



Norges miljø- og
biovitenskapelige
universitet

Masteroppgave 2018 30 stp

RealTek
Mareile Wolff

Analyse av nedbørstidsserie i forhold til atmosfærisk sirkulasjon over Ny-Ålesund (Svalbard) i perioden 1974 — 2017

Time series analysis of precipitation in relation to
atmospheric circulation above Ny-Ålesund
(Svalbard) during the period 1974 — 2017

**Aleksander Sivert Valdemar Dimitri Ghinea
Andersen**

Miljøfysikk og fornybar energi
RealTek

Til minne om Arja Moilanen

Abstract

In the Arctic, the temperature increase has been more than double of the global increase. The archipelago of Svalbard is among the regions in the Arctic where the observed climate change is at its biggest. Future climate simulations predict a continued warming and increase of precipitation in the Arctic.

In this master thesis a precipitation time series from Ny-Ålesund (Svalbard) was analysed. It was studied how the precipitation data related to classified weather types above Spitsbergen (Svalbard). Data was included from the periods 1974 – 2000 and 2001 – 2017.

Overall, a net increase in precipitation amounts was found in Ny-Ålesund. Most of the increase in precipitation amounts has happened during autumn and winter, primarily during the months of January (33%), September (18%) and October (12%).

Eight weather types explain most of the changes in the precipitation totals. These weather types occur 32% of the days each year, and they explain 77% of the change in the precipitation totals. Changes in air mass characteristics have driven most of this increase. This applies to most of the months with the exception of November and December. On the contrary, changes in frequency of different weather types explain little of the observed increases in precipitation. The only exception is the month of december.

Further, it was found that extreme precipitation events explain 82% of the change in precipitation amounts. Orographic effects caused by nearby mountains seem to play a vital role. The mountains have especially an effect on the air masses from southwestern and southern directions.

A reasonable cause for the increase in the precipitation amounts seem to be an increase of the ambient temperature which have augmented the amount of water vapour in the air from local and remote locations in the ocean, and thus serving as sources for precipitable water in the atmosphere.

Sammendrag

Oppvarmingen i Arktis har vært over det dobbelte av den globale. Øygruppen Svalbard er blant de områdene i Arktis hvor den observerte klimaendringene er størst. Ifølge klimaframskrivninger beregnes det fortsatt økning i temperatur og nedbør i Arktis.

Denne masteroppgaven har analysert en nedbørstidsserie fra Ny-Ålesund (Svalbard). Nedbørstidsserien er analysert sammen med klassifiserte værtyper over Spitsbergen. Analysen har tatt for seg periodene 1974 – 2000 og 2001 – 2017. Målet med oppgaven har vært å finne ut om og eventuelt hvordan nedbørsendringer i Ny-Ålesund kan knyttes til forandringer i hyppighet av værtyper og egenskaper til luftmasser over Spitsbergen (Svalbard).

Det ble funnet at en vesentlig del av økningen i nedbør i Ny-Ålesund har skjedd om høsten og vinteren, først og fremst i månedene januar (33%), september (18%) og oktober (12%).

Åtte værtyper står bak det meste av nedbørsendringen. Disse værtypene forekommer 32% av dagene i året, og har medført 77% av den årlige nedbørsendringen. Endringer i luftmassenes egenskaper, har bidratt til mesteparten av økningen. Dette gjelder for de fleste måneder unntatt november og desember. Til sammenligning kan nedbørsøkningen som følge av forandringer i hyppigheten til de forskjellige værtypene, mesteparten av nedbørsendringene kun i desember. Videre ble det funnet ut at ekstreme daglige nedbørshendelser står bak 82% av nedbørsendringen. Orografiske effekter fra nærliggende fjell synes å spille en viktig rolle. Fjellene påvirker spesielt luftmasser som kommer fra sørvestlig og sørlig retning.

Økningen i nedbør kommer trolig som følge av økt lufttemperatur som har bidratt til høyere fuktighetsinnhold i luftmassene, sammen med større transport av vanndamp fra fordampning lokalt og i havet lengre unna, i kildeområdene for nedbøren.

Forord

En stor takk går til mine fantastiske veiledere Mareile Wolff og Ketil Isaksen, for en veldig god veiledning og oppfølging, masse konstruktive tilbakemeldinger, profesjonell korrekturlesing, strålende heiagjeng med backing i oppoverbakker og veldig bra tilgjengelighet når det virkelig trengtes, og sist men ikke minst god tålmodighet. Mange takk til min medveileder Arne Auen Grimenes som hjalp meg med en veldig lærerik gjennomlesing og alltid til stede som tilgjengelig back-up. Videre rettes en stor takk til Aslaug Mariolijn van Nes for all hjelpen med bilder og informasjon om målestasjonen i Ny-Ålesund samt meteorologi. I tillegg rettes en takk til alle de hjelpsomme folkene som jobber på Meteorologisk Institutt som har vært til hjelp, og alle andre som er blitt kontaktet og som har bidratt til å gjøre denne masteroppgaven en realitet. En spesiell stor takk må også rettes til Tadeusz Niedźwiedź for all hjelp med informasjon om værtypene over Spitsbergen. Takk til Christian og Lena for gøyale kaffepauser med snikk-snakk om alt mulig mellom himmel og jord, bortsett fra dråper og luft. Til slutt rettes en stor takk til foreldre og søsken for gode råd, støtte og korrekturlesing.

Ås, 15.mai 2018

Aleksander S.V.D.G. Andersen

Innhold

Abstract	i
Sammendrag	iii
Forord	v
1 Introduksjon	1
2 Teori	3
2.1 Luftmasse	3
2.1.1 Klassifikasjon	3
2.2 Vertikal og horisontal bevegelse av luft	4
2.2.1 Konvergens	4
2.2.2 Orografisk stigning	4
2.2.3 Vind	4
2.2.4 Geostrofisk vind	4
2.2.5 Gradient vind	5
2.3 Storskala værsystem	5
2.3.1 Syklon (c) og tråg	5
2.3.2 Antisyklon (a) og høytrykksrygg	6
2.4 Nedbørstyper	7
2.4.1 Syklonedbør	7
2.4.2 Orografisk nedbør	7
2.5 Målemetoder for nedbør	8
2.5.1 Manuell nedbørsmåler	8
2.5.2 Automatisk nedbørsmåler Geonor T-200B	8
2.6 Synoptiske værkart	10
3 Metode og data	13
3.1 Klima og vær på Svalbard og Ny-Ålesund	13
3.2 Historikk for målestasjonen på Ny-Ålesund	18
3.3 Nedbørsmålinger i Ny-Ålesund	22
3.4 Datagrunnlag	22
3.4.1 Nedbørsdata	22
3.4.2 Klassifisering av atmosfæriske sirkulasjonstyper	23
3.5 Kilder til feil	24
3.5.1 Nedbørsmålinger	24

3.5.2	Klassifisering av atmosfæriske sirkulasjonstyper	26
3.6	Dataverktøy, formelverk og definisjoner	26
3.6.1	Dataverktøy: programmer, bibliotek og funksjoner	26
3.7	Formelverk og definisjoner	27
3.7.1	Sesonger og måneder	27
3.7.2	Variasjonskoeffisient	27
3.7.3	Normalperiode	28
3.7.4	Anomali	28
3.7.5	Nedbørsanomali: mengde og frekvens	28
3.7.6	Mann-Kendall trendtest	29
4	Resultater	33
4.1	Sesongverdier: Nedbør og temperatur	33
4.1.1	Perioden 1974 – 2000	33
4.1.2	Anomali	34
4.2	Månedsverdier: observert, frekvens og mengde	37
4.2.1	Perioden 1974 – 2000 og anomalier	37
4.2.2	Frekvens og mengde	37
4.3	Daglig nedbørsintensitet per sirkulasjonstype	39
4.3.1	Perioden 1974 – 2000	39
4.3.2	Anomali	42
4.4	Månedsnedbør per sirkulasjonstype	45
4.4.1	Perioden 1974 – 2000	45
4.4.2	Anomali	47
4.5	Ekstreme daglige nedbørsintensiteter	50
4.5.1	Andel av årsnedbør fordelt på nedbørintensitet	50
4.5.2	Frekvens: Perioden 1974 – 2000	51
4.5.3	Frekvens: Anomali	53
4.6	De åtte atmosfæriske sirkulasjonstyper som gav mest endring	55
4.6.1	Månedsnedbør: anomali	55
4.6.2	Årssummer for nedbør	56
4.6.3	Frekvens hvert år	60
5	Diskusjon	63
6	Konklusjon	71
7	Videre arbeid	73
	Referanser	75
	Appendices	83
	A Dataverktøy	83
	B Kilder for synoptiske kart	85
	C Frekvens av atmosfæriske sirkulasjonstyper	87

C.1	Frekvens av atmosfæriske sirkulasjonstyper	87
C.1.1	Perioden 1974 – 2000	87
C.1.2	Anomali	89
D	Fordeling av trykk ved havnivå	91

Kapittel 1

Introduksjon

I arktiske områder er det observert store endringer i klima, samtidig er det estimert at forandringene vil fortsette i fremtiden. I løpet av de 50 siste årene, har temperaturstigningen i Arktis vært over dobbelt så rask som den globale oppvarmingen. Dette er kjent som “arktisk forsterkning” [3]. Mot slutten av århundret gir klimaframskrivninger for havområdene i Arktis en økning i vinternedbøren på 30 – 50 %. I tillegg viser klimaframskrivningene at andelen vinternedbør som faller som regn øker [3]. Estimerer viser videre at det i polhavet kan finne sted isfrie sommere innen 2040 [3]. De regionale forskjellene i Arktis kan være store. Et av områdene som er mest utsatt for klimaendringer i Arktis er Svalbard [51].

Svalbard ligger i et område av Arktis der den største temperaturendringen er observert de siste tiårene [51]. Temperaturene på Svalbard har økt i alle sesonger siden 1966 [18]. På Vest-Spitsbergen var gjennomsnittlig oppvarming vinterstid i perioden 2001 – 2015 i forhold til perioden 1971 – 2000, på 3.4 – 4.6 °C. Mesteparten av oppvarmingen skyldes temperaturøkning til luftmassene som kommer til Vest-Spitsbergen fra Barentshavet og fra havområdene nord for Svalbard. Disse luftmassene har blitt varmere som følge av økt varmeoverføring fra stadig større isfrie havområder i Barentshavet og nord for Svalbard. Oppvarmingen på Vest-Spitsbergen skyldes også delvis temperaturøkning og høyere overflatetemperaturer i havet på global skala [29]. Temperaturøkningen bidrar til at atmosfæren blir fuktigere, fordi luften kan bære mer vanndamp og fordampningen øker når sjøisen reduseres som følge av oppvarming [36]. Samtidig er det blitt observert endringer i nedbørsmengdene som havner på Svalbard [18].

På Svalbard lufthavn og Bjørnøya har nedbøren økt med henholdvis 2% og 3 – 4% hvert tiår siden tidlig på 1900-tallet [18]. Deler av denne nedbørsøkningen synes å være forbundet med endringer i atmosfærisk sirkulasjon (værsystem) over Svalbard. Dette gjelder både med hensyn på forandringer i hyppighet i luftmassenes opprinnelse [58], samt forandringer i varighet og intensitet til sykloner som påvirker været på Svalbard [46; 57]. Endringer i atmosfærisk sirkulasjon over Svalbard og Ny-Ålesund synes å kunne forklares utifra dannelsen av en anti-syklon på vinteren øst i Eurasia, reduksjon av sjøis [57] og endringer i Arktisk oscillasjon [58].

I Ny-Ålesund er det særlig vinterstid, i den frie troposfæren blitt observert en stor økning i luftfuktighet samt temperatur. Denne økningen kan delvis skyldes endringer i værssystemer, høyere overflatetemperatur i havet, mindre utbredelse av sjøis i Kongsfjorden hvor de to siste faktorene særlig øker fordampningsraten [36]. I tillegg ligger Svalbard langs en “atmosfærisk elv” som står bak noen av de mest ekstreme nedbørshendelsene i Ny-Ålesund [58], og som er en av flere atmosfæriske elver som står bak det meste av vanddamptransporten mot Arktis [44]. Nedbørsintensiteten i slike atmosfæriske elver kan forsterkes av orografiske effekter [55]. Noen kilometer fra Ny-Ålesund, er det blitt observert orografisk forsterkning av nedbør over Austre-Brøggerbreen. Austre-Brøggerbreen ligger i regnskyggen til fjellet når luftmassene kom fra sørlig og vestlig sektor. Orografisk forsterkning av nedbør synes å kunne inntreffe i Ny-Ålesund, da nedbørsforholdene her er sensitive overfor endringer i vindretningene på stor skala. Videre mente samme studie at Ny-Ålesund vil oppleve en 8 % nedbørsøkning, i de tilfeller der frekvensen av vind fra sørvestlig retning øker med 30 % [20]. I tillegg viste en studie fra New Zealand at 11 – 70 % av nedbøren i et værssystem, kan falle så langt som 6 – 29 km innover i regnskyggen [59]. Dette kan muligens forklare at det også er blitt observert ekstreme nedbørshendelser i Ny-Ålesund, mens andre målestasjoner på Svalbard ikke har det, i løpet av samme nedbørshendelse [58].

Denne masteroppgaven ser nærmere på hvordan nedbøren over Ny-Ålesund har endret seg i løpet av de siste årene. Nedbørsendringene sees i sammenheng med endringer i værssystemer over Spitsbergen. For å analysere værssystemene, er det i denne oppgaven benyttet et datasett der atmosfæriske sirkulasjonstyper (værtyper) over Spitsbergen er blitt klassifisert [49]. Deler av metodikken i denne oppgaven tilsvarer den som ble benyttet i studien for Vest-Spitsbergen utført av Isaksen mfl. (2016) [29]. Dette gjøres ved å sammenligne gjennomsnittlige nedbørssummer per måned/sesong/år for hver værtype. I tillegg sammenlignes nedbørsdataene med hyppigheten til de forskjellige værtypene. Periodene som sammenlignes er 2001 – 2017 og 1974 – 2000. Det stilles i hovedsak tre forskningsspørsmål som denne analysen har som mål å besvare:

- Hvor mye av nedbørsendringen skyldes endringer i hyppighet av værtyper?
- Hvor mye av nedbørsendringen skyldes endringer i luftmasseegenskaper?
- Hvor mye av nedbørsendringen skyldes endringer i ekstreme daglige nedbørshendelser?

Kapittel 2

Teori

Hvor annet ikke er oppgitt, bygger teorien i dette kapittelet på teori fra [1] og [6].

2.1 Luftmasse

En luftmasse forekommer i atmosfæren og består av et større volum med luft med like egenskaper. Egenskapene går ut på jevn temperatur og fordeling av vanndamp inni luftmassen. En luftmasse kan dekke områder på opptil flere tusen kilometer langs jordoverflaten. Området langs jordoverflaten som er kilden til en luftmasse bestemmer egenskapene til luftmassen ved dannelse [50]. Andre områder som luftmassen passerer i ettertid vil kunne endre disse egenskapene. Desto lenger tid en luftmasse tilbringer over et område, desto likere vil egenskapene til luftmassen og området bli [52].

2.1.1 Klassifikasjon

En luftmasse kan klassifiseres avhengig av egenskapene til luftmassen. Innholdet av vanndamp bestemmer i hovedsak om en luftmasse er av maritim eller kontinental type. Maritim og kontinental tilsvarer henholdsvis fuktig og tørr. En maritim luftmasse oppstår over havområder og en kontinental luftmasse oppstår over landområder. Temperaturen i luftmassen bestemmer den videre klassifiseringen. Tropiske luftmasser som opprinnelig kommer fra tropene er de varmeste. Arktiske/antarktiske luftmasser er de kaldeste, da disse har sin opprinnelse i nærheten av polene.

2.2 Vertikal og horisontal bevegelse av luft

2.2.1 Konvergens

Konvergens av luft er en mekanisme går ut på at luft beveger seg langs jordoverflaten fra alle kanter og møtes i et felles sentrum. Luftbevegelsen er det samme som vind. Vinden drives av trykkforskjeller langs jordas overflate. Trykkforskjellene er forårsaket av den ujevne fordelingen av atmosfærens masse langs jordoverflaten. I sentrum vil konvergens føre til luftstigning med omtrent samme massestrøm som i alle de innkommende vindene. Luftstigningen medfører adiabatisk avkjøling av luften.

2.2.2 Orografisk stigning

Orografisk stigning av luft er en mekanisme som trigges av fjell, høydedrag og generelt stigninger i terrenget. De høyere delene av terrenget tvinger innkommende vind over og rundt seg. Som en følge kan det dannes orografiske skyer på grunn av adiabatisk avkjøling og kondensasjon. Høyden til skytoppene av orografiske skyer bestemmes av luftegenskapene som varierer fra dag til dag. Skytoppene til orografiske skyer kan i noen tilfeller nå helt opp til stratosfæren. Skytoppene som når stratosfæren når langt høyere opp enn terrenget under.

2.2.3 Vind

Vind er luft i bevegelse langs bakken som oppstår i atmosfæren. Luftbevegelsen drives av forskjeller i trykk ved jordoverflaten (trykkgradientkraften). Vindens retning langs jordoverflaten vil alltid følge trykkgradientkraften, når ingen andre krefter virker på luften. Desto større trykkforskjellen er, desto raskere vil luften beveges seg.

2.2.4 Geostrofisk vind

Geostrofisk vind er en horisontal vind som oppstår når trykkgradient- og corioliskraften er like store. Samtidig oppstår geostrofisk vind når luftbevegelsen skjer høyt nok til å bli upåvirket av friksjonskreftene ved jordoverflaten. Dette medfører at luften beveger seg parallelt med isobarene som er parallele i forhold til hverandre. Geostrofisk balanse finner sted når like store krefter er påtrykt av corioliskraften og trykkgradienten, samtidig som at de er rettet motsatt rettet (180°).

2.2.5 Gradient vind

Gradient vind er også en horisontal vind og likner på geostrofisk vind. Til forskjell fra geostrofisk vind er det tre krefter som balanseres: trykkgradient-, sentrifugal- og corioliskraften. Sentrifugalkraften oppstår når luften følger parallelt med isobarene når disse får en krummet bane. For å følge isobarene må avbøyningen til vinden skje mot høyre på den nordlige halvkule og mot venstre på den sørlige halvkulen.

2.3 Storskala værssystem

2.3.1 Syklon (c) og tråg

Syklon (c)

En syklon (c) består av et lavtrykksområde langs jordoverflaten og luft som stiger i sentrum av lavtrykksområdet. Kort fortalt er en syklon en type trykksystem i atmosfæren. Dette illustreres nærmere til høyre i figur 2.1. Vind som er beveger seg nærme jordoverflaten går mot lavtrykksområdet. Vinden beveger seg mot klokken i et spiralmønster på den nordlige halvkulen, og med klokken på den sørlige havkulen. Inne i lavtrykksområdet finner man sirkulære isobarer. Corioliskraften forårsaker at vinden avbøyes i et spiralmønster, istedenfor å gå i en rettlinjete bevegelse. I syklonens senter blir luften tvunget oppover om følge av konvergens (jamfør delkapittel 2.2.1). Dette gir grunnlag for dannelse av skyer og nedbør. Av denne grunnen er sykloner ofte forbundet med nedbør og overskyet vær. I de øvre delene av syklonen beveger luften seg parallelt med isobarene. Sykloner kan ha en utstrekning fra flere hundre til noen tusen kilometer langs jordoverflaten. Vanligvis har sykloner en levetid på mellom en halv og en hel uke, men er ikke alltid tilfelle.

Tråg

En tråg er den delen av en syklon, hvor syklonen gradvis blir mer langstrakt i sin horisontale utstrekning, desto høyere man kommer opp i troposfæren. Luften vil bevege seg parallelt med isobarene som krummer seg i en tråg. Denne krumningen fører til at pådraget fra corioliskraften, må bli mindre enn kraften påført av trykkgradienten. Konsekvensen er en luftstrøm som er tregere gjennom trågen, enn den geostrofisk balanserte luftstrømmen.

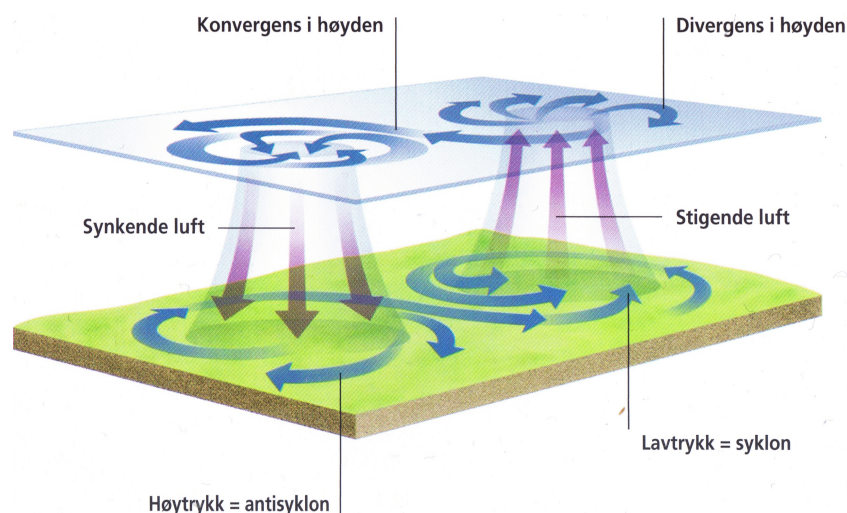
2.3.2 Antisyklon (a) og høytrykksrygg

Antisyklon (a)

En antisyklon (a) består av et høytrykksområde langs jordoverflaten, og luft som synker i sentrum av høytrykksområdet. Kort fortalt er en antisyklon en type trykksystem i atmosfæren. En illustrasjon vises til venstre i figur 2.1. Den bakkenære vinden beveger seg med klokken i et spiralmønster på den nordlige halvkulen, og mot klokken på den sørlige halvkulen. Dette er en av årsakene til at en antisyklon er det motsatte av syklon. Vind som beveger seg nærme jordoverflaten går ut av høytrykksområdet. I antisyklonens senter må den bakkenære luften derfor erstattes for å holde antisyklonen gående. Erstatningen av luft må skje ved tilførsel av ny luft fra høyden. Luftens senkning medfører adiabatisk oppvarming og gir grunnlag for sol og lite skyer. Derfor er antisykloner mange steder forbundet med lite nedbør og fint vær. Sammenlignet med sykloner, dekker antisykloner større områder og gir lavere vindhastigheter.

Høytrykksrygg

En høytrykksrygg er den delen av en antisyklon, hvor antisyklonen gradvis blir mer langstrakt i sin horisontale utstrekning, desto høyere man kommer opp i troposfæren. Likt som for en tråg vil bevege seg parallelt med isobarene som krummer seg i en høytrykksrygg. Til forskjell fra en tråg vil denne krumningen, føre til at pådraget fra corioliskraften, må bli større enn kraften påført av trykkgradienten. Konsekvensen er en luftstrøm som er raskere gjennom høytrykksryggen, enn den geostrofisk balanserte luftstrømmen.



Figur 2.1: Til venstre sees en antisyklon. Til høyre vises en syklon. Pilene angir retningen til luftbevegelsen. Modifisert og gjengitt med tillatelse fra Spektrum forlag AS. Hentet fra [13].

2.4 Nedbørstyper

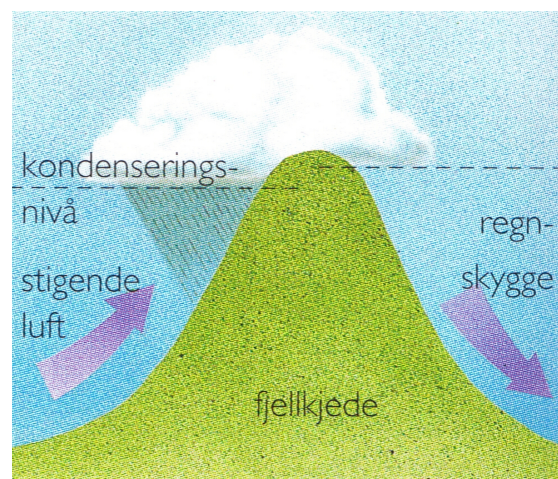
Det finnes i hovedsak tre nedbørstyper: syklon-, frontnedbør og orografisk nedbør. Syklonnedbør og orografisk nedbør vil beskrives nærmere, da disse er mest relevant for masteroppgaven.

2.4.1 Syklonnedbør

Syklonnedbør er en type nedbør som forekommer i sykloner. Egenskapene til syklonnedbør bestemmes av syklontypen. I for eksempel sykloner av den polare typen kan nedbøren også kalles for konvektiv nedbør. Generelt gir sykloner gunstige forhold for dannelse av nedbør slik det ble beskrevet i delkapittel .

2.4.2 Orografisk nedbør

Orografisk nedbør er en følge av orografisk stigning av luft. Orografisk stigning av luft medfører dannelse av orografiske skyer, slik det ble beskrevet i delkapittel 2.2.2. Orografiske skyer kan gi orografisk nedbør. Totale mengder nedbør som følge av orografiske effekter kan bli stor, siden fjellene/terrengstigningen (som gir effektene) tvinger nedbøren til å falle på omtrent de samme stedene hver gang. Når atmosfæren lokalt er ustabil kan orografiske effekter påvirke nedbørsfordelingen over et stort geografisk område. Derimot når atmosfæren lokalt er stabil, vil påvirkningen av nedbørsfordelingen skje i nærheten av fjellene/terrengstigningen. Det er funnet økning i nedbørsmengder på 50 – 80 % som følge av høydeøkninger på så lite som 30 – 50 m i skoglagt terreng.



Figur 2.2: Orografisk forsterkning av nedbør og regnskygge. Gjengitt med tillatelse fra Gyldendal Norsk Forlag AS. Hentet fra [65].

Utover det som allerede er gjennomgått, kan fjell og terrengstigninger gi forskjellige effekter som på indirekte eller direkte vis kan påvirke nedbørsforhold. Disse effektene er i stor grad styrt av størrelsen og orienteringen til fjellene/terrengstigningene. Her vises en oversikt over effektene og hva de kan forårsake:

- Diurnal anabatisk og katabatisk vind som forårsaker konveksjon.
- Bremsing av fronter og sykkloner som bidrar til frontnedbør av lenger varighet på samme sted og/eller tidligere enn ved vanlig forløp.
- “Seeder-feeder”-effekten som forårsaker føring med små dråper eller iskrystaller, fra de øvre lag i skyene til de nedre. “Seeder-feeder”-effekten gir en forsterkning av nedbør.
- Blokkering av luftstigning oppstrøms i vinden, samt luftstrømmer som forårsaker konvektiv eller kondisjonell ustabilitet.

2.5 Målemetoder for nedbør

2.5.1 Manuell nedbørsmåler

For manuell nedbørsmåling benyttes en kanne som tømmes ved faste intervaller (1 til 4 ganger i døgnet) i et målerør. Kannen festes på en stolpe i en høyde på 2 m over bakkenivå. Innholdet i målerøret kan leses av direkte som millimeter vannsøyle. Siden nedbør i fast fase har en annen massetetthet, må denne smeltes innendørs før man avleser oppsamlet mengde nedbør [17].

2.5.2 Automatisk nedbørsmåler Geonor T-200B

[Heretter omtales automatisk nedbørsmåler nedbørsmålermodellen Geonor T-200B hvis ikke annet er oppgitt.]

Nedbørsmåleren ser en stadig økende bruk i Nord-Amerika og brukes av flere Meteorologiske organisasjoner i Skandinavia [23]. Figur 2.3 viser hvordan Geonor T-200B ser ut utvendig med tilhørende Alter vindskjerm som omkranser oppsamlingsbøtten.

