

Klima i Norge 2100

Kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert i 2015

NCCS report no. 2/2015



Foto: Anne Olsen-Ryum, www.hasvikfoto.no

Redaktører

I. Hanssen-Bauer, E.J. Førland, I. Haddeland, H. Hisdal, S. Mayer, A. Nesje, J.E.Ø. Nilsen, S. Sandven, A.B. Sandø, A. Sorteberg og B. Ådlandsvik

På oppdrag fra:



Norsk klimaservicesenter (NKSS) er et samarbeid mellom Meteorologisk institutt, Norges vassdrags- og energidirektorat og Uni Research. Senterets hovedformål er å gi beslutningsgrunnlag for klimatilpasning i Norge. I tillegg til samarbeidspartnerne er Miljødirektoratet representert i styret. KSS har en nettportal hvor data og rapporter blir gjort tilgjengelig.

NKSS' rapportserie omfatter ikke bare rapporter der en eller flere forfattere er tilknyttet senteret, men også rapporter som senteret har vært med på å initiere. Alle rapporter som trykkes i serien har gjennomgått en faglig vurdering av minst en fagperson knyttet til senteret. Rapporter i denne serien kan i tillegg inngå i rapportserier fra institusjoner som hovedforfatterne er knyttet til.



Tittel: Klima i Norge 2100

Kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert i 2015

Dato

ISSN nr.

2387-3027

Rapport nr.

2/2015

Forfattere

Redaktører: I. Hanssen-Bauer, E.J. Førland, I. Hadde-land, H. Hisdal, S. Mayer, A. Nesje, J.E.Ø. Nilsen, S. Sandven, A.B. Sandø, A. Sorteberg og B. Ådlandsvik

Medforfattere: L.M. Andreassen, S. Beldring, A. Bjune, K. Breili, C. A. Dahl, A.V. Dyrddal, K. Isaksen, H. Haakenstad, J.E. Haugen, H.O. Hygen, H.R. Langehaug, S.-E. Lauritzen, D. Lawrence, K. Melvold, A. Mezghani, O.R. Ravndal, B. Risebrobakken, L. Roald, H. Sande, M.J.R. Simpson, Ø. Skagseth, T. Skaugen, M. Skogen, E.N. Støren, O.E. Tveito, W.K. Wong

Klassifisering

- Fri
- Begrenset

Oppdragsgiver

Miljødirektoratet

Oppdragsgivers referanse

www.miljodirektoratet.no/20804

Sammendrag

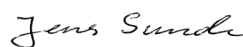
Den første «Klima i Norge 2100»-rapporten ble utarbeidet i 2009. Denne nye rapporten er utarbeidet for å gi et oppdatert vitenskapelig grunnlag for klimatilpasning i Norge, og rapporten omfatter både atmosfæreklima, hydrologi, permafrost, skred og havklima.

Rapporten beskriver kort årsaker til klimaendringer og variasjoner, og Norges beliggenhet i forhold til storstilte vær- og strømningsmønstre. Den beskriver klimautviklingen i Norge siden siste istid slik den kan tolkes fra indirekte «proksydata», og målt klimautvikling gjennom tiden med instrumentelle målinger. Deretter beskrives beregnet klimautvikling gjennom det 21ste århundre under forskjellige antagelser om framtidige utslipp av klimagasser. De aller fleste av beregningene som presenteres i denne rapporten er basert på globale klimaframskrivninger fra 5. hovedrapport fra FNs klimapanel. De beregnede endringene sammenlignes med tilsvarende verdier i den første «Klima i Norge 2100»-rapporten. Det legges vekt på en periode mot midten, og en mot slutten av århundret.

Alle klimaframskrivninger er beheftet med usikkerhet. Dette temaet er grundig behandlet i rapporten.

Stikkord

Klima i Norge, klimaframskrivninger, temperatur, nedbør, vind, fordampning, avrenning, snø, isbreer, flom, tørke, skred, permafrost, havklima, sjøis, havnivå.



