000 – 1100 meter for f31, som vi kan se av tidsserien øverst til høyre i Figur 3.14 hvor klar luft (sorte prikker) er å observere helt ned til rett under 800 meter. Altså har vi også her i f30 en typisk arktisk blandet-fase sky, dog en litt mindre sky i utstrekning enn i f31.

1. desember 2013



Figur 3.14 Oppsummering av skya i ISDAC f30 med skyfase indikert med farger. Grønn firkant i figuren nederst til høyre viser modellområdet til WRF og legg merke til at skya går litt utenom dette området.

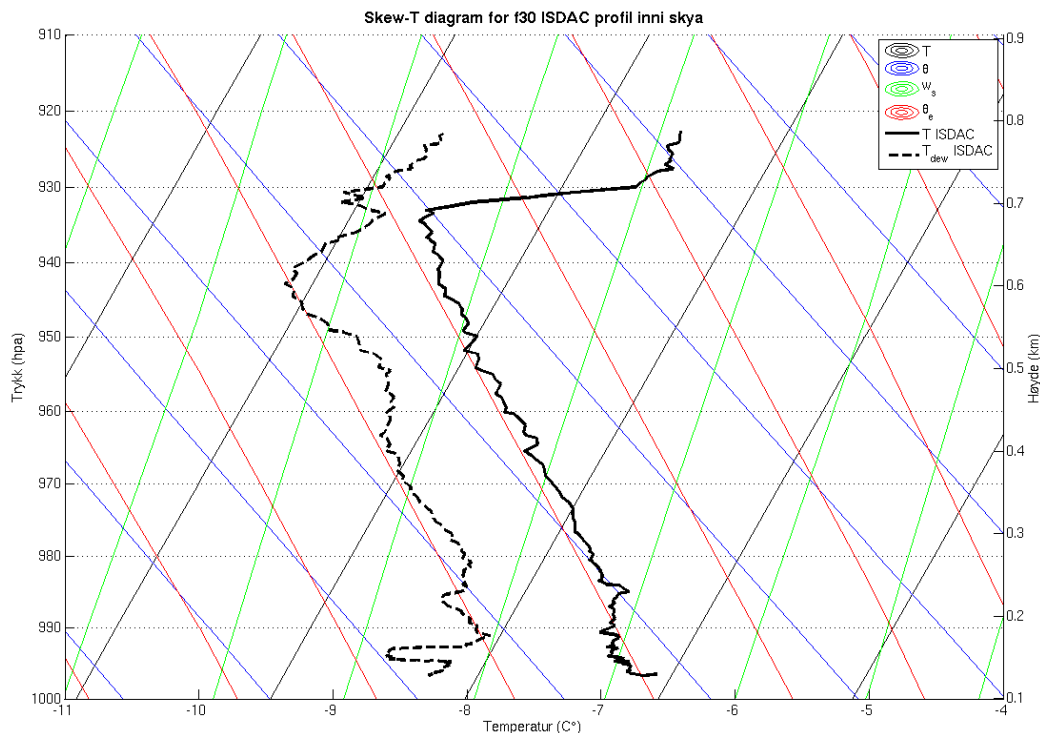
I Figur 3.15 kan vi se at temperaturen inni skya fra f30 er flere grader varmere enn skya i f31. I f31 var temperaturen mellom ca. -10°C og -15°C mens i f30 er temperaturen mellom ca. -7°C og -11°C . Et gjenkjennelig mønster dukker litt lettere fram i f30 enn i f31; minkende temperatur med høyden og en liten inversjon på toppen av skya. En vertikalprofil er valgt ut (rundt 21:30 UTC med tidsserie som vist i Figur 3.14).



Figur 3.15 Temperatur mot høyde i skya fra ISDAC f30. Rød linje er gjennomsnitt mhp. høyde.

Deretter så vi på samme profil i et Skew-T diagram i Figur 3.16. Den viser tegn på at det er vann i flytende fase mellom 930 – 940 hPa og isfase helt nederst som stemmer hvis vi ser på fasen i tidsserien og i 3D-plottet i Figur 3.14.

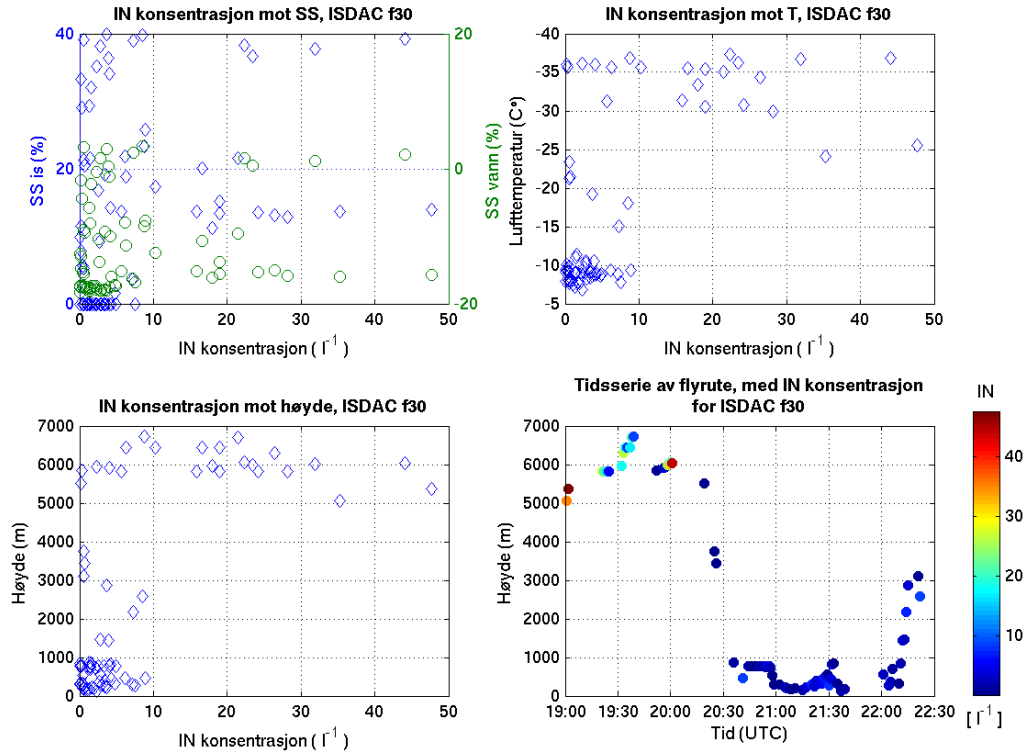
1. desember 2013



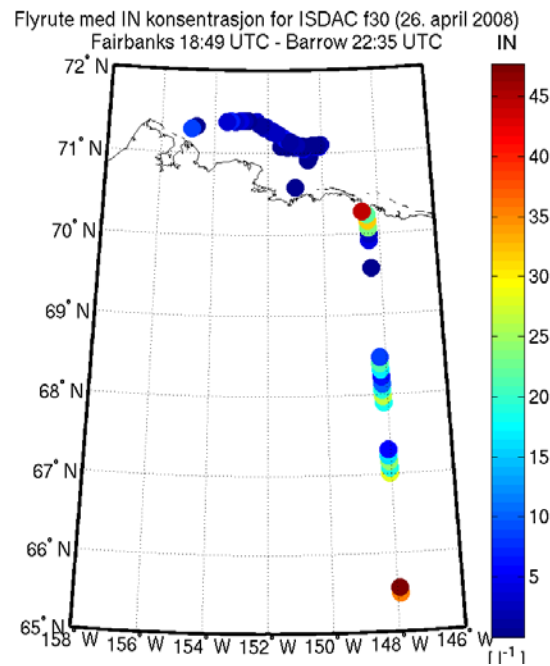
Figur 3.16 Skew-T diagram av en profil fra skya i ISDAC f30 rundt 21:30 UTC 26. april 2008

Iskjerne (IN) konsentrasjonene for hele flyvningen (Figur 3.17) er generelt litt høyere enn for f31. De fleste IN konsentrasjonene kan bli opp mot 10 l^{-1} , og ligger under 1000 meter ($\sim -10^\circ\text{C}$). Disse målingene er gjort nær eller i selve skya (etter rundt 20:30 UTC), mens de konsentrasjonene som har verdier opp mot 50 l^{-1} er fra et tidligere tidspunkt (se tidsserien nederst i høyere hjørne i Figur 3.17) og er over 5 km. Der oppe er det mellom -30°C og -40°C selv om det ikke hadde vært noen IN her kunne iskrystaller likevel ha blitt dannet homogent. Hvis vi ser på hvor disse høye verdiene befinner seg i Figur 3.18, så er de over land og litt lengre unna skya vi ser på. Over land så har vi flere kilder av IN, ofte mineraler som forklarer, sammen med høyden, de høye verdiene som kommer fram.

1. desember 2013

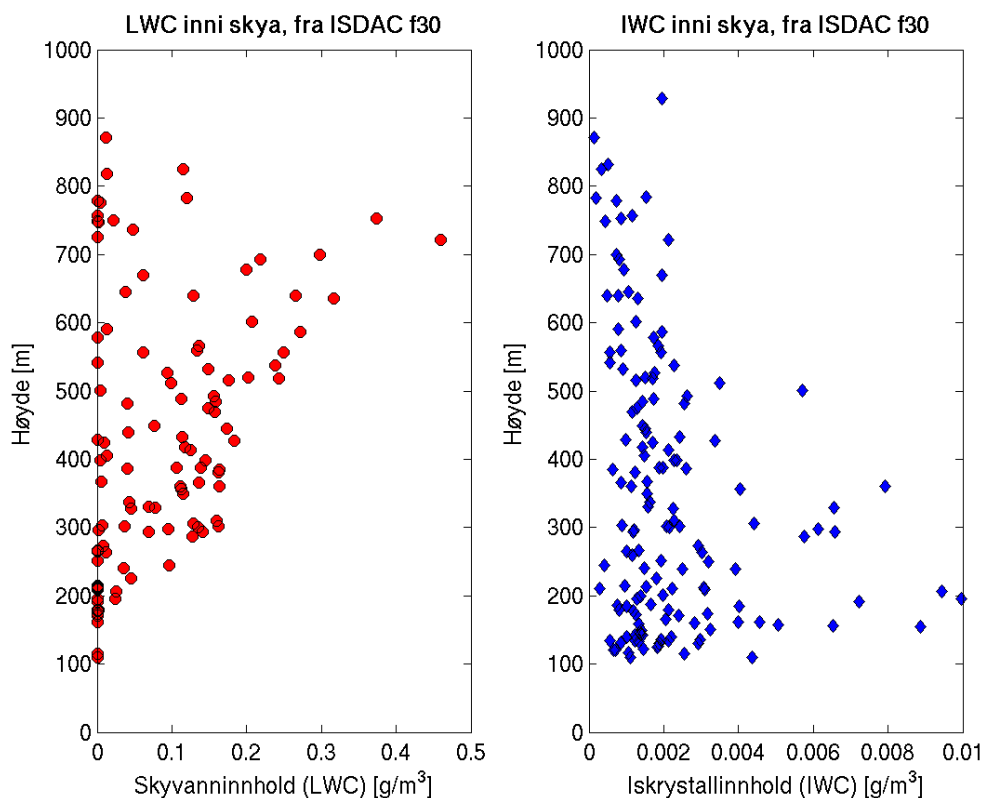


Figur 3.17 Oppsummering av iskjerne (IN) konsentrasjonen fra hele flyruta fra ISDAC f30.



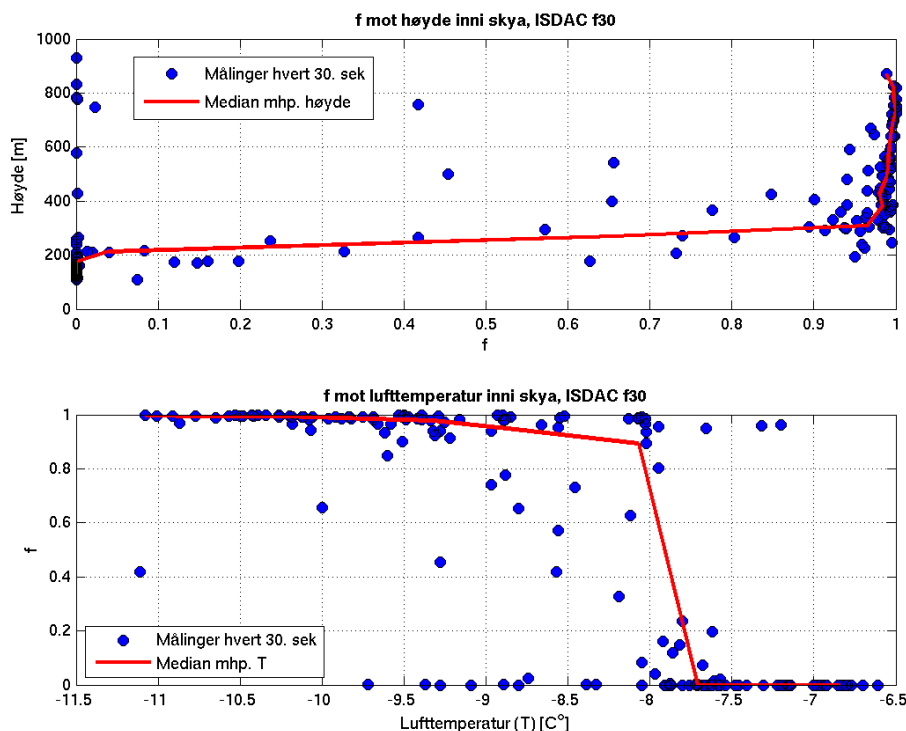
Figur 3.18 Iskjerne (IN) konsentrasjon for hele flyruta fra ISDAC f30.