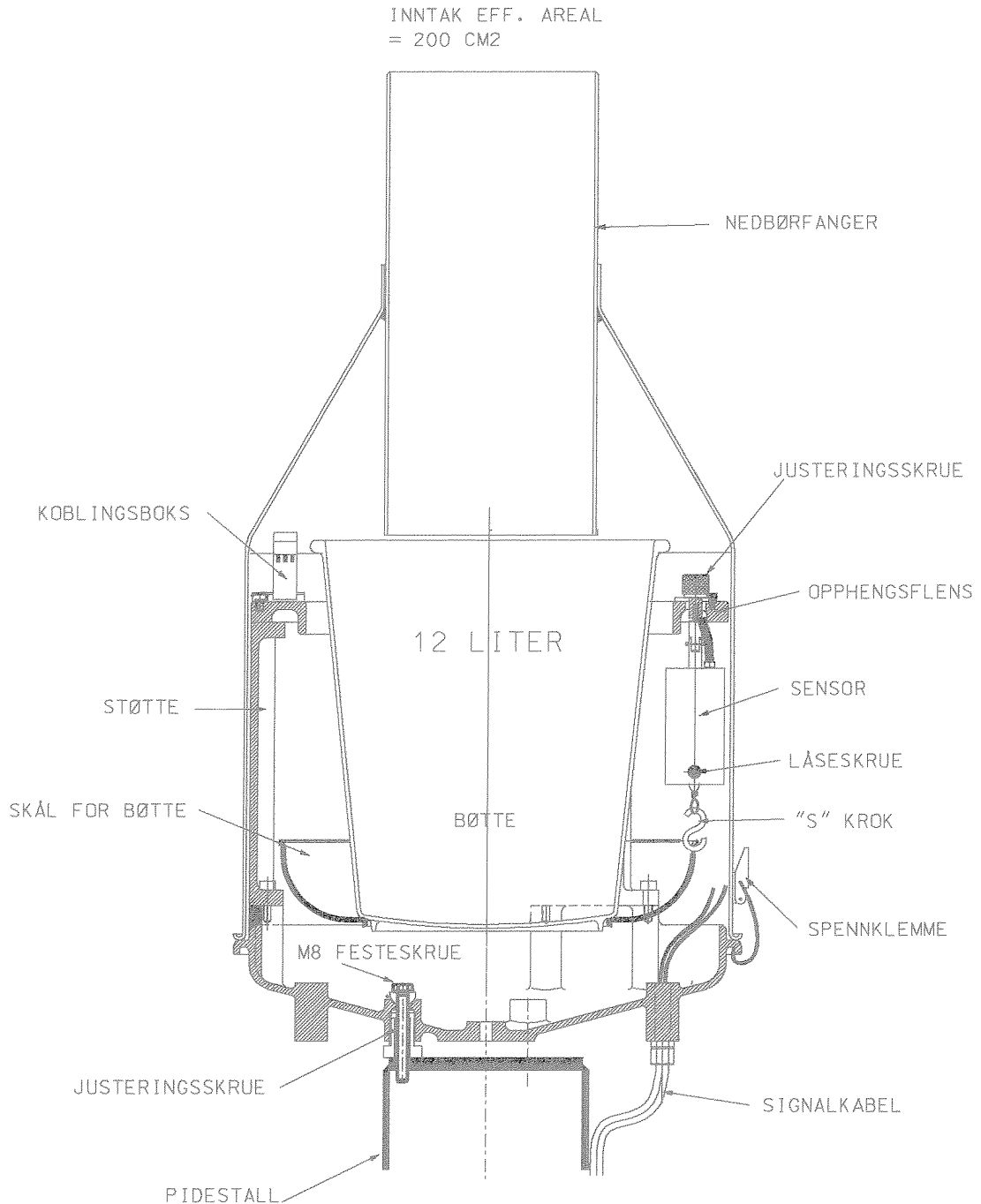
Målemetoden i systemet går ut på vektmåling av oppsamlingsbøtte inkludert dets innhold. Oppsamlingsbøtten har et volum på 12 L og henger i tre fleksible oppheng. Et av opphengene fungerer som vektsensor som kan sees av figur 2.4. Nedbørsmåleren kan registrere nedbørsmengder på under 0.1 mm [23]. Mangel på bevegelige deler er fordelaktig da dette reduserer antallet mulige kilder til feil. nedbørsmåleren har et relativt lite forbruk av energi og er enkel i sin konstruksjon. Alt dette gjør den velegnet til bruk på fjerne steder som har begrenset



Figur 2.3: Automatisk nedbørsmåler (Geonor T200-B) av typen som brukes i Ny-Ålesund. Av bildet observeres det tydelig en Alter-vindskjerm som omkranser beholderen. Foto: Geonor AS. Gjengitt med tillatelse fra Geonor AS. Hentet fra [22].

tilgang til ressurser og personell [22].

Snø og is kan få oppsamlingsbøtten i ubalanse, noe som kan medføre feilmåling. I tillegg kan snø og is medføre at sensoren tettes som følge av rask fylling av oppsamlingsbøtte. Videre kan oppsamlingsbøtten kan sprekke når innholdet fryser til fast fase for så å sublimere. For å unngå at disse problemene oppstår tilføyes frostvæske som hjelper til med å holde oppsamlet nedbør i flytende fase. Dette er særlig viktig når måleren opererer i et miljø med temperaturer som går under $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ [23]. I tillegg kan frostvæske brukes til å smelte snø som havner i oppsamlingsbøtten [22]. Desto mer frostvæske som tilføyes i målebøtten, desto mindre plass gjenstår for faktisk nedbøroppsamling [23]. For å hindre fordampning kan det i tillegg benyttes olje [61].

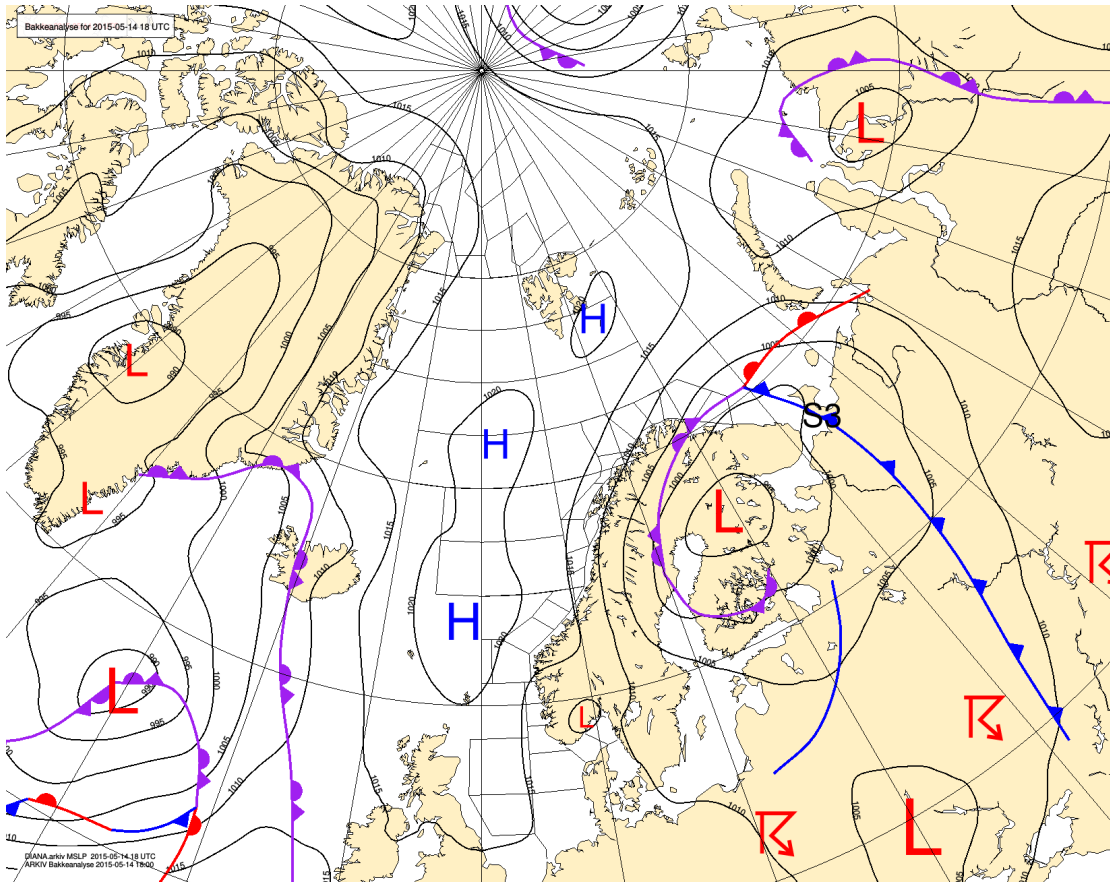


Figur 2.4: Innvendig skisse av Geonor T-200B automatisk nedbørsmåler. Gjengitt med tillatelse fra Geonor AS. Hentet fra [21].

2.6 Synoptiske værkart

Synoptiske værkart er kart med værvarsel som viser blant annet isobarer, fronter, lav- og høytrykk [72]. Disse værkartene blir utarbeidet utifra samtidige værrelaterte observasjoner, som er foretatt ved mange forskjellige meteorologiske stasjoner [art; 11]. Per i dag innsamles meteorologiske data ved sammenstilling

av måledata fra satellitter, værballeronger, fly og værstasjoner [11]. Et eksempel på et slikt synoptisk værkart vises i figur 2.5.



Figur 2.5: Synoptisk værkart. Gjengitt med tillatelse fra Meteorologisk Institutt. Hentet fra [2].

Kapittel 3

Metode og data

3.1 Klima og vær på Svalbard og Ny-Ålesund

Svalbard

Svalbard (61 022 km²) er en øygruppe i Arktis, lokalisert omtrent mellom 74 – 81°N breddegrad og 10 – 35°Ø lengdegrad [5]. Et topografisk kart over Svalbard vises i figur 3.1. Svalbard ligger på grensen mellom fire hav: Norskehavet i sør, Barentshavet i øst, Polhavet i nord og Grønlandshavet i vest [53].

Klimaet på Svalbard har en maritim arktisk karakter [58], med betegnelsen maritimt tundraklima [5].

Været er mildere på Svalbard sammenlignet med andre steder på samme breddegrader. Dette mildere været skyldes at lavtrykkene passerer ofte over Svalbard og effekten av Vestspitsbergenstrømmen [53]. Dette varme havvannet bidrar til at det er fritt for sjøis vest for Svalbard, med isgrensen som går nord for 80°N mesteparten av året [15]. Sent om vinteren og tidlig om våren pleier det å være sjøis øst for Svalbard [43].

Islandslavtrykket er det mest intense lavtrykket i nærheten av Svalbard, og er på sitt sterkeste vinterstid. Januar måned skiller seg mest ut på Svalbard, i form av en tråg som strekker seg mot Novaya Zemlya fra Islandslavtrykket ved å passere over Norske- og Barentshavet [47]. Trågen strekker seg fra Island til sør for Svalbard i perioden september – mars, og svekkes gradvis i løpet av mars måned. Parallelt med denne trågens akse transporteres de fleste sykloner. Denne trågen fungerer som slutten på stormbanene for lavtrykk på et av de mest aktive og variable stedene på jorda fra et synoptisk perspektiv. En kraftig fordypning av lavtrykk finner sted rett sør for Svalbard rundt 77°N breddegrad. Dette området tilsvarer de nordligste områdene uten sjøis i Atlanterhavet og en region med en sterk temperaturgradient. Disse områdene uten sjøis medfører en kilde

til fuktighet som lavtrykk kan utvikles på. Den sterke temperaturgradienten skyldes kontrastene i overgang fra sjø til land, samt mellom åpent og sjøisdekket hav som har mye kaldere luft over seg¹ [64]. Denne temperaturkontrasten medfører at det ofte er skyer og tåke på Svalbard [15]. Om våren i april er det høytrykket på Grønland som får en dominerende innvirkning over Svalbard [47]. Polarfronten ligger nærme Spitsbergen, noe som forklarer at 56.8% av dagene i året innebærer syklonsk aktivitet her, i motsetning til antisykloner som står for 40.6% av dagene i året [47].



Figur 3.1: Topografisk kart over hele Svalbard. Her sees også Spitsbergen og Ny-Ålesund. Gjengitt med tillatelse fra Norsk Polarinstitutt. Hentet fra [54].

Generelt er det relativt lite nedbør på Svalbard [10], hvorav det meste blir frak-

¹Som kjent kondenserer vanndamp ved nok avkjøling av lufta, da luft ved lavere temperaturer kan inneholde mindre vanndamp før metning og dermed kondensasjon finner sted.

tet hit av polare østavinder [53]. Det dannes relativt mye nedbør, i løpet av den høye syklonaktiviteten, som starter sørvest for Svalbard og passerer over Svalbard om vinteren [64]. Geografisk er nedbørsfordelingen over Svalbard veldig variabel fra sted til sted, dette skyldes at fjellene på Svalbard har en stor innvirkning på nedbørskyene. Dette forklares i at det meste av nedbøren kommer fra skyer med lav høyde, som blir påvirket av fjellene på Svalbard [16]. Den totale årsnedbøren er særlig stor over isbreer og fjellområder, som mottar høye årssummer. Den årlige nedbøren varierer fra under 250 mm på det minste, til 2000 mm på de mest utsatte stedene [58]. Polare østavinder preger Svalbard, med nord-øst som hovedretning. På Svalbard er luftmasser med opprinnelse i Sibir derfor vanlig [15].

Ny-Ålesund

Ny-Ålesund ($78^{\circ}55'30''\text{N}$, $11^{\circ}55'47''\text{Ø}$) er en bosetning som ligger ved Kongsfjorden, nordvest på Spitsbergen². På figur 3.1 sees både Spitsbergen og Ny-Ålesund. Tettstedet Ny-Ålesund er delvis omringet av fjell [10]. En oversikt over avstander og høyder til de nærmeste fjellene rundt Ny-Ålesund vises av tabell 3.1. Topografien rundt Ny-Ålesund påvirker i stor grad fordelingen av nedbør ved Ny-Ålesund [9]. Et topografisk kart over området rundt Ny-Ålesund kan sees av figur 3.2.

Tabell 3.1: Omtrentlige retninger (N (nord), Ø (øst), V (vest) og S (sør)) og avstander til nærmeste fjell rundt Ny-Ålesund [9]

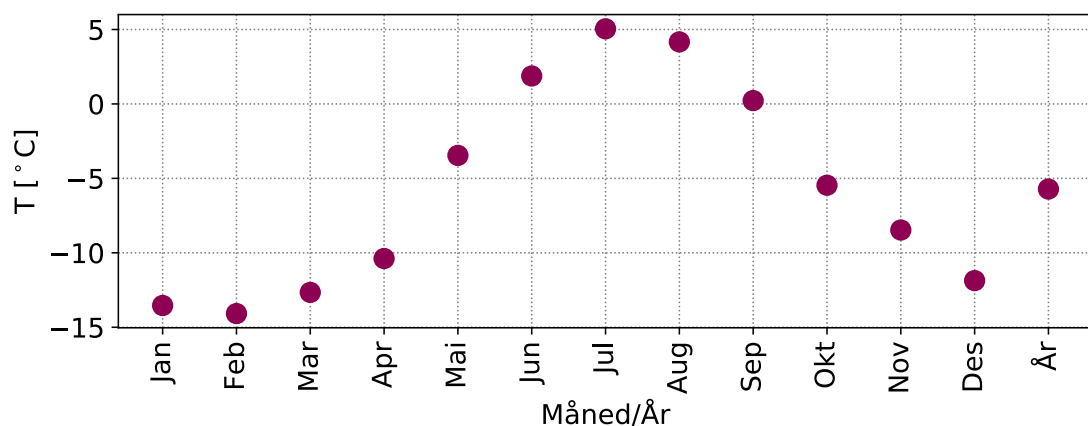
Retning	Avstand [km]	Høyde [moh]	Navn	Kommentar
N	15	924	Olssönfjell	
NV	2.6	539	Willeberget	
V	4.3	694	Scheteligfjell	Nærmeste topp
V-SV	5.3	652	Bröggerfjell	Nærmeste topp
SV-S	2.3	554	Zeppelinfjell	
SØ-S	5.8	590	Slåttofjell	
SØ	8.0	784	Haavimbjell	
SØ-Ø	15	598	Colletthögda	
Ø-NØ	12	362	Ossian Sarsfjell	
NØ	14	1054	Feiringfjell	
NØ-N	7.0	369	Brattlikollen	

²Spitsbergen (37814 km^2) er den største øya på Svalbard og som ligger vest på Svalbard [5]



Figur 3.2: Topografisk kart over områdene rundt Ny-Ålesund. Gjengitt med tillatelse fra Norsk Polarinstitutt. Hentet fra [54].

Gjennomsnittlige verdier for månedlig temperatur i Ny-Ålesund, kan sees av figur 3.3. Disse temperaturverdiene gjelder for perioden 1974 – 2000.



Figur 3.3: Gjennomsnittlig månedlig temperatur i Ny-Ålesund (basert på homogenisert temperaturserie [67]) for perioden 1974 – 2000

Gjennomsnittlig nedbør i Ny-Ålesund kommer hvert år kommer på omtrent 400 mm [58; 19], noe som er lite med tanke på at syklonaktivitet er typisk ved

Spitsbergen. Over Ny-Ålesund finner de fleste ekstreme nedbørshendelsene³ sted uavhengig av årstid [58]. Nedbørsforholdene ved Ny-Ålesund og Brøggerbreen⁴ er delvis styrt av endringer i vindretning og værtypen. Gjennomsnittlig månedsnedbør i Ny-Ålesund for perioden 1974 – 2000, vises i delfigur 4.2 (a).

De vanligste vindretningene i Ny-Ålesund er sørøst-øst og øst (jamfør 3.4) [38]. I sørøstlig-sørlig retning, relativt til Ny-Ålesund i en avstand på 15 km, ender fjorden med isbreer og fjell [9]. I Ny-Ålesund kommer vinden oftest parallelt med Kongsfjorden fra sørøst. Bakgrunnen for den sørøstlige vindretningen skyldes delvis kald dreneringsvind rettet fra isbreene og mot det varmere sjøvannet. I tillegg skyldes den sørøstlige vindretningen kanalisering via Kongsfjorden av vind på stor skala. Vinden på stor skala over Spitsbergen tenderer i å komme fra øst [20]. Vind fra sørøstlige-vestlige retninger vil passere fjell i nærområdene, slik figur 3.2 viser. Dette gir i noen tilfeller føneeffekter som kan påvirke nedbøren [9]. Vintertid finner det sted særlig sterke vinder fra øst. Ny-Ålesund ligger rett ved siden av Kongsfjorden, omtrent 20 km fra fjordmunningen. Fjordmunningen ligger i vestlig-nordvestlig retning, i forhold til Ny-Ålesund. Vind fra nordvestlig retning, passerer Kongsfjorden på vei mot Ny-Ålesund, noe som gir vindforhold som er typisk for fjordstrøk på Vest-Spitsbergen. [9]. En vindrose som viser frekvensfordeling av lokal vind (i Ny-Ålesund) i forhold til retning, vises for perioden 1974 – 2000 i figur 3.4.

Vindrose, frekvensfordeling av vind

Vindretning deles i sektorer på 30°

Frekvensfordeling av vindhastighet i prosent %

Vindhastighet (m/s)

- > 20.2
- 15.3-20.2
- 10.3-15.2
- 5.3-10.2
- 0.3-5.2

Stille (%)

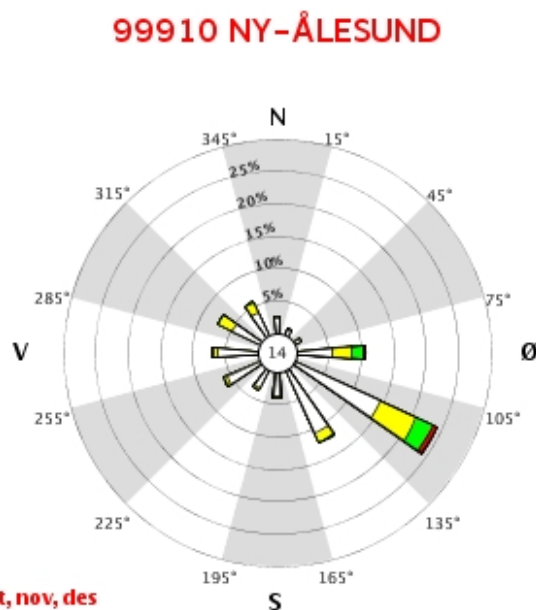
14



År: 1974 - 2000

jan, feb, mar, apr, mai, jun, jul, aug, sep, okt, nov, des

Tidspunkt: 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 (UTC)



Figur 3.4: Vindrose som viser prosentvis frekvensfordeling av lokal vind i Ny-Ålesund for perioden 1974 – 2000. Vindretning er fordelt i sektorer 30°. Gjengitt med tillatelse fra Meteorologisk Institutt. Data og figur er hentet fra eklima.met.no [38].

³Topp 1 % kvantilet av nedbørshendelsene i den statistiske fordelingen [58].

⁴Brøggerbreen ligger sørvest for Ny-Ålesund i en avstand på omtrent 2.3 km unna [9].

3.2 Historikk for målestasjonen på Ny-Ålesund

[Om ikke annet er oppgitt omtales målestasjonen på Ny-Ålesund (stasjonsnummer hos Meteorologisk Institutt: 99910). Fokus legges på relevant stasjonshistorikk, altså for tidsperioden som nedbørsobservasjonene brukt i denne analysen kommer fra (1974 – 2017).]

Målestasjonen i Ny-Ålesund har vært en del av Meteorologisk Institutts nettverk av målestasjoner og har nasjonalt stasjonsnummer 99910 (WMO [Verdens Meteorologiorganisasjon] nummer 01007)⁵. Stasjonshøyden i Ny-Ålesund er 12 meter over havnivå [9].

Manuelle værobservasjoner startet i 1969. Siden 1974 har temperatur- og nedbørsmåleren blitt plassert i sentrum av Ny-Ålesund [19; 9]. I juli i 1994 kom det på plass en automatisk nedbørsmåler av typen Geonor T-200B, i tillegg til den manuelle nedbørsmåleren som var der fra før [60]. Høyden over marka til den automatiske nedbørsmålerens overkant er 2.0 m med en måleusikkerhet på under 0.10 m [9]. Overkanten til den manuelle nedbørsmåleren ligger i tilnærmet samme høyde fra bakken [67].

Den manuelle nedbørsmåleren i Ny-Ålesund er godt beskyttet mot vind da måleren ligger inne blant bygningene på tettstedet ($78^{\circ}55'27.84''N$, $11^{\circ}55'52.32''O$) [67]. Litt lenger sør ($78^{\circ}55'27.48''N$, $11^{\circ}55'52.32''O$) ble den automatiske måleren Geonor T-200B først installert den 25. juli i 1994 [9]. Avstanden mellom den manuelle og automatiske måleren er på 100 – 150 m. Plasseringen til den automatiske nedbørsmåleren er lenger unna bygningene, og har derfor vært mer utsatt for vind. Automatmåleren har vært utsatt for vind også etter en flytting av denne i september 2007 da den ble plassert omtrent 20 – 30 m lenger sør [67; 9].

I oppsamlingsbøtten til den automatiske nedbørsmåleren på Ny-Ålesund er det hele tiden blitt brukt hydraulikkolje samt frostvæske [61].

⁵Det er denne målestasjonen som refereres til som målestasjonen i Ny-Ålesund hvis ikke annet er oppgitt



Figur 3.5: Den manuelle nedbørsmåleren i Ny-Ålesund. Rundt den sylinderformede oppsamlingsbøtten er det en Nipher-vindskjerm. Modifisert etter foto: Meteorologisk Institutt. Modifisert og gjengitt med tillatelse fra Meteorologisk Institutt. Hentet fra [67].



Figur 3.6: Den automatiske målerstasjonen i Ny-Ålesund. Modifisert etter foto: Ragnar Brækkan. Modifisert og gjengitt med tillatelse fra Meteorologisk Institutt. Hentet fra [12].



Figur 3.7: Flyfoto som viser de forskjellige plasseringene til målestasjonen etter 1974. Markeringer i turkis (stasjonsnummer: 99910) gjelder for målestasjonen måledataene til denne masteroppgaven kommer fra. Til høyre og øverst i bildet sees strandkanten mot Kongsfjorden. Flyplassen ligger til venstre (vises ikke på bildet) Nord er opp på bildet. Modifisert og gjengitt med tillatelse fra Aslaug Mariolijn van Nes (Meteorologisk Institutt) & Norsk Polarinstitutt. Hentet fra [60].

3.3 Nedbørsmålinger i Ny-Ålesund

Manuelle værobservasjoner startet i 1969. Siden 1974 har temperatur- og nedbørsmåleren blitt plassert i sentrum av Ny-Ålesund [19; 9].

Nedbørsmålinger fra den manuelle nedbørsmåleren er blitt registrert i tidsrommet 01.08.1974 – d.d. Nedbørsmålingene fra den automatiske nedbørsmåleren har registrert målinger i perioden 07.1994 – d.d [9].

De manuelle nedbørsmålingene er foretatt hver dag ved tømning i måleglass kl. 06 (UTC) og kl. 18 (UTC), med unntak av noen søndager og andre dager innimellom⁶ [67].

Den automatiske nedbørsmåleren har loggført data hver time alle dager i året⁷ [67].

3.4 Datagrunnlag

3.4.1 Nedbørsdata

Det datamessige grunnlaget for nedbørsmålingene benyttet i denne analysen består av en kombinasjon av nedbørsmålinger fra både manuelle og automatiske observasjoner fra websiden eklima.no (tilhører Meteorologisk Institutt) [67]. For noen av målingene er det usikkert om kilden er den manuelle eller automatiske nedbørsmåleren [67]. Fra 2008 består tidsserien av døgnverdier for nedbørsmålinger (som denne masteroppgaven analyser) av observasjoner registrert manuelt [67].

Nedbørstidsserien inneholder data fra periodene 01.08.1974 – 31.12.2017. For å forenkle notasjon brukes betegnelsen 1974 – 2000, som i denne masteroppgaven er definert for å omtale perioden 01.08.1974 – 31.12.1999.

I datafilene fra eklima.no tilsvarende nedbørsmålinger markert med “,”, at observasjonen ble gjennomført, men ingen nedbør ble målt/observert siden forrige hovedobservasjon. Videre tilsvarende nedbørsmålinger markert med “0” at observasjonen ble gjennomført, men ingen nedbør ble målt/observert siden forrige hovedobservasjon. Både observasjoner markert med “,” og “0” ble satt med verdi 0 for nedbørsmengde. Fra datasettet tilsvarende nedbørsobservasjoner markert med “x” at observasjonen mangler. Observasjoner markert med “x” ble satt med verdi 0 da disse var fåtallige. En sjekk av disse verdiene i datafiler med manuelle nedbørsmålinger (mottatt fra Meteorologisk Institutt) viste at de fleste hadde en måleverdi på 0 og de få verdiene som var ulik 0 var relativt lave. Dette vil ha liten innvirkning på utregnede verdier i denne masteroppgaven da det i denne

⁶I hele perioden denne masteroppgaven behandler måledata fra [67].

⁷I hele perioden det automatiske nedbørsmåleren har vært i drift [67].

analysen sees på perioder over flere år.

3.4.2 Klassifisering av atmosfæriske sirkulasjonstyper

Klassifiseringen av atmosfæriske sirkulasjonstyper, som denne masteroppgaven bruker, springer ut fra arbeidet til klimatologen H. H. Lamb. Atmosfæriske sirkulasjonstyper kan også kalles værtyper. Klimatologen H. H. Lamb startet arbeidet med å utvikle denne klassifiseringen rundt år 1950. Opprinnelig ble værtypene til H. H. Lamb utviklet for å klassifisere værtyper i Storbritannia [31]. Versjonen av klassifiseringen til H. H. Lamb, slik den var i 1972, er blitt senere videreutviklet av professor T. Niedźwiedź. Metodologien til T. Niedźwiedź likner på H. H. Lamb sin metodologi for klassifisering av værtyper. Denne masteroppgaven bruker en Niedźwiedź-klassifisering fra 2013 som ble utviklet for Svalbard [29]. Niedźwiedź har manuelt klassifisert værtyper utifra tyske synoptiske værkart. Klassifiseringen består av en værtype hvert døgn, basert på synoptiske værkart fra forskjellige tidspunkter ⁸ Disse værkartene ble lagt ut i arkivet til Deutscher Wetterdienst (DWD) for årene etter 2000, “Europäischer Wetterbericht” i perioden 1976 – 2000 og “Tägliche Wetterbericht” i årene 1950 – 1975 [29]. Mer detaljert informasjon om kildene for værkartene kan finnes i appendiks B. Værkartene viser data fra området som befinner seg mellom 75 – 80 °N, og 18 – 24 °Ø. [48].

Selve klassifiseringen består av 21 atmosfæriske sirkulasjonstyper (værtyper), hvor hver type er angitt som en kombinasjon små og store bokstaver (symboler) [29]. En oversikt over værtypene vises i tabell 3.2. De små bokstavene angir typen atmosfærisk trykksystem. Trykksystemer kommer hovedsaklig i to varianter: syklon (c) samt antisyklon (a) [47]. Trykksystemene bestemmer trykkfordelingen ved havnivå, hvor trykkfordelingen bestemmer vindens retning. Retningen hvor vinden kommer fra, beskrives av store bokstaver [29]. Disse retningene vises det en oversikt over i tabell 3.3. Basert på retningen av innkommende vind, ble det dermed identifisert åtte antisyklonske værtyper. Som spesialtilfeller fins det blant de antisyklonske værtypene, i tillegg et par sirkulasjonstyper som ikke gir horisontal vind på Spitsbergen: Ka og Ca. Værtypen Ka tilsvarende en antisyklonsk høytrykksrygg eller “kileformet” antisyklon over Spitsbergen. Værtypen Ca tilsvarende en antisyklon som er sentrert over Spitsbergen. De antisyklonske værtypene ble valgt i klassifiseringen når lufttrykket gikk over 101.3 kPa over det meste av Spitsbergen. For syklonske tilfeller ble det utviklet en tilsvarende klassifisering som for antisyklonene, som gir også gir horisontal vind over Spitsbergen. I tilfeller der vindretningen varierer unormalt mye, forekommer en syklon som er sentrert over Spitsbergen (Cc). Værtypen Bc kan være uten horisontal vind eller ha trågegenskaper med forskjellige vindretninger, samt et system av fronter som holder flere luftmasser adskilt [45]. Ved utydelig trykkfelt eller hvelvformet stigning i trykkfordelingen blir værtypen referert til som uidentifiserbar (x) [47].