Fagansvarlig

Innholdsfortegnelse

FORORD	7
SAMMENDRAG	8
1. INNLEDNING	14
1.1 Formål med rapporten	14
1.2 Bakgrunn for rapporten: Global oppvarming	15
1.3 Innhold i rapporten	16
2. KLIMASYSTEMET OG VARIASJONER ETTER SISTE ISTID	17
2.1 Klimasystemet	17
2.2 Sirkulasjon i luft og hav	19
2.2.1 Innledning	19
2.2.2 Atmosfæresirkulasjon	19
2.2.3 Havsirkulasjon	21
2.3 Klimavariasjoner etter siste istid	26
2.3.1 Innledning	26
2.3.2 Rekonstruksjon av holocene klimaendringer	26
2.3.3 Årsaker til holocene klimaendringer	35
3. KLIMAET I TIDEN MED INSTRUMENTELLE MÅLINGER	39
3.1 Om normal- og referanseperioder	39
3.2. Atmosfærisk klima	40
3.2.1 Lufttemperatur og avledede variable	40
3.2.2 Nedbør	48
3.2.3 Vind	57
3.3 Hydrologi	60
3.3.1 Avrenning og fordampning	60
3.3.2 Snø	67
3.3.3 Isbreer	69
3.3.4 Is på innsjøer og elver	70
3.3.5 Flom	71
3.3.6 Tørke	73
3.4 Permafrost og skred	74
3.4.1 Permafrost	74
3.4.2 Skred	76
3.5 Havklima, sjøis og havnivå	77
3.5.1 Havklima	77
3.5.2 Arktisk sjøis	83
3.5.3 Observerte havnivåendringer	88
4. KLIMAUTVIKLING I NÆR FRAMTID	89
4.1 Beslutningsgrunnlag for planleggingsformål for de nærmeste tiår	89
4.2 Lufttemperatur	90
4.3 Nedbør	90

4.4 Hydrologiske forhold	91
4.5 Havnivå	91
5. FRAMTIDIGE KLIMAENDRINGER	92
5.1 Modeller, metoder og datagrunnlag	92
5.1.1 Globale klimamodeller og utslippsscenarioer	92
5.1.2 Usikkerhet: «høy», «med» og «lav» klimaframskrivning	92
5.1.3 Nedskalering og postprosessering	94
5.1.4 Framstilling av klimaendringer	96
5.1.5 Datagrunnlag for framskrivningene i denne rapporten	96
5.2 Atmosfæreklima	98
5.2.1 Lufttemperatur	99
5.2.2 Varme døgn	101
5.2.3 Vekstsesong	102
5.2.4 Fyringsgraddager	103
5.2.5 Sammenligning med temperaturframskrivningene i Klima 2100 (2009)	103
5.2.6 Årsnedbør og sesongnedbør	103
5.2.7 Samvariasjon mellom framtidig temperatur og middelnedbørsforandringer	106
5.2.8 Dager med høye nedbørverdier	108
5.2.9 Foreløpige resultater for nedbørintensitet («klimafaktor»)	112
5.2.10 Sammenligning med nedbørframskrivningene i Klima 2100 (2009)	113
5.2.11 Vind	113
5.3 Hydrologi	115
5.3.1 Avrenning	115
5.3.2 Snø	120
5.3.3 Isbreer	120
5.3.4 Is på innsjøer og elver	123
5.3.5 Flom	123
5.3.6 Markvannsunderskudd og tørke	126
5.4 Permafrost og skred	127
5.4.1 Permafrost	127
5.4.2 Skred	127
5.5 Havklima og sjøis	128
5.5.1 Framtidige klimaendringer	128
5.5.2 Nedskalering av klimamodeller	128
5.5.3 Havforsuring	131
5.5.4 Framtidig sjøis i Arktis basert på klimamodeller	132
5.6 Framtidig havnivå i Norge	135
5.6.1 Framskrivinger av relativt havnivå	135
5.6.2 Stormflo under framtidige havnivåendringer	135
6. VURDERING OG BRUK AV FRAMSKRIVNINGENE	137
6.1 Usikkerhet knyttet til globale og regionale klimaframskrivninger	137
6.1.1 Usikkerhet knyttet til framtidige menneskeskapt utslipp	137
6.1.2 Usikkerhet knyttet til naturlige variasjoner	138

6.1.3 Modellusikkerhet	138
6.2 Hvilke usikkerheter er tatt høyde for i denne rapporten?	139
6.2.1 Usikkerhet i de primære meteorologiske variablene	140
6.2.2 Usikkerhet i de avledede meteorologiske og hydrologiske variablene	140
6.2.3 Usikkerhet i havnivåestimatene	141
6.2.4 Usikkerhet i primære oseanografiske variabler	142
6.3 Anbefalinger for bruk av rapportens resultater	143
APPENDIKS	144
A.5.1 Klimamodeller	144
A.5.2 Tabeller og figurer - atmosfærevariable	147
A.5.3 Tabeller og figurer – hydrologiske variable	179
REFERERT LITTERATUR	186

Forord

Oppdragsgiver og hovedfinansieringskilde for denne rapporten er Miljødirektoratet. De involverte institusjonene har imidlertid også bidratt med betydelig egeninnsats. Dette gjelder Havforskningsinstituttet (HI), Meteorologisk institutt (MET), Nansensenteret (NERSC), Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE), Uni Research, Universitetet i Bergen (UiB) og Kartverket.