Mengden med skyvann (dvs. LWC) i denne skya er noe høyere enn for f31, men til gjengjeld er det mindre is (dvs. IWC) i f30 enn det er i f31. LWC og IWC for f30 er å finne i Figur 3.19 og som vi så i f31, så øker LWC med høyden, men der f31 hadde nesten konstant IWC gjennom skya minker IWC med høyden i f30. LWC har sitt maksimum på nesten $0,5 \frac{g}{m^3}$ ved 700 meters høyde (veldig nær skytoppen), mens f31 har sitt maksimum på nesten $0,2 \frac{g}{m^3}$ ved 800 meters høyde (litt lengere unna skytoppen). IWC i f30 er størst nederst i skya ($0,01 \frac{g}{m^3}$) og minker oppover i skya, mens det er IWC selv helt opp til skytoppen. Verdiene for IWC i f30 er betydelig mindre enn i f31, nesten 10 ganger mindre. Den situasjonen vi ser på nå, med økende LWC og minkende IWC med økende høyde, tyder på at vi har nedbørsprosesser hvor is og snø reduserer mengden LWC nedover i skya. Denne kombinasjonen av is og vann i en sky generer nedbør effektivt (Morrison et al., 2012).



Figur 3.19 Skyvanninnhold (LWC) og iskrystallinnhold (IWC) i skya fra ISDAC f30.

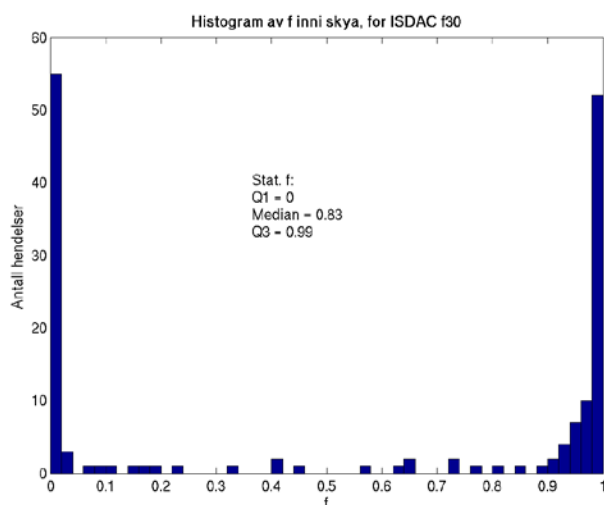
1. desember 2013



Figur 3.20 $f = LWC/(LWC + IWC)$ mot høyde (øverst) og mot temperatur (nederst) i skya fra ISDAC f30. Den røde streken er medianen mhp. høyde og temperatur, henholdsvis.

Også for denne skya er $f = LWC/(LWC + IWC)$ beregnet og vi ser i Figur 3.20 (øverste figur) at f igjen øker med høyden. Sammenligner vi med figurene for LWC og IWC (Figur 3.19) kan vi forstå hvorfor f øker med høyden; LWC øker med høyden, mens IWC minker med høyden. Siden temperaturen minker med høyden (Figur 3.15) så er det naturlig at f også øker med minkende temperatur (nederste figur i Figur 3.20).

Som nevnt over har f30 mye mindre is enn f31 og dette ser vi igjen i beregningene av f for f30 i forhold til f31. Overgangen mellom der $f = 0$ og der $f > 0,9$ i f31 skjer rundt 600 meter, ca. halvveis oppe i skya, mens i f30 skjer dette skiftet mye lenger ned, rundt 200 meter. Samme type skiftning skjer rundt -8°C og -12°C for henholdsvis f30 og f31. Selv om det ser ut til at det er flere punkter hvor $f > 0,9$ enn punkter der $f = 0$, så stemmer ikke det helt når vi ser på et



Figur 3.21 Histogram av $f = LWC/TWC$ inni skya fra ISDAC f30.

1. desember 2013

histogram over alle f -verdier i Figur 3.21. Her ser man viser at det er nesten like mange punkter/hendelser der $f = 0$ og der $f = 1$, men tar vi med punktene der $1 < f < 0,9$ så er det flere punkter enn der $f = 0$. Dette gjør at vi får en median som ikke er lik 0 som for f_{31} , men median lik 0,83 og tilsvarende høyere Q3 verdi på 0,99. Dette med at det er flere punkter som har $f > 0,5$ enn de som har $f < 0,5$, hvis vi ser bort i fra $f = 0$ og $f = 1$, er noe vi også ser igjen i f_{31} (Figur 3.8). Dette kan være en indikasjon på at hvis vi har en kombinasjon av is og vann (altså f ikke er 0 eller 1), så er det større sannsynlighet for at $f > 0,5$.

4 WRF; resultater og diskusjoner

4.1 Validering av WRF

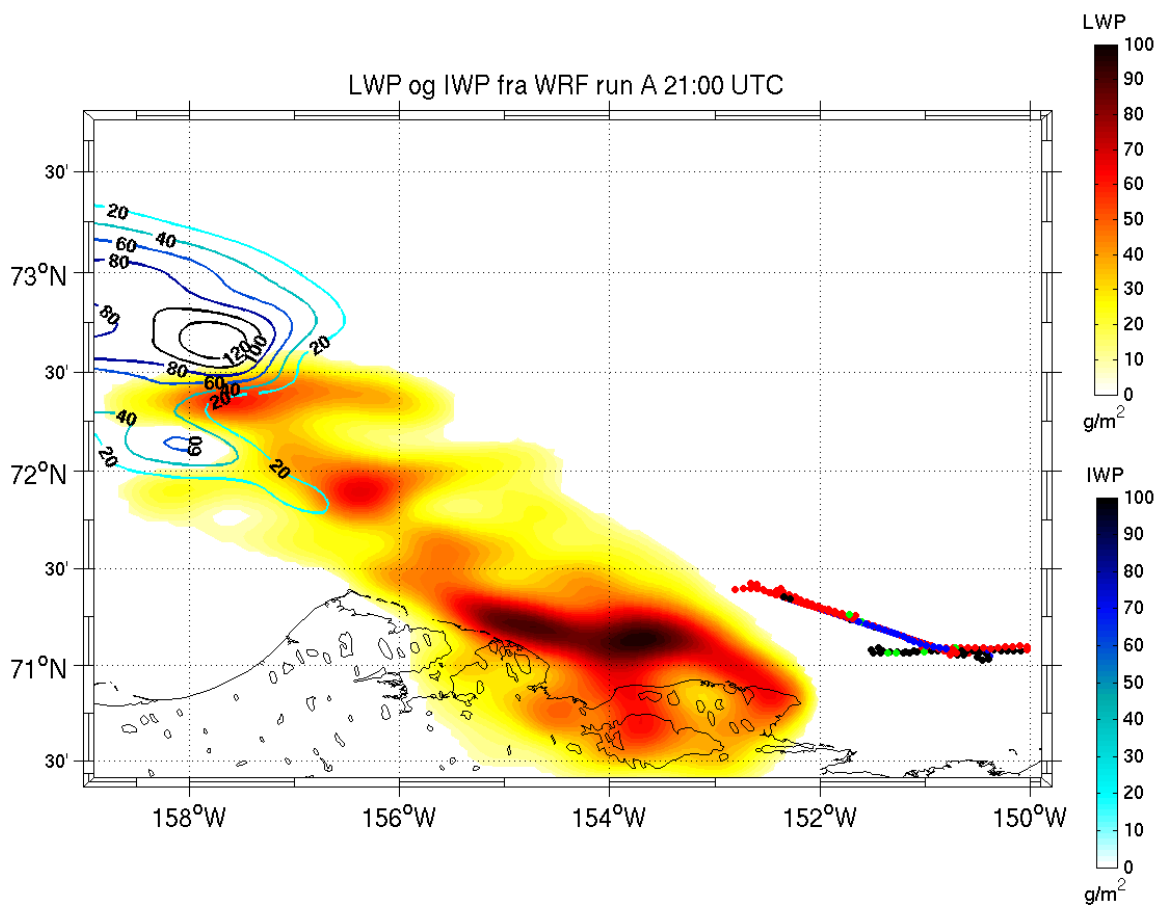
En viktig del av denne oppgaven, som for øvrig alltid er viktig når vi bruker numeriske modeller, er å validere modellen som skal benyttes. På bakgrunn av den valideringen kan vi danne oss et bilde av hvor mye, og på hvilke områder, vi kan stole på andre simuleringer som blir utført med denne modellen. I dette kapittelet vil vi først se på resultater fra kontrollsimuleringen, kalt Run A, og så skal vi prøve å sammenligne denne kontrollen med skya fra ISDAC f30.

I Figur 4.1 er skyvannbanen (*liquid water path*, LWP) og iskrystallbanen (*ice water path*, IWP) vist for Run A. I tillegg er skya i f30 vist med de samme fargekodene som for skyfase. LWP og IWP er LWC og IWC integrert over høyde:

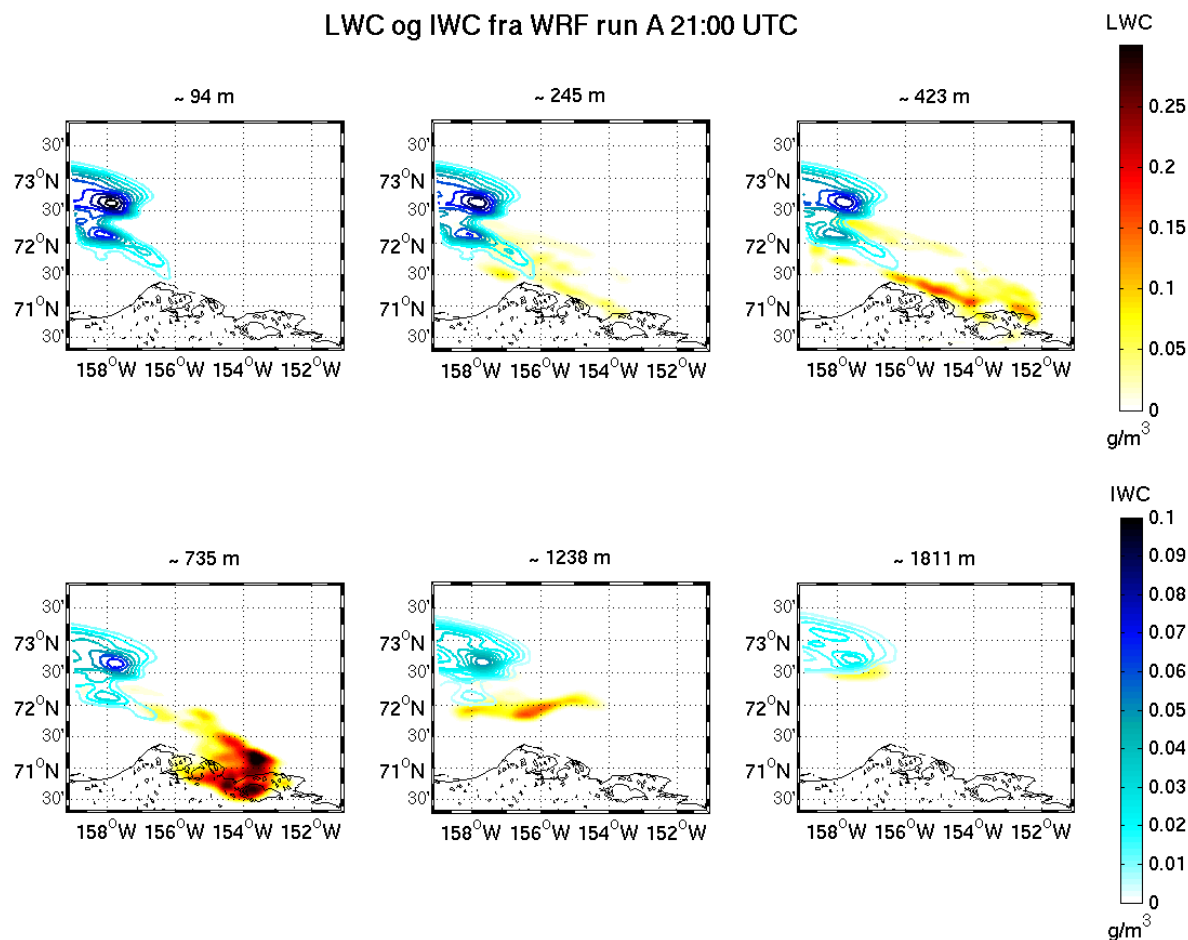
$$\begin{aligned}
 LWP &= \int_{z_{\text{bunn}}}^{z_{\text{topp}}} LWC \cdot dz \\
 IWP &= \int_{z_{\text{bunn}}}^{z_{\text{topp}}} IWC \cdot dz
 \end{aligned}
 \tag{4.1}$$

Vi kan se i Figur 4.1 at det ikke er mye overlapp mellom LWP og IWP som tyder på at det ikke er en typisk arktisk blandet-fase sky vi har med å gjøre. IWP er sentrert øverst til venstre ca. mellom 159° og 157° V og $72^\circ 30'$ og $73^\circ 30'$ N, og med et maksimum på $120 \frac{\text{g}}{\text{m}^2}$. Et mindre maksimum på $60 \frac{\text{g}}{\text{m}^2}$ er å se litt sør for det andre maksimumet. LWP strekker seg fra NV til SØ og har et maksimum nesten nær land mellom 155° og 153° V. Litt østover finner vi skya fra f30 hvor WRF estimerte verken is eller vann av betydning. På grunn av at det området med is er rundt 4° (rundt 140 km) vest for den vestligste delen av f30 skya ble det ikke funnet riktig å sammenligne isforholdene i WRF-simuleringen og isforholdene i ISDAC f30 skya, og derfor vil det ikke gjort en validering av isforholdene. Derimot er skya nære nok det området hvor skyvann ble simulert, at skyvannforholdene fra WRF vil bli validert opp mot skyvannforholdene fra f30 skya. Vi er klar over at skyvannforholdene i et område med og uten is til stede kan være forskjellige grunnet mekanismer som f.eks. WBF som ble diskutert i kapittel 2.1.3.3, men for å få en liten pekepinn på hvordan WRF har klart å simulere underkjølt skyvann, blir valideringen gjort uansett med de forutsettingene som er til stedet.