⁸Tidspunktene og antallet tidspunkter varierer avhengig av kilde og årstall [jamfør appendiks B] [48].

Tabell 3.2: Atmosfæriske sirkulasjonstyper

Antisyklonske	Syklonske	Uidentifiserbar
Na	Nc	x
NEa	NEc	
Ea	Ec	
SEa	SEc	
Sa	Sc	
SWa	SWc	
Wa	Wc	
NWa	NWc	
Ca ¹	Cc ¹	
Ka ²	Bc ³	

¹ Sentrert over Spitsbergen;

² Høytrykksrygg;

³ Tråg

Tabell 3.3: Symboler i de atmosfæriske sirkulasjonstypene som angir retningen vinden kommer fra.

Symbol	Retning
N	nord
NE	nordøst
E	øst
SE	sørøst
S	sør
SW	sørvest
W	vest
NW	nordvest

3.5 Kilder til feil

3.5.1 Nedbørsmålinger

Måleusikkerhet i både automatisk og manuell nedbørsmåler

Vindtap gir den største mulige kilden til usikkerhet i nedbørsmålingene i denne analysen og representerer en av de vanskeligste utfordringene globalt når det gjelder nedbørsmåling av snø [28], noe som har vært velkjent i mange år [66]. Dette begrunnes utifra at snø har lav massetetthet sammenlignet med regndråper og dermed blåses fallende snø lett til siden av vinden. Istedenfor å havne

oppi beholderen blåses nedbøren sideveis og vekk fra oppsamlingsbøtten⁹, en effekt som varierer for forskjellige nedbørsmålere og eventuelle vindvern som er montert [26]. Siden øvre kant for begge nedbørsmålerne i Ny-Ålesund ligger i omtrent samme høyde fra bakken, skulle vindhastigheten som funksjon av høyde være lik for begge nedbørsmålerne. Den manuelle nedbørsmåleren til en viss grad vindbeskyttet da denne står mellom bygningen på tettstedet [67]. Derimot er den automatiske nedbørsmåleren mer utsatt for vind da denne står på et åpent område litt utenfor bebyggelsen i Ny-Ålesund [60]. Datasettet som denne masteroppgaven har jobbet med inneholder en kombinasjon av nedbørsmålinger fra både manuelle og automatiske observasjoner [67]. Derfor kan det introduseres ekstra feil som følge av at dataene fra den mer vindutsatte automatiske måleren kombineres med data fra den manuelle måleren som er lokalisert på en mer vindbeskyttet plassering. Dette er en faktor som kommer i tillegg til det faktum at nedbørsmålerne har forskjellige vindskjermene [67]. Måledataene er ikke korrigert for vind [67]. Den manuelle nedbørsmåleren har en Nipher-vindskjerm, mens den automatiske nedbørsmåleren har en Alter-vindskjerm. Det er ikke så stor forskjell mellom disse skjermene i deres påvirkning på undercatch, men forskjellen kan være signifikant. Her i denne analysen er det blitt valgt å neglisjere vindtap. Dette fordi det her betraktes relative endringer over flere år, og da spiller vindtapene en mindre rolle, i og med at vindrelaterte tap alltid har vært til stede [67].

Tap i form av nedbørsmengder som er altfor små til å fanges opp av nedbørsmåleren er en kilde til underestimasjon av mengde nedbør. Disse nedbørsmengdene blir registrert av observatørene som jobber på målestasjonen i Ny-Ålesund. Derimot er det ikke blitt tatt hensyn til slike tap i denne analysen. Dette skyldes at disse hendelsene vil ha en liten innvirkning på de endringene i nedbørsmengder over lengre tidsperioder.

Overestimering av nedbørsmengder som følge av snøfokk er en kilde til målefeil. I noen tilfeller der snø samler seg i hauger grunnet vinden eller blir pisket opp som snøfokk, vil det kunne registreres mer nedbør i måleren enn det som faktisk faller til bakken per arealenheter. Denne overestimasjonen av mengde nedbør skjer i blant ved målestasjoner i den norske delen av Arktis [19]. Snøfokk som fører til overestimasjon av mengden nedbør antas å ikke være et stort problem i måledataene som denne analysen omhandler [67].

Forsinkelse for registrering av nedbørsfall som følge av snøhatt. Dette anses ikke for å være et stort problem i Ny-Ålesund på grunn av gode daglige rutiner for ettersyn av måleinstrumenter.

Måleusikkerhet i manuell nedbørsmåler

En kilde til tap av oppsamlet nedbør er vætetap. Vætetap skyldes veggfukting

⁹Dette medfører at faktisk mengde nedbør som havner på bakken underestimeres, en effekt som refereres til som "undercatch".

av veggene i oppsamlingsbøtten. Veggfukting medfører at noe av den oppsamlede nedbøren “henger” igjen på veggene inne i oppsamlingsbøtten. Vætetap antas å være relativt konstante over tid. Dette byr ikke på problemer for min analyse som ser på endringer over tidsperioder på flere år.

Fra den manuelle nedbørsmåleren kan det fordampe og dermed gå tapt noe av oppsamlet nedbør. Derimot går det som regel ikke mer enn tolv timer på det meste mellom hver gang oppsamlingsbøtten tømmes. I tillegg ligger Ny-Ålesund i Arktis hvor klimaet er kaldt og fordampning ikke gir store tap.

Måleusikkerhet i automatisk nedbørsmåler

Høy- og lavfrekvent støy kan gi mulige målefeil. Denne typen støy kommer fra den vibrerende strengen, som utgjør en del av vektsensoren, i den automatiske nedbørsmåleren. Høyfrekvent støy skyldes mekaniske og elektromagnetiske effekter som kan påvirke målingene. Den lavfrekvente støyen skyldes strengens fysiske egenskaper som forandres ved endringer i temperatur [67].

3.5.2 Klassifisering av atmosfæriske sirkulasjonstyper

Klassifiseringen av atmosfæriske sirkulasjonstyper (værtyper) går ut på tildeling av en værtype per døgn. Mesteparten av den totale nedbøren i løpet av et døgn kan fallet i et tidsrom på noen få timer. I dette tidsrommet kan det være en annen værtype som gjelder, enn den som er blitt brukt i klassifiseringen for hele døgnet [20].

Klassifiseringen av værtyper som er brukt i denne analysen gjelder for hele Spitsbergen. Derimot kan lokale vindforhold i Ny-Ålesund være litt annerledes. Klassifiseringen av værtyper forteller om storskala vindretninger som oftest er rettet fra øst på Spitsbergen. Derimot forårsaker Kongsfjorden en kanalisering slik at den vanligste vinderetningen i Ny-Ålesund er rettet fra nordøst [20].

3.6 Dataverktøy, formelverk og definisjoner

3.6.1 Dataverktøy: programmer, bibliotek og funksjoner

For å regne ut vektete gjennomsnittsverdier, gjennomsnittsverdier, anomaliverdier, standardavvik og variasjonskoeffisienter er det brukt en kombinasjon av programmet Microsoft Excel og biblioteket “Pandas” i programmeringsspråket Python. For kvalitetssikring er det også blitt brukt kun Microsoft Excel for utregning av gjennomsnittsverdier og anomaliverdier.

For beregning av gjennomsnittsverdier og anomaliverdier er henholdsvis funk-

sjonene “mean” og “std” i biblioteket “Pandas” blitt benyttet. Ved utregning av hyppigheter og i forskjellige mellomsteg i beregningene er også funksjonene “count” og “sum” i biblioteket “Pandas” blitt brukt.

Ved utregning av Mann Kendall trendtest er funksjonen “mk.test” fra biblioteket “trend” brukt i programmet R.

Informasjon om versjoner til de forskjellige dataverktøyene kan finnes i appendix A.

3.7 Formelverk og definisjoner

3.7.1 Sesonger og måneder

I denne masteroppgaven defineres sesongene slik tabell 3.4 viser. For å øke lesbarheten i figurene som har måneder langs x-aksen, forkortes navnet til hver måned. Disse forkortelsene vises også av tabell 3.4.

Tabell 3.4: Måneder som tilhører de forskjellige sesongene, slik sesongene er definert i denne masteroppgaven. I parentes vises forkortelse for hver måned slik de er brukt i figurene i resultatdelen.

Vinter	Vår	Sommer	Høst
desember (des)	mars (mar)	juni (jun)	september (sep)
januar (jan)	april (apr)	juli (jul)	oktober (okt)
februar (feb)	mai (mai)	august (aug)	november (nov)

3.7.2 Variasjonskoeffisient

Variasjonskoeffisienter er et bedre mål på variasjon av nedbør enn standardavvik ifølge en tidligere studie [34]. Dette begrunnes delvis utifra at forholdet mellom gjennomsnittsverdier og standardavvik for nedbør er lineært. Med andre ord så er større variasjon i nedbørsmengder forbundet med større nedbørsmengder. Standardavvik er derfor ikke så nyttig som et mål på variabilitet av nedbør [56].

For å regne ut en variasjonskoeffisient (VK) brukes følgende likning

$$VK = \frac{\sigma}{\mu} \quad (3.1)$$

hvor σ er standardavviket og μ er gjennomsnittet. Man deler derfor et gjennomsnitt på tilhørende standardavvik [34].

3.7.3 Normalperiode

Det er utbredt praksis å bruke gjennomsnittsverdier over perioder på 30 år, for målinger av klimaparametre [28]. Disse periodene er definert av Verdens meteorologiorganisasjon (WMO) [28] og kalles for normalperioder (klimanormal) [70]. Klimanormaler på 30 år er vanlig. Dette begrunnes med at en slik tidslengde anses som kort nok til å kunne observere endringer i gjennomsnittet av en klimatisk parameter, samtidig som at tilfeldig variasjon blir filtrert bort [27].

For dagens klima anbefaler verdens meteorologiorganisasjon årene 1971 – 2000 som en velegnet normalperiode å sammenligne med [71].

Her i denne masteroppgaven ble det funnet mest hensiktsmessig å benytte tidsrier for nedbør og temperatur som strekker seg tilbake til 01.08.1974, da det før denne tid finnes måledata fra målestasjonen som da befant seg en halv kilometer vekk fra dagens plassering. Derfor er den første perioden som denne analysen betrakter en tilnærmet normalperiode som består av tidsperioden 01.08.1974 – 31.12.2000¹⁰.

3.7.4 Anomali

Generelt kan en anomali av en klimatisk parameter betraktes som et avvik (av denne parameteren) fra parameterens gjennomsnittsverdi over en lengre tidsperiode (gjerne normalperiode) [14]. Dersom avviket er negativt i forhold til gjennomsnittet brukes betegnelsen negativ anomali, og positiv anomali i tilfeller der avviket er positivt [42]. Anomali har en utbredt anvendelse i studier innen klima (for eksempel publikasjoner fra: Meteorologisk Institutt [37], NOAA [41; 40], [29]).

I analysen som er utført her sammenlignes gjennomsnittsverdier for perioden 01.01.2001 – 31.12.2017, med middelverdiene for den tilnærmede normalperioden 01.08.1974 – 31.12.2000.

3.7.5 Nedbørsanomali: mengde og frekvens

Nedbørsanomali (endring i nedbør), som følge av endring i frekvens (hyppighet) av atmosfæriske sirkulasjonstyper (væertyper) er gitt av en likning. Anomali tilsvarer her differansen mellom gjennomsnittet fra periodene 2001 – 2017 og 1974 – 2000. Likningen for denne nedbørsanomalien er gitt av

$$P_{af} = \sum_{i=1}^m (f_{1i} - f_{0i}) P_{0i} \quad (3.2)$$

¹⁰I denne analysen brukes betegnelsen 1974 – 2000 for å omtale tidsperioden 01.08.1974 – 31.12.2000, dette for å forenkle notasjon og lesbarhet.

her tilsvarer P_{af} [mm] endring i nedbør som følge av forandring i hyppighet av værtyper. Her tilsvarer f_{1i} og f_{0i} , gjennomsnittlige hyppighet til værtype i , i henholdsvis periodene 2001 – 2017 og 1974 – 2000. Videre er P_{0i} gjennomsnittlige månedsnedbør for værtype i i perioden 1974 – 2000. Videre tilsvarer subindeks i , værtype i , av totalt m forskjellige værtyper.

For å finne endring i nedbør som følge av endring i egenskapene til luftmasser som værtypene medbringer, brukes en annen variant av likningen over. Egenskapene tilsvarer her nedbørsmengder. En endring av egenskapene, er derfor en slags indikasjon på endring luftmassenes vandampinnhold. Dette er gitt av likning

$$P_{an} = \sum_{i=1}^m (P_{1i} - P_{0i}) f_{i0} \quad (3.3)$$

her tilsvarer P_{an} [mm] endring i nedbør, som følge av forandring av nedbørsmengder i luftmassene som værtypene medbringer. Her tilsvarer P_{1i} og P_{0i} , gjennomsnittlig månedsnedbør for værtype i , i henholdsvis periodene 2001 – 2017 og 1974 – 2000. Videre er f_{0i} gjennomsnittlig hyppighet for værtype i i perioden 1974 – 2000. Videre tilsvarer subindeks i , værtype i av totalt m forskjellige værtyper. Subindeks 1 og 0 står her for henholdsvis perioden 2001 – 2017 og 1974 – 2000. Disse beskrivelsene for m og subindeksene i , 1, 0 gjelder for både likning (3.2) og (3.3).

Likningene (3.2) og (3.3) tilsvarer likningene som er blitt brukt i en studie fra 2016, men med en hovedforskjell. I nevnte studie er forskjellen at parameteren temperatur brukes istedenfor nedbør. Ved å bytte ut parameteren nedbør, med parameteren temperatur, gir likning (3.2) endring i temperatur som følge av forandring i frekvens av værtyper. Videre gir likning (3.3), endring i de termiske egenskapene til luftmassene som værtypene medbringer [29].

3.7.6 Mann-Kendall trendtest

For å finne ut om det finnes en statistisk signifikant trend samt om denne er monotont økende eller synkende kan man bruke en såkalt Mann-Kendall trendtest. Mann-Kendall trendtest brukes derfor ikke til å finne stigningstallet til selve trenden. Denne trendtesten tillater manglende observasjoner og observasjonene som benyttes må ikke følge en bestemt fordeling. Mann-Kendall trendtest er en ikke parametrisk test og ser bare på relative størrelser i datasettet istedenfor måleverdiene i seg selv [24]. En annen fordel med denne trendtesten er at den ikke er sensitiv overfor uteliggere i dataene. Denne trendtesten er tidligere blitt brukt av andre klimatologiske studier (for eksempel: [19], [30], [63], [18], [35]).

Ved å framsette en hypotesetest kan Mann-Kendall trendtest fortelle om nullhypotesen H_0 kan forkastes og den alternative hypotesen kan aksepteres H_a hvor hver hypotese er gitt som følger

H_0 : Ingen monotonsk trend.

H_a : En monotonsk trend er tilstede.

Framgangsmåten i en Mann-Kendall trendtest vil da være slik:

Observasjonsdataene x_1, x_2, \dots, x_n ordnes i samme rekkefølge som målingene fant sted, noe som tilsvarer tidskoordinatene t_1, t_2, \dots, t_n .

Fortegnet til hver differanse $x_j - x_k$ ¹¹ hvor $j > k$ for alle mulige differanser ($n(n-1)/2$) vil være gitt ved

$$x_2 - x_1, x_3 - x_1, \dots, x_n - x_1, x_3 - x_2, x_4 - x_2, \dots, x_n - x_{n-2}, x_n - x_{n-1} \quad (3.4)$$

La $\text{sgn}(x_j - x_k)$ være en indikatorfunksjon som oppfyller følgende krav

$$\text{sgn}(x_j - x_k) = \begin{cases} 1, & \text{hvis } x_j - x_k > 0 \\ 0, & \text{hvis } x_j - x_k = 0 \text{ }^{12} \\ -1, & \text{hvis } x_j - x_k < 0 \end{cases} \quad (3.5)$$

Antallet positive differanser minus antallet negative differanser kalles “Mann-Kendall”-statistikken og oppnås som følger

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k) \quad (3.6)$$

Dersom “Mann-Kendall”-statistikken S er et positivt tall innebærer det at observasjoner tenderer mot å øke i verdi med tiden og motsatt når “Mann-Kendall”-statistikken S er et negativt tall.

Ved antall observasjoner $n > 10$ går man direkte videre til å regne ut variansen til S som følger

$$\text{VAR}(S) = \frac{1}{18} \left[n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^g t_p(t_p-1)(2t_p+5) \right] \quad (3.7)$$

hvor $\text{VAR}(S)$ tilsvarer variansen som er det samme som standardavviket opphøyd i andre (σ^2). Her tilsvarer g antallet grupper med observasjoner av like verdier, da like verdier legges i samme gruppe p . Videre tilsvarer t_p antall like verdier i gruppe p .

¹¹Der x_j tilsvarer måling ved tidspunkt j og x_k måling ved tidspunkt k

¹²Eller hvis fortegnet til $x_j - x_k$ ikke kan bestemmes grunnet mangel på observasjoner

Deretter er man klar til å regne ut Mann-Kendall test statistikken Z som følger

$$Z = \begin{cases} \frac{S - 1}{\sqrt{\text{VAR}(S)}}, & \text{hvis } S > 0 \\ 0, & \text{hvis } S = 0 \\ \frac{S + 1}{\sqrt{\text{VAR}(S)}}, & \text{hvis } S < 0 \end{cases} \quad (3.8)$$

Det resultatet vi anser som statistisk signifikant, vil være gitt av signifikansnivået α . Normalt ligger α i intervallet $(0 < \alpha < 0,5)\%$, noe som angir sannsynligheten for at trendtesten til Mann-Kendall feilaktig forkaster nullhypotesen. Her i denne analysen velges α lik 0.5% , som er et mye brukt signifikansnivå.

$$Z = \begin{cases} \mathbf{H}_a: \text{Oppadrettet monotonsk trend,} & \text{hvis } Z > Z_{1-\alpha} \\ \mathbf{H}_a: \text{Nedadrettet monotonsk trend,} & \text{hvis } Z < -Z_{1-\alpha} \end{cases} \quad (3.9)$$

hvor $Z_{1-\alpha}$ angir grenseverdien til Mann-Kendall teststatistikken Z , som gir forkastning av nullhypotesen. Verdier for $Z_{1-\alpha}$ kan finnes i statistiske tabeller (med verdier fra standardnormalfordelingen) på internett og i lærebøker innen statistikk. Dersom Mann-Kendall statistikken Z er større enn $Z_{1-\alpha}$ finnes det en økende trend, og når Mann-Kendall statistikken Z er mindre enn $-Z_{1-\alpha}$ finnes det en synkende trend [24].

Kapittel 4

Resultater

4.1 Sesongverdier: Nedbør og temperatur

Formålet med dette delkapittelet er å identifisere hvilke sesonger og atmosfæriske sirkulasjonstyper (værtypene) som skiller seg ut. Her sammenlignes parameterne nedbør og temperatur. For å undersøke dette nærmere, er det utregnet gjennomsnitt for månedlige nedbørsmengder og temperaturer per sesong for perioden 1974 – 2000. Dette vises i henholdsvis delfigurene 4.1 (a) og (b). I tillegg er det blitt utregnet anomaliverdier (endringsverdier) for månedlige nedbørsmengder og temperaturer per sesong for de siste årene (2001 – 2017 med hensyn på gjennomsnittet for årene 1974 – 2000). Dette vises henholdsvis i delfigurene 4.1 (c) og (d).

4.1.1 Perioden 1974 – 2000

I dette delkapittelet nevnes de atmosfæriske sirkulasjonstypene (værtypene) som var både varmest og/eller medbrakte mest månedsnedbør i perioden 1974 – 2000. Dette sees av delfigurene 4.1 (a) og (b).

Nedbør

Ved å kun se på de værtypene som medbrakte mest nedbør, uavhengig av temperatur, er det tydelig at visse værtypene skiller seg ut mer enn andre. Værtypen SWc medbrakte mest månedsnedbør blant alle værtypene i alle sesonger. Værtypene Cc og Bc står blant de værtypene som medbrakte mest månedsnedbør i hver sesong (men likevel mindre enn SWc). Sammenlignet med værtypene Cc og Bc gav Sc større bidrag om høsten. Værtypen Wc gav større bidrag enn Cc og Bc om sommeren samt vinteren. I tillegg var SWa, blant de antisyklonske værtypene, som medbrakte mest nedbør om vinteren. Værtypen SWa var den værtypen,

som har rekorden for mest nedbør om våren, blant de antisyklonske værtypene.

Temperatur

Om sommeren var alle værtyper over 0 °C. Om vinteren og våren var værtypene SWa og SWc de varmeste blant henholdsvis de antisyklonske og syklonske værtypene. I høstsesongen var værtypene SWa og Sa de varmeste blant de antisyklonske værtypene. Tilsvarende var SWc og Sc de varmeste værtypene om høsten blant de syklonske værtypene. Det er særlig sørvestlig og sørlig retning som skilte seg ut om høsten. Om vinteren og våren var det sørvestlig retning som står bak de varmeste værtypene.

Nedbør og temperatur

Om høsten var det SWa og SWc som var både varmest og medbrakte mest nedbør blant henholdsvis de antisyklonske og syklonske værtypene. Blant de syklonske værtypene står Sc for de nest høyeste verdiene om høsten når det gjelder temperatur og nedbør. Sørvestlig og sørlig retning stod bak de værtypene som var varmest og medbrakte mest månedsnedbør i perioden 1974 – 2000.

4.1.2 Anomali

Her identifiseres de værtypene som har gjennomgått mest anomali (endring), i form av både endring i sesongnedbør og/eller temperatur. Dette sees av delfigurene 4.1 (c) og (d).

Nedbør

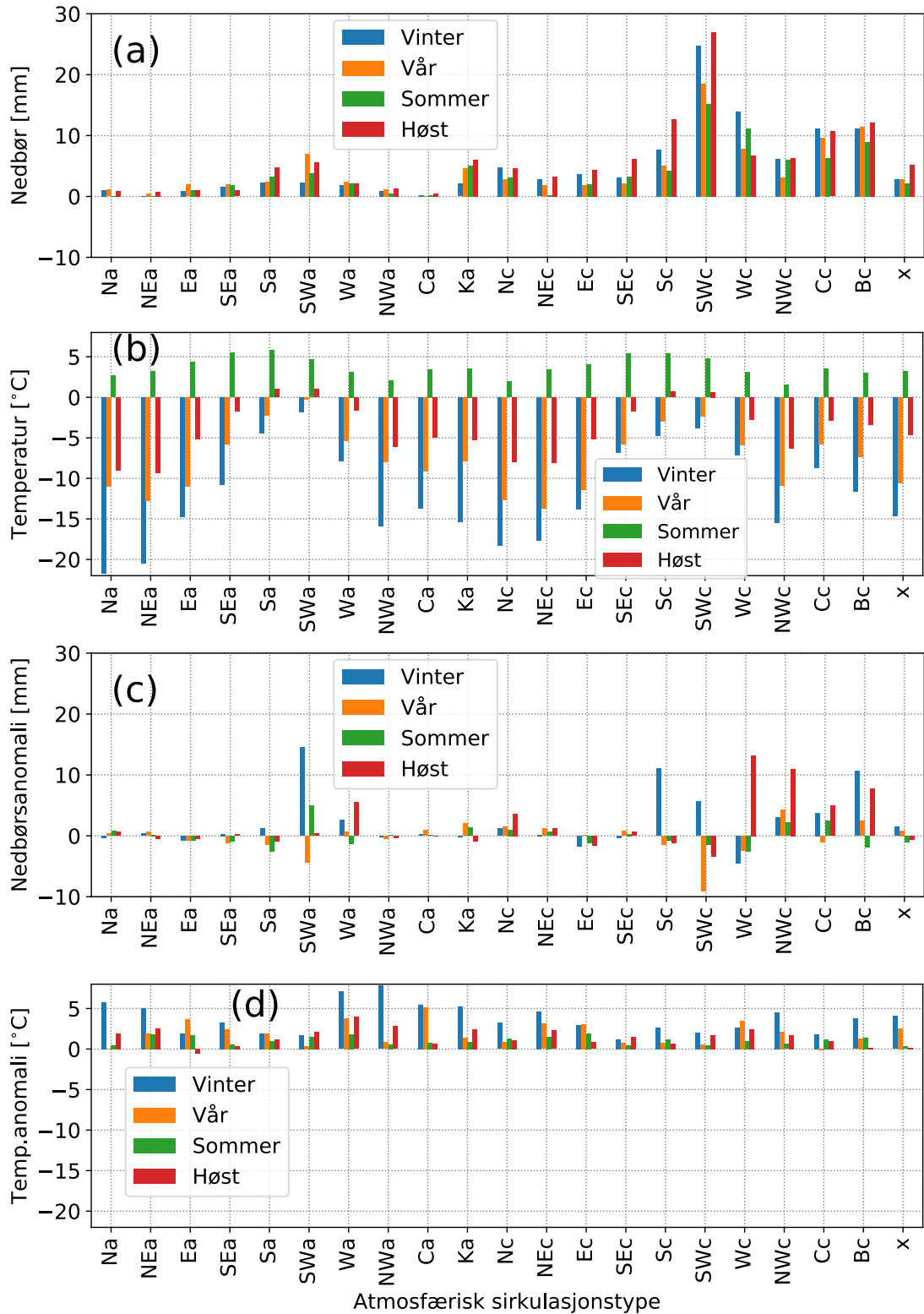
Vinterstid er det særlig værtypene Sc, SWa og Bc som står for de største nedbørsendringene. Nedbørsendringene om høsten er størst for værtypene Wc, NWc og Bc. Om våren har værtypen SWc den største negative nedbørsendringen over hele året. Nedbørsendringene i hver sesong er forskjellig. Totalt for hele året er det en økning i nedbørsmengder og på hele 80 mm. Vår og sommer står bak relativt små reduksjoner i nedbørsmengder på henholdsvis -7 mm og -0.5 mm. Høst og vintersesongen bidrar til det meste av nedbørsendringen over hele året og står for endringer på henholdsvis 39 mm og 48 mm. Det ble her funnet åtte værtyper som står bak 77 % av alle nedbørsendringer. Disse er Sc, SWa, SWc, Wa, Wc, NWc, Cc og Bc. Det vil bli lagt særlig fokus på disse værtypene utover.

Temperatur

Blant de syklonske værtyperne er NWc og Bc blant de som har gjennomgått størst oppvarming om vinteren. Værtyperne Wc har gjennomgått størst temperaturøkning blant de syklonske værtyperne om våren. Størst temperaturøkning har skjedd for de antisyklonske værtyperne Na, NEa, Wa, NWa, Ca og Ka om vinteren (ingen av disse har gjennomgått en temperaturøkning som er lavere enn 5 °C). Alle værtyper i alle sesonger har blitt varmere (bortsett fra værtyperne Cc om våren og Ea om høsten som begge er blitt litt kaldere). Det er tydelig at vintersesongen har opplevd mest oppvarming for de fleste av værtyperne.

Temperatur og nedbør

Værtyperne Wa og Wc har om høsten både gjennomgått relativt store nedbørs- og temperaturøkninger sammenlignet med andre sesonger. Det samme kan sies om værtyperne Bc som om vinteren har gjennomgått både relativt stor nedbørs- og temperaturøkning.



Figur 4.1: For hver sesong for hver av de atmosfæriske sirkulasjonstypene: (a) Gjennomsnittlig sesongnedbør i perioden 1974 – 2000. (b) Gjennomsnittlig temperatur per sesong i perioden 1974 – 2000. (c) Gjennomsnittlig nedbørsanomali per sesong i løpet av de siste årene (2001 – 2017, med hensyn på gjennomsnittet for årene 1974 – 2000). (d) Gjennomsnittlig temperaturanomali per sesong i løpet av de siste årene (2001 – 2017 med hensyn på gjennomsnittet for årene 1974 – 2000)

4.2 Månedsverdier: observert, frekvens og mengde

Blant sesongverdiene for nedbørsmengder (delkapittel 4.1) ble det identifisert en relativt stor månedlig variasjon i samme sesong. Derfor velges det nå og i resten av analysen, å se på månedlig variasjon av gjennomsnittlig nedbør istedenfor sesongvariasjon. I tillegg vil det identifiseres hvor mye endringer i frekvens og nedbørsmengder, hver for seg, har hatt å si for nedbørsanomali (nedbørsendringer).

4.2.1 Perioden 1974 – 2000 og anomalier

Månedsverdier

Fra delfigur 4.2 (a) identifiseres månedlig gjennomsnitt og anomali av månedsnedbør. Nedbørsanomalier tilsvarer endring i gjennomsnittlig månedsnedbør, fra 2001 – 2017 til 1974 – 2000.

I årene 1974 – 2000 var det i perioden august – mars i gjennomsnitt over 30 mm per måned. Når det gjelder andeler av total årlig nedbørsendring, er det flere måneder som skiller seg særlig ut. Januar står for den største andelen (33 %) av den totale årlige nedbørsendringen, etterfulgt av oktober (18 %) og september (12 %). Til sammen står januar, oktober og september for 63 % av den totale årlige nedbørsendringen.