Vi er totalt 37 forskere fra disse syv institusjonene som står som forfattere av rapporten, men også andre har bidratt: Vi vil takke Rasmus Benestad (MET) og Stefan Sobolowski (Uni Research) som har kommet med gode innspill underveis, og Mohamed Babiker (NERSC) har laget de fleste figurene til underkapitlet om historisk sjøis.

En stor takk til de som har lest igjennom, og gitt gode, konstruktive tilbakemeldinger på forskjellige deler av tidligere utkast til manuskriptet: Helge Drange (UiB), Regula Frauenfelder (NGI) og Trond Iversen og Øyvind Nordli (MET).

Til slutt en takk til Magne Velle, Ingrid Våset og Mai-Linn Finstad som har hatt ansvar for grafisk design og utforming av rapporten.

Rapporten kan lastes ned fra Klimaservicesenterets nettportal (www.klimaservicesenter.no). På nettportalen ligger det i tillegg mye informasjon som ikke kom med i selve rapporten, for eksempel klimaframskrivninger for forskjellige regioner.

Oslo, august 2015



Inger Hanssen-Bauer



Sammendrag

Hovedfunn

Med fortsatt raskt økende klimagassutslipp beregnes følgende medianverdier for klimaendringer for Norge fram mot slutten av dette århundret:

- Årstemperatur: Økning på ca. 4,5 °C (spenn: 3,3 til 6,4 °C)
- Årsnedbør: Økning på ca. 18 % (spenn: 7 til 23 %)
- Styrregnepisodene blir kraftigere og vil forekomme hyppigere
- Regnflommene blir større og kommer oftere
- Snøsmelteflommene blir færre og mindre
- I lavtliggende områder vil snøen bli nesten borte i mange år, mens det i høyfjellet kan bli større snømengder i enkelte områder
- Det blir færre isbreer og de som er igjen har blitt mye mindre
- Havnivået øker med mellom 15 og 55 cm avhengig av lokalitet

Med reduserte klimagassutslipp vil klimaendringene bli betydelig mindre.

Bakgrunn

Den første «Klima i Norge 2100»-rapporten ble publisert i 2009. Rapporten ble basert på daværende kunnskap om historisk klimautvikling og om klimaframskrivninger både på global og regional skala. Etter dette har FNs klimapanel kommet med en ny hovedrapport om det globale klimasystemet og beregnede framtidige klimaendringer. De globale klimaframskrivninger har blitt nedskalert slik at nye klimaprojeksjoner som fokuserer på Europa er tilgjengelige.

Denne rapporten er skrevet på oppdrag fra Miljødirektoratet, og skal gi grunnlagsinformasjon for klimatilpasning i Norge. I rapporten oppsummeres

dagens klima og klimautviklingen i Norge hittil. Med perioden 1971-2000 som referanseperiode beregnes klimautviklingen videre framover mot år 2100 under forskjellige antagelser om utslipp av klimagasser. Beregningene er beheftet med stor usikkerhet, men gir likevel et klart bilde av hovedtrekkene i hvordan vi forventer at menneskeskapte klimaendringer vil slå ut i Norge.

Klimaendringer og værvariasjoner

Klimaendringer som skyldes ubalanse i energiutvekslingen mellom jorden og verdensrommet (ytre klimapådriv) har forekommet til alle tider. Inntil for et par hundre år siden hadde disse i all hovedsak naturlige årsaker, men menneskelig virksomhet har i stadig større grad påvirket energiutvekslingen. Ifølge FNs klimapanel er menneskelig aktivitet hovedårsaken til den observerte økningen i globaltemperaturen siden 1950.

I tillegg til klimaendringer forårsaket av endringer i ytre klimapådriv, kan også energiutveksling internt i klimasystemet føre til variasjoner i værmønstrene på kloden. Slike variasjoner; - som finnes naturlig i klimasystemet, kan gi svært forskjellige utslag i ulike regioner. Det er en utfordring å skille dem fra endringene som skyldes ytre pådriv, og det er ofte usikkert hvordan disse variasjonene påvirkes av global oppvarming.

Norge ligger så langt mot nord at landet har et netto strålingstap til verdensrommet. Storstilt sirkulasjon i luft og hav tilfører imidlertid energi. Variasjoner i disse sirkulasjonsmønstrene fører til variasjon i lokale værforhold på tidsskalaer opp til flere tiår. Endring i disse sirkulasjonsmønstrene vil føre til endringer i regionalt klima for Norge. Dette kan for eksempel være endringer i utstrekning, intensitet og/eller baner for vandrede lavtrykk, eller

ved endringer i volum eller varmeinnhold i den norske Atlanterhavstrømmen.