I begge ISDAC flyvningene så vi at det var is igjennom hele skya og det er det også i WRF. I Figur 4.2 ser vi at det er IWC i alle høydene, til og med helt opp til rundt 3 km (vist i Figur 4.3). IWC har sin største utbredelse i den laveste høyden, og det er også der verdiene av IWC er størst. Dette stemmer også godt med det vi kan se i f30 at LWC øker med høyden opp til et visst nivå for så å avta igjen. Det meste av LWC er mellom ca. 200 m til 2 km, men ikke på samme sted. Det området hvor LWC har sitt maksimum er mellom 600 og 800 m og mye lenger sørøst for området med is. Den store avstanden gjør at de prosessene hvor is vokser på bekostning av underkjølt skyvann kan ha liten til ingen effekt. I dette området var det meste av LWC under 1000 meter som stemmer godt med f30.

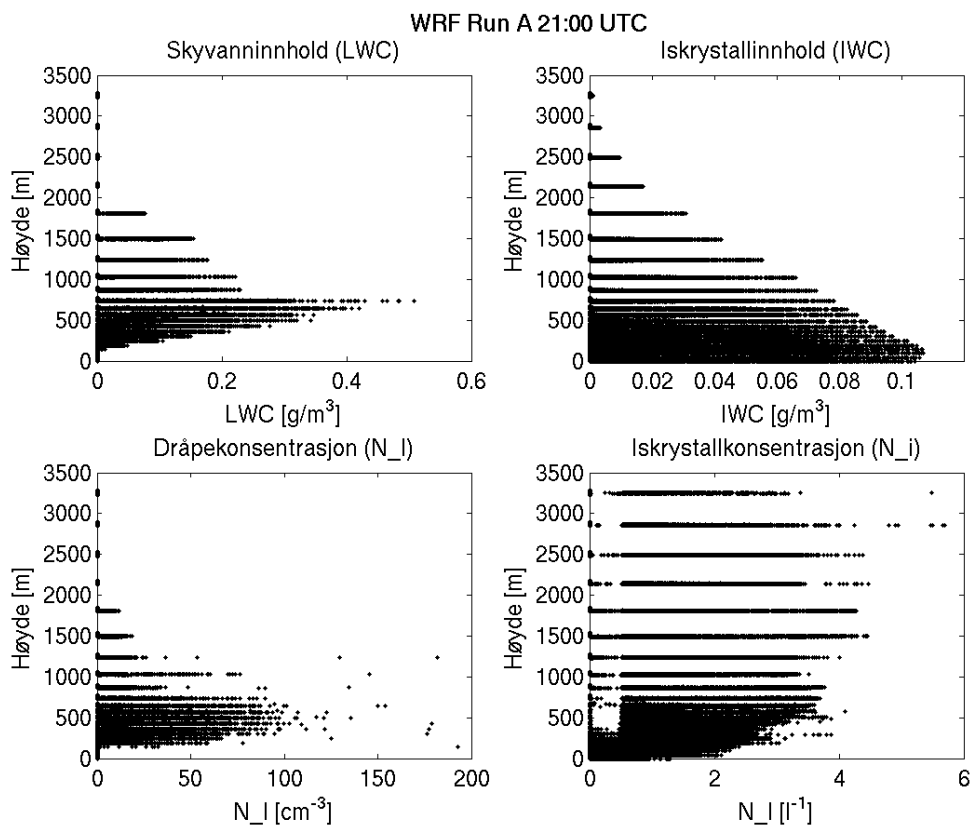


Figur 4.1 Skyvannbane (LWP) og iskrystallbane (IWP) for WRF Run A, 21:00 UTC. Skya fra ISDAC f30 er også plottet hvor fargene indikerer skyfase som beskrevet i kapittel 2.2.2.



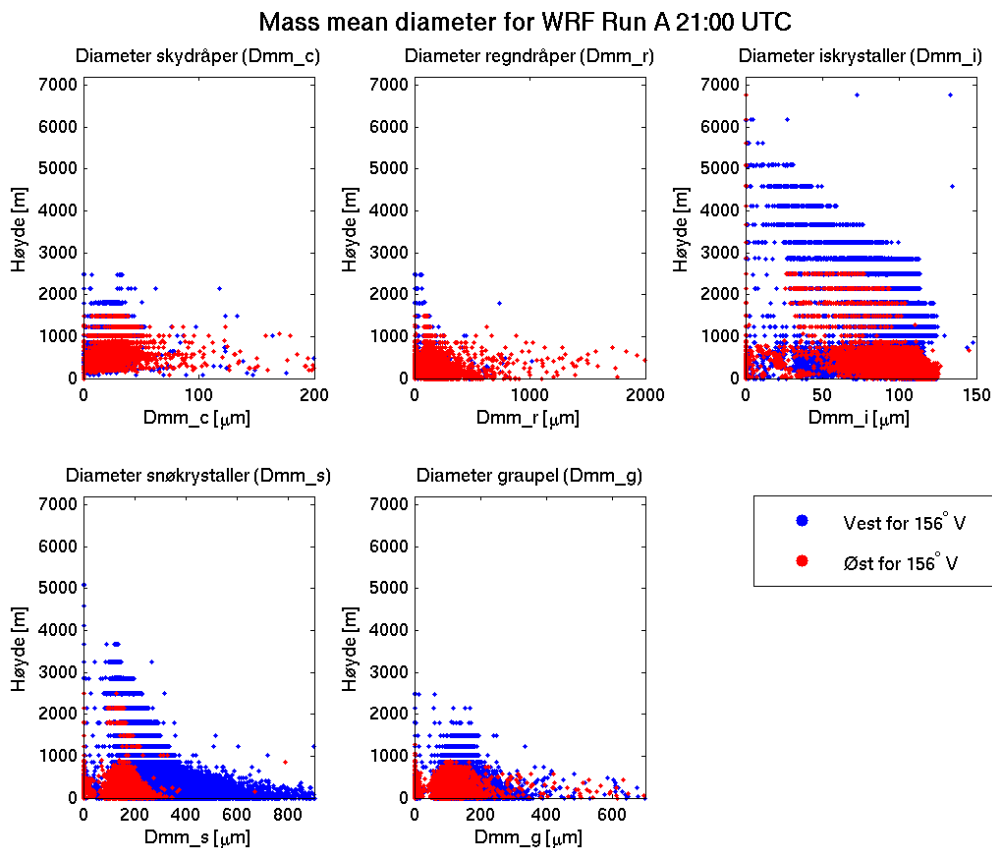
Figur 4.2 Skyvanninnhold (LWC) og iskrystallinnhold (IWC) fra WRF Run A, 21:00 UTC, for noen utvalgte høyder.

Med utgangspunkt i at mesteparten av IWC er i nord-vest og mesteparten av LWC er i sør-øst skal vi nå se nærmere på endringer i høyden. Tendensene vi så i Figur 4.2 gjenkjennes i de to øverste figurene i Figur 4.3, dvs. økende LWC med høyden opp til rundt 600 – 800 meter og minkende IWC helt opp til rundt 3 km. Den totale dråpekonsentrasjonen (N_l) følger til en viss grad LWC med høyden, og har de høyeste verdiene under 700 meter som forventet. I motsetning til N_l og LWC, så øker den totale iskrystallkonsentrasjonen (N_i) med høyden mens IWC minker med høyden. Det vil si at selv om det er mange iskrystaller høyere oppe betyr det ikke at det er så store mengder med is. Hovedgrunnen til at det er flest iskrystaller høyere oppe er fordi det er her oppe isnukleasjonen skjer. Jo lenger ned i skya man kommer, jo mer effektiv blir veksten av iskrystallene, gjerne på bekostning av vandråpene, og i den sammenhengen øker IWC.



Figur 4.3 Skyvanninnhold (LWC), iskrystallinnhold (IWC), total dråpekonsentrasjon (N_l) og total iskrystallkonsentrasjon (N_i) fra WRF Run A.

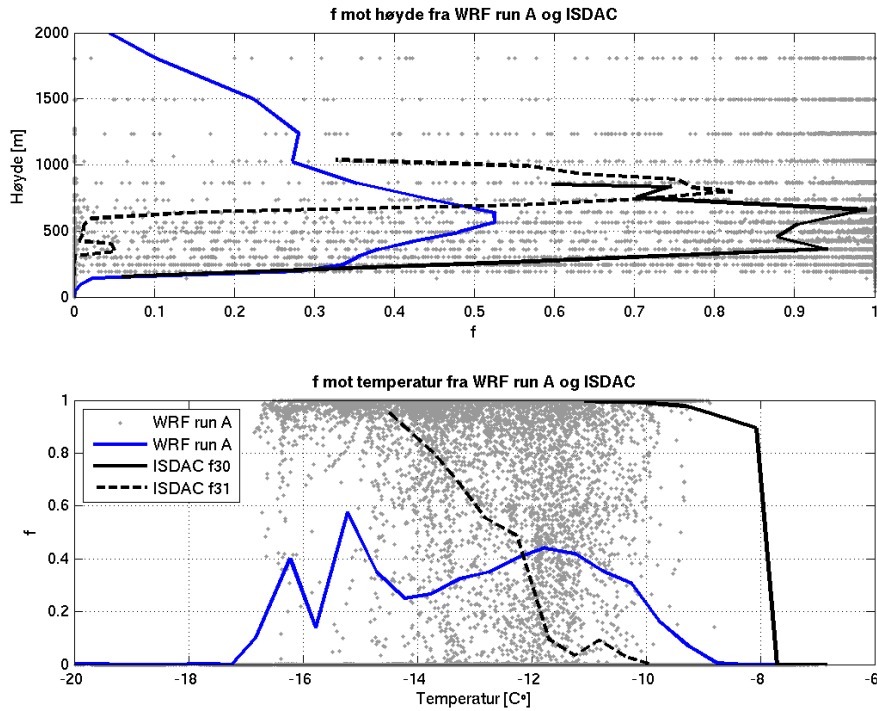
Størrelsen til de forskjellige vann- og istypene i WRF er vist i Figur 4.4 og vi ser at det noen iskrystaller helt opp til 6 km. Legg merke til at nå går y-aksen helt opp til ca. 7 km og at vi snakker her om *mass mean diameter* som definert av ligning (2.4) og diskutert i kapittel 3.1. For lettere å se hvilke områder som har hvilke størrelser, er punktene fargelagt; røde punkter for området øst for 156° V som representerer det området hvor LWC er størst (område nr. 1), og blå punkter for området vest for 156° V som representerer det området hvor det er mest IWC (område nr. 2). Vi ser lett fra Figur 4.4 at størrelsen og høyden til iskrystallene, snøkrystallene og graupel er mye mindre og lavere i område nr. 1 enn i område nr. 2, som gir mening når vi ser på kartene i f.eks. Figur 4.2. Når det gjelder størrelse og høyde for sky- og regndråpene er de ganske like for begge områdene.



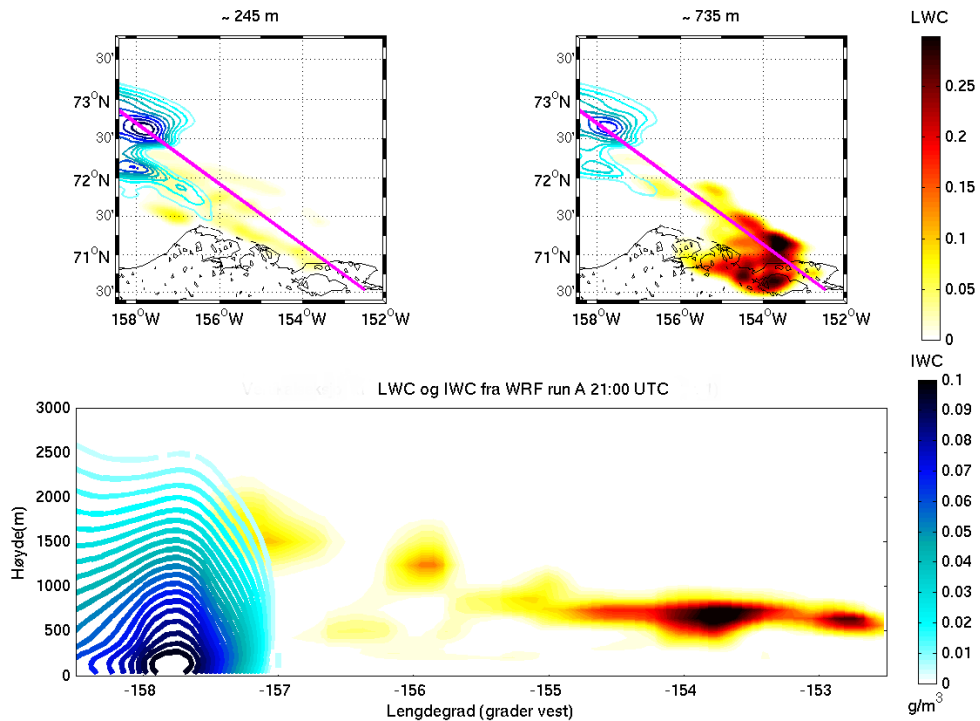
Figur 4.4 Mass mean diameter (D_{mm}) for skydråper, regndråper, iskrystaller, snøkrystaller og graupel for WRF Run A, 21:00 UTC. Røde og blåe prikker representer området øst og vest for 156° V.