Relative endringer

De månedene som står bak de største relative endringene er januar (114 %), oktober (59 %), juni (–31 %), juli (29 %), september (26 %) og februar (23 %). For de resterende månedene er de relative endringene på under 16 %. Den relativt store månedlige variasjonen kan sees i løpet av alle sesonger, men den er på sitt største om vinteren og høsten. Det er tydelig at januar, september og oktober, er måneder som er viktige bidragsyttere til den totale nedbørsendringen, noe som til en viss grad skyldes de relative endringene til januar, september og oktober.

4.2.2 Frekvens og mengde

Det første forskningsspørsmålet i denne oppgaven går ut på å finne ut hvor mye av nedbørsendringen som skyldes endringer i frekvens (hyppighet) av atmosfæriske sirkulasjonstyper (væertyper). For regne ut dette er likning (3.2) blitt brukt.

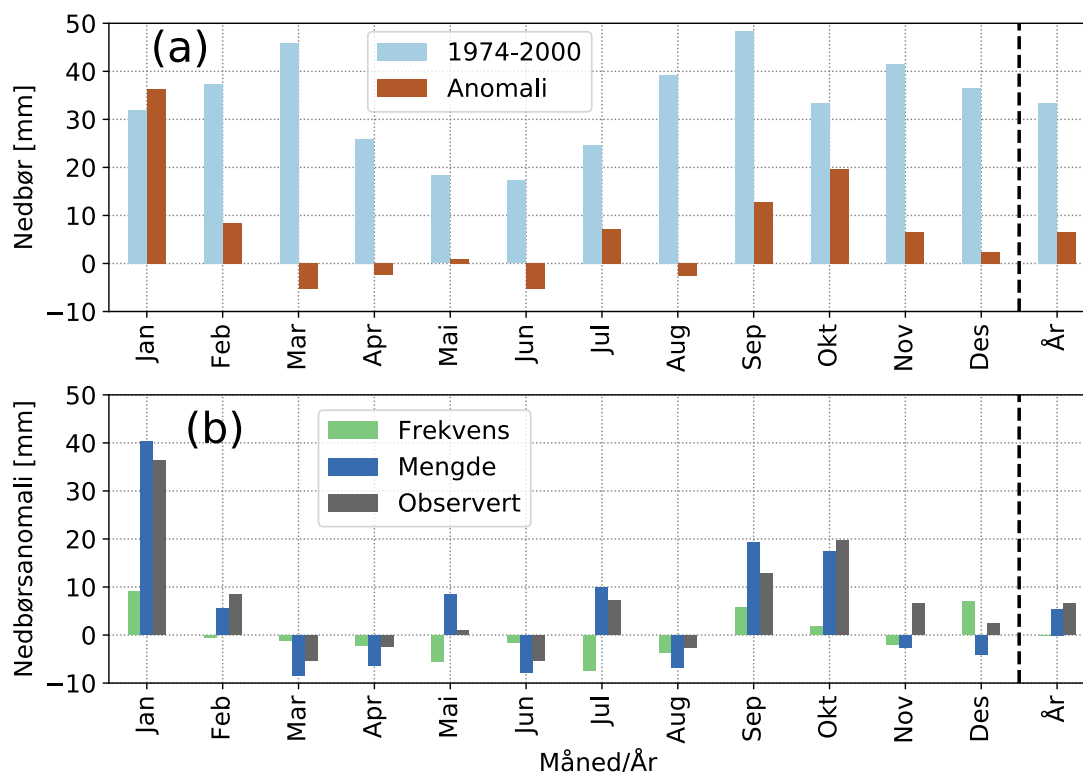
Det andre forskningsspørsmålet går ut på å finne ut hvor mye av nedbørsendringene som skyldes endringer i luftmasseegenskaper. Luftmasseegenskaper tilsvarer her mengdene nedbør som luftmassene bringer med seg. For utregning av dette, er likning (3.3) blitt benyttet. For sammenligning, er observert nedbørsendring og nedbørsendring som skyldes forandringer i nedbørsmengde og hyppighet, plottet hver for seg i samme søylediagram (delfigur 4.2 (b)).

Frekvens

Her sees det nærmere på hvor mye av den observerte nedbørsendringen som skyldes endringer i hyppighet av værtyper. Endring i hyppighet forklarer relativt lite av den gjennomsnittlige nedbørsendringen i månedene januar, februar, mars, april, juni, september og oktober. Nedbørsøkning som følge av en forandring i hyppighet, skjer bare i januar, september, oktober og desember. I mai, juli, august og november er bidraget til nedbørsendring grunnet hyppighetsendring større sammenlignet med de andre månedene. Det er bare i desember at nedbørsendringen forklares best av forandring i hyppighet. Når det gjelder den månedlige gjennomsnittsnedbøren over hele året, er derimot nedbørsendring som skyldes endring i hyppighet, neglisjerbar.

Mengde

Videre identifiseres det hvor mye av den observerte nedbørsendringen som skyldes endringer i luftmasseegenskaper. Det er bare i februar, oktober, november og i det månedlige gjennomsnittet over hele året, at nedbørsendring som skyldes endringer i luftmasseegenskaper er mindre enn observert nedbørsendring. I de resterende månedene, er nedbørsendring som skyldes endringer i luftmasseegenskaper, større enn observert nedbørsendring. Endringer i nedbør forklarer mesteparten av nedbørsendringene for de fleste måneder.



Figur 4.2: (a) Gjennomsnittlig månedsnedbør i perioden 1974 – 2000 sammenlignet med gjennomsnittlig månedlig nedbørsanomali for de siste årene (2001 – 2017 med hensyn på gjennomsnittet for årene 1974 – 2000). (b) Sammenligning av observert gjennomsnittlig månedlig nedbørsanomali for de siste årene (2001 – 2017 med hensyn på gjennomsnittet for årene 1974 – 2000) med nedbørsanomali som skyldes: kun endringene i frekvens av atmosfæriske sirkulasjonstyper (jamfør likning (3.2)); kun endringene i nedbørsmengder; jamfør likning (3.3)).

4.3 Daglig nedbørsintensitet per sirkulasjonstype

Hensikten med dette delkapittelet er å identifisere om noen atmosfæriske sirkulasjonstyper (værtypen) skiller seg ut mer enn andre, når det gjelder daglig nedbørsintensitet (daglig nedbørsmengde). Endring i frekvens (hyppighet) av værtypen forklarer deler av den observerte nedbørsendringen, i noen måneder mer enn i andre (jamfør delkapittel 4.2). Det vil derfor sees nærmere på gjennomsnittlige daglige nedbørsmengder, uavhengig av hyppighet. Dette gjør det lettere å skille ut nedbørsmengder, som værtypene medbringer i gjennomsnitt, for hver dag de inntreffer.

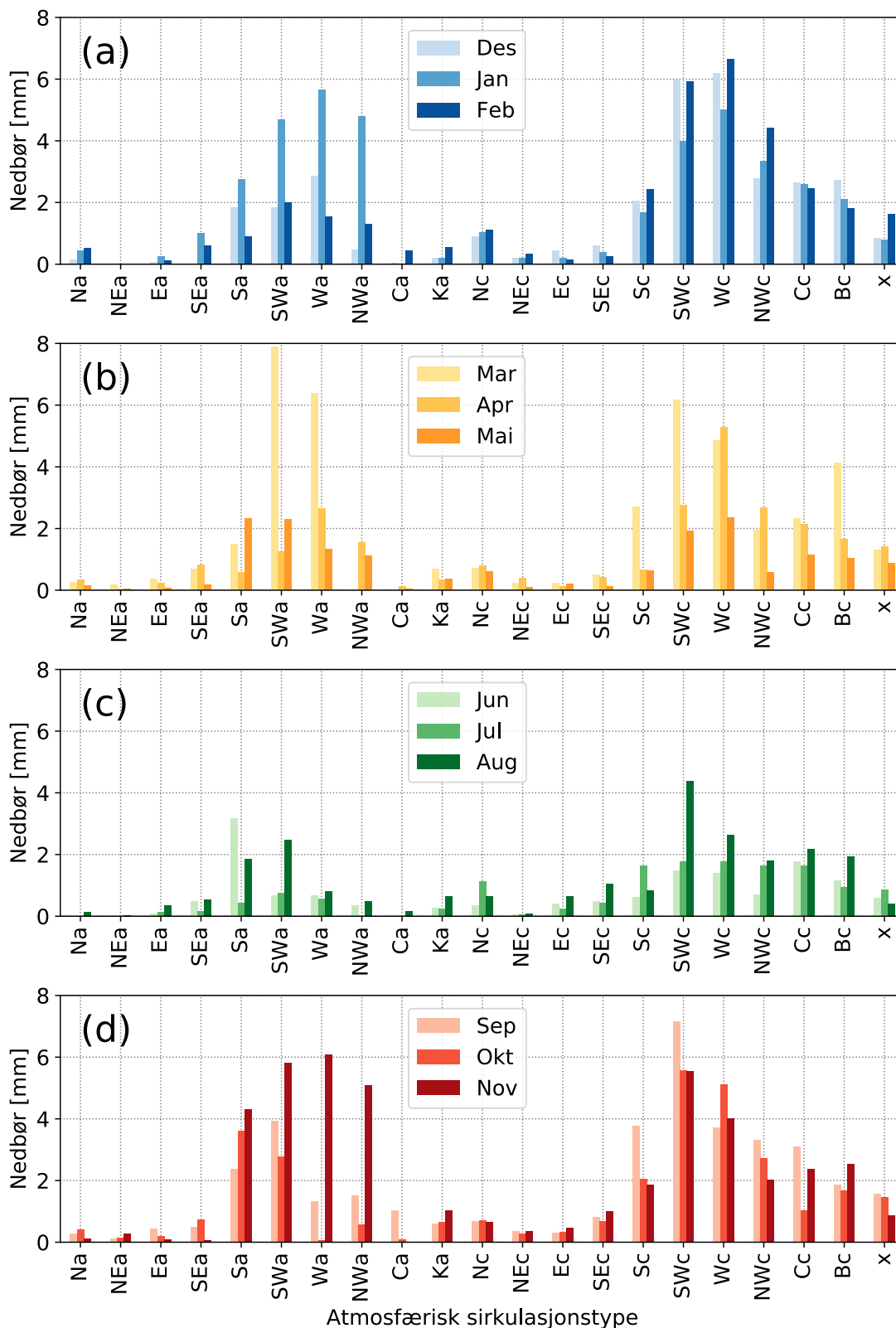
4.3.1 Perioden 1974 – 2000

Her er det regnet ut gjennomsnittlige daglige nedbørsintensiteter (daglige nedbørsmengder) for alle dager (værtypen forekommer) per måned per atmosfærisk

sirkulasjonstype (værtype) i årene 1974 – 2000. Dette vises av figur 4.3. Hensikten er å identifisere værtyper som skiller seg ut.

Det er tydelig at luftmasser fra sørvestlig og vestlig retning medbringer relativt store daglige nedbørsmengder i flere måneder. Blant de syklonske værtypene er det størst verdier for SWc og Wc i noen måneder. Blant de antisyklonske værtypene er det størst verdier for SWa og Wa i visse måneder. Værtypen NWa viser relativt store daglige nedbørsmengder i januar og november. Antisyklonske værtyper medbringer i noen måneder omtrent like store, og i noen tilfeller større, daglige nedbørsmengder enn syklonske værtyper. De syklonske værtypene NWc, Cc og Bc bringer med seg relativt store daglige nedbørsmengder i de fleste månedene. Værtypen NWc medbringer større daglige nedbørsmengder enn Cc og Bc i januar og februar. Værtypen Sc står bak en daglig nedbørsmengde som er nesten like stor som de daglige nedbørsmengdene til Cc og Bc i februar, men som er litt lavere i desember og januar. Mars skiller seg ut om våren med relativt stor daglige nedbørsmengder for værtypene SWa, SWc, Wa, Wc (også i april) og Bc. November er også ganske markant med relativt stor daglige nedbørsmengder for værtypene Sa, SWc (også i september og oktober), SWa, Wa, Wc (også i oktober). Alle de åtte værtypene, som har bidratt med mest nedbørsendring, var også viktige blant de som medbrakte de største daglige nedbørsmengdene. Med andre ord så inneholdt luftmassene som var medbrakt av disse værtypene, relativt mye nedbør, noe som kan antyde høye andeler vanndamp.

4.3 Daglig nedbørsintensitet per sirkulasjonstype



Figur 4.3: Gjennomsnittlig daglig nedbørsintensitet per atmosfærisk sirkulasjonstype i perioden 1974 – 2000 for: (a) Vintermånedene desember – februar. (b) Varmånedene mars – mai. (c) Sommermånedene juni – august. (d) Høstmånedene september – november.

4.3.2 Anomali

Her identifiseres anomalier av daglige nedbørsintensiteter (daglige nedbørsmengder) for alle dager (værtypen forekommer) per måned per atmosfærisk sirkulasjonstype. Anomalier tilsvarer her endring av gjennomsnittlige daglige nedbørsintensiteter per måned fra 2001 – 2017 til 1974 – 2000. Dette vises av figur 4.4. Endringer av daglige nedbørsmengder, gir en slags indirekte indikasjon på endring av mengden vanndamp i luftmassene som værtypen medbringer. En naturlig antagelse er da at økt daglig nedbørsmengde innebærer mer vanndamp i luftmassene.

Her omtales daglige nedbørsmengder som skiller seg ut. Værtypen Wa gir en reduksjon i januar. Værtypen SWa gir en økning i desember som ikke er så stor. Ellers har værtypene SWa og Wa de største endringene i vintermånedene blant alle værtyper. For værtypene Sc, SWc og Wc er det en økning over vinteren. Værtypene Wa og Wc, har de største økningene av daglige nedbørsmengder, i henholdsvis oktober og november. Værtypen Wc gir størst økning om høsten. Denne kommer på 13 mm per dag. For Sa og SWc er det en reduksjon i alle høstmånedene. For alle værtyper er endringene på under 2 mm per dag i sommermånedene, med unntak av Sa i juni som har en reduksjon i nedbørsmengder på –3 mm per dag. For værtypene Cc og Bc er endringene relativt små i de fleste måneder. Mars skiller seg ut om våren med relativt store økninger for værtypene Sa, Wc, NWa og NWc. I mars har værtypen SWa den største reduksjonen blant alle værtyper over hele året. Totalt sett er det minst endringer over sommermånedene. Dette antyder at luftmasser som kommer fra sørvest og vest, inneholder mer vanndamp enn det de gjorde før.

Relative positive anomalier på over 100 %

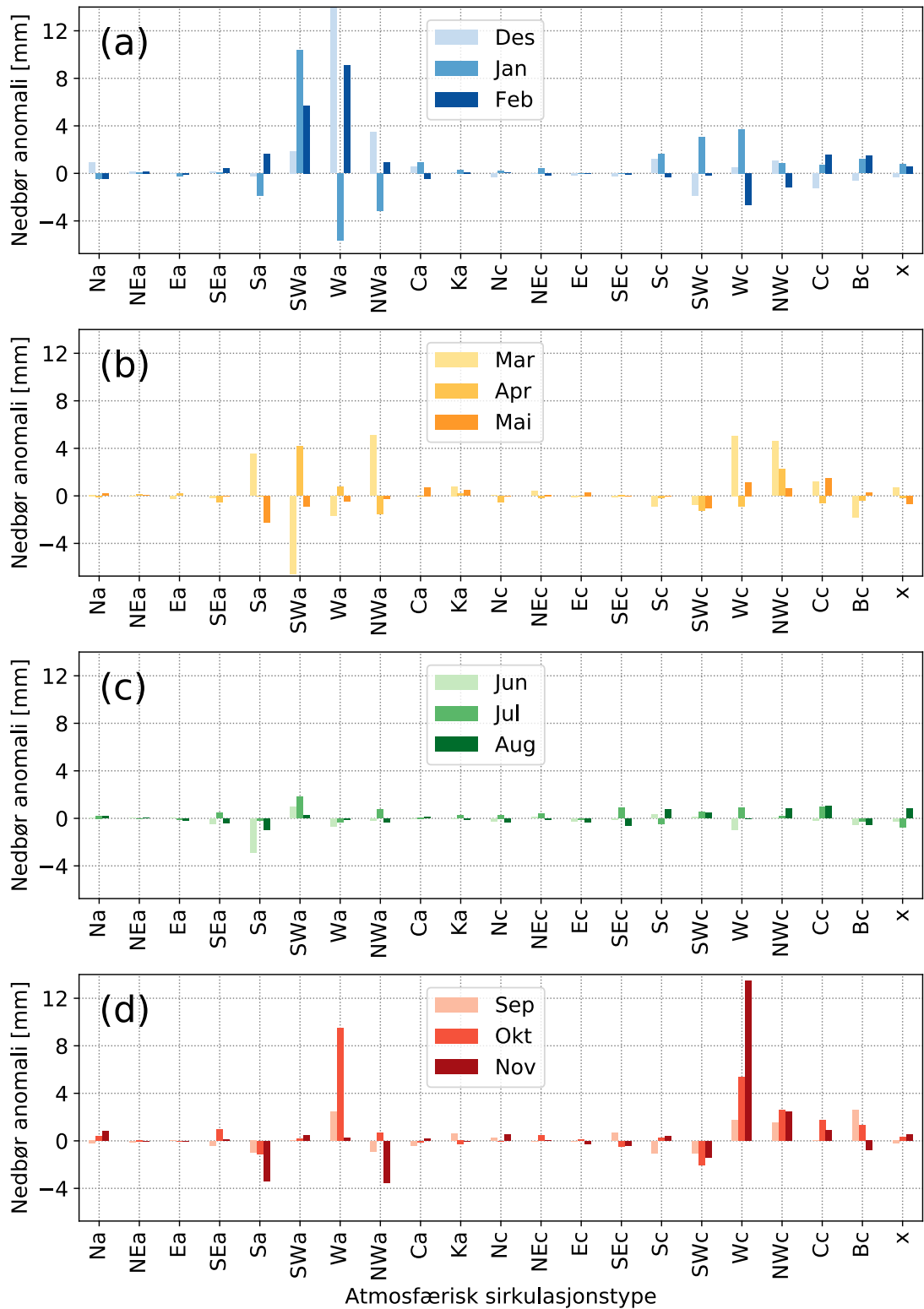
Relativ endring av daglig nedbørsmengde, gir et bedre bilde på hvilke luftmasser som har endret sine egenskaper mest. I denne sammenheng, er dette en slags indirekte indikasjon på endring av vanndampinnhold i hver luftmasse som en værtype medbringer. Endringen for hver atmosfæriske sirkulasjonstype (værtype) er her i forhold til verdiene i perioden 1974 – 2000. Værtyper med en relativ økning på over 100 % og hvilke måneder dette har skjedd i vises i tabell 4.1. Nedbørsendringer på så lite som 1 mm vises ikke. Dette forklares av at slike endringer kan skyldes støy.

Det er interessant å merke seg at værtypene SWa, Wa og Wc har flere av de største relative endringene. Vestlig sektor skiller seg derfor særlig ut. Videre dukker ikke SWc opp her. Det er tydelig at syv av de åtte værtypene som har bidratt til mest nedbørsendring dukker opp blant værtypene som har gjennomgått størst relativ endring i daglige nedbørsmengder. Derfor har værtypene som har gjennomgått størst endring i daglig nedbørsmengde, også vært de som har gått gjennom de største positive relative endringene i flest måneder. Kort sagt er luftmassene som disse værtypene medbringer blitt fuktigere. Dette synes å

styrke funnene som viste at endringer i luftmasseegenskaper står bak det meste av nedbørsøkningen (jamfør delkapittel 4.2).

Tabell 4.1: Atmosfæriske sirkulasjonstyper som har relative anomalier for daglige nedbørsmengder på over 100 %

Atmosfærisk sirkulasjonstype	Måneder
Sa	feb, mar
SWa	des, jan, feb, apr, jul
Wa	des, feb, sep, okt
NWa	mar, des
Wc	mar, okt, nov
NWc	mar, nov
Cc	mai, okt
Bc	sep



Figur 4.4: Gjennomsnittlig anomali av daglig nedbørsintensitet per atmosfærisk sirkulasjonstype for alle dager de siste årene (2001 – 2017 med hensyn på gjennomsnittet for årene 1974 – 2000) for: (a) Vintermånedene desember – februar. (b) Vårmånedene mars – mai. (c) Sommermånedene juni – august. (d) Høstmånedene september – november.

4.4 Månedsnedbør per sirkulasjonstype

Hensikten med dette delkapittelet er å finne ut hvor mye hver atmosfæriske sirkulasjonstype (værtype) bidrar med av månedsnedbør i gjennomsnitt. I forrige delkapittel er ikke hyppighet av værtyper inkludert i utregningene. Tidligere ble det vist at hyppigheten til værtyper, har en signifikant påvirkning på endring av månedsnedbøren i visse måneder (jamfør delkapittel 4.2). Ved å inkludere hyppighet i dataene fra forrige delkapittel oppnås et mer helhetlig bilde, som trengs videre for analysen i denne masteroppgaven.

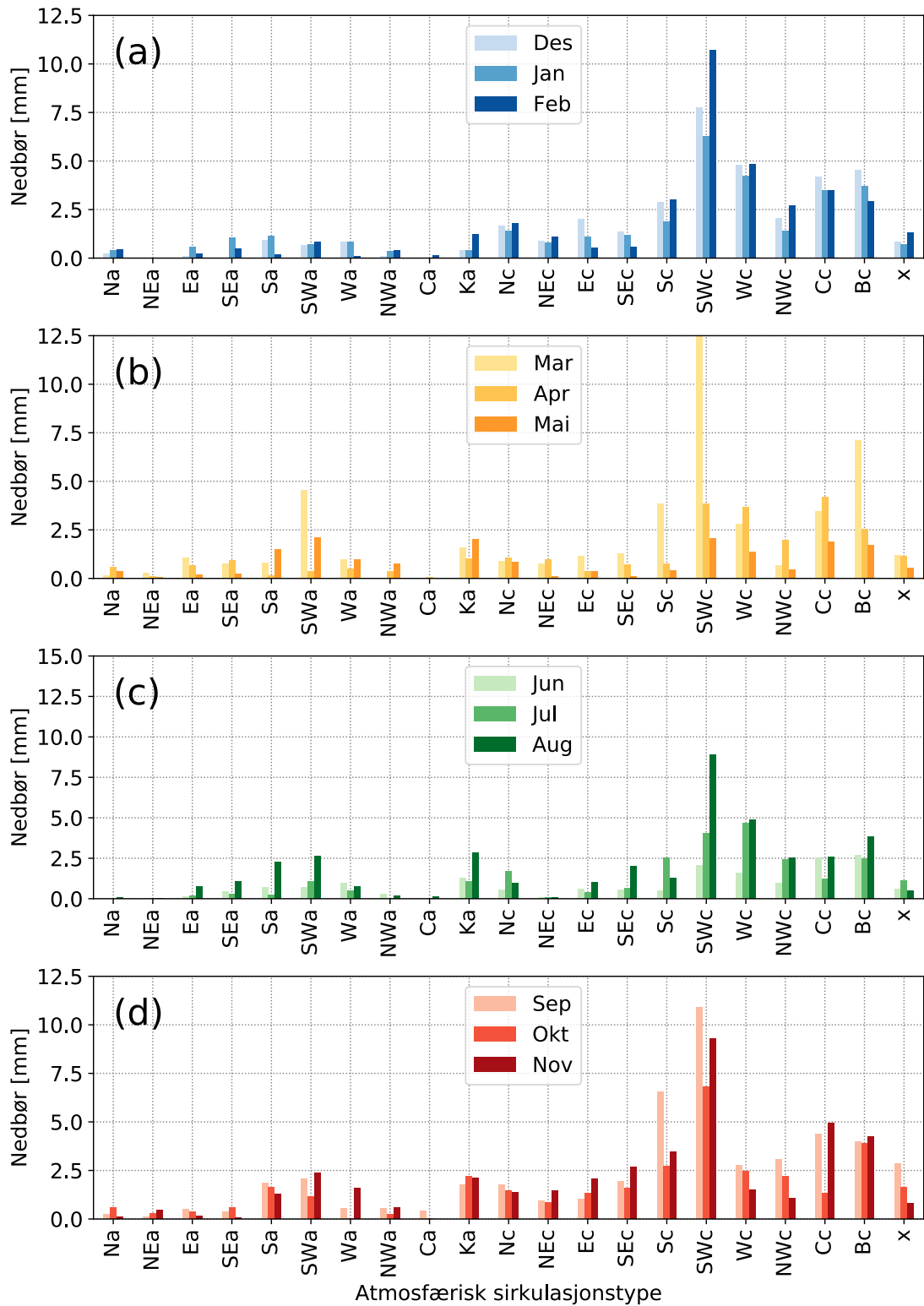
4.4.1 Perioden 1974 – 2000

Formålet her er å identifisere atmosfæriske sirkulasjonstyper (værtyper) som skiller seg ut. Dette gjelder gjennomsnittlig månedsnedbør for enkeltmåneder i perioden 1974 – 2000. Gjennomsnittlig månedsnedbør vises i figur 4.5.

Det er særlig syklonske værtyper som medbrakte mest månedsnedbør i flest måneder. Værtypen SWc stod for det meste av månedsnedbøren i høst- og vintermånedene. Blant de resterende værtypene som medbrakte mye av månedsnedbøren (men enkeltvis mindre enn SWc) i vintermånedene er Wc, Sc, Cc og Bc. Årsrekorden er det værtypen SWc som står for i mars. Ellers medbrakte værtypen SWc mest månedsnedbør i flere måneder, sammenlignet med de andre værtypene. Blant de antisyklonske værtypene er det særlig SWa som skiller seg ut i flere måneder. I mars har SWa rekorden blant antisyklonene. Blant antisyklonene medbrakte Wa relativt mye månedsnedbør kun i november. Værtypen NWc medbrakte mindre månedsnedbør enn Cc og Bc, i de fleste måneder. Månedlig variasjon i samme sesong er relativt stor for flere værtyper. Det er tydelig at de åtte værtypene som har bidratt til størst nedbørsøkning, er blant de værtypene som medbrakte mest månedsnedbør i flere måneder.

Variasjonskoeffisienter

Variasjonskoeffisientene for disse dataene er alle på over 100 %. Laveste variasjonskoeffisient kommer på 109 %. De fleste av variasjonskoeffisientene ligger mellom 109 % og 300 %. Noen av variasjonskoeffisientene er også mellom 300 % og 500 %. Dette tyder på en stor spredning i datasettet.



Figur 4.5: Gjennomsnittlig månedsnedbør for hver atmosfærisk sirkulasjonstype i perioden 1974 – 2000 for: (a) Vintermånedene desember – februar. (b) Vårmånedene mars – mai. (c) Sommermånedene juni – august. (d) Høstmånedene september – november.

4.4.2 Anomali

Her sees det nærmere på anomalier (endringer) av månedsnedbør per atmosfærisk sirkulasjonstype (værtype). Anomalier tilsvarer her endring i gjennomsnittlig månedsnedbør fra 1974 – 2000 til 2001 – 2017. Dette vises av figur 4.6.

Endringer av månedsnedbør som skiller seg særlig ut vil identifiseres. I januar er de største nedbørsendringene gitt av værtypene Sc, SWa, SWc samt Bc. Alle disse har økt og står for 72 % av den totale endringen i januar. Sydlig sektor spiller tydeligvis en viktig rolle i januar. Værtypene Sa, SWa, Wa, Cc og Bc står bak det meste av endringen i februar. I motsetning til de nevnte værtypene, skiller værtypen Wc seg ut i februar, med en reduksjon i månedsnedbør. I september øker månedsnedbøren og øker relativt mye for værtypene SEc, SWc, Wc, NWC og Bc. Værtypen Sc har en relativt stor reduksjon i september. Om høsten har også værtypen SWc en relativt stor reduksjon i oktober og november. I mars innehar værtypene SWa og SWc rekorden om våren, for reduksjon av nedbør, blant resten av værtypene. I måneden oktober har værtypene Wa, Wc, NWC, Cc og Bc relativt store positive nedbørsendringer. Som tidligere er de åtte værtypene, som har bidratt til mest nedbørsendring, viktige for forandringen i månedsnedbør.