Klima i Norge i tiden før instrumentelle målinger

Pålitelige instrumentelle meteorologiske data fra Norge går tilbake til ca. 1860. Til å rekonstruere klimaet lenger tilbake i tid, er det benyttet indirekte (proksy) data basert på for eksempel årringer, havbunns- og innsjøsedimenter, plankton og pollen.

Temperatur

Kuldeperioden yngre dryas, som varte fra ca. 12.800 til 11.700 år siden, markerte slutten på siste istid, og starten på den mellomistiden (holocen) vi nå er inne i. Temperaturstigningen i tidlig holocen ble avbrutt av kortvarige, kjølige perioder, den siste for ca. 8200 år siden. Både data fra lokaliteter på land og rekonstruert overflatetemperatur i havet viser at de høyeste sommertemperaturene i vårt område (ca. 1,0-1,5 °C høyere enn i referanseperioden 1971-2000) forekom for mellom 8000 og 6000 år siden. En trend med gradvis fallende sommertemperaturer, men med betydelige svingninger, fortsatte til begynnelsen av 'den lille istiden'. Forskjellige studier gir noe ulik tidsangivelse på når den lille istid var, men i Norge regnes 1740-årene for å ha vært de kaldeste årene. Denne tiden var preget av hungersnød, og isbreene nådde sin største utbredelse i holocen. Noen estimater antyder gjennomsnittlige sommertemperaturer rundt en grad lavere enn i referanseperioden 1971-2000, men dette er usikkert.

De store trekk i denne temperaturutviklingen er i tråd med endringer i det ytre klimapådrivet. I første del av holocen var jorda nærmest sola i den nordlige halvkulas sommer, mens den i dag er nærmest sola i nordlig vinter. Jordaksen hadde også større helning enn nå. I tidlig holocen fikk derfor høye, nordlige breddegrader 10-12 % mer solinnstråling om sommeren enn de får i dag. Variasjoner omkring den fallende temperaturtrenden kan antagelig knyttes dels til interne variasjoner i klimasystemet, og dels til klimapådriv fra vulkanutbrudd og solaktivitet.

Nedbør, flom og skred

Rekonstruksjoner av årlige nedbørmengder viser en rask økning like etter istidens slutt, med maksimale verdier i samme periode som sommertemperaturen også var på sitt høyeste. Den samlede aktiviteten av jord-/snøskred og elveflommer viser en klart mindre aktivitet de første tusenårene etter siste istid, med en markert økning for rundt 4300-4000 år siden.

Havvinå

Under siste istid var havnivået rundt 120 m lavere enn i dag, fordi vann var bundet opp i store iskapper. For ca. 4000 år siden hadde verdens ismasser smeltet ned omtrent til dagens størrelser, og det globale havnivået har deretter holdt seg mer eller mindre konstant fram til forrige århundre. Det relative havnivået i Norge har imidlertid sunket i denne perioden, på grunn av den vedvarende landhevingen vi har her etter istiden.

Klima i Norge i tiden med målinger

Lufttemperatur og avledede variable

I referanseperioden 1971-2000 var årsmiddeltemperaturen for Norge + 1,3 °C. Temperaturen var høyest langs kysten av Sør-Norge (opp til +7 °C) og lavest i høyfjellet (ned til - 4 °C). Årsmiddeltemperaturen har økt med ca. 1 °C fra 1900 til 2014. I dette tidsrommet har det vært perioder med både stigende og synkende temperatur, men de siste 40 år har økningen vært svært markant. Temperaturøkningen har vært størst om våren og minst om vinteren. Det er en tendens til større økning i minimumstemperatur enn i middeltemperatur.

Vekstsesongen er lengst langs kysten av Vestlandet, og kortest i høyfjellet og deler av Varangerhalvøya. I perioden 1971-2000 var det ca. 37 000 km² av Norges areal som hadde vekstsesong på over 6 måneder. I perioden 1971-2000 var fyringssesongen i underkant av 8 måneder i ytre kyststrøk fra Oslofjorden til Vestlandet, mens den i fjellet og i store deler av Nord-Norge var på mer enn 11 måneder.

Nedbør

Midlere årsnedbør for Norge er beregnet til 1600 mm. Årsnedbøren er størst i midtre strøk på Vestlandet og minst i øvre Gudbrandsdal og indre Finnmark. Områdene rundt Oslofjorden og langs Sørlandskysten har den mest intense bygenedbøren.

Årsnedbøren har økt over hele Norge siden år 1900, og for landet som helhet er økningen på ca. 18 %. Økningen er størst om våren og minst om sommeren. Også for kraftig nedbør i løpet av kort tid har det de senere år vært en økning både i intensitet og hyppighet.