Hittil har det sett ut til at det ikke er så mye overlapp mellom områder med is og områder med vann, men noen områder er å finne og for disse områdene kan vi beregne $f = LWC / (LWC + IWC)$. Sammen med gjennomsnittene av f fra ISDAC f30 og f31, er beregningene av f for disse områdene framstilt i Figur 4.5 mot høyde (øverst) og mot temperatur (nederst). Den blå, heltrukne linja er gjennomsnittet mhp. høyde og temperatur for WRF Run A og de to svarte linjene er fra f30 (heltrukket) og f31 (stiplet). Vi ser helt klart at i gjennomsnitt så har ikke WRF klart å framstille de typiske profilene av f som vi så fra ISDAC. Grunnen til dette kan være at det er for lite underkjølt skyvann i de områdene hvor det også er is. Dette kan enten tyde på at isnukleasjonen og/eller prosessene for iskrystallvekst og nedbør er for effektive eller at produksjonen av underkjølt skyvann er for svak.

1. desember 2013

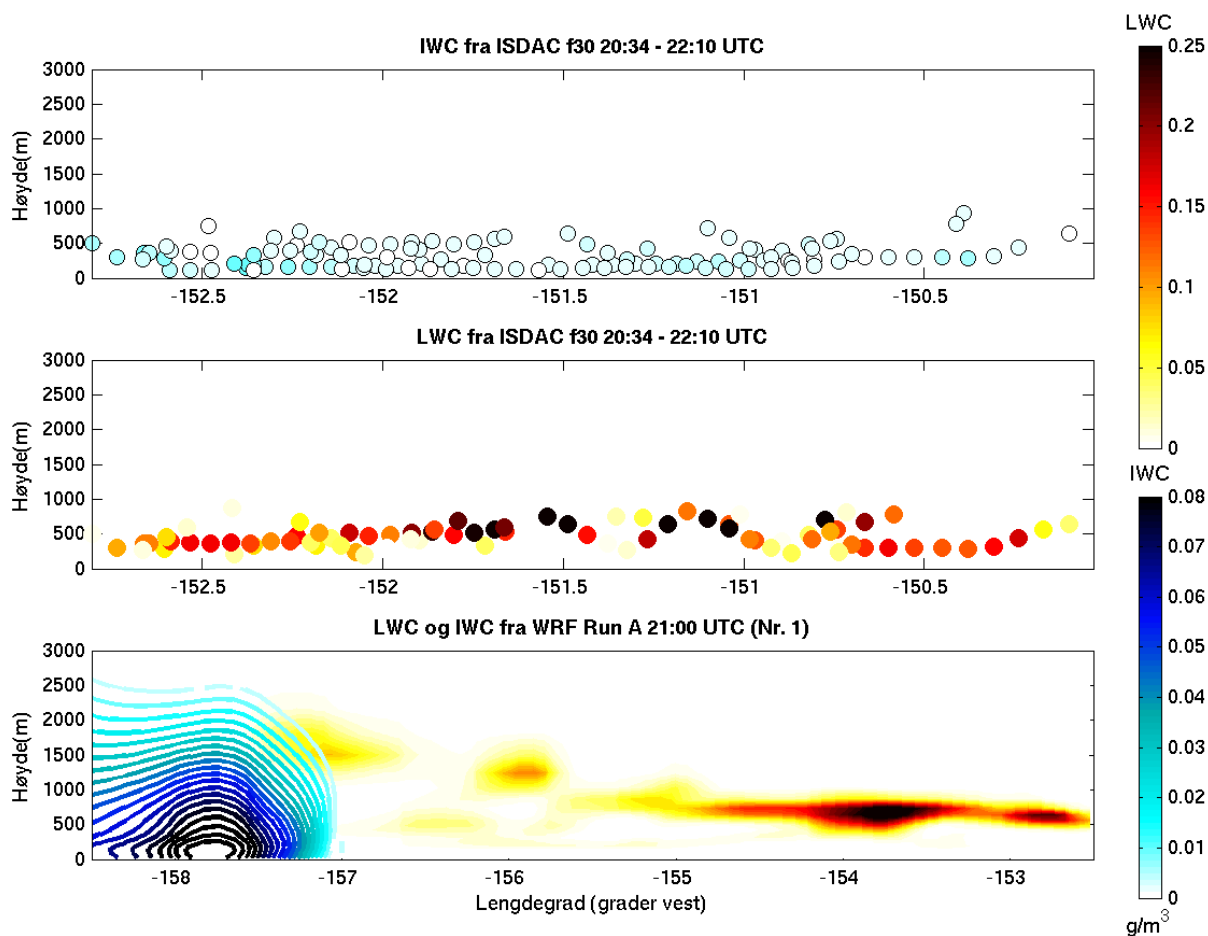


Figur 4.5 f mot høyde (øverst) og mot temperatur (nederst) fra WRF Run A. Linjene er gjennomsnitt med hensyn på høyde og temperatur for WRF Run A (blå, heltrukket), ISDAC f30 (svart, heltrukket) og ISDAC f31 (svart, stiplet).



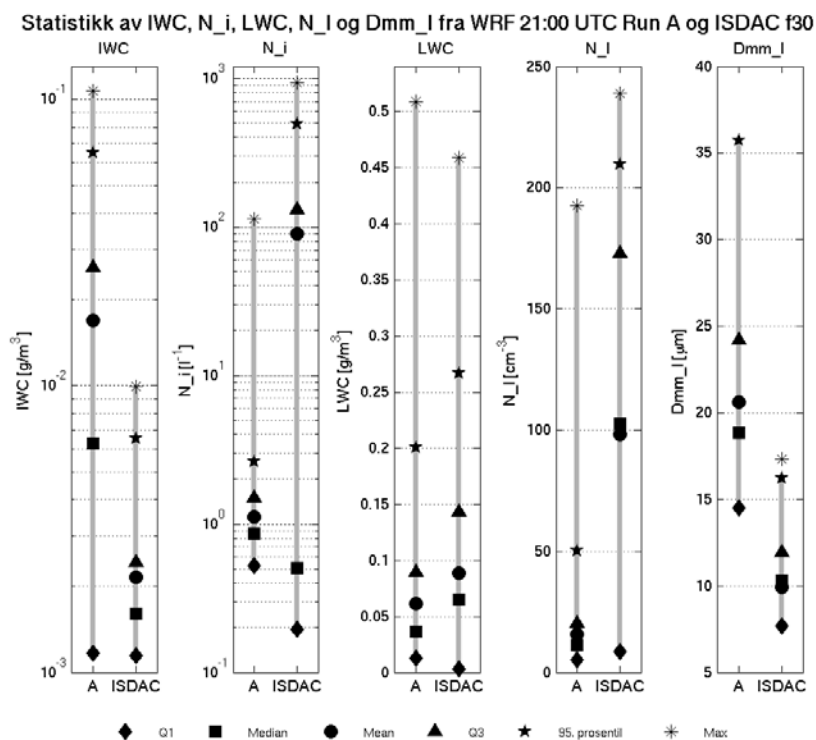
Figur 4.6 Vertikalsnitt (nederst) av LWC og IWC fra WRF Run A, 21:00 UTC. Vertikalsnittet er tatt langs den rosa linjen i de to øverste figurene. Fargeskalaen er lik for alle figurene.

Fra et vertikalsnitt (Figur 4.6) tatt nord-vest/sør-øst (se kart i de to øverste figurere i Figur 4.6) kan vi se at det området med IWC strekker seg helt opp til 2,5 – 3 km, mens det området hvor LWC er størst ligger mellom 400 – 1000 meters høyde. Sammenligner vi dette vertikalsnittet med verdier fra f30 (Figur 4.7) så kan vi se at verdiene for LWC er ganske like og alle punktene er under 1000 meter. Siden vi ikke validerer isforholdene, så observerer vi bare at IWC fra f30 har altfor lave verdier i forhold til f30 og alle punkter er under 1000 meter.



Figur 4.7 Utstrekning i vertikalen av LWC og IWC for ISDAC f30 (øverst og midten) og WRF Run A (nederst). Vær oppmerksom på at x-aksene for ISDAC og WRF ikke er like.

1. desember 2013



Figur 4.8 Statistikk av IWC, N_i , LWC, N_l og D_{mm_l} for WRF Run A og ISDAC f30. Flere detaljer i teksten.

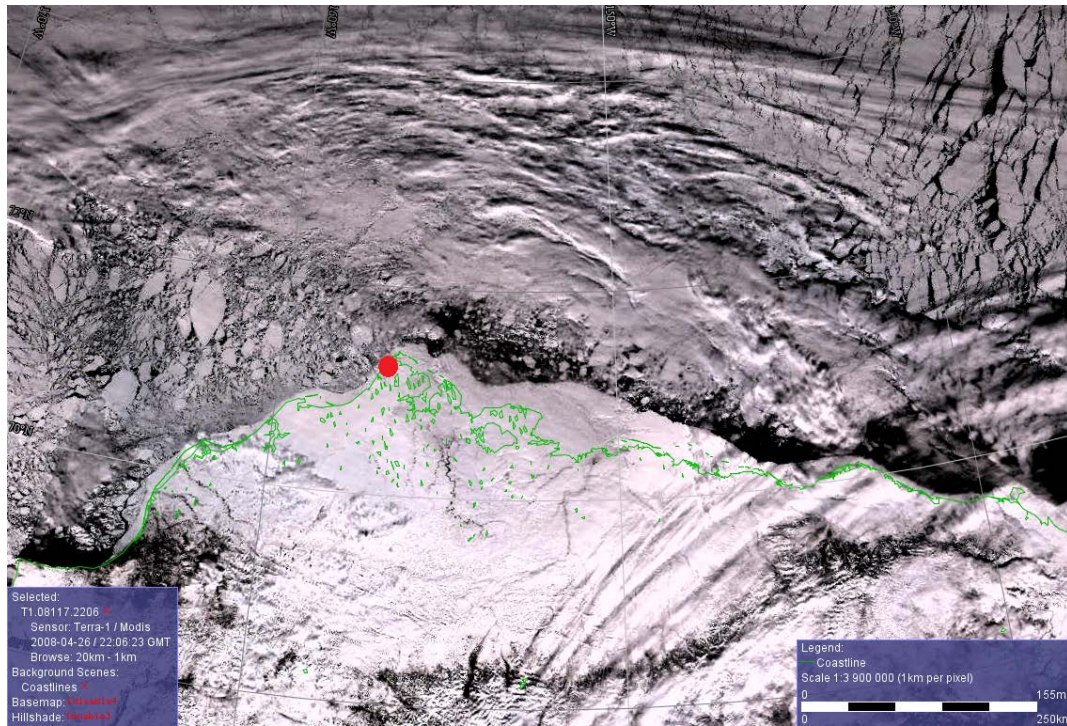
En statistisk oppsummering av hvordan WRF har gjort det sammenlignet med målinger fra ISDAC f30 ser vi i Figur 4.8. Her representerer forskjellige symboler forskjellige statistiske mål; diamant første kvartil (Q1), firkant medianen, sirkel gjennomsnittet, trekant tredje kvartil (Q3), fylt stjerne 95-persentilen og tynn stjerne maksimum. IWC og N_i har en logaritmisk skala, mens LWC, N_l og D_{mm_l} har en lineær skala. Som tidligere nevnt så valideres ikke isforholdene, bare vannforholdene for denne simuleringen, men for å være konsistent er også IWC og N_i tatt med i denne figuren. I figuren for diameter (helt til høyre i Figur 4.8) er det *mass mean diameter* (D_{mm_l}) som er plottet. Fra kapittel 2.3.1 har vi at WRF opererer direkte med denne type diameter, mens ISDAC opererer med *mass median diameter* (D_{md_l}). D_{md_l} tilsvarer den diameteren hvor halvparten av massen av vannet er over, og den andre halvparten er under. D_{mm_l} ser heller på gjennomsnittet enn medianen av massen, og for sfæriske vandrdåper kan D_{mm_l} uttrykkes som følger:

$$D_{mm_l} = \left(\frac{LWC}{\rho_l \left(\frac{\pi}{6} \right) N_l} \right)^{1/3} \quad (4.2)$$

hvor ρ_l er tettheten for vann ved 0°C. Med LWC og N_l fra ISDAC kan vi beregne D_{mm-l} for ISDAC.

Hvis vi bare ser på LWC (midterste figur) så klarer WRF delvis å simulere mengden underkjølt skyvann. Utenom Q1 og maksimumsverdien så er de andre målene noe større for ISDAC enn for WRF, men samlet sett så er det god overenstemmelse mellom WRF og ISDAC. Hvis vi nå ser på N_l og D_{mm-l} er det helt klart at WRF og ISDAC er langt i fra like på dette området. WRF underestimerer N_l med nesten $100\%/m^3$ og det er bare maksimumsverdien som er høyere enn Q3 for ISDAC. Resten er lavere enn gjennomsnittet for ISDAC. Det som gjør at WRF klarer å estimere LWC så godt er at de få dråpene som WRF har er en god del større enn de for ISDAC. Q1 for WRF har nesten samme verdi som 95-persentilen for ISDAC. WRF har dermed få, men store dråper, mens ISDAC har mange, men små dråper. Dette betyr imidlertid at til sammen så får de nesten lik mengde med skyvann.