Relative positive anomalier på over 100 %

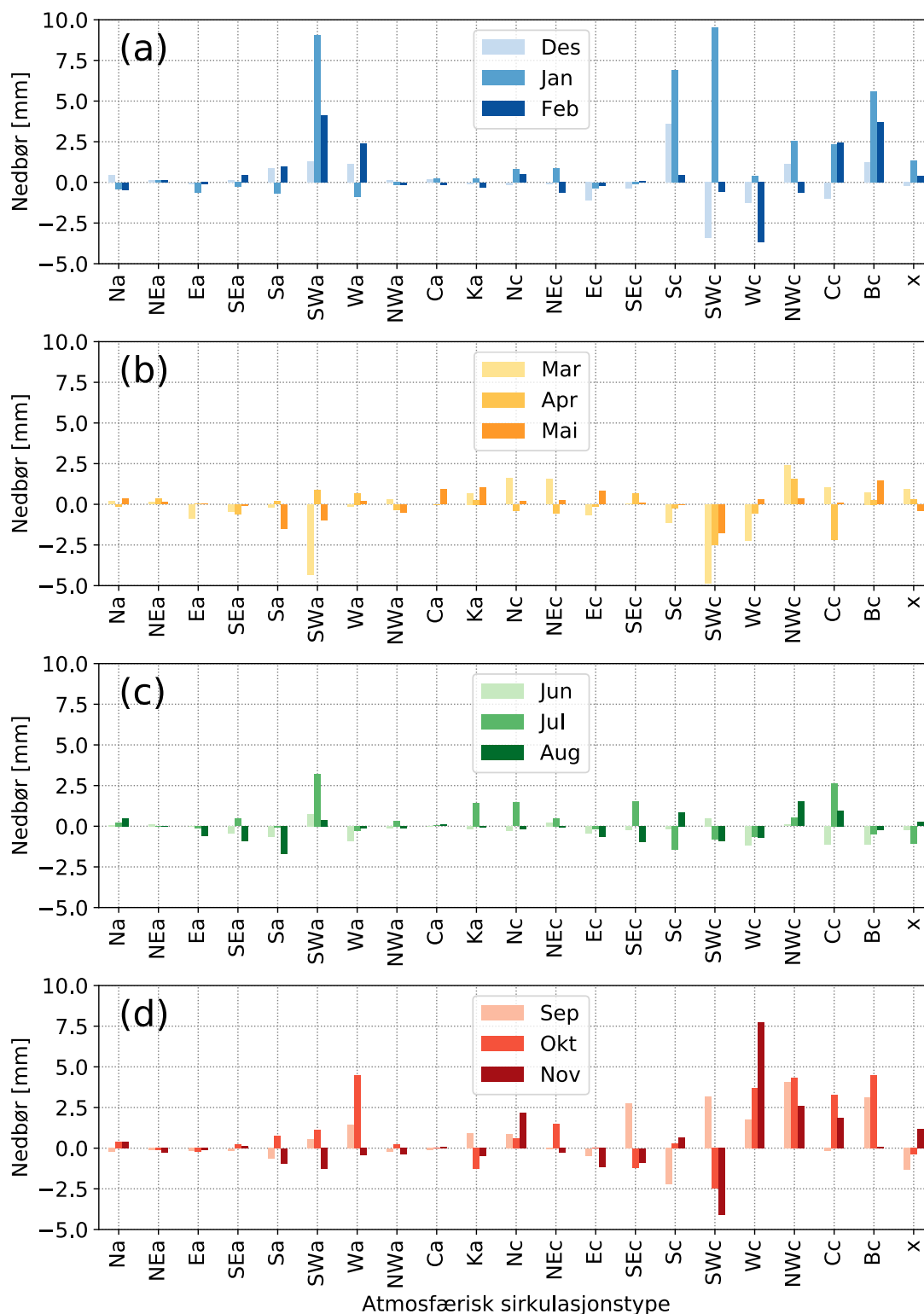
Relative månedlige nedbørsanomalier (nedbørsendringer), gir et bedre bilde på hvilke luftmasser som har endret sine egenskaper mest. Dette gjelder endringen for hver sirkulasjonstype i forhold til verdiene i perioden 1974 – 2000. Værtyper som har gjennomgått en relativ økning på over 100 % vises i tabell 4.2. Nedbørsendringer på så lite som 1 mm vil ikke bli nevnt. Dette fordi slike nedbørsendringer kan skyldes støy.

Med i tabellen er også værtypene NEc, SEc, Nc og x med to måneder hver, og værtypen Ka med en måned. Men de åtte værtypene som har bidratt til størst nedbørsøkning, dukker opp oftest blant de værtypene som har gjennomgått relative endringer på over 100 %. Derfor har værtypene som har bidratt til mest nedbørsendring, også opplevd de største relative endringene i flest måneder.

Tabell 4.2: Atmosfæriske sirkulasjonstyper som har relative anomalier for månedsnedbør på over 100 %

Atmosfærisk sirkulasjonstype	Måneder
SWa	des, jan, feb, jul
Wa	des, feb, sep, okt
Ka	jul
Nc	mar, nov
NEc	mar, okt
SEc	jul, sep
Sc	jan, des
SWc	jan
We	okt, nov
NWc	jan, mar, sep, okt, nov,
Cc	jul, okt
Bc	jan, feb, okt
x	jan, nov

4.4 Månedsnedbør per sirkulasjonstype



Figur 4.6: Gjennomsnittlig månedlig nedbørsanomali for hver atmosfærisk sirkulasjonstype for de siste årene (2001 – 2017 med hensyn på gjennomsnittet for årene 1974 – 2000) for: (a) Vintermånedene desember – februar. (b) Vårmånedene mars – mai. (c) Sommermånedene juni – august. (d) Høstmånedene september – november.

4.5 Ekstreme daglige nedbørsintensiteter

Det tredje forskningsspørsmålet i denne masteroppgaven, går ut på å finne ut hvor mye av nedbørsendringen som skyldes ekstreme daglige nedbørsintensiteter (ekstreme daglige nedbørsmengder). I denne masteroppgaven defineres ekstreme daglige nedbørsmengder, som hendelsene på over 10 mm per dag. Dette vil det sees på nærmere utover i delkapittelet.

4.5.1 Andel av årsnedbør fordelt på nedbørintensitet

For å avgjøre hvor mye ekstreme daglige nedbørsintensiteter (ekstreme daglige nedbørsmengder) bidrar til av total nedbørsendring, sees det her på bidraget til gjennomsnittlig årsnedbør. Dette gjøres for forskjellige størrelser på daglige nedbørsintensiteter (daglige nedbørsmengder). Det vises gjennomsnittsverdier for perioden 1974 – 2000. I 1974 finnes det bare data for fem måneder. På grunn av dette, er det, for å gi en god representasjon for perioden 1974 – 2000, blitt brukt et vektet gjennomsnitt. I tillegg sees det på anomalier (endringer) av gjennomsnittsverdier. Anomaliene består av differansen mellom gjennomsnittene for periodene 2001 – 2017 og 1974 – 2000. Andeler for forskjellige størrelser på daglige nedbørsmengder, vil variere avhengig av størrelsene på daglige nedbørsmengder som det velges å gruppere på. Resultatene vises i tabell 4.3.

Det observeres at det er nedbørsmengdene på over 10 mm per dag, som har bidratt til de største årssummene. Dette gjelder i periodene 1974 – 2000 og 2001 – 2017. Det er verdt å merke seg at hele 82 % av all nedbørsendring, skyldes nedbørsmengder på over 10 mm per dag. Nedbørsmengder på over 10 mm per dag står bak halve årsnedbøren i perioden 2001 – 2017. Som et svar på det tredje forskningsspørsmålet, så står ekstreme daglige nedbørsintensiteter bak det meste av nedbørsendringen. Dette kan antyde at luftmassene som var de fuktigste før, har blitt enda fuktigere og har gjennom denne endringen den største innvirkningen på nedbørsendringene.

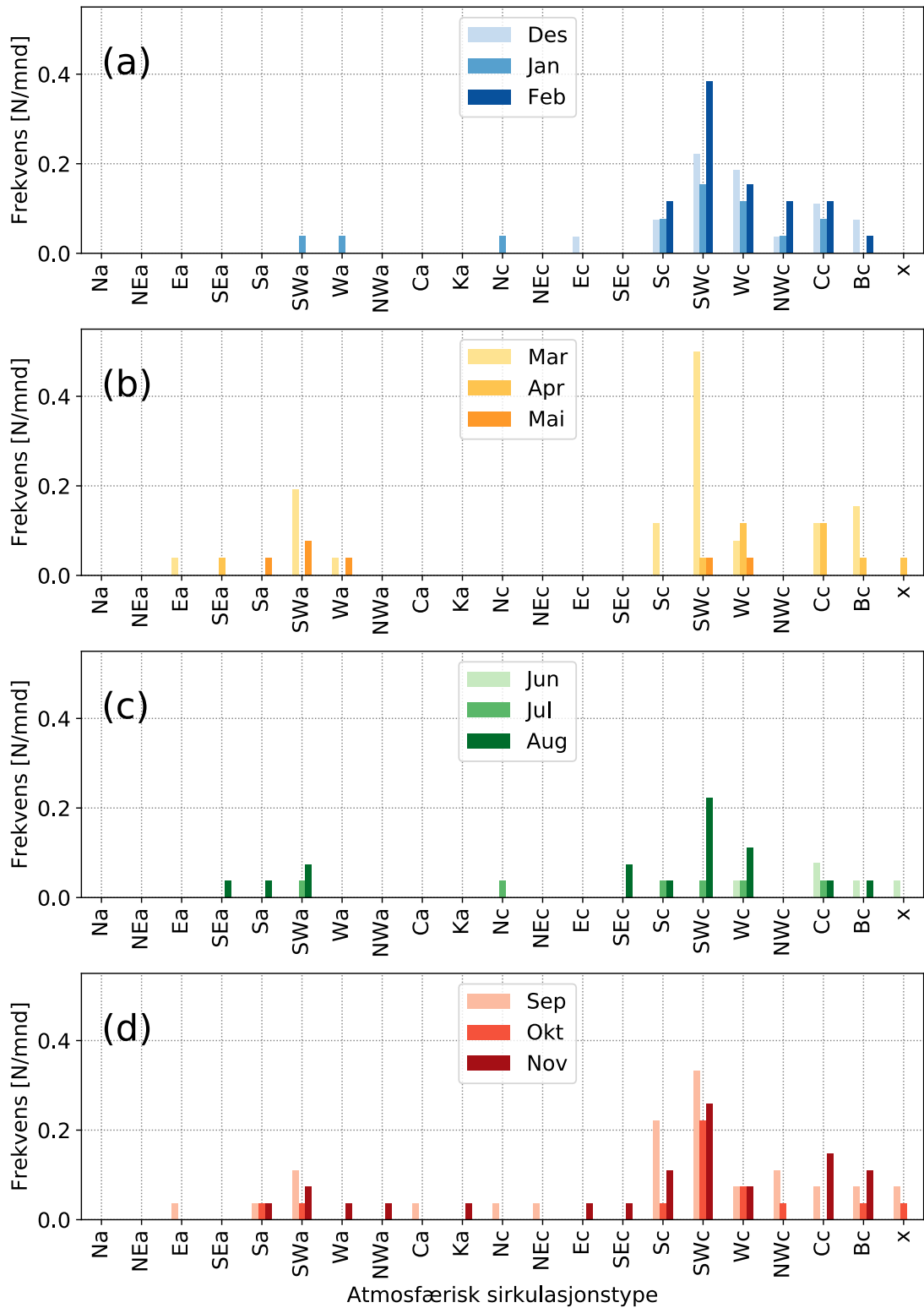
Tabell 4.3: Bidrag til årsnedbør fra forskjellige størrelser på daglige nedbørsintensiteter (P_{dag}). Gjennomsnittlige årsnedbør er gitt av $\bar{P}_{\text{år}}$. Mengdene R_{tot} tilsvarer den relative andelen i forhold til total årsnedbør.

P_{dag} [mm/dag]	1974 – 2000		Anomali	
	$\bar{P}_{\text{år}}$ [mm]	R_{tot} [%]	$\bar{P}_{\text{år}}$ [mm]	R_{tot} [%]
$P_{dag} \leq 3.0$	103,7	26	-1,8	-2
$3.0 < P_{dag} \leq 5.0$	58,5	15	3,2	4
$5.0 < P_{dag} \leq 10.0$	96,4	24	10,8	13
$10.0 < P_{dag}$	138,4	35	70,1	82

4.5.2 Frekvens: Perioden 1974 – 2000

I dette delkapittelet undersøkes den gjennomsnittlige månedlige frekvensen (hyppigheten; N/mnd) av ekstreme daglige nedbørsintensiteter (ekstreme daglige nedbørsmengder) per atmosfærisk sirkulasjonstype (værtype). Frekvensene utregnes for perioden 1974 – 2000. Dette vises av figur 4.7. Det ble vist at ekstreme daglige nedbørsmengder stod bak det meste av gjennomsnittlig årsnedbør i perioden 1974 – 2000. Dette gjør det interessant å undersøke relaterte frekvenser nærmere, for å finne ut mer om disse hendelsene.

Her identifiseres værtyper, som skiller seg ut, når det gjelder ekstreme daglige nedbørsmengder. Dette gjøres for perioden 1974 – 2000. Værtypen Wa er relativt sjelden i løpet av året. Syklonske værtyper skiller seg ut med de fleste månedlige ekstreme daglige nedbørsmengdene. Det er særlig værtypen SWc, som er hyppigst i vinter-/høstmånedene, mars og august. Dette gjelder derimot ikke for SWc i alle vår- og sommermånedene. Værtypen Wc er den nest mest hyppigste etter værtypen SWc i alle vintermånedene. Værtypen Sc var omtrent like hyppig som Cc og Bc i februar. Blant de antisyklonske værtypene var SWa hyppigst i mars, mai, august, september, november. I tillegg er værtypen Wc relativt hyppig i april og august. I april er det værtypene Wc og Cc som er hyppigst. Værtypen NWC er relativt hyppig i februar og september. I november er det værtypene Sc, Cc og Bc som er de hyppigste etter SWc. Værtypen SWc står bak den største endringen i hyppighet med en hyppighetsøkning 0.5N/mnd i mars. Det er derfor snakk om relativt små endringer i hyppighet mellom mange av værtypene. Visse endringer i hyppighet kan derfor være neglisjerbare. Generelt var det de syklonske værtypene som var hyppigst og de fleste av disse var blant de åtte værtypene som har bidratt til størst nedbørsøkning.

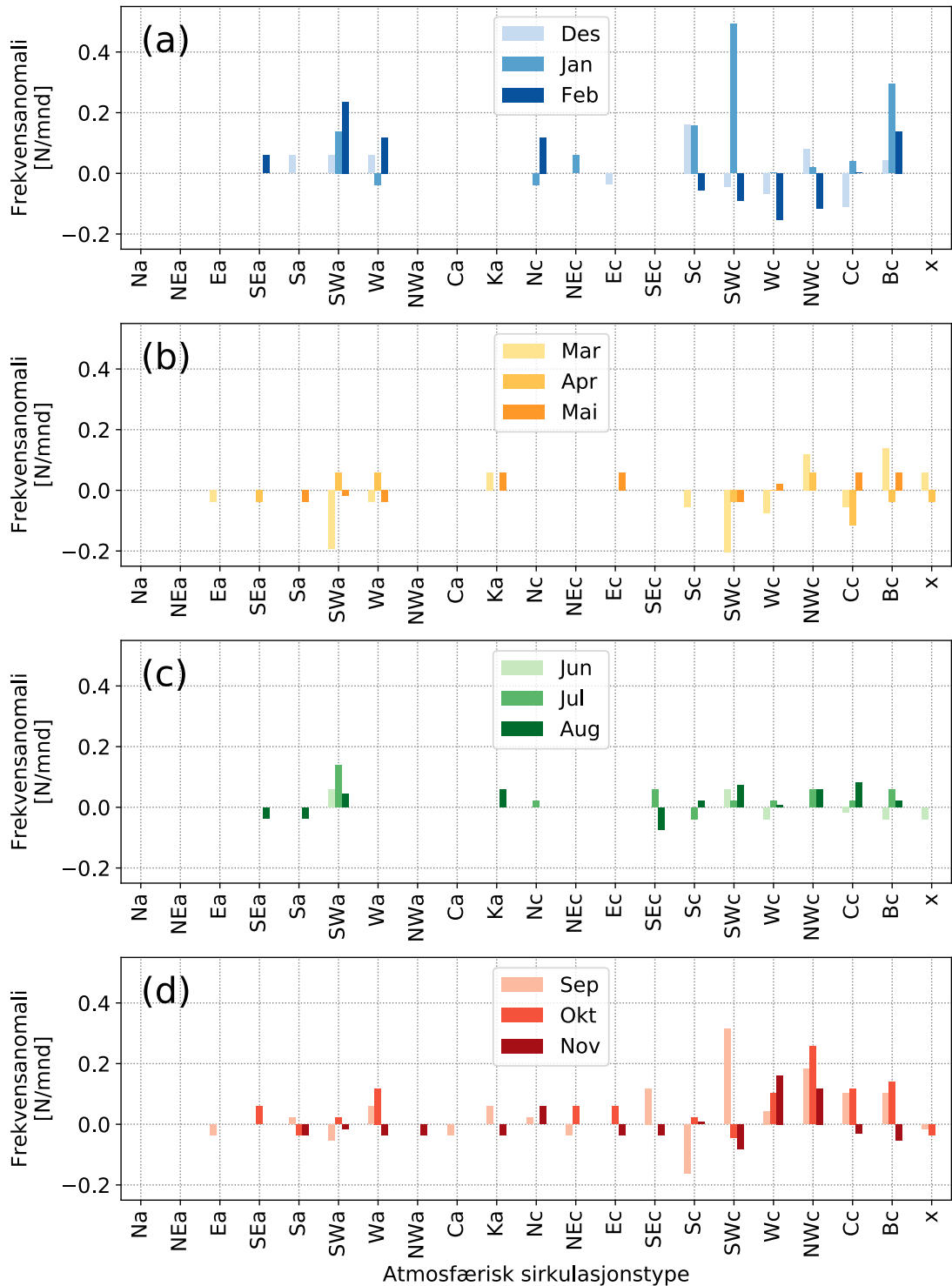


Figur 4.7: Gjennomsnittlig månedlig frekvens av ekstreme daglige nedbørsintensiteter på over 10 mm/dag for årene 1974 – 2000) for: (a) Vintermånedene desember – februar. (b) Vårmånedene mars – mai. (c) Sommermånedene juni – august. (d) Høstmånedene september – november.

4.5.3 Frekvens: Anomali

I dette underkapittelet undersøkes månedlig frekvensanomali (hyppighetsendring) av ekstreme daglige nedbørsintensiteter (ekstreme daglige nedbørsmengder) per atmosfærisk sirkulasjonstype (værtype). Anomaliene består av differansen mellom gjennomsnittsverdiene for periodene 2001 – 2017 og 1974 – 2000. Dette vises av figur 4.8. Det ble vist at ekstreme daglige nedbørsintensiteter står bak nesten all økning i årsnedbør. Dette begrunner hvorfor det velges å se nærmere på de relaterte endringene i hyppighet til de forskjellige værtypene.

Videre sees det nærmere på værtyper som skiller seg ut når det gjelder endring i hyppighet av ekstreme daglige nedbørsmengder. Værtypen SWc gir den største økningen i hyppighet på vinterstid i januar. I februar er det værtypen SWa som står bak den største økningen i hyppighet. Største økning i hyppighet for høstmånedene er gitt av SWc i september. Her er det tydelig at vinter- og høstmånedene medbrakte de fleste av de største endringene. De største endringene i hyppighet i vår- og sommermånedene er relativt små sammenlignet endring i hyppighet i vinter- og høstmånedene. Dette synes å stemme bra overens med tidligere resultater hvor værtypene SWc og SWa var blant dem som bidro til mest økning i nedbør. Likevel er det snakk relativt lave hyppigheter.



Figur 4.8: Gjennomsnittlig månedlig frekvens av ekstreme daglige nedbørsintensiteter på over 10 mmdag for de siste årene (2001 – 2017 med hensyn på gjennomsnittet for årene 1974 – 2000) for: (a) Vintermånedene desember – februar. (b) Vårmånedene mars – mai. (c) Sommermånedene juni – august. (d) Høstmånedene september – november.

4.6 De åtte atmosfæriske sirkulasjonstyper som gav mest endring

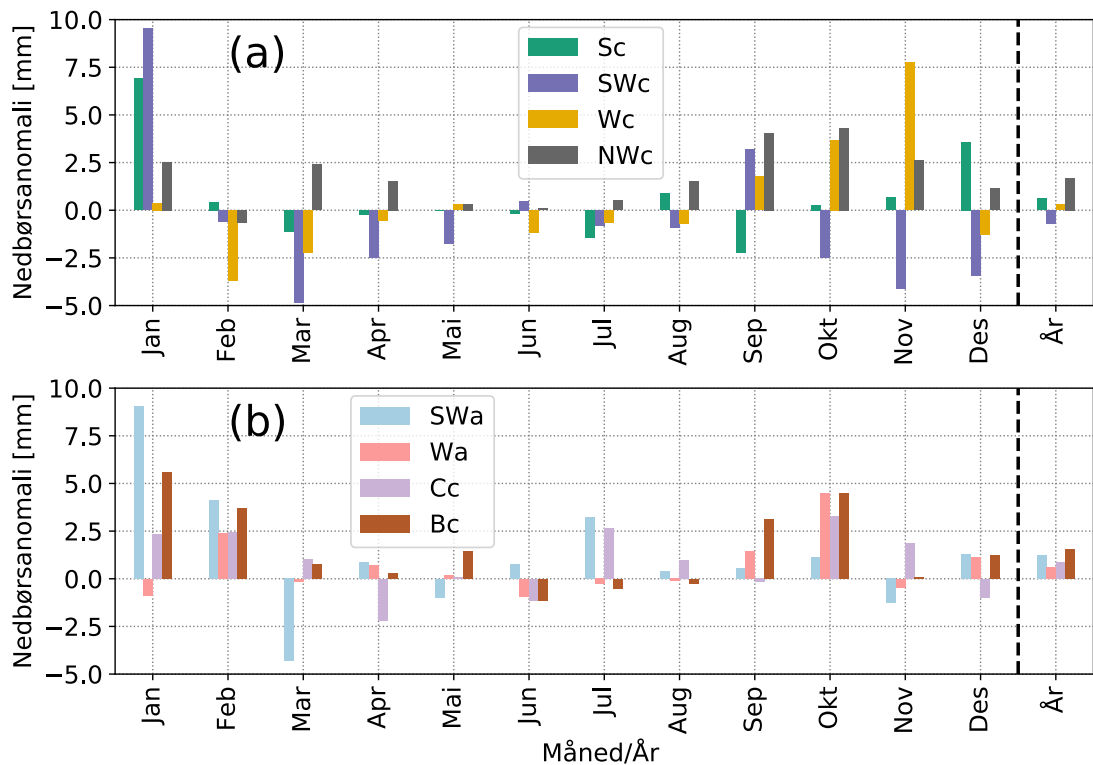
Det ble identifisert åtte atmosfæriske sirkulasjonstyper (værtypene), som står bak 77 % av all nedbørsanomali (nedbørsendring). Disse værtypene ble identifisert i avsnitt 4.1. De åtte værtypene som ble identifisert er SWc, SWa, Wc, Wa, NWc, Sc, Cc og Bc. Dette delkapittelet vil undersøke disse værtypene nærmere. Disse åtte værtypene, forekommer 32.2 % av dagene i året. Dette ble funnet i dataene som står bak to frekvensplott (plott over hyppighet) i appendiks (figurene C.1 og C.2). Plottene viser gjennomsnitt og endring i hyppighet for alle værtypene. I dette delkapittelet skal disse værtypene undersøkes nærmere.

4.6.1 Månedsnedbør: anomali

Tidligere ble det funnet åtte atmosfæriske sirkulasjonstyper (værtypene) som forklarer det meste av nedbørsanomalien (nedbørsendringen). Av denne grunn velges det her, å se nærmere på månedlig nedbørsanomali for hver av disse. Anomaliene består av differansen mellom gjennomsnittsverdiene for periodene 2001 – 2017 og 1974 – 2000. I dette delkapittelet undersøkes månedsnedbøren til disse åtte værtypene nærmere. De åtte værtypene vises i delfigurene 4.9 (a) og (b). For å øke lesbarheten er det valgt å fordele disse åtte værtypene i to delfigurer. Her vil begge delfigurer omtales som om de skulle vært en og samme figur.

Videre vises forskjeller i månedsnedbør som skiller seg spesielt ut blant alle de åtte værtypene. Det er særlig værtypene Sc, SWa, SWc og Bc, som skiller seg ut med relativt store nedbørsendringer i januar. Værtypene SWa og SWc har relativt store reduksjoner i nedbør i mars. Derimot er nedbøren til SWa økende og relativt stor i januar, februar, juli og desember. Værtypen SWc trekker relativt mye av nedbørsendringen ned i periodene oktober – desember og mars – mai. Videre gir værtypen Wa relativt store økninger i nedbør i februar og oktober. Værtypen Wc har relativt store nedbørsøkninger i perioden oktober – november. Derimot har værtypen Wc relativt store reduksjoner i nedbør i februar – mars. Det sees at værtypen NWc har en nedbørsreduksjon i februar. Delfigurene viser også at værtypen NWc har størst økning i nedbør i periodene mars – april og august – september. Værtypen Bc har kun en nedbørsøkning i perioden september – mars. Bidragene til nedbørsøkningen fra Bc er relativt stor i periodene september – oktober og januar – februar. Værtypen Cc har relativt store nedbørsøkninger i februar, juli og oktober. Generelt er den månedlige variasjonen relativt stor for noen av disse åtte værtypene i visse måneder. Januar og oktober skiller seg fra de andre månedene med flest antall (syv) månedlige nedbørsøkninger. I september er det seks av åtte av de månedlige nedbørsendringene som øker. Dette har bidratt til at januar, september og oktober er de månedene som gir størst nedbørsøkning totalt over hele året. Blant disse åtte værtypene står de som kommer fra vestlig/sørlig sektor (Sc, SWa, SWc, Wa, Wc og NWc) for 59 %

av all nedbørsendring. De resterende, Cc og Bc, står for 18 % av all nedbørsendring.



Figur 4.9: Gjennomsnittlig månedlig nedbøranomali for hver av de åtte atmosfæriske sirkulasjonstypene som har bidratt til mest nedbørsanomali for de siste årene (2001 – 2017 med hensyn på gjennomsnittet for årene 1974 – 2000) for: (a) De fire syklonske værtypene Sc, SWc, Wc og NWc. (b) De to antisyklonske værtypene SWa og Wa og de to syklonske værtypene Cc og Bc.

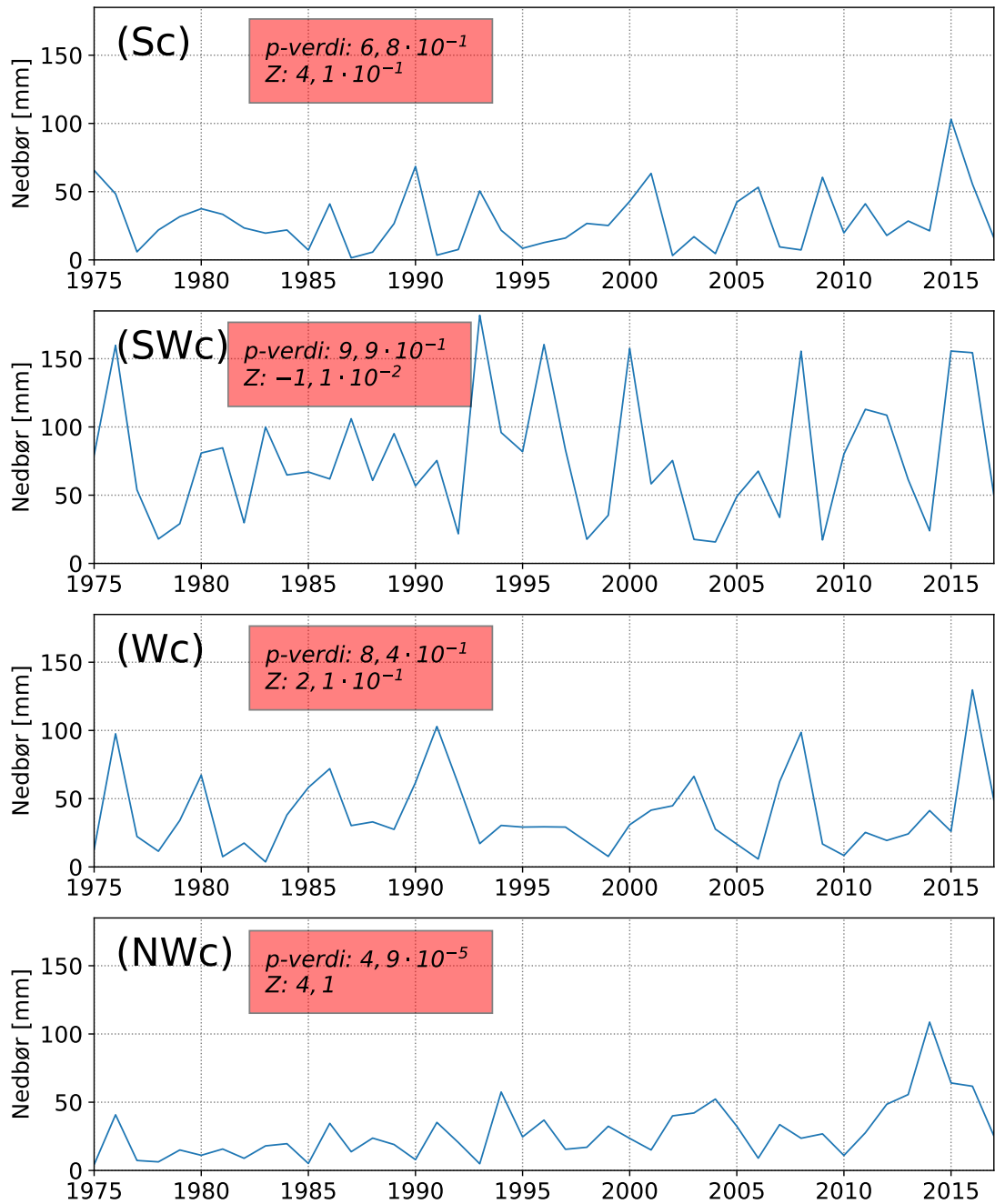
4.6.2 Årsummer for nedbør

Det ble tidligere identifisert åtte atmosfæriske sirkulasjonstyper (værtyper), som står bak det meste av nedbørsendringen. I dette delkapittelet vises årsummer for nedbør for disse. Dette kan vise hvor stor den årlige variasjonen er. I tillegg vises resultatene fra Mann-Kendalls trendtest. Trendtesten forteller om det finnes en statistisk signifikant trend. Trenden vises som enten negativ eller positiv. Positiv trend betyr at årsummene blir større med årene og negativ betyr det motsatte. Grensen for statistisk signifikans er satt til et 95 % signifikansnivå. Dette vises av figurene 4.10 og 4.11. Disse figurene viser årsummer for nedbør i perioden 1975 – 2017¹³. Videre nevnes det som skiller seg ut i disse figurene.