Vind

Langs kysten og i høyfjellet blåser det stiv kuling eller mer i 1 % av tiden. De siste 50 år har det vært en svak økning i vindhastigheten som overskrides i 1 % av tiden, men det er store variasjoner fra år til år og mellom ulike lokaliteter.

Avrenning og fordampning

Av den gjennomsnittlige årsnedbøren for Norge anslås at noe over 1100 mm går til avrenning, mens litt under 500 mm fordamper. Forskjellen i avrenning er stor mellom ulike landsdeler. Det er estimert en normalavrenning på over 5000 mm/år ved Ålfotbreen i Nordfjord, mens normalavrenningen i mindre, brefrie elver øverst i Gudbrandsdalen, samt på indre deler av Finnmarksvidda, er under 400 mm. Vannføringen varierer mye fra år til år og tiår til tiår. Den observerte temperaturøkningen har generelt ført til økt vannføring om vinteren og våren og tidligere snøsmelting.

Flom

Økt temperatur har ført til at vårflommene kommer tidligere. Det er ingen klar trend i størrelsen på flommer, men det er en tendens til økt hyppighet av regnflommer de siste tiårene. Dette er konsistent med økningen i ekstremnedbør.

Snø

Vanninnholdet i maksimal årlig snømengde på bakken varierer fra nær null til over 2000 mm. Kystnære nedbørfelt har i gjennomsnitt bare noen få dager i året med snødekke, mens breområder nesten

alltid har noe snø som ligger over sommeren. Tids-serieanalyser viser i store trekk tendenser til større snømengder i fjellet og mindre i lavlandet, spesielt i Sør-Norge. Høydenivået for skille mellom positive og negative trender har tendert til å krype oppover i landskapet med tiden.

Isbreer

Breer i innlandet har med få unntak smeltet tilbake på 1900-tallet, mens mange kystnære breer har hatt perioder med tilbaketrekning og perioder med framrykk. Mange breer rykket fram i 1990-årene på grunn av snørike vintre, men har siden rundt år 2000 smeltet tilbake. De fleste breene er nå mindre enn de har vært på flere hundre år.

Permafrost

I Norge finnes områder med permafrost først og fremst i fjellet, men i Nord-Norge også i en del myrområder og på Varangerhalvøya. Områder med permafrost dekker nå ca. 6 % av landområdene, mens de i perioden 1961-1990 beregnes å ha dekket ca. 10 %.

Skred

Skred forekommer særlig i bratt terreng, med unntak av leirskred i lavlandsområder under marin grense. Været er en av de viktigste utløsningsfaktorene for skred, særlig jordskred, flomskred og snøskred. Det er ikke datagrunnlag for å studere trender i forekomst av skred.

Havklima

Havklimaet i Norskehavet og Barentshavet bestemmes i stor grad av innstrømningen av atlantisk vann. Både volumet og egenskapene til dette varme og salte vannet er viktig. Det er komplekse sammenhenger mellom hav- og atmosfære, både når det gjelder sirkulasjon og varmeutveksling. Det atlantiske vannet var relativt kaldt for rundt 100 år siden, varmt i perioden 1930-60 og kaldt i perioden 1970-80. Deretter har det vært en oppvarming som ser ut til å ha kulminert.

Havklimaet langs norskekysten avhenger i tillegg til innstrømningen av atlantisk vann også av ferskvannsavrenning fra Østersjøen og av lokale værforhold.

Sjøis

Reduksjonen i den arktiske sjøisen er et av de mest tydelige tegn på klimaendringer i nordområdene. De viktigste endringene er at 1) isutbredelsen er redusert for alle måneder i året, men mest for september-oktober; 2) andelen av flerårsis er betydelig redusert, noe som medfører at 3) den midlere istykkelsen er betydelig redusert, siden større deler av isdekket består av førsteårsis som typisk er 1-2 m tykk. Disse endringene har videre ført til at både midlere isdriftshastighet og lengden av smeltesesongen har økt.

Havnivå

Havnivået utenfor norskekysten beregnes i gjennomsnitt å ha økt med 1,9 mm per år i perioden 1960-2010. Varmeutvidelse av havet og avsmelting av breer og iskapper er hovedårsakene til dette. Fortsatt landheving i Norge etter siste istid gjør at observert endring i havnivå fra lokaliteter på land i perioden 1960-2010 spenner fra -13 cm (Oslo) til +6 cm (Stavanger). Målinger fra de senere tiår indikerer at havnivåøkningen har akselerert betydelig.