En viktig forskjell som er verdt å merke seg er at gjennom hele simuleringsperioden hadde alle simuleringene helt isdekket hav. Dette stemmer ikke helt med virkeligheten som vi kan se på satellittbildet i Figur 4.9. Her ser vi store områder med åpnet hav og mange råker og sprekker er å se mange steder i havisen. Fluksene av vann og vanndamp fra disse råkene kan ha en stor innvirkning på skyene over og rundt råkene. WRF har muligheten for å ha mer komplisert behandling av havis (som først ble innført i Polar WRF (jf. f.eks. Bromwich et al., 2009)), men siden mye av det arktiske polhavet er dekket av is store deler av vintersesongen så vil dette sannsynligvis ikke gi noe bedre resultat i vårt tilfelle.



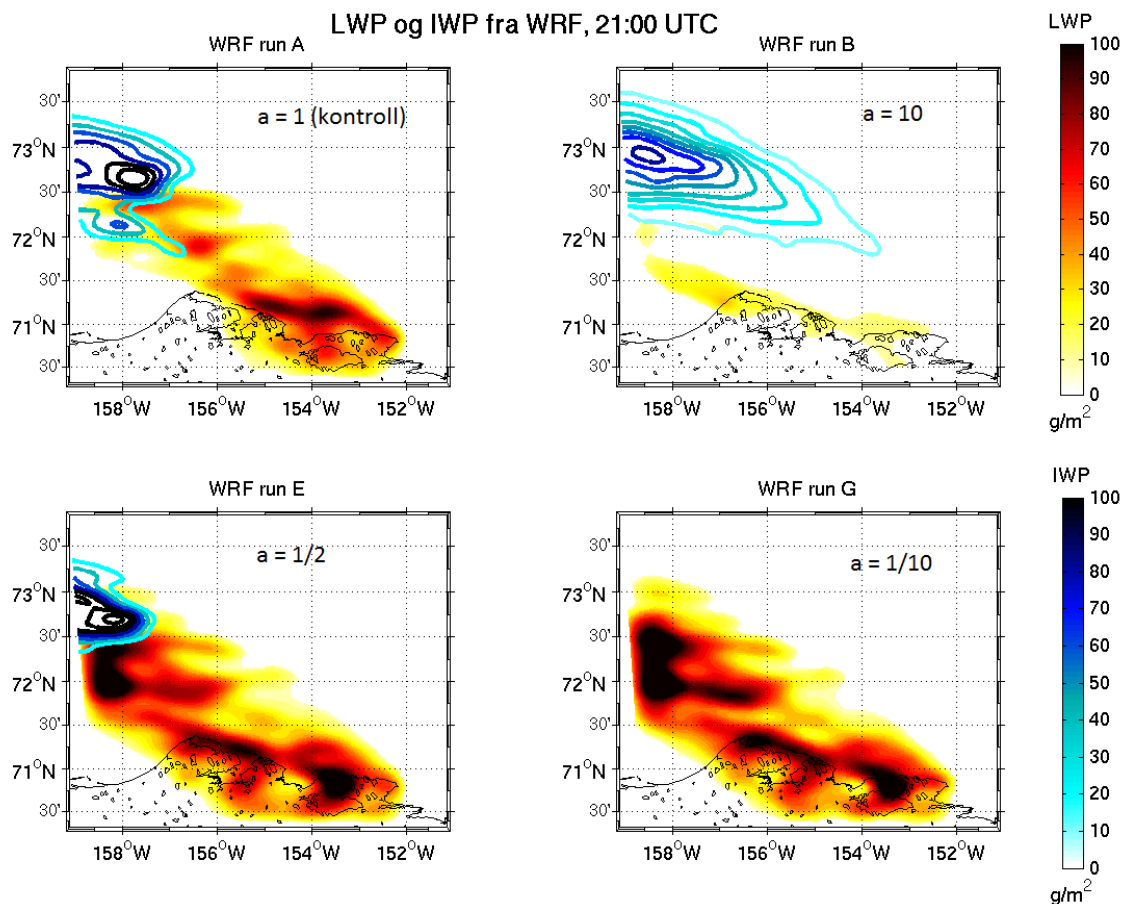
Figur 4.9 Satellittbilde fra det synlige delen av spekteret den 26. april 2008 22:06 UTC fra MODIS Terra-1 (<http://terra.nasa.gov/>). Kysten er indikert i grønt og Barrow med en rød sirkel. Kilde University of Alaska, GINA, www.gina.alaska.edu

4.2 Følsomhetsberegninger

Hvordan de etterfølgende følsomhetsberegningene og bakgrunnen for disse, er beskrevet og diskutert i kapittel 2.3.2. Kort fortalt har vi økt og minket isnukleasjonen i M&Y ved å multiplisere med en skaleringsfaktor a som har verdier mellom 0,01 og 100 (Tabell 2.3).

Det har vist seg at de simuleringene hvor isnukleasjon økes, Run B ($a = 10$), Run C ($a = 50$) og Run D ($a = 100$), så har disse gitt veldig like resultater. Derfor har vi valgt i det etterfølgende først og fremst se på resultater fra Run B. Run E ($a = \frac{1}{2}$) er den simuleringen hvor isnukleasjonen har blitt halvert, og Run F har vi bare $\frac{1}{5}$ av isnukleasjonen igjen. Selv om disse to simuleringene også viser ganske like resultater bortsett fra at Run F har mye mindre is i seg sammenlignet med Run G, skal vi se på resultater fra begge kjøringene. Run G ($a = \frac{1}{10}$), Run H ($a = \frac{1}{50}$) og Run I ($a = \frac{1}{100}$) har alle så små mengder av is i seg at vi vil ikke diskutere disse kjøringene i detalj mhp. isforholdene i WRF. På grunn av en så liten isnukleasjon ser disse kjøringene nesten helt like ut og vi vil først og fremst se på Run G.

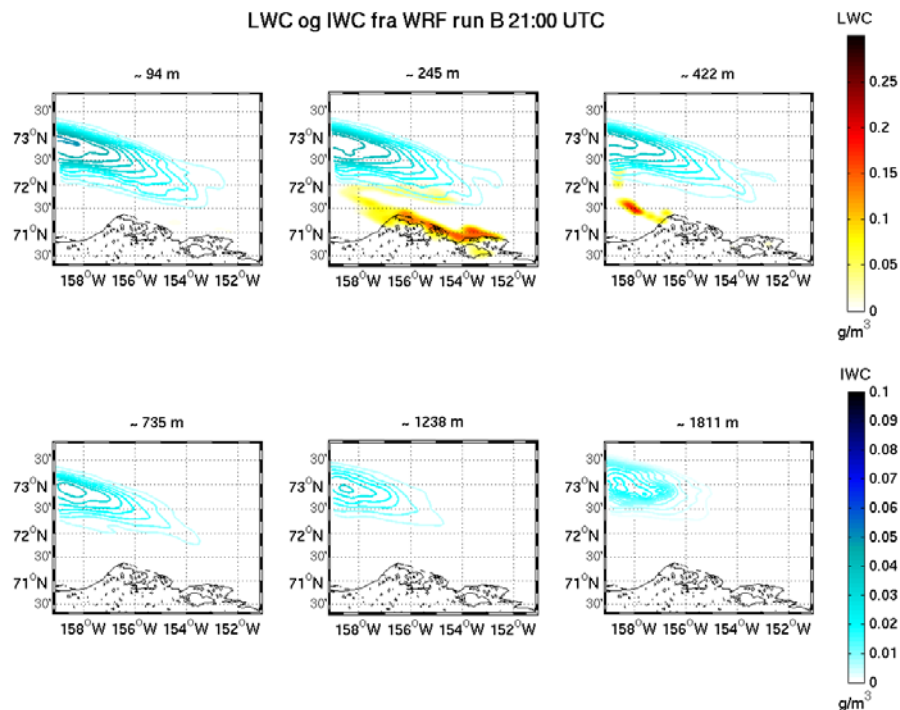
Hvis vi ser på LWP og IWP fra kontrollsimuleringen vår, dvs. Run A, samt Run B, E og G (Figur 4.10), er det åpenbart at det å endre isnukleasjonen har en stor innvirkning på hvor og hvor mye is og vann vi betrakter i simuleringene. Run E ligner mest på Run A, men det er generelt mer vann i Run E. I Run B har isen spredt seg mye mer horisontalt og det er ikke mye vann igjen. Isen i Run G har så å si forsvunnet og vi står igjen med en flytende vannfase sky.



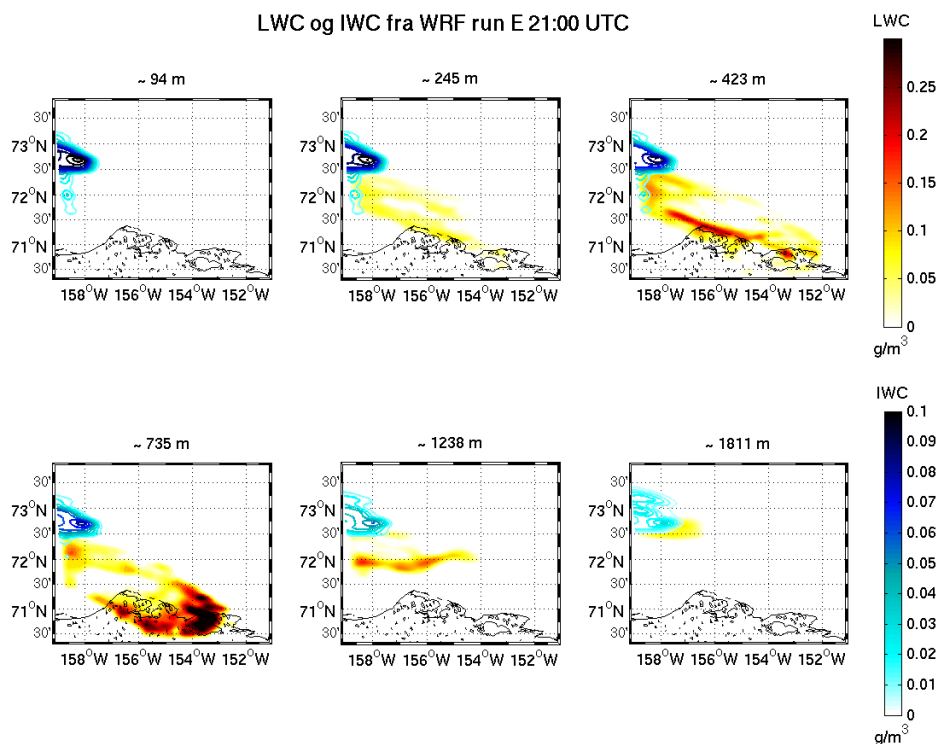
Figur 4.10 LWP og IWP for WRF Run A, B, E og G, 21:00 UTC.

Det lille som er igjen av LWC i Run B befinner seg lavt i skya (mellom 200 – 500 meter) og er konsentrert langs kysten (Figur 4.11). Utbredelsen av IWC blir mindre jo lenger vi kommer opp i skya og dette ligner på det vi så for IWC i Run A (Figur 4.2). LWC i Run E (Figur 4.12) er sammenfallende med LWC i Run A, men utbredelsen av IWC har blitt mindre og verdiene for IWC har blitt høyere. Noe som ikke kommer fram i Figur 4.11 og Figur 4.12 er at Run B har nesten fått halvert sin IWC sammenlignet med Run A (Figur 4.13), til tross for at IWC i Run B dekker et mye større geografisk område. IWC i Run E er ganske lik som i Run A bortsett fra at helt nederst i skya har Run E høyere verdier for IWC enn det Run A har. Selv om Run F i teorien skal ha 5 ganger som mindre IWC enn Run A, så ser vi i Figur 4.13 at den har litt mer IWC enn det, mens IWC har blitt redusert betraktelig.

1. desember 2013

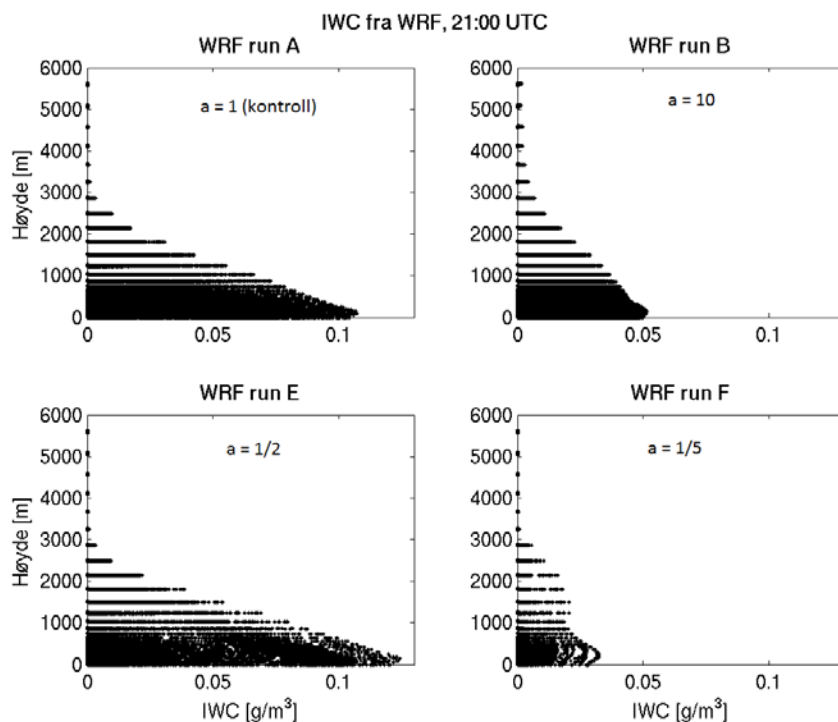


Figur 4.11 LWC og IWC for WRF Run B ($a = 10$), 21:00 UTC, ved forskjellige høyder.