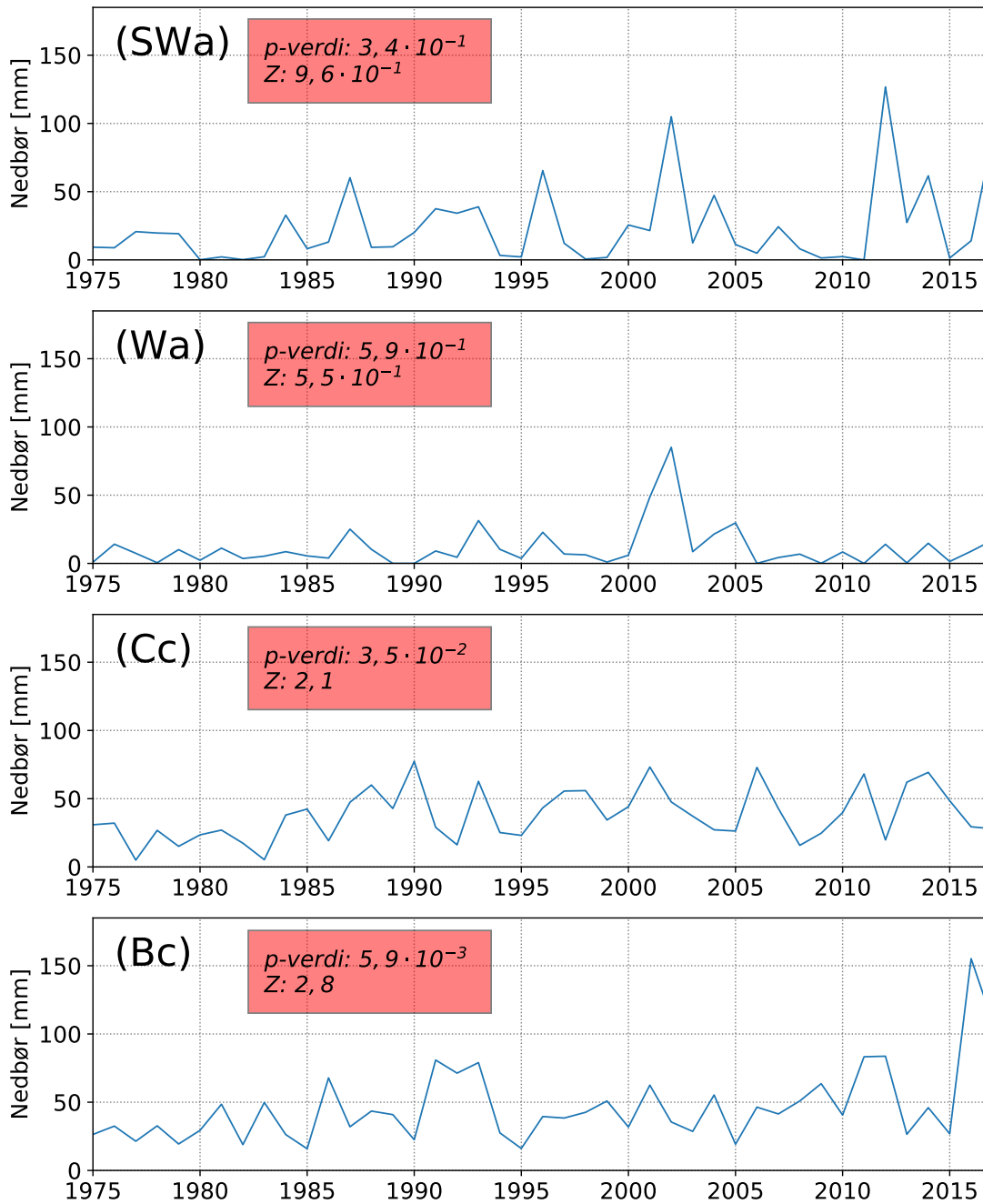
Her nevnes utvikling av årsummer for nedbør som skiller seg ut. Særlig store årlige variasjoner og hvilke trender som er statistisk signifikante vil identifiseres.

¹³Året 1974 er utelatt for å oppnå fullstendige år for årsummene da det bare finnes observasjoner for fem måneder i 1974 (august-desember).

Årssummene for værtypene NWc, Cc og Bc har positive og statistisk signifikante trender. Værtypen SWc skiller seg særlig ut med relativt stor årlig variasjon i årssummene. Værtypene SWa og Wc viser også relativt stor variasjon i årssummene. Derimot er variasjonen for værtypene SWa og Wc, sjeldnere og med mindre amplitude sammenlignet med SWc. Generelt for alle de åtte værtypene er det større årlig variasjon i årssummene for nedbør i noen perioder, mens i andre perioder er det mindre variasjon. I de årene hvor årssummene for flere av værtypene er store vil dette øke den totale årssummen for nedbør betydelig. I tillegg kan ekstreme årssummer gi store utslag på gjennomsnittsverdiene (særlig når man ser på korte tidsperioder). Noe av den store variasjonen som tidligere ble funnet utifra variasjonskoeffisientene, kan antagelig relateres delvis til de relativt store årlige variasjonene i nedbørssummer som vises her.



Figur 4.10: Årssummer for nedbør i perioden 1975 – 2017 for hver av de fire syklonske værtypene med adveksjon (Sc, SWc, Wc og NWc) som bidro til mest nedbørsendring de siste årene (2001 – 2017 med hensyn på gjennomsnittet for årene 1974 – 2000). Tilhørende Z-statistikk og p-verdi fra trendtesten til Mann-Kendall vises i rød boks i respektive plott.



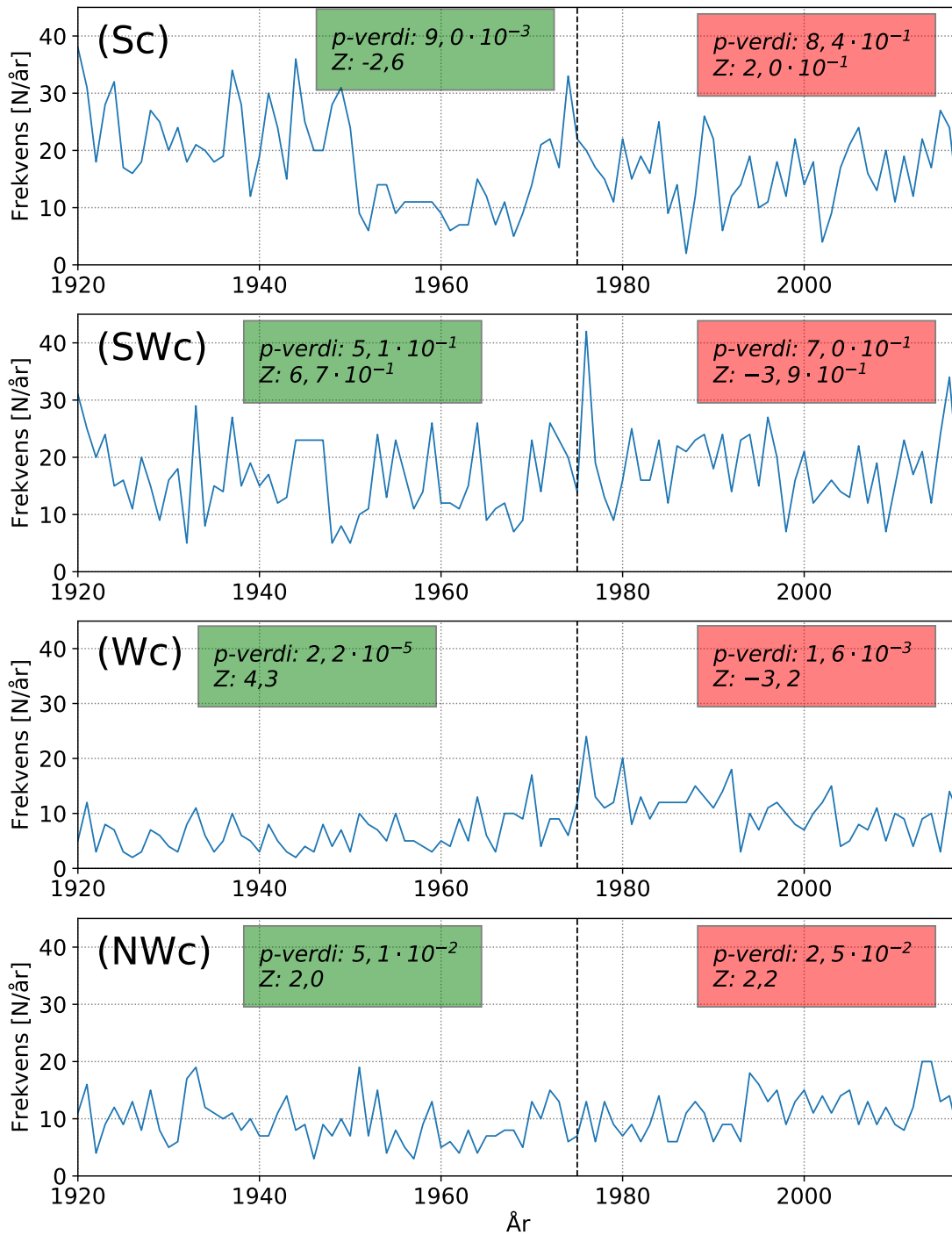
Figur 4.11: Årssummer for nedbør i perioden 1975 – 2017 for hver av de to antisyklonske værtypene med adveksjon (SWa og Wa) og de to syklonske værtypene uten adveksjon (Cc og Bc) som bidro til mest nedbørsendring de siste årene (2001 – 2017 med hensyn på gjennomsnittet for årene 1974 – 2000). Rød boks viser tilhørende Z-statistikk og p-verdi fra trendtesten til Mann-Kendall vises i rød boks i respektive plott.

4.6.3 Frekvens hvert år

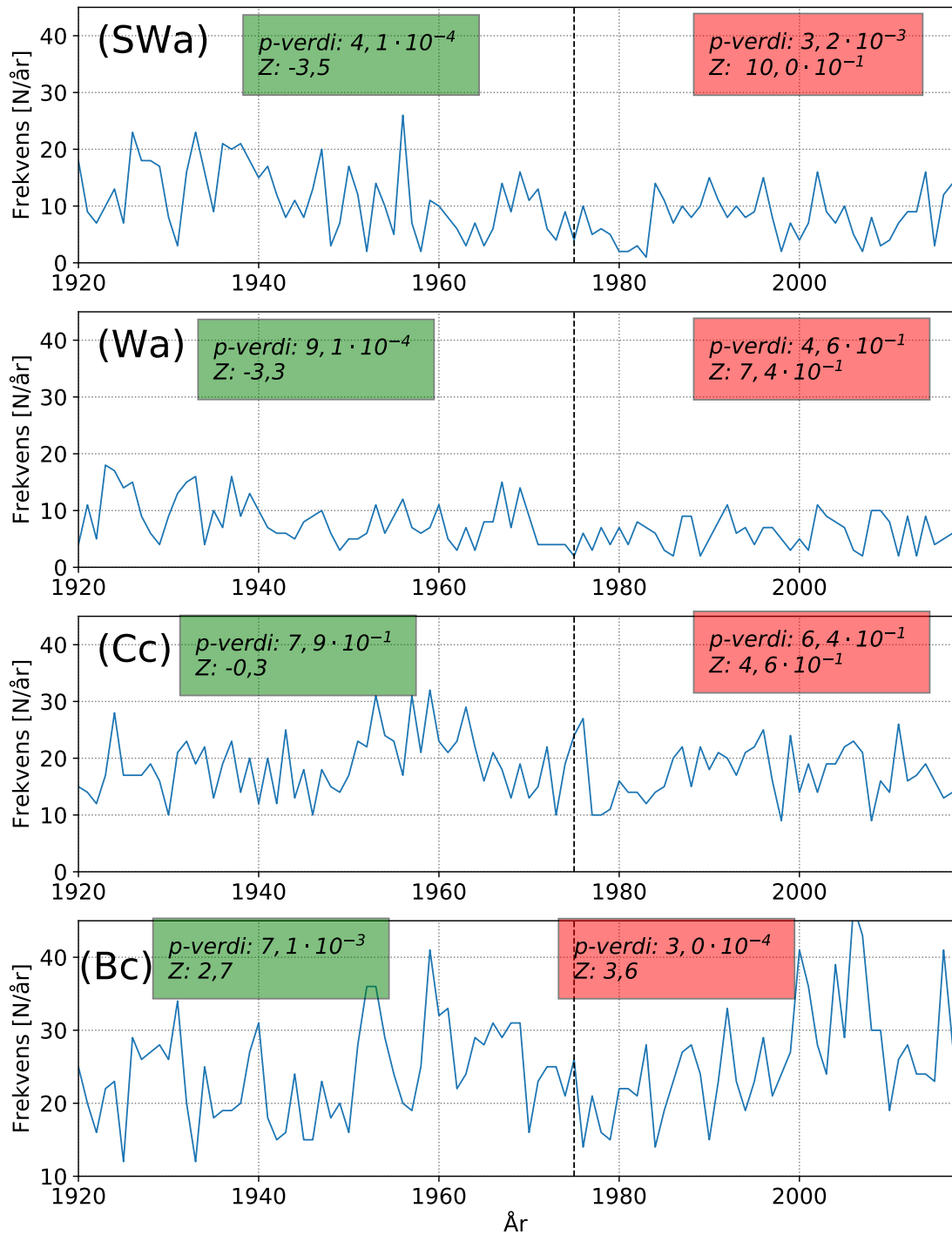
I dette delkapittelet vises den årlige frekvensen (hyppigheten) for de åtte atmosfæriske sirkulasjonstypene (værtypene) som står bak det meste av nedbørsendringene. Hyppigheten vises for hvert år i perioden 1920 – 2017. Ved å se på forandringer i den årlige hyppigheten får man en indikasjon på den årlige variasjonen. I tillegg vises resultatene fra Mann-Kendalls trendtest. Trendtesten forteller om det finnes en statistisk signifikant trend. Trenden vises som enten negativ eller positiv. Positiv trend betyr at værtypen blir hyppigere. Grensen for statistisk signifikans er satt til et 95 % signifikansnivå. Dette vises av figurene 4.12 og 4.13. Trendtester er utført på periodene 1920 – 2017 og 1975 – 2017. Trendtestene for 1975 – 2017 mangler året 1974. Dette er gjort for at resultatene skal samsvare med trendtestene for årssummer for nedbør. Forklaringen bak dette er at det bare finnes nedbørsobservasjoner for fem måneder i 1974 (august – desember). I tillegg er det mest hensiktsmessig å bruke fullstendige årssummer, når det skal gjøres en trendtest av årssummer.

Her nevnes årlig frekvens som skiller seg ut blant de åtte værtypene som står bak det meste av nedbørsøkningen. For perioden 1920 – 2017 er følgende sirkulasjonstyper verdt å nevne: Sc (negativ trend), Wc (positiv trend), SWa (negativ trend), Wa (negativ trend) og Bc (positiv trend). Værtypen NWc har en trend som såvidt er signifikant og positiv. For perioden 1975 – 2017 viser værtypene Wc (negativ trend), NWc (positiv trend), SWa (negativ trend) og Bc (positiv trend) signifikante trender. Den årlige variasjonen i hyppighet for værtypene Sc, SWc og Bc er relativt store. For andre værtyper er det mindre årlig variasjon. Denne hyppighetsvariasjonen kan bidra til å forklare deler av den store variasjonen i datasettet (som ble funnet tidligere i resultatene)..

De årlige frekvensene ble sjekket mot indeksen til Artisk Oscillasjon, men vises ikke her grunnet lave korrelasjoner (under 5.0 %). Korrelasjonstesten som ble utført var basert på lineær regresjon.



Figur 4.12: Årlig frekvens i perioden 1920 – 2017 for hver av de fire syklonske værtypene med adveksjon (Sc, SWc, Wc og NWc) som bidro til mest nedbørsendring de siste årene (2001 – 2017 med hensyn på gjennomsnittet for årene 1974 – 2000). Tilhørende Z-statistikk og p-verdi fra trendtesten til Mann-Kendall vises i respektive plott hvor grønn og rød boks tilsvarende henholdsvis periodene 1920 – 2017 og 1975 – 2000. Vertikal svart stiplede linje går ved årstall 1975.



Figur 4.13: Årlig frekvens i perioden 1920 – 2017 for hver av de to antisyklonske værtypene med adveksjon (SWa og Wa) og de to syklonske værtypene uten adveksjon (Cc og Bc) som bidro til mest nedbørsendring de siste årene (2001 – 2017 med hensyn på gjennomsnittet for årene 1974 – 2000). Tilhørende Z-statistikk og p-verdi fra trendtesten til Mann-Kendall vises i respektive plott hvor grønn og rød boks tilsvarende henholdsvis periodene 1920 – 2017 og 1975 – 2000. Vertikal svart stiplede linje går ved årstall 1975.

Kapittel 5

Diskusjon

Nedbørsendring forbundet med endringer i luftmasseegenskaper

I det følgende diskuteres det hvor mye av nedbørsanomalien som skyldes endringer i luftmasseegenskaper, det vil si endringer i nedbørsmengder knyttet til de ulike væertyper. I høst- og vintermånedene er de observerte nedbørsmengdene økende (jamfør delfigur 4.2 (a)). Denne økningen i nedbørsmengder kan delvis skyldes økt intensitet til syklonene om høsten og vinteren [46]. Dette kan muligens settes i sammenheng med nedbørsendringen i januar, september og oktober. I disse månedene kan det meste av nedbørsendringen forklares av økte nedbørsmengder (jamfør delfigur 4.2 (b)). En indikasjon på noe annet vises derimot for november og desember. I disse månedene er nedbørsendringen som skyldes endring i nedbørsmengder for ulike væertyper negativ, mens den observerte nedbørsendringen er positiv. Dette illustrerer at den månedlige variasjonen i hver sesong kan være relativt stor og at problemstillingen er kompleks.

Her drøftes det om og når endringer i nedbørsmengder forklarer det meste av den observerte nedbørsendringen. Det forsøkes å identifiseres retninger som forklarer mye av nedbørsendringen. Endringer i nedbørsmengder forklarer mesteparten av nedbørsanomaliene, særlig de positive nedbørsendringene og det månedlige gjennomsnittet over hele året (jamfør delfigur 4.2 (b)). Dette kan sees i sammenheng med at de største gjennomsnittlige månedlige nedbørsendringene skyldes luftmasser som kommer fra vestlig, sørvestlig og sørlig retning (jamfør figur 4.6).

Videre sees det på hva som gjør at de vestlige, sørvestlige og sørlige retningene skiller seg ut fra andre. Det som er åpenbart er at det vest og sør for Svalbard for det meste er fritt for sjøis. Til sammenligning er det mer sjøis i nord og øst for Svalbard (jamfør delkapittel 3.1). Dette kan være en indikasjon på at sjøis kan spille en rolle. Nærmere diskusjon om konsekvenser av sjøisendringer og andre faktorer som kan ha innvirkning på nedbørsendringene følger.

En stor økning av luftfuktighet samt temperatur¹⁴ er blitt observert i Ny-Ålesund

¹⁴Opp til 3 °C per tiår [36].

i perioden 1993 – 2014. Denne økningen har vært særlig stor om vinteren. Deler av denne økningen skyldes høyere overflatetemperaturer i havet og mindre utbredelse av sjøis i Kongsfjorden. Begge øker fordampningsraten til atmosfæren. Økt luftfuktighet skyldes også større endringer i atmosfærisk sirkulasjon (værssystemer) om vinteren. Dette kan være en indikasjon at atmosfærisk transport av vanndamp mot Arktis har økt [36]. Generelt kan økte mengder vanndamp i atmosfæren bidra til økte mengder nedbør. Alt dette synes å samsvare godt med resultatene i denne masteroppgaven, da det ble observert en temperaturøkning i alle sesonger og en økning i nedbørsmengder. Endringer i sjøis og transport av vanndamp mot Arktis kan stå bak som hovedårsakene for de økte nedbørsmengdene som er observert [36].

Nedbørsendring forbundet med hyppighet

Hvor mye endring i frekvens (hyppighet) av atmosfæriske sirkulasjonstyper (værstyper) har hatt å si for den observerte nedbørsanomalien (nedbørsendringen) vil diskuteres her. Det vil sees nærmere på enkeltmåned (jamfør delfigur 4.2 (b)). Nedbørsendringen som skyldes endringer i hyppighet av værtyper, forklarer det meste av den positive nedbørsendringen i desember. Disse nedbørsendringene er negative i februar, mai og juli, men forklarer lite av den observerte nedbørsendringen da. Tilsvarende nedbørsendringer i januar, april, august, september forklarer noe mer av den observerte nedbørsendringen. Gjennomsnittlig over hele året er nedbørsendringen neglisjerbar. Perioden november – januar viser en stor månedlig variasjon.

Denne månedlige variasjonen kan muligens relateres til en studie fra 2017 [57]. Denne studien tar for seg forandring i hyppighet til ekstreme sykloner ved Ny-Ålesund i perioden 1979 – 2015. I studien kan en endring i hyppighet delvis/helt forklares av forskjeller i levetiden til hver ekstreme syklon [57]. Dette samsvarer godt med min analyse som ikke skiller mellom levetid og hyppighet. Hvordan funnene fra studien kan knyttes til den store månedlige variasjonen som følge av endring i hyppighet vil nå bli diskutert.

Det ble funnet en stor månedlig variasjon i nedbørsendring som følge av endring i hyppighet perioden november – januar. Her undersøkes det eventuelle sammenhenger til en studie fra 2017 [57] over hyppigheten av ekstreme sykloner ved Ny-Ålesund i perioden 1979 – 2015. Min analyse viser i desember at mesteparten av nedbørsendringen forklares som følge av endring i hyppighet. Nevnte studie observerte en økning i månedlig hyppighet av ekstreme sykloner på 3 – 4 for hver tiårsperiode i desember [57]. Frekvensøkningen av ekstreme sykloner i desember kan derfor ha hatt noe å si for nedbørsendringen i desember. Resultatene i denne masteroppgaven viser at nedbørsendringen som følge av endring i hyppighet er positiv i januar og forklarer noe av den observerte nedbørsendringen. Nevnte studie fant at hyppigheten til ekstreme sykloner har gått ned i januar [57]. Dette kan være en indikasjon på at ekstreme sykloner ikke har så mye å si for den observerte nedbørsendringen i januar som ble funnet i resultatene i denne mas-

teroppgaven. I februar og november er nedbørsendringen som følge av endring i hyppighet av værtyper, negativ og relativt liten i forhold til den observerte positive nedbørsendringen. Samme studie finner en økning i månedlig hyppighet av ekstreme sykloner på 3 – 4 for hver tiårsperiode i november. I februar finner derimot denne studien ingen signifikant trend [57]. Det kan ikke trekkes noen entydig konklusjon basert på dette. Forbindelsen mellom ekstreme sykloner og nedbørsmengder virker komplekst.

Her foreslås en videre analyse basert på de mulige forbindelsene mellom ekstreme sykloner og nedbørsmengder. Som det ble diskutert i forrige avsnitt, finnes det mulige forbindelser som denne analysen ikke ser på. Ekstreme forekomster av anti-/sykloner står bak det meste av den atmosfæriske vanndamptransporten mot Arktis¹⁵. Vinterstid og sommerstid utgjør denne transporten henholdsvis 69 % og 66 % [33]. Ekstreme anti-/sykloner som påvirker Svalbard kan derfor være viktig å forske mer på i fremtiden.

Nedbørsendring som følge av hyppighet og nedbørsmengder

Gjennomsnittlige månedlige nedbørsanomalier (nedbørsendringer) som skyldes endring i hyppighet av atmosfæriske sirkulasjonstyper (værtyper) og luftmasseegenskaper, er hver for seg eller sammenlagt i flere måneder, større enn de tilsvarende observerte gjennomsnittlige månedlige nedbørsendringene (jamfør delfigur 4.2 (b)). Luftmasseegenskaper vil her si nedbørsmengder knyttet til de ulike værtypene. Dette kan tyde på at hyppighet og nedbørsmengder ikke er helt uavhengige.

Summen av nedbørsendringer som følge av endring i nedbørsmengder og hyppighet er større enn de observerte endringene i månedene januar, mars, april, mai, juni, august, september og desember. En mulig årsak, er at hyppigheten til en værtype, ikke er helt uavhengig av nedbørshendelsene/-mengdene denne værtypen bringer med seg. For eksempel vil en værtype som opptrer i fem sammenhengende dager kunne medbringe andre nedbørsmengder, enn i det tilfellet der samme værtype opptrer fem dager spredt over en hel måned. Disse værtypene, vil med metodikken jeg har brukt, identifiseres med samme hyppighet til tross for at de har ulik levetid. Det foreslås en utvidelse av denne analysen som skiller bedre mellom levetiden til hver forekomst av en enkelt værtype og hyppigheten til værtypene. En slik utvidelse vil kunne avdekke eventuelle forbindelser mellom hyppighet og nedbørsmengder som ikke sees på i denne masteroppgaven.

Nedbørsendring som følge av ekstreme daglige nedbørshendelser

Et av forskningsspørsmålene i denne oppgaven går ut på å finne ut hvor mye de daglige nedbørshendelsene på over 10 mm har hatt å si for nedbørsanomaliene

¹⁵Definert som passering av 60°N breddegrad i studien som det refereres til her [33].

(nedbørsendringene). I denne masteroppgaven refererer vi til disse nedbørshendelsene som ekstreme. Disse nedbørshendelsene står bak 82 % av den årlige nedbørsendringen. Dette ble funnet ved å sammenligne de gjennomsnittlige årssummene for nedbør i periodene 1974 – 2000 og 2001 – 2017 (jamfør tabell 4.3). Ekstreme nedbørshendelser står derfor for mesteparten av nedbørsendringen.

Endring i hyppighet for ekstreme nedbørshendelser vises i figur 4.8. Som figuren viser er det tydelig at vinter- og høstmånedene medbrakte de fleste av de største endringene i hyppighet. Endringene i vår- og sommermånedene var mer beskjedne. Størst endring i hyppighet om vinterstid er gitt av den atmosfæriske sirkulasjonstypen (værtypen) SWc i januar. Den største hyppighetsendringen i februar er gitt av værtypen SWa. Figuren viser at den største hyppighetsendringen for høstmånedene er gitt av værtypen SWc i september.

Blant alle værtyperne er det SWc og SWa som viser den største endringen i hyppighet av ekstreme daglige nedbørshendelser. Dette kan muligens sees i sammenheng med en studie som fant en økning i antall hendelser med stor fuktighetstransport¹⁶. Svalbard ligger i området hvor de aller fleste hendelser med stor fuktighetstransport inn til Arktis passerer i månedene oktober – januar. Nevnte studie fant en positiv trend for antallet hendelser med stor fuktighetstransport i desember – januar i årene 1990 – 2012. Studien fant også at medianplasseringen til de mest intense hendelsene med stor fuktighetstransport passerer rett vest for Spitsbergen. De intense hendelsene med stor fuktighetstransport står riktignok bare bak 28 % av total vanndamptransport inn til Arktis. Derimot styrer intense hendelser med stor fuktighetstransport, i stor grad den årlige variasjonen av overflatetemperaturene og den nedadrettede langbølgede strålingen i Arktis [69]. Nedadrettet langbølget stråling øker ved overskyet vær og større mengder vanndamp i atmosfæren, som potensielt kan gi mer nedbør på Svalbard. Dette viser at hendelser med stor fuktighetstransport kan forklare deler av økning i hyppighet av ekstreme daglige nedbørshendelser. Det er særlig værtyperne SWc og SWa som er relativt nært tilknyttet hendelser med stor fuktighetstransport.