Planlegging på kort sikt

For de neste 10-20 år vil naturlige variasjoner i stor grad dominere over «klimasignalet» som skyldes økt drivhuseffekt. For denne tidshorizonten anbefales det derfor at man bruker oppdaterte data for «dagens klima» i stedet for framskrivninger. Fordelene med å benytte statistikk basert på oppdaterte observasjoner antas å oppveie ulempene ved å neglisjere klimaendringssignalet. I denne rapporten er perioden 1971-2000 benyttet som referanseperiode for atmosfæriske og hydrologiske variable, men for en rekke variable har det vært betydelige endringer i tiden etter denne perioden. Det er derfor også beregnet verdier for den ferskere trettiårsperioden 1985-2014, og det anbefales at resultater for denne perioden benyttes for planleggingsformål for de neste 10-20 årene.

Framtidige klimaendringer

Klimaframskrivningene som er gitt her er basert på resultater fra globale klimamodeller kjørt med forskjellige «utslippsscenarioer», d.v.s. antagelser om

framtidige utslipp av klimagasser. De globale modellresultatene er nedskalert og postprosessert. Der ikke annet er oppgitt er framskrivningene basert på resultatene fra femte hovedrapport fra FNs klimapanel. I hovedsak er tre utslippsscenarioer benyttet: «RCP8.5» innebærer at utslippene av klimagasser fortsetter å øke helt fram til slutten av dette hundreåret, «RCP4.5» innebærer små utslippsendringer fram til 2050 og deretter utslippskutt, mens «RCP2.6» innebærer drastiske utslippskutt allerede fra 2020. For det sistnevnte scenarioet har det kun vært datagrunnlag for å framskrive lufttemperatur og havnivå.

Mangelfull kunnskap om klimasystemets følsomhet og framtidig naturlig klimavariasjon, pluss begrensninger i klimamodellene gjør at alle framskrivninger er beheftet med usikkerhet selv under et gitt utslippsscenario. Der datagrunnlaget tillater det, er det derfor beregnet både median, høy, og lav framskrivning. Spennet mellom høy og lav framskrivning omfatter 80% av framskrivningene.

Lufttemperatur og avledede variable

Medianframskrivningen gir en økning i årsmiddeltemperaturen for Norge på ca. 4,5 °C på 100 år for utslippsscenario RCP8.5 (spenn: 3,3 til 6,4 °C). For deler av Finnmark gir medianen en oppvarming på mer enn 6 °C, mens oppvarmingen på Vestlandet beregnes å ligge nær den globale middelverdien på 3,7 °C. Størst oppvarming beregnes om vinteren, minst om sommeren. For RCP4.5 og RCP2.6 beregnes betydelig mindre oppvarming, med medianverdier for Norge på henholdsvis 2,7 og 1,5 °C. Det beregnes flere varme døgn (>20 °C), særlig i sørøstlige deler av landet; lengre vekstsesong, særlig langs kysten, og kortere fyringssesong, særlig i Midt- og Nord-Norge.

Nedbør

Både årsnedbør, antall dager med kraftig nedbør og nedbørmengden på dager med kraftig nedbør beregnes å øke. For utslippsscenarioet RCP8.5 viser medianframskrivningen en økning i årsnedbør for Norge på 18 % mot slutten av århundret, en dobling av dager med kraftig nedbør og en økning i nedbørmengden på dager med kraftig nedbør på

19 %. Foreløpige analyser tyder på at økningen i intens nedbør for kortere varigheter enn ett døgn, kan bli større (anslagsvis 30 % for 3-timers nedbør med 5 års gjentaksintervall for RCP8.5). Økningen i årsnedbør er sammenlignbar med langtidstrenden gjennom forrige århundre, til tross for at beregnet temperaturøkning for dette århundret under RCP8.5 er 3 til 5 ganger større enn den observerte økningen de siste 100 år. Dette kan indikere en svakhet i klimamodellene, og større nedbørøkning enn modellene tilsier kan ikke utelukkes. Framskrivningene for nedbør er dessuten basert på færre klimasimuleringer enn for temperatur, og er derfor mindre robuste enn for temperatur.

Vind

Det beregnes kun meget små endringer både i middelvind og i store vindhastigheter.

Avrenning

Avrenning og nedbørendringer henger sammen, men også økt temperatur påvirker avrenningen. Medianen av alle framskrivningene gir relativt liten endring i total årsavrenning for Norge de neste 50 år. Mot slutten av århundret beregnes en liten økning i årsavrenningen for det høye utslipps-scenarioet. Sesongendringene er imidlertid betydelig større. Det beregnes økt avrenning om vinteren og redusert avrenning om sommeren.