Figur 4.12 LWC og IWC for WRF Run E ($a = 1/2$), 21:00 UTC, ved forskjellige høyder.

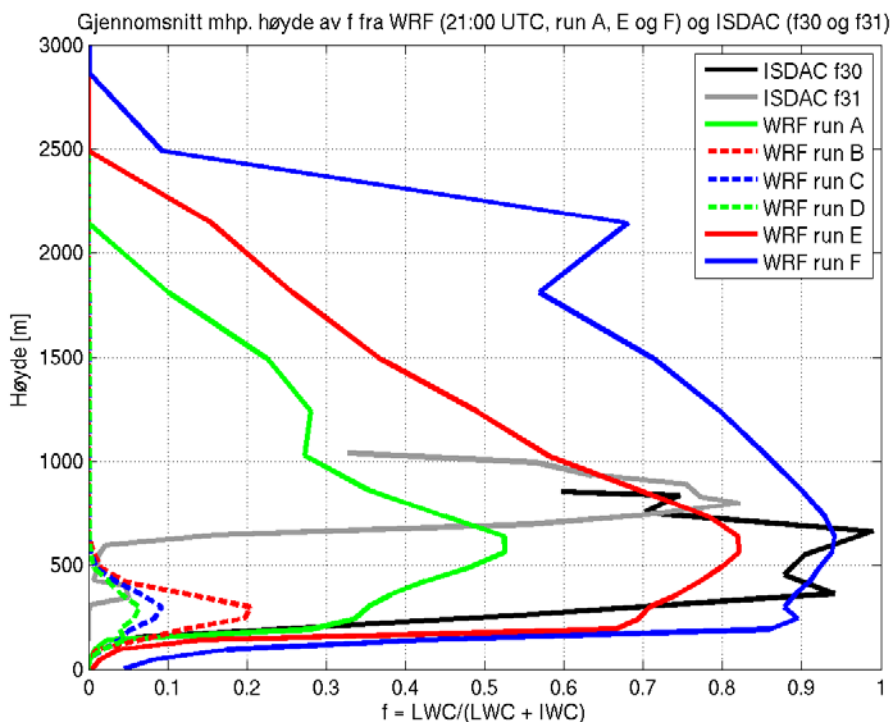
1. desember 2013



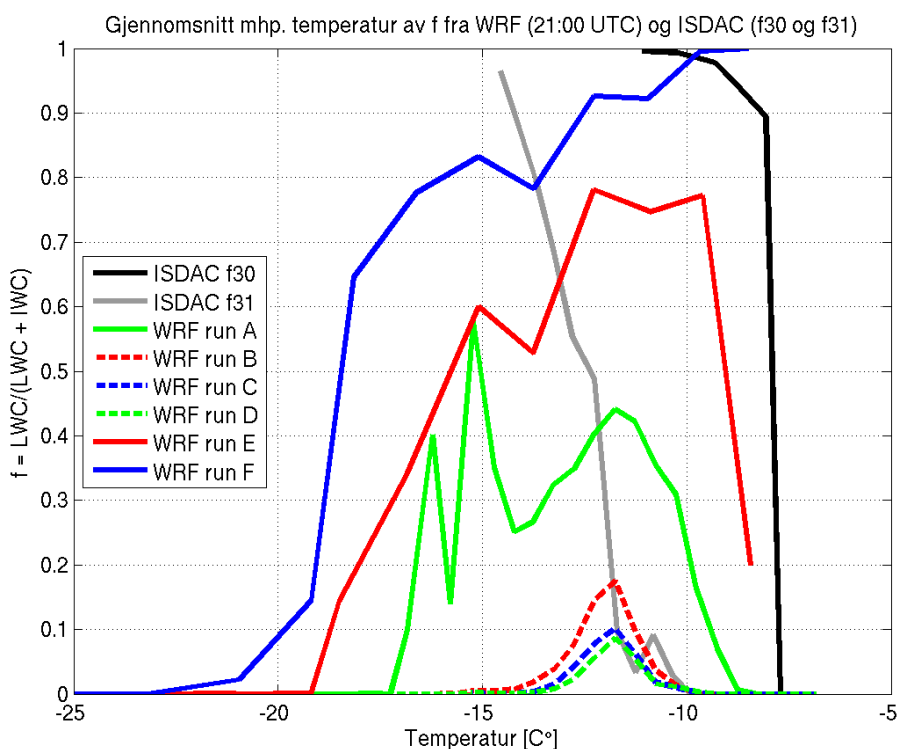
Figur 4.13 IWC for WRF Run A, B, E og F, 21:00 UTC

Beregnet f mhp. høyde og temperatur er vist i henholdsvis Figur 4.14 og Figur 4.15. Den svarte linja er fra ISDAC f30 og den grå linja er fra ISDAC f31. De stiplede linjene er fra de simuleringene hvor isnukleasjonen har økt (Run B, C og D), og siden de har så lite vann igjen reflekteres dette med f veldig nær 0. De heltrukne linjene som er grønne, røde og blå er fra henholdsvis kontrollsimuleringen (Run A) og simuleringene med $a = 1/2$ (Run E) og $a = 1/5$ (Run F). Run A har for liten f i forhold til hva ISDAC f30 har, men det ser ut som at Run E er samlet nærmere f30 enn Run A selv om Run F klarer å fange opp de høye verdiene av f . På grunn av de høye temperaturene i ISDAC f30 gjør det vanskelig å si hvordan simuleringene gjør det i forhold til f30 når vi ser på f mhp. temperatur i Figur 4.15 Siden temperaturen minker med høyden så ser vi den samme formen på linjene som i Figur 4.14.

1. desember 2013

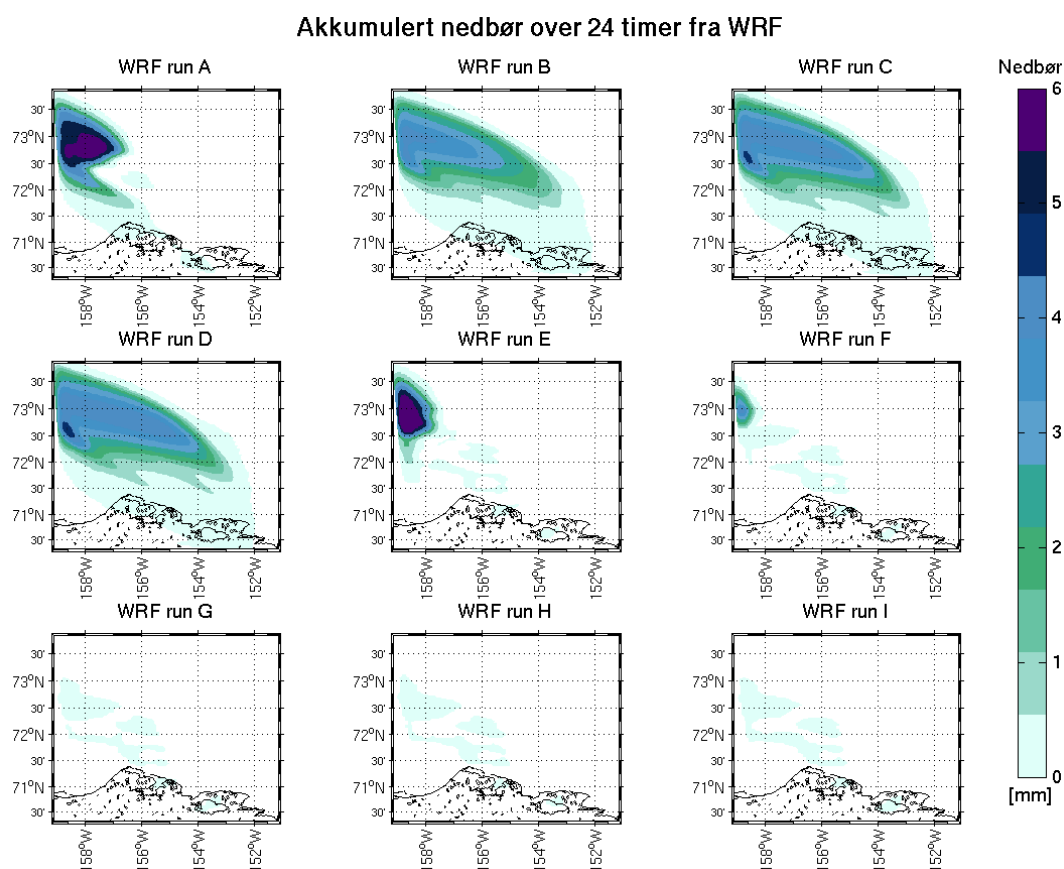


Figur 4.14 Gjennomsnitt mhp. høyde av f for WRF Run A, B, C, D, E og F og ISDAC f30 og f31.



Figur 4.15 Gjennomsnitt mhp. temperatur av f for WRF Run A, B, C, D, E og F og ISDAC f30 og f31

Vi har så langt sett tegn på at skyene kan ha generert nedbør. I Figur 4.16 ser vi på nedbør som er akkumulert gjennom hele simuleringsperioden, fra 00:00 til 23:00 UTC, og selv ikke over en så stor tidsperiode, så genererte verken Run F ($a = 1/5$), G ($a = 1/10$), H ($a = 1/50$) eller I ($a = 1/100$) nedbør av betydning. Run B ($a = 10$), C ($a = 50$) og D ($a = 100$) derimot klarte å generere nedbør i form av snø, men ikke så mye som Run A (kontrollsimulering) og E ($a = 1/2$). I Run A og E har vi en god blanding med is og vann og det viser seg altså at denne kombinasjonen genererer mest nedbøren.



Figur 4.16 Akkumulert nedbør over 24 timer (00:00 UTC til 23:00 UTC 26. april 2008) fra WRF.

I det etterfølgende skal vi se på en slik oppsummering som vi ga i forrige kapittel, men nå for alle simuleringene, inkludert ISDAC f30 (Figur 4.17). IWC har vi sett på fra før (Figur 4.13) og figuren øverst til venstre i Figur 4.17 viser at IWC for Run C og Run D er lik som Run B. Vi ser også at LWC (figuren nederst til venstre i Figur 4.17) minker med økende isnukleasjon, dvs. Run A ($a = 1$) til Run D ($a = 100$), mens LWC er nesten lik for mindre isnukleasjon (Run E ($a = 1/2$) til Run I ($a = 1/100$)). Figuren øverst til høyre i Figur 4.17 viser at N_i øker for økende isnukleasjon og minker for avtagende isnukleasjon. Generelt sett ser det ut for at N_i øker med økende isnukleasjon. Det er ikke store variasjoner mellom simuleringene når det gjelder N_i , men vi ser en tendens til at det er litt mindre N_i i de simuleringene som har mer isnukleasjon (Run B, C og D), dvs. Q1 blir mindre mens de andre statistiske variablene er holder seg like. I Figur 4.18 gjør vi den samme statistiske analysen som i Figur 4.17, men her er det litt vanskeligere å trekke enkle konklusjoner. Det vi kan se er at jo mer isnukleasjon jo større blir skydråpene og jo mindre blir regndråpene og snøkrystallene. Dette betyr at vi vil få mindre nedbør jo mer isnukleasjon vi har, og dette ser vi igjen i nedbørsfeltene i Figur 4.16

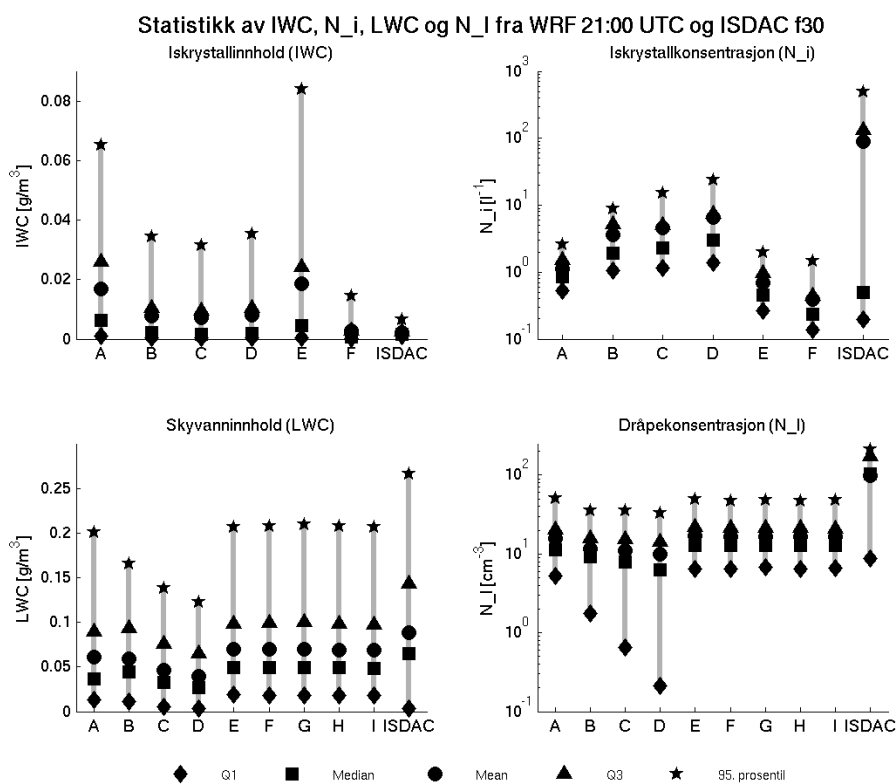
En kort oppsummering av endringer (i forhold til kontrollsimuleringen, Run A) er som følger:

- Mer isnukleasjon ($a = 10, 50, 100$) gjorde at vi fikk:
 - mindre mengde med is (IWC)
 - mindre mengde med skyvann (LWC)
 - høyere konsentrasjoner av iskrystaller (N_i)
 - litt lavere konsentrasjoner av skydråper (N_r)
 - større skydråper (D_{mm_c})
 - mindre regndråper (D_{mm_r})
 - litt mindre iskrystaller (D_{mm_i})
 - mindre snøkrystaller (D_{mm_s})
 - litt større graupel (D_{mm_g})
 - mindre intens nedbør bestående mesteparten av snø
 - alt for lav f gjennomsnittlig

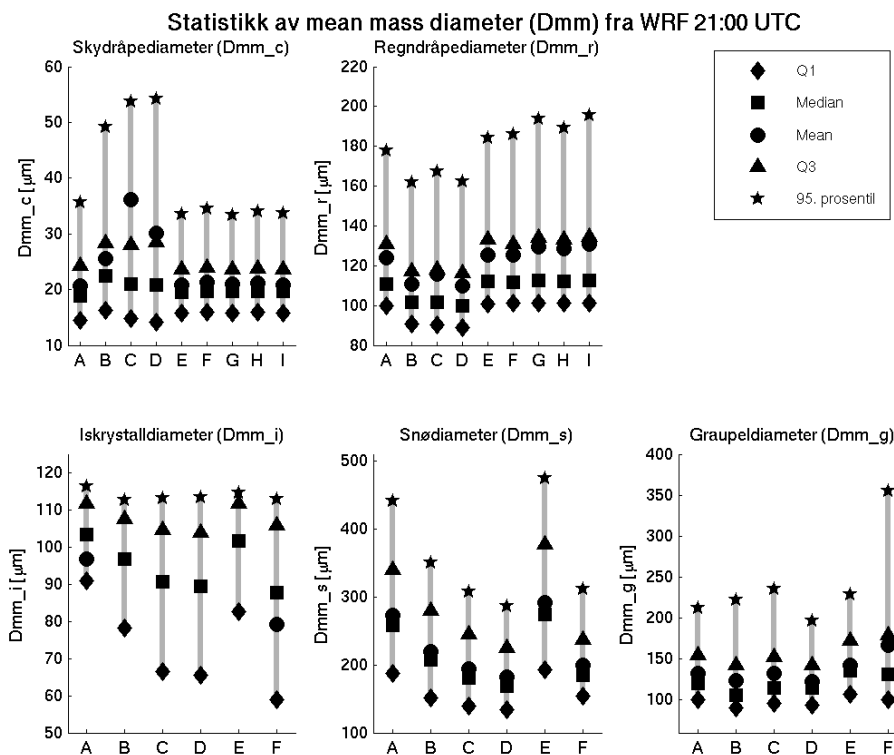
- Mindre isnukleasjon ($a = \frac{1}{2}, \frac{1}{5}, \frac{1}{10}, \frac{1}{50}, \frac{1}{100}$) gjorde at vi fikk:
 - liten til ingen is med skaleringsfaktor mindre enn $a = 1/5$
 - lavere konsentrasjoner av iskrystaller (N_i)
 - lik mengde med skyvann (LWC)
 - like konsentrasjoner av skydråper (N_r)

- ingen nedbør av betydning med skaleringsfaktor mindre enn $a = 1/5$
- større f gjennomsnittlig

I Run E ($a = 1/2$) fikk vi noen høyere verdier av IWC og D_{mm_s} enn i kontrollsimuleringen (Run A). Nedbøren for denne simuleringen var over et litt mindre område, men like intenst som i kontrollsimuleringen. I Run F ($a = 1/5$) fikk vi mye mindre IWC, litt mindre D_{mm_s} og mye større D_{mm_g} enn kontrollsimuleringen. Nedbøren var nesten ikke til stede i denne simuleringen.



Figur 4.17 Lignende figur som Figur 4.8, men nå også for flere WRF Runs. Verdier av IWC og N_i for Run G, H og I er ≈ 0 og derfor ikke vist her.



Figur 4.18 Lik figur som Figur 4.17, men nå for mass mean diameter (D_{mm}).

5 Konklusjoner og oppsummering

I denne oppgaven har vi undersøkt hvor godt The Weather Research and Forecasting model (WRF) med et avansert skymikrofysikk skjema (Milbrandt & Yau to-moment) har klart å simulere en blandet-fase sky i Arktis, og hvor følsom WRF er for endringer i isnukleasjon.

Vi har undersøkt skymikrofysikken til to blandet-fase skyer fra Indirect and Semi-Direct Aerosol Campaign (ISDAC) utenfor nordkysten av Alaska den 26. og 27. april 2008, kalt f30 og f31. Disse to skyene har de typiske trekkene som denne type skyer har i Arktisk, som beskrevet av Morrison et al. (2012). Skyene har et lag øverst med en kombinasjon av underkjølt skyvann og iskrystaller, «blandingslaget», med små områder hvor det bare var underkjølt skyvann. Andelen underkjølt skyvann i forhold til andelen iskrystaller i dette laget var stor. «Liquid fraction» $f = LWC / (LWC + IWC)$ i dette laget lå for det meste mellom 0,5 og 1, dvs. LWC dominerte over IWC her. Når f ikke lå mellom 0,5 eller 1 så var den som oftest lik 0, som indikerer et lag med bare is og snø, «islaget». Dette laget lå alltid under blandingslaget, men dybden på islaget varierte fra den ene skya til den andre. I skya fra flyvningen som ble gjort den 26. april, f30, var islaget veldig lite i forhold til blandingslaget

over. Skya fra den neste flyvningen som ble påbegynt den 26. og avsluttet den 27. april, f31, hadde et mye større islag i forhold til blandingslaget enn det man hadde i f30. Temperaturen i f31 var 3-4 grader kaldere enn i f30, men på tross av dette så vi at f økte med minkende temperatur (dvs. med økende høyde) i begge skyene. Forskjellen mellom blandingslaget og islaget kan også gjenkjennes ved at f går fra 0 til rundt 1 når temperaturen blir lavere enn rundt -12°C for f31 og rundt -8°C for f30. Hovedårsaken til at vi kan ha så mye underkjølt skyvann ved så lave temperaturer, er de relativt lave konsentrasjonene av iskjerner (IN) i Arktis. Målingene av IN konsentrasjoner fra flyvningene fra ISDAC kan være en indikasjon på at vi kan forvente at konsentrasjonene i Arktis varierer mye, alt fra 10^{-2} l^{-1} til 10^1 l^{-1} , men generelt vil konsentrasjonene være lavere enn 1 l^{-1} . Det vil si at vi kan forvente å observere mer underkjølt skyvann i Arktis enn ved lavere breddegrader som har høyere konsentrasjoner av IN.

WRF har ikke klart å simulere skya fra f30 helt korrekt. I det området hvor skya fra f30 var, viste WRF-simuleringene verken vann eller is. Området som WRF simulerte is i, var altfor langt borte fra f30 til at vi kunne validere isforholdene i dette tilfellet, men området med vann derimot, var mye nærmere og vannforholdene kunne derfor valideres. WRF har delvis klart å simulere riktig mengde underkjølt skyvann og i riktig høyde sammenlignet med f30, men hvis vi ser på blant annet størrelsen og konsentrasjonene av vanndråper så ser vi at ikke alt er som forventet. Selv om WRF overestimerte størrelsen og underestimerte den totale konsentrasjonen for vanndråpene, gjorde dette til sammen at LWC ble beregnet riktig. I WRF ser vi ikke noe tydelig skille av f verken for høyde eller temperatur som vi gjorde i ISDAC. Det er mer en gradvis økning av f med økende høyde opp til rundt 500 meter for så å avta over dette. Selv om det er punkter hvor $f \approx 1$, så er de for få til å ha en effekt på gjennomsnittet. Selv ved maksimum f ved 500 meter er f bare gjennomsnittlig 0,5. Samlet sett så har ikke WRF klart å framstille de typiske profilene av f som vi så fra ISDAC. Det ser ut til at det er for lite LWC i de områdene hvor det også er IWC. Dette kan enden tyde på at isnukleasjonen og/eller prosessene for iskrystallvekst og nedbør er for effektive, eller at produksjonen av underkjølt skyvann er for svak.

WRF viste seg også å være meget følsom for endringer i isnukleasjon. Samlet sett så vil vi få mindre underkjølt skyvann og mer is hvis vi øker isnukleasjonen. Minker vi isnukleasjonen vil vi få mindre is og mer skyvann. Dette var forventede responser fra WRF. Det vi ikke forventet var hvor små endringer som skulle til før vi mistet nesten all is og mesteparten av

det underkjølte skyvannet. Allerede med en skaleringsfaktor (a) på 10 (dvs. 10 ganger så mye isnukleasjon) hadde store deler av det underkjølte skyvannet forsvunnet, og vi sto igjen med et stort område med is, snø og graupel som strakk seg fra det nederste laget i modellen helt opp til ca. 3 til 4 km. Siden en kombinasjon av både skyvann og iskrystaller er med på å gjøre nedbørsprosessene mer effektive, resulterte dette i en reduksjon av nedbør for alle simuleringene hvor isnukleasjonen ble økt. For simuleringene hvor isnukleasjonen ble redusert og som hadde en skaleringsfaktor som var lavere enn $1/10$ (dvs. for $a = \frac{1}{10}, \frac{1}{50}, \frac{1}{100}$), ble det nesten ikke generert nedbør i løpet av 24 timer. Dette skyldes at det ikke var is av betydning igjen i disse simuleringene. Den simuleringen som fortsatt hadde rimelig mengde nedbør igjen sammenlignet med kontrollsimuleringen var naturlig nok den simuleringen hvor isnukleasjonen bare ble halvert (dvs. $a = 1/2$). Samlet sett så var denne simuleringen ganske lik kontrollsimuleringen, bortsett fra at den hadde litt mer iskrystallinnhold (IWC) og litt flere iskrystaller (N_i). Den skilte seg også ut ved at den klarte å representere profilen av f for ISDAC f30 litt bedre enn kontrollsimuleringen gjorde. Den simuleringen som klarte å gjenskape profilen av f for ISDAC f30 var den simuleringen hvor isnukleasjonen ble redusert med en femtedel (dvs. $a = 1/5$). Grunnen til denne gode representasjonen kan være at simuleringen har klart å simulere IWC riktig i forhold til IWC fra ISDAC f30 (dvs. mindre IWC enn kontrollkjøringen), og ikke nødvendigvis at simuleringen har mer underkjølt skyvann enn kontrollsimuleringen.

Vi kan konkludere med at resultatene fra WRF viser at blandet-fase skyer i Arktis er vanskelige å simulere helt riktig, og mye henger sammen med kompleksiteten til disse skyene og forholdet mellom is og vann.

Videre arbeid

Nedenfor er det indikert noen ideer om mulige forbedringer eller områder som trenger å undersøkes nærmere innenfor fagfeltet som denne oppgaven omfatter:

- **IN konsentrasjoner i WRF CHEM.** Det å se på isnukleasjonen som en proxy for IN konsentrasjonen er ikke godt nok for å forstå den effekten som IN konsentrasjoner har på skyer i Arktis. For dette formålet må det numeriske mellom isnukleasjon og aerosoler være løst og WRF CHEM må brukes for å få inn alle de kjemiske prosessene.
- **Flere simuleringer med $1/10 < a < 10$.** I denne oppgaven har vi brukt ekstreme skaleringsfaktorer som har gjort det litt vanskelig å se ved hvilke skaleringsfaktorer WRF klarer å beholde nok is og vann slik at vi ikke ender bare opp med enten en sky med bare is eller en sky med bare vann. Dermed blir det viktig å finne for hvilken skaleringsfaktor som vi har vippepunktet for disse skyene, og hvor liten skaleringsfaktor som man kan ha før all is blir borte.
- **Hvor mye har råk i isen og åpne havområder å si på resultatene?** For simeringene som er utført i denne oppgaven, så har havet vært helt islagt gjennom hele simuleringsperioden. Imidlertid så var dette ikke tilfelle i satellittbildene (f.eks. Figur 4.9). WRF har muligheten for å håndtere delvis isdekke (*fractional sea ice*) som kan være en mulighet å benytte seg av.