Det ble diskutert en mulig tett forbindelse mellom hendelser med stor fuktighetstransport og de værtyperne SWc og SWa. Forbindelsen gikk ut på at både hyppigheten av hendelser med stor fuktighetstransport og daglige nedbørshendelser var økende i visse måneder høst og vinter. Når de intense hendelsene med stor fuktighetstransport passerer vest for Spitsbergen [68] likner situasjonen på værkartet de værtyperne SWc, SWa og Sc [49]. Når disse ekstreme hendelsene med stor fuktighetstransport istedet er rettet mot Barentshavet, dukker de først opp i form av en syklon rett vest for Svalbard [68]. I disse tilfellene likner situasjonen over Svalbard, typisk på enten værtypen SWc eller Sc, avhengig av posisjon og utstrekning til syklonen [49]. Etter et par dager har syklonen bygd seg opp og flyttet seg mot øst, med senter over Svalbard [68]. I denne situasjonen har værtypen over Svalbard gått over til en som likner værtypen Cc [49]. En økning i antall fuktinjeksjoner kan derfor forklare deler av den observerte ned-

¹⁶I studien som det refereres til er disse definert som vertikal-integrert atmosfærisk fluks av vanndamp mot Arktis, på over 200 Tg/dag°, som vedvarer mer enn 1.5 dager, som passerer 70°N breddegrad og som hele tiden okkuperer en sonal utstrekning på minst 9° [68].

børsendringen som skyldes ekstreme daglige nedbørshendelser. Mulige andre og relaterte forbindelser til de ekstreme daglige nedbørshendelsene vil gjennomgås.

De siste årene (2001 – 2017) er det de værtyperne SWa (februar), Wa (desember) og Wc (november) som i gjennomsnitt bidrar med daglige nedbørshendelser som er ekstreme. Dette kan man se av figurene 4.3 og 4.4. Det er tydelig at vestlig sektor spiller en relativt viktig rolle.

Denne masteroppgaven fant ekstreme daglige nedbørshendelser både om høsten og vinteren. Dette kan muligens sees i sammenheng med at Svalbard befinner seg i et område, som iblant treffes av en såkalt atmosfærisk elv. Denne atmosfæriske elven kan i disse tilfellene strekke seg 1000 km sørover fra Svalbard [58]. Det meste av fuktighetstransporten mot Arktis skjer gjennom slike atmosfæriske elver [44]. I motsetning fant denne masteroppgaven at vestlig retning synes å medbringe luftmasser som medfører ekstreme daglige nedbørshendelser.

Ekstreme daglige nedbørshendelser synes å skyldes mest luftmasser medbrakt fra vestlig retning ifølge resultatene. Nærmere bestemt synes værtyperne SWa, Wa og Wc å stå bak disse nedbørshendelsene. En atmosfærisk elv som strekker seg sørover fra Svalbard kan likevel settes i en forbindelse til værtyperne SWa og Wa. I teorien ble det forklart hvordan sirkulasjonen i antisykloner går mot klokken på nordlig halvkule (jamfør delkapittel 2.3.2). Dette medfører at luftmasser kan frakte fra havområdene sør for Svalbard (avhengig av utstrekningen til antisyklonen). Dette gir en viss forbindelse til den atmosfæriske elven sør for Svalbard. Det vil i tillegg diskuteres en eventuell forbindelse til SWc.

Værtyperen SWc medbringer hyppigst ekstreme daglige nedbørshendelser i flere måneder. Dette gjelder særlig om høsten og vinteren. Januar og september skiller seg mest ut med høyest hyppighet i perioden 2001 – 2017. Dette kan finnes av dataene som står bak figurene 4.7 og 4.8. Som diskutert tidligere medfører SWc transport av luftmasser fra sørvest. Værtyperen SWc virker derfor også signifikant for ekstreme daglige nedbørshendelser. Videre vil det drøftes eventuell forbindelse av funnene for ekstreme daglige nedbørshendelser med en studie av ekstreme daglige nedbørshendelser i Ny-Ålesund [58].

Værtyperne SWa, SWc, Wa og Wc medvirker muligens når det gjelder ekstreme daglige nedbørshendelser. Det kan finnes en eventuell forbindelse til en studie over ekstreme daglige nedbørshendelser. Studien konkluderte at den atmosfæriske elven som noen ganger plasserer seg over Svalbard, øker mengden vanndamp som potensielt kan falle som nedbør på Svalbard. I tillegg fant studien at samme elv bidrar til noen av de mest ekstreme daglige nedbørshendelsene i Ny-Ålesund [58]. Resultatene i denne masteroppgaven, viste at de ekstreme daglige nedbørshendelsene er relativt sjeldne (jamfør figur 4.7 og 4.8). Det ble funnet relativt store variasjonskoeffisienter for månedsnedbør for hver værtype (jamfør delkapittel 4.4). Siden de ekstreme daglige nedbørshendelsene er relativt sjeldne, vil disse ha enda større variasjonskoeffisienter. Dette forklares av at lavere hyppighet innebærer færre observasjoner, og gjennomsnittsverdier lettere påvirkes av store variasjoner. Resultatene viste relativt stor årlig variasjon for årsnedbør for sirku-

lasjonstypene SWc, Wc og SWa (jamfør figur 4.10 og 4.11). Denne variasjonen er særlig stor for værtypen SWc. Værtypene SWa, SWc, Wa og Wc synes å forklare de ekstreme daglige nedbørshendelsene. Det må likevel påpekes en relativt høy usikkerhet for dette. Et forslag til videre analyse i fremtiden er å benytte lengre tidsserier som inneholder flere observasjoner som eventuelt kan undersøke dette nærmere.

Påstanden om at værtypene SWa, SWc, Wa og Wc står bak ekstreme nedbørshendelser i Ny-Ålesund kan likevel synes å være fornuftig. I diskusjonen av resultatene ble det påpekt med relativt høy usikkerhet, at den atmosfæriske elven som noen ganger passerer over Svalbard, kan forklare noe av bakgrunnen for de ekstreme daglige nedbørshendelsene i Ny-Ålesund. Den daglige nedbørsintensiteten (nedbørsmengde per dag), kan i slike atmosfæriske elver, forsterkes av orografiske effekter. Disse effektene står bak ekstreme daglige nedbørshendelser på kysten flere steder i verden ved midlere breddegrader, særlig over vestlige kystområder [55]. Dette er relevant siden Ny-Ålesund ikke ligger langt fra vestkysten av Svalbard. I tillegg er det fjell som er relativt nærme Ny-Ålesund i vestlige, sørvestlige og sørlige retninger (jamfør figur 3.2). Det faktum at antisyklonske værtyper står bak ekstreme nedbørshendelser i Ny-Ålesund, og at antisykloner vanligvis er forbundet med lite nedbør og skyer (jamfør delkapittel 2.3.2) styrker antagelsen om orografiske effekter over Ny-Ålesund. Som det ble diskutert tidligere, er det blitt observert en stor økning av atmosfærisk vanndamp i atmosfæren over Ny-Ålesund [36]. Kombinasjonen av økt vanndampinnhold og vind, som kommer seg over fjell, hvor vinden er generert av en antisyklon, synes å gi svaret på hvorfor antisykloner gir nedbør i Ny-Ålesund. Sterke nedbørshendelser som følge av antisykloner kan videre tyde på at lufta inneholder mye vanndamp. Sykloner er generelt forbundet med vind, nedbør og fuktige luftmasser (jamfør 2.4.1). Kombinasjonen av sykloner og fjell synes derfor også å gi fornuftige forklaringer for orografisk forsterkning av nedbør. Derfor er det naturlig å anta at værtypene SWa, SWc, Wa og Wc gir orografiske effekter og dermed ekstreme nedbørshendelser i Ny-Ålesund, siden disse værtypene medbringer luftmasser fra vestlig sektor.

Det ble i en studie observert orografiske effekter over Austre-Brøggerbreen [20]. Breen ligger omtrent 3 km fra Ny-Ålesund i sørvestlig-sørlig retning. Samme studie konkluderte at en forflytning av plassering for maksimal nedbørsintensitet finner sted over visse deler av Austre-Brøggerbreen. Disse delene ligger 2 – 4 km innover i regnskyggen, når vinden kommer fra sørlig-vestlig sektor. For snø kan denne forflytningen bli større, siden snø lettere blåses sideveis av vinden, enn det regn gjør [20]. Derimot ligger Ny-Ålesund i noen tilfeller mye lenger innover i regnskyggen noe som avhenger av retningen luftmassene kommer fra (jamfør 3.2). Antagelsen om orografisk forsterkning over Ny-Ålesund virker derfor noe usikker.

En annen studie kan muligens styrke antagelsen om orografisk forsterkning over Ny-Ålesund. Denne studien viser at i de sørlige alpene på New Zealand, er det blitt observert nedbørsøkning så langt som 6 – 29 km innover i regnskyggen. I studien fra New Zealand, ble det registrert at så mye som 11 – 70 % av nedbøren (i

løpet av en nedbørshendelse) kunne falle i regnskyggen [59]. Dette kan muligens settes i sammenheng med at det er blitt observert ekstreme nedbørshendelser i Ny-Ålesund. I løpet av en ekstrem nedbørshendelse i Ny-Ålesund, har det i samme tidsrom falt langt mindre eller ikke noe nedbør over Barentsburg, Longyearbyen og/eller Sveagruva [58]. Sistnevnte studie undersøker derimot bare ekstreme nedbørshendelser. Samtidig trenger ikke orografiske effekter å inntreffe kun for ekstreme nedbørshendelser. Det virker uansett fornuftig å anta at orografiske effekter inntreffer over Ny-Ålesund. Dette gjelder særlig når den værtypene medbringer luftmasser fra vestlig, sørvestlig og sørlig retning. Dette er noe som en eventuell senere analyse bør undersøke nærmere.

Kilder til feil og andre faktorer som kan påvirke resultatene

Deler av standardavvikene i utregningene i denne masteroppgaven, kommer fra standardavvikene til hyppigheten til de forskjellige værtypene. Variasjonskoeffisientene (standardavvik delt på tilhørende gjennomsnitt) som resultatene viste betyr at det er en stor spredning i datasettet. Flere av de antisyklonske værtypene opptrer relativt sjeldent, i forhold til de andre værtypene. Dette påvirker gjennomsnittsverdiene, som vil være lenger vekk fra flere av observasjonene, ved et færre antall observasjoner. Dette innebærer at datasettet inneholder færre nedbørsmålinger for de sjeldne værtypene. Blant de åtte værtypene er det hyppigheten til SWa, Wa og NWA som har variasjonskoeffisienter på litt over 100 % i alle sesonger utenom sommer. Hyppigheten til de andre værtypene har lavere variasjonskoeffisienter.

Tidligere ble det påpekt at flere årsaker kan stå bak de relativt store standardavvikene i måledataene. Generelt er det gjennomsnitt over perioder på tre år, som er anbefalt for å regne ut gjennomsnittverdier for meteorologiske parametre, ifølge Verdens Meteorologiorganisasjon [70]. Derimot ble det her i denne analysen sammenlignet observasjoner fra to tidsperioder som begge er på under tre år. Den første perioden 1974 – 2000, mangler bare tre år og syv måneder for en fullstendig normalperiode. Derimot består den siste perioden (2001 – 2017) av seksten år som tilsvarer litt over halvparten av en normalperiode. At vi ikke sammenligner hele normalperioder kan forklare deler av variasjonen, særlig for perioden 2001 – 2017.

En årsak som kan forklare deler av spredningen i datasettet, er at gjennomsnitt over tre år (normalperiode), muligens kan være for lite for nedbør i Ny-Ålesund. Det ble funnet en relativt stor spredning i observasjonene for perioden 1974 – 2000, og perioden tilsvarer nesten en hel normalperiode. En mulig løsning kan være å sammenligne perioder på over tre år. Som videre arbeid foreslås det at lengre tidsserier for nedbørsmålinger fra Ny-Ålesund benyttes, etter hvert som observasjonene blir tilgjengelige. Dette kan muligens gi mindre spredning i datasettene. Med mindre spredning vil gjennomsnittsverdiene være nærmere flere av observasjonene.

Videre må det nevnes at tidsserier for nedbør vanligvis ikke følger en normalfordeling. I mange statistiske analyser hvor standardavvik blir brukt, er det vanlig å anta normalfordeling av observasjoner. I denne masteroppgaven er det ikke undersøkt hvilken statistisk fordeling som passer best til tidsserien for Ny-Ålesund. Den statistiske fordelingen til tidsserier for nedbør kan variere i både tid og rom [39; 62; 4; 25]. Et forslag til videre arbeid kan være å finne ut hvilken statistisk fordeling som nedbørstidsserien for Ny-Ålesund følger.

En faktor som kan spille inn på den relativt store spredningen i dataene er tidsoppløsningen til dataene for værtyper. I denne masteroppgaven er det brukt en klassifisering av værtyper som inneholder en værtype per døgn. Derimot kan det meste av nedbøren falle når en annen værtype er til stede. For eksempel kan all nedbør som er målt i løpet av et døgn, falle i løpet av en time mens værtypen er en annen [20]. Dette er en mulig kilde til feil i denne analysen. Et forslag til videre analyse er å analysere tidsserier for nedbør og værtyper med høyere tidsoppløsning.

Ekstra variabilitet i datane kan følge som av at Svalbard ligger ved enden av stormbanene til lavtrykk i nord-atlanteren. Nord-atlanteren har et av de mest variable og aktive værforholdene på jordkloden [64]. Dette kan muligens styrke antagelsen om at gjennomsnittsverdier over perioder på tre år er for lite for observasjoner fra Ny-Ålesund.

Nedbørsdataene som er brukt i denne masteroppgaven består av en kombinasjon av målinger fra to forskjellige målemetoder. Hvilke målinger som kommer fra hvilken måler er noen tilfeller usikkert. Hver nedbørsmåler ligger litt over hundre meter fra hverandre. Forskjellig målemetode og plassering for hver nedbørsmåler, kan gi litt forskjellige måleverdier i hver nedbørsmåler. Den automatiske nedbørsmåleren er også blitt flyttet omtrent tre meter en gang. Vindforhold og -skjermer er litt forskjellig for de to nedbørsmålerne. Alt dette er faktorer som gir mulige kilder til feil. Denne masteroppgaven analyserte måledataene som var til rådighet, da arbeidet med oppgaven startet. Meteorologisk Institutt holder på med å kvalitetssikre måleserien fra Ny-Ålesund. Det kan derfor være av interesse å foreta liknende analyser som denne etter hvert som nedbørsserien fra Ny-Ålesund blir kvalitetssikret. Resultatet av en slik analyse bør eventuelt sammenliknes med resultatene fra denne masteroppgaven.

Kapittel 6

Konklusjon

Følgende konklusjoner kan trekkes fra analysene av nedbørsobservasjoner fra Ny-Ålesund og koblingen disse har mot atmosfæriske sirkulasjonstyper (værtyper) over Spitsbergen:

- Den observerte økningen i nedbør er hovedsaklig knyttet til endringer i luftmasseegenskaper, der luftmassene nå bringer med seg mer nedbør i de fleste måneder, bortsett fra i november og desember.
- Åtte værtyper står bak det meste av nedbørsendringen. Disse værtypene forekommer 32 % av dagene i året og har medført 77 % av den årlige nedbørsendringen. Årsakene synes å forklare av oppvarming som står bak økt transport av vanndamp mot Svalbard, mer fordampning lokalt og i havet.
- Forandringer i frekvens (hyppighet) av værtyper forklarer lite av den økte nedbøren. Unntaket er i desember, der en endring i hyppighet ser ut til å bidra til den observerte nedbørsøkningen. I tillegg forklarer endring i hyppighet noe av den økte nedbøren i august.
- Nedbørsøkningen kan i stor grad knyttes til ekstreme nedbørshendelser. Hele 82 % av økningen knyttes til nedbørshendelser på over 10 mm. Det klart største bidraget til økningen har skjedd i værtilstander der luftmassene kommer fra sørvest (værtype SWa og SWc) og vest (værtype Wa og Wc). De samme luftmassene har også bidratt til flere ekstreme daglige nedbørshendelser, der orografiske effekter av nærliggende fjell synes å spille en viktig rolle.
- Den største endringen i nedbør, har vært i form av en nedbørsøkning, som har skjedd om vinteren og høsten. Tre måneder står bak en stor del av nedbørsendringen. Disse månedene er januar, september og oktober som står for henholdsvis 33 %, 18 % og 12 % av nedbørsendringen. Dette er også blant de månedene med de største relative endringene i nedbørmengder.
- Spredningen blant observasjoner i denne analysen er stor. Alle variasjonskoeffisientene til utregnet månedsnedbør er på over 100 %.

Kapittel 7

Videre arbeid

Periodene 1971 – 2000 og 2001 – 2017

Det ble vurdert som mest fornuftig å ikke inkludere nedbørsdata tilbake til 1971. Det finnes nedbørsmålinger fra perioden 1971 – 1974, men disse er fra flyplassen i Ny-Ålesund som ligger 2 km unna dagens målestasjon og var der målestasjon ble flyttet fra i 1974. Denne flyttingen kan ha medført et brudd i måleserien. Måleserien fra perioden 1971 – 1974 krever i tillegg mye postprosessering, da denne består av rådata. Postprosesseringen ble vurdert som urealistisk å fullføre i denne analysen grunnet tidsmangel. Senere forskning kan vurdere å inkludere målinger fra lengre tidsperioder for å oppnå en fullstendig normalperiode og for å sammenligne med resultatene fra denne masteroppgaven.

I denne masteroppgaven ble det vurdert som mest hensiktsmessig å sammenligne periodene 01.08.1974 – 31.12.2000 og 01.01.2001 – 31.12.2017. Dette ble gjort for å gi et mer direkte sammenligningsgrunnlag med studien utført av Isaksen mfl. (2016). Særlig da sistnevnte studie også sammenligner tidsperioden før og etter år 2000 [29]. Det foreslås å teste forskjellige tidsperioder i en fremtidig analyse. Dette kan muligens avdekke andre forbindelser enn det denne masteroppgaven fant.

Nedbørsendringer medbrakt av luftmasser fra østlig sektor

I denne oppgaven ble det ikke funnet store nedbørsendringer forårsaket av atmosfærisk sirkulasjonstyper (værtyper) forbundet med østlig sektor. Østlig sektor er særlig relevant med tanke på de store sjøisreduksjonene i Barentshavet [29] og hvilken rolle sjøisreduksjoner har på lokal fordampning og nedbørsendringer i Arktis. Disse faktorene kan gi et større bidrag til nedbørsøkning (sammenlignet med en økning i transport av vanndamp rettet mot Arktis) i Svalbardregionen i fremtiden, jamfør modelleringssimuleringer som er gjort for Arktis [8]. Videre

varierer fordelingen av nedbør mye lokalt på Svalbard. Det meste av nedbøren på Svalbard kommer fra skyer med lav høyde. De mange fjellene på Svalbard påvirker skyene orografisk [16]. Total årsnedbør varierer derfor mye på forskjellige steder på Svalbard. Det er særlig isbreer og fjellområder som opplever høye årsummer. De laveste årssommene varierer fra 250 mm på det minste og helt opp til 2000 mm på det meste [58]. En studie som så på den lokale variasjonen i nedbør ved Ny-Ålesund, observerte en nedbørsøkning over Austre-Brøggerbreen som følge av stigning i terrenget. Basert på observasjonene i studien kommer et estimat på 20 % nedbørsøkning per 100 m stigning (opp til 300 moh.) [20]. Derfor kan det godt tenkes at det meste av nedbøren i luftmasser fra visse nordøstlige, østlige og sørøstlige retninger, har falt til bakken innen luftmassene ankommer Ny-Ålesund. Dette er en mulig begrensning i denne masteroppgaven, siden masteroppgaven bare ser på måledata fra Ny-Ålesund. Begrensningen medfører potensielle underestimasjoner av faktiske nedbørsendringer på Svalbard, forårsaket av luftmasser som kommer fra østlig sektor. Alt dette indikerer at flere av konklusjonene i denne analysen ikke nødvendigvis vil gjelde for hele Svalbard. Et forslag til videre analyse er å inkludere nedbørstidsserier fra andre steder lenger øst på Svalbard. En slik analyse vil potensielt kunne registrere mer nedbørsendringer forårsaket av luftmasser som kommer fra østlig retning, sammenlignet med denne masteroppgaven. En deteksjon av nedbørsendringer fra østlig sektor vil potensielt kunne forbindes med endringer i nedbør som følge av reduksjon av sjøis i Barentshavet. Dette gjør det desto viktigere å inkludere nedbørsdata fra målestasjoner lenger øst på Svalbard. Da kan man få et mer helhetlig bilde på endringene fremover.

Kategorisering av nedbørsmålinger med hensyn på nedbørstyper

Resultater foretatt med kategorisering av nedbørsmengder i forhold til nedbørstyper inneholdt feil. Feilene viste seg i form av relativt høye årsummer, for det som ikke burde vært registrert som nedbør. I flere år var andelen kategorisert med "ingen nedbør" på over 10 % av årssummen. Kategorisering av nedbørsmålingene ble basert på synoptiske koder innrapportert tre ganger per dag. Innrapporteringen fant sted de fleste dager. Disse kodene ble registrert av observatører ved målestasjonen som stod for visuell observasjon av været. Min prosedyre for å kategorisere nedbørsdataene, gikk ut på å tildele hver døgnsom for nedbør, en synoptisk kode. Den synoptiske koden som ble tildelt ble basert på prioritering av koder for nedbør. Feilene i resultatene kan skyldes flere mulige faktorer. Det kan være interessant i et fremtidig arbeide å forbedre kategoriseringen av nedbørsmålinger med hensyn på nedbørstyper. Dette vil være til hjelp i det videre arbeidet for å finne mer presise estimater på de faktiske nedbørsendringene. Denne problemstillingen utdypes i neste avsnitt. I tillegg har en analyse med hensyn på nedbørstyper betydning for permafrosten på Svalbard. Det fant sted en ekstrem og sjelden varmeperiode på Svalbard i løpet av den arktiske vinteren i 2012 [7]. Varmeperioden medførte flere intense regnepisoder med regn som faller på snø. Disse intensive hendelsene av regn på snø, endret egenskapene til snøpakken

samt økte temperaturen i permafrosten på Svalbard betraktelig [7].

Effekter forårsaket av vind

En begrensning ved denne analysen er at det ikke er tatt høyde for aerodynamiske effekter (effekter forårsaket av vind). Registrering av vindhastigheter samt temperaturer kan hjelpe med å kvantisere slike effekter. En slik kvantisering kan bidra til å redusere målefeil [20]. Det er tidligere funnet at høyere vindhastigheter lett blåser snøen sideveis. Dette medfører at mindre snø havner i nedbørsmåleren. Dette betyr at mer av nedbøren blir registrert når mer av nedbøren faller som regn. Forklaringen bak dette ligger i at regndråper er mindre påvirket av vind. Med oppvarming vil derfor mangelfull registrering av nedbør bli et mindre problem i fremtiden. Derimot er det viktig å finne gode korreksjonsformler for vind. Dette vil hjelpe med finne ut mer nøyaktig, om det over lengre tidsperioder skjer endringer i mengder nedbør som faller. Per dags dato blir det skrevet en internasjonal rapport om vindkorreksjon for nedbørsmålinger. Korreksjonsformelen som er blitt utviklet til nå er derimot ikke ferdig testet. Etter hvert som en korreksjonsformelen anses som presis nok foreslås det en ny analyse. En slik analyse vil muligens kunne gi sikrere svar på hvordan mengdene nedbør vil endre seg i fremtiden.

Bibliografi

- [1] Aguado, E. and Burt, J. *Understanding Weather and Climate*. Always learning. Essex: Pearson Education, 2015.
- [2] Andersen, A. S. H. Personlig kommunikasjon. 2018.
- [3] Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP). Snow, water, ice and permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017. 2017. Oslo, Norway, xiv + 269pp.
- [4] Badjana, H. M., Renard, B., Helmschrot, J., Edjamée, K. S., Afouda, A., and Wala, K. Bayesian trend analysis in annual rainfall total, duration and maximum in the kara river basin (west africa). *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 13:255 – 273, 2017. doi:<https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2017.08.009>.
- [5] Barr, S. and Thuesen, N. P. Svalbard. (09.01.2018). I Store norske leksikon. (lest 8.04.2018). URL: <https://snl.no/Svalbard>.
- [6] Barry, R. and Chorley, R. *Atmosphere, Weather and Climate*. Oxon: Routledge., 2010.
- [7] Bauer-Hanssen, B., Isaksen, K., Benestad, R. E., Kohler, J., Åshild, P., Loe, L. E., Coulson, S. J. C., Larsen, J. O., and Varpe, ø. Warmer and wetter winters: characteristics and implications of an extreme weather event in the High Arctic. *Environmental Research Letters*, 9(11):114021, 2014.
- [8] Bintanja, R. and Selten, F. Future increases in arctic precipitation linked to local evaporation and sea-ice retreat. *Nature*, 509(7501):479, 2014.
- [9] Brækkan, R. *Stasjonsbeskrivelse. 99910 Ny-Ålesund. (2007.12.01)*. Meteorologisk Institutt, Oslo, Norge, 2007.
- [10] Brekke, B. *Ny-Ålesund. International Research at 96 ° N*. Norsk Polarinstitutt Kings Bay Kull Comp., 1996.
- [11] British Broadcasting Corporation (BBC) . Weather systems. (lest 8.04.2018). URL: http://www.bbc.co.uk/schools/gcsebitesize/geography/weather_climate/weather_systems_rev1.shtml.
- [12] Brækkan, R. Personlig kommunikasjon. 2018.
- [13] Buckley, B., Hopkins, E. J., and Whitaker, R. *Været: En visuell guide til meteorologi*. Spektrum, Oslo, 2009.