Snø

Det beregnes kortere snøsesong i hele landet. Reduksjonen i antall dager med snø blir størst i lavlandet, hvor medianverdien for det høye utslippsscenarioet, RCP8.5, gir flere måneders reduksjon i snøsesongen mot slutten av århundret. Dette skjer som følge av at økte temperaturer gir en senere start på snøleggingen, og tidligere start på snøsmeltingen. Det beregnes også en reduksjon i maksimal snømengde i løpet av året de aller fleste steder. Reduksjonen er størst i høyereliggende områder på Vestlandet og i Nordland, samt på kysten av Troms og Finnmark. I enkelte deler av høyfjellet beregnes imidlertid en økning i maksimal snømengde fordi mye av den forventede nedbør-økningen her vil komme som snø.

Bre og is

Analyser indikerer at de store isbreene fram mot 2100 kan bli redusert til en tredjedel av dagens volum og areal selv med RCP4.5, mens kun noen av de høyst beliggende små breene fortsatt vil finnes. Etter en periode med nedsmelting og høyere vannføring vil dagens breelver ha liten eller ingen sesongpåvirkning fra bresmelting. Hovedtyngden av disse endringene vil skje etter 2050.

Perioden med islagte innsjøer er ventet å bli betydelig kortere enn i dag, og istykkelsen vil reduseres. Isganger vil på grunn av økt temperatur bli mer vanlig høyere til fjells og lengre inn i landet enn i dagens klima. I resten av landet vil de bli mindre vanlige.

Flom og tørke

Generelt beregnes størrelsen på regnflommer å øke, mens smeltevannsflommer vil avta på sikt. RCP8.5 gir både en større reduksjon i snøsmelteflommer og en større økning i regnflommer enn RCP4.5. Høyere temperatur fører til at flomtidspunktet forskyver seg mot tidligere vårflom, samtidig som faren for flommer sent på høsten og om vinteren øker. I de store vassdragene dominert av snøsmelteflom i innlandet, er det forventet en reduksjon i vårflommene på opptil 50 % (RCP8.5). I vassdrag som i dag domineres av regnflom, forventes flomstørrelsene å øke med opptil ca. 60 % basert (RCP8.5). Flere og kraftigere lokale, intense regnepisoder i framtiden forventes å skape særlige utfordringer i små, bratte elver og bekker og i urbane strøk.

Det beregnes en økning i markvannsunderskuddet, spesielt mot slutten av århundret. Også varigheten av perioder med lav grunnvannstand og lav vannføring i elver kan øke flere steder i landet. Økningen blir vesentlig større med RCP8.5 enn RCP4.5. Økt markvannsunderskudd, lav grunnvannstand og lengre perioder med lav vannføring om sommeren kan få følger for blant annet jord- og skogbruk, vanningsbehov og skogbrannfare.

Skred

Skredfaren er sterkt knyttet til lokale terrengforhold, men været er en viktig utløsningsfaktor. I bratt terreng vil klimautviklingen særlig kunne gi økt

hyppighet av skred som er knyttet til kraftig nedbør. Det gjelder først og fremst jordskred, flomskred og sørpeskred, og i noen grad steinsprang. De fleste kvikkleireskred utløses av menneskelig aktivitet eller erosjon i elver og bekker. Økt erosjon som følge av hyppigere og større flommer, kan utløse flere kvikkleireskred. Det er foreløpig ikke grunnlag for å si at klimaendringen vil føre til økt hyppighet av store fjellskred. Økt temperatur vil føre til flere snøfrie områder mot slutten av århundret. Faren for tørrsnøskred reduseres mens faren for våtsnøskred øker.

Permafrost

Permafrostgrensen beregnes å stige med 200-300 høydemeter på 100 år. Mot slutten av århundret vil vi i så fall kun ha permafrost på de høyeste fjelltoppene både i Sør- og Nord-Norge. Store deler av permafrostområdene på Finnmarksvidda vil være svært utsatt for å tine allerede mot midten av århundret.

Havklima

For norske havområder viser nedskalering av globale klimamodeller fra de to siste hovedrapportene fra FNs klimapanel relativt konsistente resultater for vinteroppvarming de neste 50 år for mellomhøye utslippsscenarioer. For Barentshavet beregnes en temperaturøkning på rundt 1°C, mens noe større økning beregnes for Nordsjøen. Om sommeren er spriket i resultatene større, trolig på grunn av ulik isutbredelse i modellene. Ifølge nedskaleringen av en RCP4.5-basert framskrivning er oppvarmingen om sommeren litt svakere enn om vinteren, spesielt i Nordsjøen. Modellresultatene viser at som følge av økt opptak av CO₂ i havet, vil pH-verdien i overflaten reduseres med rundt 0,2 fra 2000 til 2065.