Referanser

- ACKERMAN, T. P. & STOKES, G. M. 2003. The Atmospheric Radiation Measurement program. *Physics Today*, 56, 38-44.
- AHRENS, C. D. 2012. *Essentials of meteorology: an invitation to the atmosphere*, [S.l.]. Brooks/Cole Cengage Learning.
- AL-NAIMI, R. & SAUNDERS, C. P. R. 1985. MEASUREMENTS OF NATURAL DEPOSITION AND CONDENSATION-FREEZING ICE NUCLEI WITH A CONTINUOUS-FLOW CHAMBER. *Atmospheric Environment*, 19, 1871-1882.
- ALTERSKJÆR, K., KRISTJÁNSSON, J. & HOOSE, C. 2010. Do anthropogenic aerosols enhance or suppress the surface cloud forcing in the Arctic? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 115.
- ARAKAWA, A. & LAMB, V. R. 1977. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods in computational physics*, 17, 173-265.
- BERGERON, T. 1935. On the physics of clouds and precipitation. Procès Verbaux de l'Association de Météorologie. *International Union of Geodesy and Geophysics*, 156-178.
- BERNSTEIN, B. C., OMERON, T. A., MCDONOUGH, F. & POLITOVICH, M. K. 1997. The relationship between aircraft icing and synoptic-scale weather conditions. *Weather and Forecasting*, 12, 742-762.
- BROMWICH, D. H., HINES, K. M. & BAI, L. S. 2009. Development and testing of Polar Weather Research and Forecasting model: 2. Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 114.
- CHOU, M.-D. & SUAREZ, M. J. 1994. An efficient thermal infrared radiation parameterization for use in general circulation models. *NASA Tech. Memo*, 104606, 85.
- COHARD, J. M. & PINTY, J. P. 2000. A comprehensive two-moment warm microphysical bulk scheme. I: Description and tests. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126, 1815-1842.
- COTTON, W. R., TRIPOLI, G. J., RAUBER, R. M. & MULVIHILL, E. A. 1986. NUMERICAL-SIMULATION OF THE EFFECTS OF VARYING ICE CRYSTAL NUCLEATION RATES AND AGGREGATION PROCESSES ON OROGRAPHIC SNOWFALL. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25, 1658-1680.
- CURRY, J. A., SCHRAMM, J. L. & EBERT, E. E. 1993. Impact of clouds on the surface radiation balance of the arctic-ocean. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 51, 197-217.
- CURRY, J. A., ROSSOW, W. B., RANDALL, D. & SCHRAMM, J. L. 1996. Overview of Arctic cloud and radiation characteristics. *Journal of Climate*, 9, 1731-1764.
- CURRY, J. A., HOBBS, P. V., KING, M. D., RANDALL, D. A. & MINNIS, P. 2000. FIRE arctic clouds experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81, 5-29.
- CURRY, J. A., MASLANIK, J., HOLLAND, G. & PINTO, J. 2004. Applications of aerosondes in the Arctic. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85, 1855-1861.
- EARLE, M. E., LIU, P. S. K., STRAPP, J. W., ZELENYUK, A., IMRE, D., MCFARQUHAR, G. M., SHANTZ, N. C. & LEAITCH, W. R. 2011. Factors influencing the microphysics and radiative properties of liquid-dominated Arctic clouds: Insight from observations of aerosol and clouds during ISDAC. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 116.
- FINDEISEN, W. 1938. Die kolloidmeteorologischen Vorgänge bei der Niederschlagsbildung. *Meteor. Z*, 55, 121-133.
- INOUE, J., LIU, J. P., PINTO, J. O. & CURRY, J. A. 2006. Intercomparison of Arctic Regional Climate Models: Modeling clouds and radiation for SHEBA in May 1998. *Journal of Climate*, 19, 4167-4178.
- JANJIC, Z. I. 1994. THE STEP-MOUNTAIN ETA COORDINATE MODEL - FURTHER DEVELOPMENTS OF THE CONVECTION, VISCOUS SUBLAYER, AND TURBULENCE CLOSURE SCHEMES. *Monthly Weather Review*, 122, 927-945.
- JEFFRIES, M. O., OVERLAND, J. E. & PEROVICH, D. K. 2013. The Arctic shifts to a new normal. *Physics Today*, 66, 35-40.
- KASAHARA, A. 1974. Various vertical coordinate systems used for numerical weather prediction. *Monthly Weather Review*, 102, 509-522.
- KOROLEV, A. 2007. Limitations of the Wegener-Bergeron-Findeisen mechanism in the evolution of mixed-phase clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64, 3372-3375.

- LAWSON, R. P., BAKER, B. A., SCHMITT, C. G. & JENSEN, T. L. 2001. An overview of microphysical properties of Arctic clouds observed in May and July 1998 during FIRE ACE. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 106, 14989-15014.
- MARTIN, G. M., MARTIN, D. W., JOHNSON, A. & SPICE 1994. The Measurement and Parameterization of Effective Radius of Droplets in Warm Stratocumulus Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51, 1823-1842.
- MCFARQUHAR, G. M. & COBER, S. G. 2004. Single-scattering properties of mixed-phase Arctic clouds at solar wavelengths: Impacts on radiative transfer. *Journal of Climate*, 17, 3799-3813.
- MCFARQUHAR, G. M., ZHANG, G., POELLOT, M. R., KOK, G. L., MCCOY, R., TOOMAN, T., FRIDLIND, A. & HEYMSFIELD, A. J. 2007. Ice properties of single-layer stratocumulus during the Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment: 1. Observations. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 112.
- MCFARQUHAR, G. M., GHAN, S., VERLINDE, J., KOROLEV, A., STRAPP, J. W., SCHMID, B., TOMLINSON, J. M., WOLDE, M., BROOKS, S. D., CZICZO, D., DUBEY, M. K., FAN, J. W., FLYNN, C., GULTEPE, I., HUBBE, J., GILLES, M. K., LASKIN, A., LAWSON, P., LEITCH, W. R., LIU, P., LIU, X. H., LUBIN, D., MAZZOLENI, C., MACDONALD, A. M., MOFFET, R. C., MORRISON, H., OVCHINNIKOV, M., SHUPE, M. D., TURNER, D. D., XIE, S. C., ZELENYUK, A., BAE, K., FREER, M. & GLEN, A. 2011. INDIRECT AND SEMI-DIRECT AEROSOL CAMPAIGN The Impact of Arctic Aerosols on Clouds. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92, 183-+.
- MEYERS, M. P., DEMOTT, P. J. & COTTON, W. R. 1992. NEW PRIMARY ICE-NUCLEATION PARAMETERIZATIONS IN AN EXPLICIT CLOUD MODEL. *Journal of Applied Meteorology*, 31, 708-721.
- MILBRANDT, J. A. & YAU, M. K. 2005a. A multimoment bulk microphysics parameterization. Part I: Analysis of the role of the spectral shape parameter. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62, 3051-3064.
- MILBRANDT, J. A. & YAU, M. K. 2005b. A multimoment bulk microphysics parameterization. Part II: A proposed three-moment closure and scheme description. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62, 3065-3081.
- MLAWER, E. J., TAUBMAN, S. J., BROWN, P. D., IACONO, M. J. & CLOUGH, S. A. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 102, 16663-16682.
- MORRISON, H., SHUPE, M. D., PINTO, J. O. & CURRY, J. A. 2005. Possible roles of ice nucleation mode and ice nuclei depletion in the extended lifetime of Arctic mixed-phase clouds. *Geophysical Research Letters*, 32.
- MORRISON, H., DE BOER, G., FEINGOLD, G., HARRINGTON, J., SHUPE, M. D. & SULIA, K. 2012. Resilience of persistent Arctic mixed-phase clouds. *Nature Geoscience*, 5, 11-17.
- NYGAARD, B. E. K., KRISTJANSSON, J. E. & MAKKONEN, L. 2011. Prediction of In-Cloud Icing Conditions at Ground Level Using the WRF Model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50, 2445-2459.
- QIN, D., MANNING, M., CHEN, Z., MARQUIS, M., AVERYT, K., TIGNOR, M. & MILLER, H. 2007. Climate change 2007: the physical science basis. *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, New York, NY, USA, 996.
- ROGERS, R. R. & YAU, M. K. 1989. *A short course in cloud physics*, Oxford, Pergamon Press.
- SANDVIK, A., BIRYULINA, M., KVAMSTO, N. G., STAMNES, J. J. & STAMNES, K. 2007. Observed and simulated microphysical composition of arctic clouds: Data properties and model validation. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 112.
- SASSEN, K., LIOU, K. N., KINNE, S. & GRIFFIN, M. 1985. Highly supercooled cirrus cloud water - confirmation and climatic implications. *Science*, 227, 411-413.
- SHUPE, M. D., MATROSOV, S. Y. & UTTAL, T. 2006. Arctic mixed-phase cloud properties derived from surface-based sensors at SHEBA. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63, 697-711.
- SKAMAROCK, W., KLEMP, J., DUDHIA, J., GILL, D., BARKER, D., WANG, W. & POWERS, J. 2008. A description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Tech Notes-475+ STR. *National Center for Atmospheric Research (NCAR)*.
- STOCKER, T. F., QIN, D., PLATTNER, G.-K., TIGNOR, M., ALLEN, S. K., BOSCHUNG, J., NAUELS, A., XIA, Y., BEX, V. & MIDGLEY, P. M. 2013. IPCC, 2013: Summary for Policymakers. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

1. desember 2013

- STOKES, G. M. & SCHWARTZ, S. E. 1994. The Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Program: Programmatic Background and Design of the Cloud and Radiation Test Bed. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 75, 1201-1221.
- TEWARI, M., CHEN, F., WANG, W., DUDHIA, J., LEMONE, M., MITCHELL, K., EK, M., GAYNO, G., WEGIEL, J. & CUENCA, R. Implementation and verification of the unified NOAA land surface model in the WRF model. 20th conference on weather analysis and forecasting/16th conference on numerical weather prediction, 2004. 11-15.
- UTTAL, T., CURRY, J. A., MCPHEE, M. G., PEROVICH, D. K., MORITZ, R. E., MASLANIK, J. A., GUEST, P. S., STERN, H. L., MOORE, J. A., TURENNE, R., HEIBERG, A., SERREZE, M. C., WYLIE, D. P., PERSSON, O. G., PAULSON, C. A., HALLE, C., MORISON, J. H., WHEELER, P. A., MAKSHITAS, A., WELCH, H., SHUPE, M. D., INTRIERI, J. M., STAMNES, K., LINDSEY, R. W., PINKEL, R., PEGAU, W. S., STANTON, T. P. & GRENFELD, T. C. 2002. Surface heat budget of the Arctic Ocean. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83, 255-+.
- VALI, G. 1985. NUCLEATION TERMINOLOGY. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 66, 1426-1427.
- VERLINDE, J., HARRINGTON, J. Y., MCFARQUHAR, G. M., YANNUZZI, V. T., AVRAMOV, A., GREENBERG, S., JOHNSON, N., ZHANG, G., POELLOT, M. R., MATHER, J. H., TURNER, D. D., ELORANTA, E. W., ZAK, B. D., PRENNI, A. J., DANIEL, J. S., KOK, G. L., TOBIN, D. C., HOLZ, R., SASSEN, K., SPANGENBERG, D., MINNIS, P., TOOMAN, T. P., IVEY, M. D., RICHARDSON, S. J., BAHRMANN, C. P., SHUPE, M., DEMOTT, P. J., HEYMSFIELD, A. J. & SCHOFIELD, R. 2007. The mixed-phase Arctic cloud experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88, 205-+.
- WALKO, R. L., COTTON, W. R., MEYERS, M. & HARRINGTON, J. 1995. New RAMS cloud microphysics parameterization Part I: the single-moment scheme. *Atmospheric Research*, 38, 29-62.
- WALLACE, J. M. & HOBBS, P. V. 2006. *Atmospheric science: an introductory survey*, Amsterdam, Elsevier.
- WALSH, J. E. & CHAPMAN, W. L. 1998. Arctic cloud-radiation-temperature associations in observational data and atmospheric reanalyses. *Journal of Climate*, 11, 3030-3045.
- WEGENER, A. 1911. *Thermodynamik der Atmosphaere*, Leipzig.
- WESSEL, P. & SMITH, W. H. F. 1996. A global, self-consistent, hierarchical, high-resolution shoreline database. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 101, 8741-8743.
- YOUNG, K. C. 1974. The role of contact nucleation in ice phase initiation in clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31, 768-776.

Forkortelser

<i>Forkortelse</i>	<i>Beskrivelse</i>
ACE	Arctic Clouds Experiment
ARM	Atmospheric Radiation Measurement
ARW	The Advanced Research WRF
CCN	Kondensasjonskjerne (<i>Cloud Condensation Nuclei</i>)
CFDC	Continous-flow ice thermal diffusion chamber
DOE	U.S. Department of Energy
FIRE	First ISCCP Regional Experiment
GCM	Globale klimamodeller (<i>Global Climate Models</i>)
GSHHS	<i>Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Geography Database</i>
IN	Iskjerne (<i>Ice Nuclei</i>)
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
ISDAC	Indirect and Semi-Direct Aerosol Campaign
IWC	Iskrystallinnhold (<i>Ice Water Content</i>)
IWP	Iskrystallbane (<i>Ice Water Path</i>)
LWC	(Flytende) skyvanninnhold (<i>Liquid Water Content</i>)
LWP	Skyvannbane (<i>Liquid Water Path</i>)
M&Y	Milbrandt & Yau to-moment fysikkskjema
MODIS	Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer
M-PACE	Mixed-Phase Arctic Cloud Experiment
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NRC	National Research Council
NSA	North Slope of Alaska
NWP	Numerisk værvarsling (<i>numerical weather prediction</i>)
RH	Relativ fuktighet (<i>Relative humidity</i>)
SHEBA	Surface Heat Budget of the Arctic Ocean

Hvor godt kan vi simulere underkjølt skyvann i arktiske skyer?

1. desember 2013

<i>Forkortelse</i>	<i>Beskrivelse</i>
SS	Overmetning (<i>Super saturation</i>)
SW	Underkjølt skyvann (<i>Supercooled (Cloud) Water</i>)
TWC	Totalt vanninnhold (<i>Total water content</i>)
UND	University of North Dakota
WBF	Wegener-Bergeron-Findeisen mekanismen
WRF	The Weather Research and Forecasting model