-
- [14] Bureau of Meteorology - Commonwealth of Australia. Anomalies. (lest 3.04.2018). URL: <http://www.bom.gov.au/climate/glossary/anomaly.shtml>.
- [15] Dannevig, P. Klima I Arktis. (29.10.2015) I Store norske leksikon. (lest 04.03.2018). URL: https://snl.no/Klima_i_Arktis.
- [16] Dannevig, P. Klima På Svalbard. (20.11.2014). I Store norske leksikon. (lest 28.02.2018). URL: https://snl.no/Klima_på_Svalbard.
- [17] Dannevig, P. Manuell Nedbørmåler. (31.01.2017). I Store norske leksikon. (lest 28.02.2018). URL: https://snl.no/manuell_nedbormåler.
- [18] Førland, E. J., Benestad, R., Hanssen-Bauer, I., Haugen, J. E., and Skaugen, T. E. Temperature and precipitation development at Svalbard 1900-2100. *Advances in Meteorology*, 2011:14, 2011. doi:10.1155/2011/893790.
- [19] Førland, E. J. and Hanssen-Bauer, I. Increased precipitation in the norwegian arctic: True or false? *Climatic Change*, 46(4):485–509, Sep 2000. doi:10.1023/A:1005613304674.
- [20] Førland, E. J., Hanssen-Bauer, I., and Nordli, P. Orographic precipitation at the glacier Austre Brøggerbreen, Svalbard. Technical Report Report nr. 02/97 Klima, 1997.
- [21] Geonor AS. *Bruksanvisning. Nedbørmåler T-200B*. Geonor AS, østerås, Norge, 1996.
- [22] Geonor AS. *Geonor T-200B series All-weather precipitation gauges. Brosjyre*. Geonor AS, østerås, Norge, 2010.
- [23] Geonor AS. *Geonor. T-200B Series Precipitation Gauge. Manual for 600-mm, 1000-mm 1500-mm capacity options. Rev: 10.7*. Geonor AS, østerås, Norge, 2010.
- [24] Gilbert, R. O. *Statistical methods for environmental pollution monitoring*. John Wiley & Sons, 1987.
- [25] Grimenes, A. A. Personlig kommunikasjon. 2018.
- [26] Groisman, P. Y. and Legates, D. R. Documenting and detecting long-term precipitation trends: Where we are and what should be done. *Climatic Change*, 31(2):601–622, Dec 1995. doi:10.1007/BF01095163.
- [27] Harstveit, K. Klimanormal. (14.02.2009). I Store norske leksikon. (lest 03.04.2018). URL: <https://snl.no/klimanormal>.
- [28] IPCC. Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change (IPCC) e [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. *Climate Change 2013*, 5:1535, 2013.
-

-
- [29] Isaksen, K., Nordli, Ø., Førland, E. J., Lupikasza, E., Eastwood, S., and Niedźwiedź, T. Recent warming on Spitsbergen—influence of atmospheric circulation and sea ice cover. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(20):11,913–11,931, 2016. doi:10.1002/2016JD025606.
- [30] Jaagus, J. Climatic changes in Estonia during the second half of the 20th century in relationship with changes in large-scale atmospheric circulation. *Theoretical and Applied Climatology*, 83(1):77–88, Jan 2006. doi:10.1007/s00704-005-0161-0.
- [31] Jones, P. D., Osborn, T. J., Harpham, C., and Briffa, K. R. The development of Lamb weather types: from subjective analysis of weather charts to objective approaches using reanalyses. *Weather*, 69(5):128–132. doi:10.1002/wea.2255.
- [32] Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., and Joseph, D. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3):437–472, 1996. doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- [33] Liu, C. and Barnes, E. A. Extreme moisture transport into the Arctic linked to Rossby wave breaking. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(9):3774–3788. doi:10.1002/2014JD022796.
- [34] Longley, R. W. Measures of the variability of precipitation. *Monthly Weather Review*, 80(7):111–117, 1952. doi:10.1175/1520-0493(1952)080<0111:MOTVOP>2.0.CO;2.
- [35] Lu, H. and Liu, G. Recent observations of human-induced asymmetric effects on climate in very high-altitude area. *Plos One*, 9:1–12, 01 2014. doi:10.1371/journal.pone.0081535.
- [36] Maturilli, M. and Kayser, M. Arctic warming, moisture increase and circulation changes observed in the Ny-Ålesund homogenized radiosonde record. *Theoretical and Applied Climatology*, 130(1):1–17, Oct 2016. doi:10.1007/s00704-016-1864-0.
- [37] Meteorologisk Institutt . MET info. (lest 8.04.2018). URL: <https://www.met.no/publikasjoner/met-info>.
- [38] Meteorologisk Institutt. eKlima - Gratis tilgang til Meteorologisk institutts vær- og klimadata fra historiske data til sanntidsobservasjoner. (lest 13.04.2018). URL: http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?_pageid=73,39035,73_39049&_dad=portal&_schema=PORTAL.
- [39] Milly, P. C. D., Betancourt, J., Falkenmark, M., Hirsch, R. M., Kundzewicz, Z. W., Lettenmaier, D. P., and Stouffer, R. J. Stationarity is dead: Whither water management? *319(5863):573–574*, 2008. doi:10.1126/science.1151915.
-

-
- [40] National Centers for Environmental Information (NCEI) - National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) - US Department of Commerce. ASOS Temperature Departure and Degree Day Maps. (lest 8.04.2018). URL: <https://www.ncdc.noaa.gov/temp-and-precip/asos/>.
- [41] National Centers for Environmental Information (NCEI) - National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) - US Department of Commerce. Global Climate Report - Annual 2017. (lest 8.04.2018). URL: <https://www.ncdc.noaa.gov/sotc/global/201713>.
- [42] National Centers for Environmental Information (NCEI) - National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Anomalies vs. Temperature. (lest 3.04.2018). URL: <https://www.ncdc.noaa.gov/monitoring-references/dyk/anomalies-vs-temperature>.
- [43] National Snow & Ice Data Center (NSIDC). Sea Ice Index. (lest 8.04.2018). URL: http://nsidc.org/data/seaice_index/archives/image_select.
- [44] Newman, M., Kiladis, G. N., Weickmann, K. M., Ralph, F. M., and Sardeshmukh, P. D. Relative contributions of synoptic and low-frequency eddies to time-mean atmospheric moisture transport, including the role of atmospheric rivers. *Journal of Climate*, 25(21):7341–7361, 2012. doi:10.1175/JCLI-D-11-00665.1.
- [45] Niedźwiedź, T. The main factors forming the climate of the hornsund [spitsbergen]. *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego. Prace Geograficzne*, pages 49–63, 1993.
- [46] Niedźwiedź, T. Współczesna zmienność cyrkulacji atmosfery, temperatury powietrza i opadów atmosferycznych na spitsbergenie. nr 13:79–92, 2003.
- [47] Niedźwiedź, T. *The atmospheric circulation, in Climate and Climate Change at Hornsund, Svalbard, edited by A. A. Marsz and A. Styszynska*. Gdynia Maritime University, Gdynia, Poland, 2013.
- [48] Niedźwiedź, T. Calendar of AC-types (Atmospheric Circulation-types). [Microsoft Excel regneark 12.2017]. 2017.
- [49] Niedźwiedź, T. Personlig kommunikasjon. 2018.
- [50] NOAA’s National Weather Service (NWS). NWS JetStream - Air Masses. (lest 29.01.2018). URL: <http://www.weather.gov/jetstream/airmass>.
- [51] Nordli, , Przybylak, R., E.J. Ogilvie, A., and Isaksen, K. Long-term temperature trends and variability on spitsbergen: the extended svalbard airport temperature series, 1898 – 2012. *Polar Research*, 33(1):21349, 2014. doi:10.3402/polar.v33.21349.
- [52] Norges miljø og biovitenskapelige universitet (NMBU). FYS161. Meteorologi og klima. Forelesningsslides: Synoptiske systemer. 2016.
- [53] Norsk Polarinstittutt. Svalbard. (lest 28.02.2018). URL: <http://www.npolar.no/no/arktis/svalbard/>.
-

-
- [54] Norsk Polarinstitutt. TopoSvalbard. (lest 13.04.2018). URL: <http://toposvalbard.npolar.no>.
- [55] Ralph, F. M., Neiman, P. J., Wick, G. A., Gutman, S. I., Dettinger, M. D., Cayan, D. R., and White, A. B. Flooding on california's russian river: Role of atmospheric rivers. *Geophysical Research Letters*, 33(13). doi:10.1029/2006GL026689.
- [56] Renata, S. J. and Zoran, P. Spatial variability of annual precipitation using globally gridded data sets from 1951 to 2000. *International Journal of Climatology*, 33(3):690–698. doi:10.1002/joc.3462.
- [57] Rinke, A., Maturilli, M., Graham, R. M., Matthes, H., Handorf, D., Cohen, L., Hudson, S. R., and Moore, J. C. Extreme cyclone events in the Arctic: Wintertime variability and trends. *Environmental Research Letters*, 12(9):094006, 2017.
- [58] Serreze, M. C., Crawford, A. D., and Barrett, A. P. Extreme daily precipitation events at spitsbergen, an arctic island. *International Journal of Climatology*, 35(15):4574–4588. doi:10.1002/joc.4308.
- [59] Sinclair, M. R., Wratt, D. S., Henderson, R. D., and Gray, W. R. Factors affecting the distribution and spillover of precipitation in the southern alps of new zealand—a case study. *Journal of Applied Meteorology*, 36(5):428–442, 1997. doi:10.1175/1520-0450(1997)036<0428:FATDAS>2.0.CO;2.
- [60] Skaland, R. G. Personlig kommunikasjon. 2018.
- [61] Sundal, S. O. Personlig kommunikasjon. 2018.
- [62] Svensson, C., Hannaford, J., and Prosdocimi, I. Statistical distributions for monthly aggregations of precipitation and streamflow in drought indicator applications. *Water Resources Research*, 53(2):999–1018. doi:10.1002/2016WR019276.
- [63] Tabari, H., Marofi, S., and Ahmadi, M. Long-term variations of water quality parameters in the maroon river, iran. *Environmental Monitoring and Assessment*, 177(1):273–287, Jun 2011. doi:10.1007/s10661-010-1633-y.
- [64] Tsukernik, M., Kindig, D. N., and Serreze, M. C. Characteristics of winter cyclone activity in the northern north atlantic: Insights from observations and regional modeling. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D3). doi:10.1029/2006JD007184.
- [65] Whitaker, R., Burroughs, W. J., Crowder, B., Robertson, T., and Vallier-Talbot, E.
- [66] Wolff, M. A., Isaksen, K., Petersen-Øverleir, A., Ødemark, K., Reitan, T., and Brækkan, R. Derivation of a new continuous adjustment function for correcting wind-induced loss of solid precipitation: results of a norwegian field study. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(2):951–967, 2015. doi:10.5194/hess-19-951-2015.
-

-
- [67] Wolff, M. Personlig kommunikasjon. 2018.
- [68] Woods, C. and Caballero, R. The role of moist intrusions in winter arctic warming and sea ice decline. *Journal of Climate*, 29(12):4473–4485, 2016. doi:10.1175/JCLI-D-15-0773.1.
- [69] Woods, C., Caballero, R., and Svensson, G. Largescale circulation associated with moisture intrusions into the arctic during winter. *Geophysical Research Letters*, 40(17):4717–4721. doi:10.1002/grl.50912.
- [70] World Meteorological Organization (WMO). WMO Climatological Normals. (lest 12.02.2018). URL: http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/wcdmp/GCDS_1.php.
- [71] World Meteorological Organization (WMO), Denver, Colorado. Climate normals. CCI/MG/2011/Doc.10, ITEM 10. 2016.
- [72] Yr (NRK og Meteorologisk institutt). Meteorologens prognosekart. (lest 8.04.2018). URL: <https://www.yr.no/verkart/>.

Tillegg A

Dataverktøy

Tabell A.1: Oversikt over dataverktøy (og deres versjoner) brukt i denne analysen

Navn	Versjon	Kommentarer
Windows 7 Professional	64-bit. 6.1 Build 7601. Service Pack 1	Versjon er ajour per 11.05.2018. Kontinuerlig oppdatert.
Microsoft Excel 2016 MSO	32-bit. 1804 (16.0.9226.2114)	Versjon er ajour per 11.05.2018. Kontinuerlig oppdatert.
Spyder	3.2.6	For programmering i Python
Python	64-bit. 3.6.4. MSC v.1900 64 bit (AMD64)	Biblioteket Pandas er tilgjengelig for Python
Pandas	0.22.0	Gir funksjonalitet for summasjon, standardavvik, gjennomsnitt og telling via henholdsvis funksjonene sum, std, mean, count
R	R version 3.4.3 (2017-11-30) – Kite-Eating Tree	Gir funksjon for trendtest til Mann-Kendall: mk.test

Tillegg B

Kilder for synoptiske kart

Tabell B.1: Kilder for synoptiske kart brukt i forbindelse med klassifiseringen av atmosfæriske sirkulasjonstyper i perioden 1898 – 2003 [49]

Periode	Beskrivelse
1898 — 1930	“Tagliche Wetterberichte der Deutsche Seewarte”, Hamburg, Jg. 23,1898- Jg. .1930
1931 — 1933	“Taglicher Wetterberich der Deutschen Seewarte”, Hamburg, Jg. 56, 1931- Jg.58.1933, Library of Zentralanstalt fur Meteorologie und Geodynamik in Wien;
1934 — 08.1939	Polish Meteorological Service synoptic maps: “Mapy Synoptyczne PIM”, for 06 GMT;
08.1939 — 12.1944	“Tagliche Wetterbericht des Deutschen Reichswetterdienstes”, herausgeben von der Deutschen Seewarte, Verlagsort Hamburg, Jg. 64,1939 - Jg. 69,1944;
1945 —	“Synoptic Weather Maps, Daily Series, Northern Hemisphere Sea Level and 500 Millibar Charts”, Washington, D.C. (US Department of Commerce, Weather Bureau);
01–04.1946	“Historical Weather Maps”, 12:30 GMT;
05.1946 — 1950	Täglicher Wetterbericht des Deutschen Wetterdienst in der US-Zone, Bad-Kissingen, 00 GMT; Täglicher Wetterbericht, Meteorologischen Amt fur Nordwestdeutschland, Zentralamt fur britische Zone, Hamburg, 00 GMT and 18 GMT;
1951 — 1975	Täglicher Wetterbericht, Deutsche Wetterdienst
1976 -- 2003	Europäischer Wetterbericht, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main (earlier Täglicher Wetterbericht)

Tabell B.2: Internettkilder for synoptiske kart brukt i forbindelse med klassifiseringen av atmosfæriske sirkulasjonstyper i perioden 1871 – d.d [49]

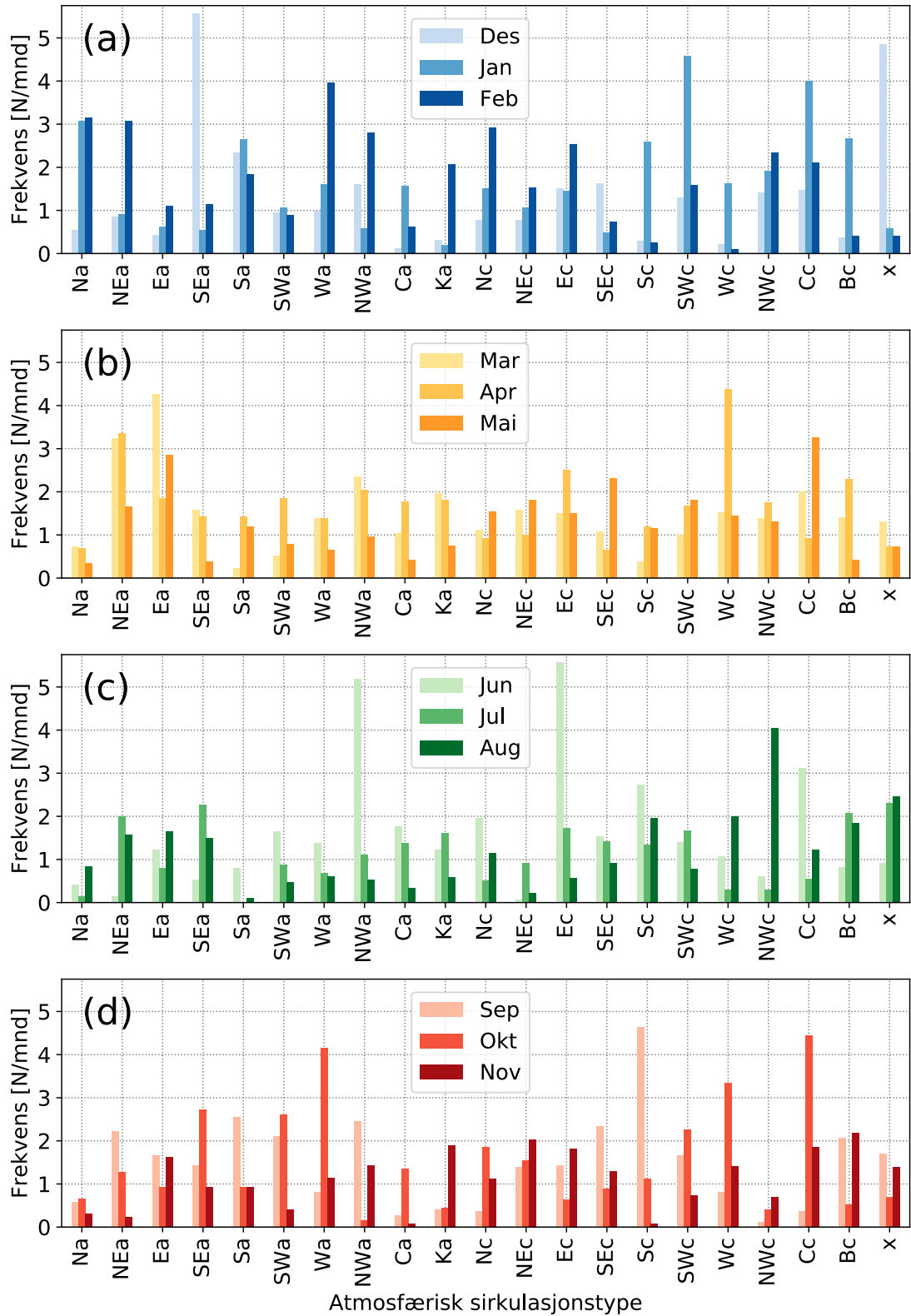
Periode	Beskrivelse
31.12.1949 — 01.12.1880	Pressure at ground level - Archive of ground Website: http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsslpeur.html
01.01.1871 —	Archive of NOAA-CR20 and NCEP Reanalysis Website: http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsfaxsem.html
1871 — 1947	NOAA-CIRES Reanalysis (00 UTC) Website: http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsfaxsem.html
01.01.1948 — 31.12.1978	NCEP Reanalysis: Reanalysis-Panels 00 and 12 UTC (surface, 850, 700 and 500 hPa) Website: http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsfaxsem.html
01.01.1979 –	CFS Reanalysis, new since 01.01.1979, 4 times a day: 00, 06, 12 and 18 UTC Website: http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsfaxsem.html
03.12.2003 —	Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach, DWD Analyse Archive The best archive of synoptic maps of Europe available since 03.12.2003 4 times a day: 00, 06, 12 and 18 UTC Website: http://www1.wetter3.de/Archiv/archiv_dwd.html

Tillegg C

Frekvens av atmosfæriske sirkulasjonstyper

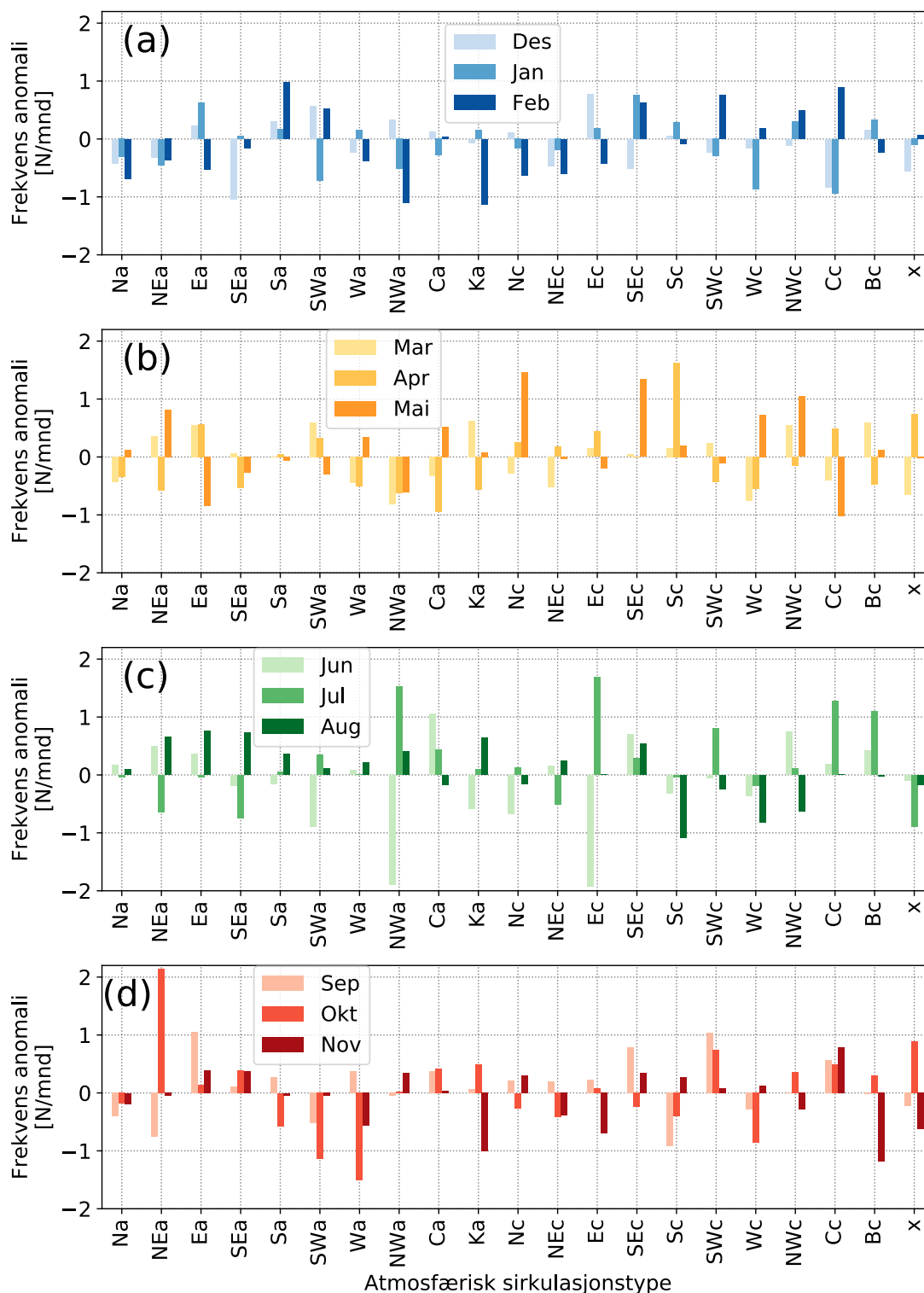
C.1 Frekvens av atmosfæriske sirkulasjonstyper

C.1.1 Perioden 1974 – 2000



Figur C.1: Gjennomsnittlig frekvens [N/mnd] av hver atmosfærisk sirkulasjonstype i perioden 1974 – 2000 for: (a) Vintermånedene desember-februar. (b) Vårmånedene mars-mai. (c) Sommermånedene juni-august. (d) Høstmånedene september-november.

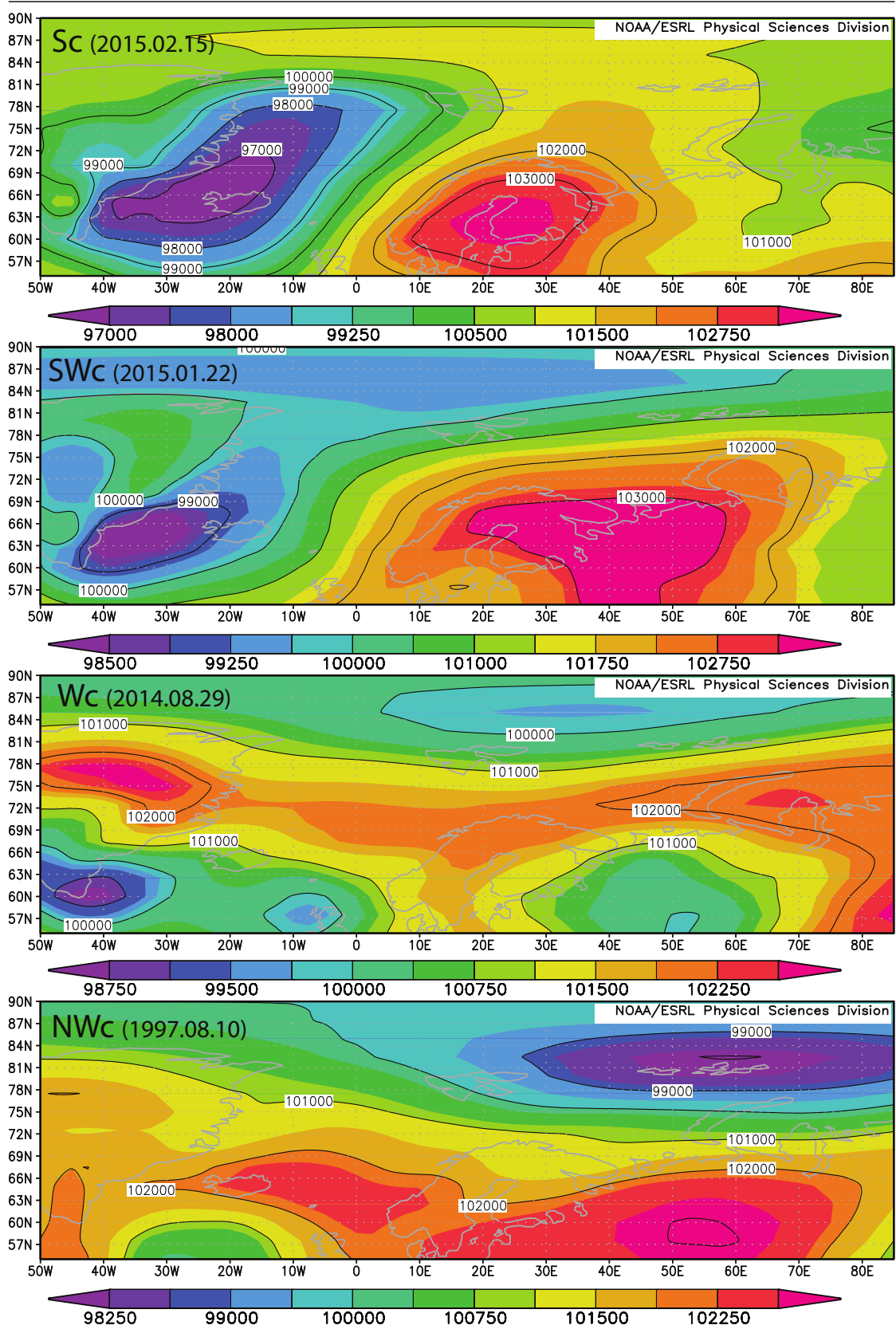
C.1.2 Anomali



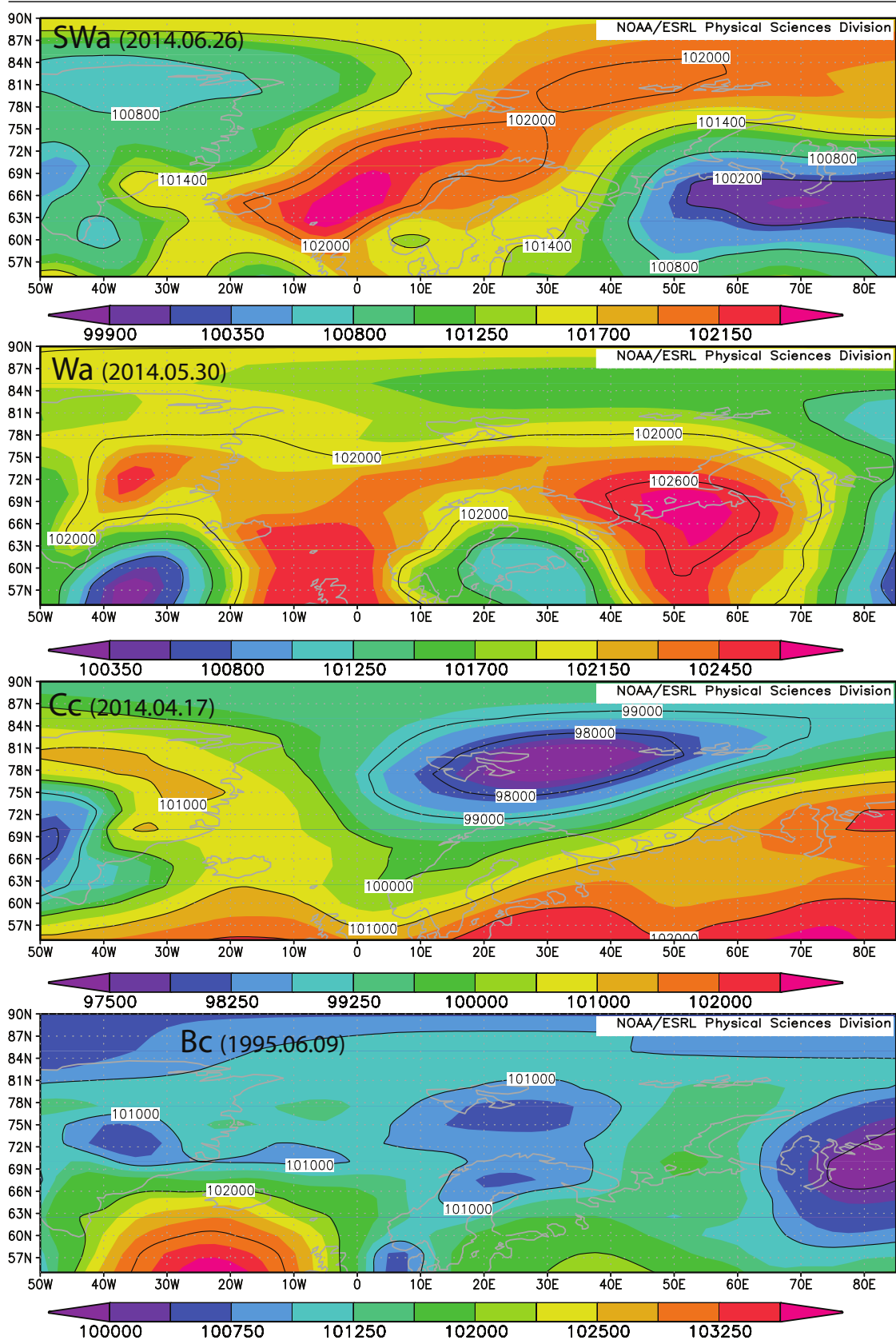
Figur C.2: Gjennomsnittlig frekvensanomali [N/mnd] av hver atmosfærisk sirkulasjonstype for de siste årene (2001 – 2017 med hensyn på gjennomsnittet for årene 1974 – 2000) for: (a) Vintermånedene desember-februar. (b) Vårmånedene mars-mai. (c) Sommermånedene juni-august. (d) Høstmånedene september-november.

Tillegg D

Fordeling av trykk ved havnivå



Figur D.1: Typisk fordeling av trykk [Pa] ved havnivå rundt Svalbard [49], for de fire syklonske sirkulasjonstypene som bidro til mest nedbørsanomali. Ulike fargekoder for trykk skyldes en teknisk feil hos kilden. Bilder (NCEP Reanalysis Daily Averages GrADS Images) fra hjemmesiden (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>) til NOAA/ESRL Physical Sciences Division, Boulder, Colorado. Basert på datasettene fra NCEP/NCAR-reanalysis [32].



Figur D.2: Typisk fordeling av trykk [Pa] ved havnivå rundt Svalbard [49], for de fire syklonske sirkulasjonstypene som bidro til mest nedbørsanomali. Ulike fargekoder for trykk skyldes en teknisk feil hos kilden. Bilder (NCEP Reanalysis Daily Averages GrADS Images) fra hjemmesiden (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/>) til NOAA/ESRL Physical Sciences Division, Boulder, Colorado. Basert på datasettene fra NCEP/NCAR-reanalysis [32].



Norges miljø- og biovitenskapelige universitet
Noregs miljø- og biovitenskapelige universitet
Norwegian University of Life Sciences

Postboks 5003
NO-1432 Ås
Norway