Sjøis

Beregningene viser at sjøisen i Arktis fortsatt vil reduseres både i utstrekning og tykkelse. Når det gjelder tidspunktet for et isfritt Arktis om sommeren, viser klimamodellene en stor spredning. Spredningen skyldes dels valg av utslippsscenario, men også valg av modell og intern klimavariabilitet. Under RCP8.5 (høye utslipp) gir de modellene som best simulerer de observerte endringene i sjøisdekket hittil, et isfritt Arktis i september 2054-

2058. Det framtidige sjøistapet i klimamodellene muliggjør nye ruter for skipstrafikken i Arktis om sommeren. Om vinteren vil disse rutene ikke være tilgjengelige, da ingen klimamodell simulerer et isfritt Arktis om vinteren innen år 2100.

Havnivå

Framskrivningene for havnivå indikerer at det meste av Norge vil oppleve havstigning før slutten av dette århundret. For RCP2.6 gir middelframskrivningen mellom -10 og +30 cm endring avhengig av sted, for RCP4.5 mellom 0 og 35 cm og for RCP8.5 mellom 15 og 55 cm.

Usikkerhet og råd for bruk av framskrivninger

Klimaframskrivninger er usikre av flere årsaker. Det er usikkerhet knyttet til 1) framtidige menneskeskapte utslipp, 2) naturlige klimavariasjoner og 3) klimamodellene. Den første typen usikkerhet er her i noen grad tatt hensyn til ved at flere utslippsscenarioer er benyttet. Den andre typen usikkerhet skyldes dels interne variasjoner i klimasystemet og dels variasjoner i naturlige pådriv. De interne variasjonene simuleres i stor grad av klimamodellene, og bruk av flere modeller gir et bilde av denne usikkerheten. Variasjoner i naturlige klimapådriv er det derimot ikke tatt høyde for, men dersom de ikke blir større enn de vært de siste 100 år vil de ha relativt liten betydning. Den tredje typen usikkerhet, som er knyttet til klimamodellenes feil og forenklinger, tas også i noen grad hånd om ved bruk av flere modeller, fordi forskjellige modeller har forskjellige feil og forenklinger. Prosesser vi ikke kjenner, og som derfor ingen modeller beskriver vil imidlertid ikke dekkes av dette.

Klimaendringene som er beregnet i denne rapporten er for det meste gitt med usikkerhetsintervall basert på ensembler av flere modellberegninger. Disse spenner en del av den reelle usikkerheten, men det kan ikke utelukkes at framtidig klimaendring kan falle utenfor intervallene. For bruk av klimaframskrivningene i forskning og forvaltning anbefales at de aktuelle fagmiljøene kontaktes.



1. Innledning

1.1 Formål med rapporten

Begrepet «klimatilpasning» brukes ofte om planlegging som tar høyde for hvordan klimaet kan komme til å endre seg i framtiden. Klimatilpasning er viktig for en rekke sektorer i Norge [1]. For eksempel er det viktig at veier og annen infrastruktur er bygget slik at de tåler de belastninger som kan forventes som følge av snø, is, ekstremnedbør og flom. Om vi i begrepet klimatilpasning også inkluderer tilpasning til dagens klima, er det mange sektorer som har praktisert klimatilpasning i årevis. Historiske klima-, hydrologi- og havnivådata har i lang tid blitt benyttet til å beregne statistikk, inkludert såkalte «dimensjonerende verdier» for forskjellige variable. Hovedrapportene fra FNs klimapanel (for eksempel [2]) viser imidlertid at klimaet nå er i ferd med å endre seg som følge av menneskelig virksomhet. For planlegging 50 til 100 år fram i tid anses det derfor ikke lenger som tilstrekkelig å basere klimatilpasning kun på hvordan klimaet har vært hittil. Dette har skapt et behov for beskrivelser av hvilke klimaendringer vi bør være forberedt på i Norge under forskjellige antagelser om hvordan menneskelig virksomhet vil påvirke klimaet videre framover. Formålet med «Klima i Norge 2100»-rapportene er nettopp å gi en mest mulig konsistent beskrivelse både av historisk klimautvikling og av beregnet utvikling videre fram mot år 2100 i Norge.

Den første «Klima i Norge 2100»-rapporten [3] ble skrevet som underlagsmateriale for NOU 2010-10 Klimatilpassing [1]. Rapporten ga et felles

klimavitenskaplig grunnlag for de vurderingene av samfunnets sårbarhet og tilpasningsbehov som ble presentert i NOUen. Rapporten ble basert på daværende kunnskap om historisk klimautvikling og om klimaframskrivninger både på global og regional skala.

Etter dette har FNs klimapanel kommet med en ny rapport om det globale klimasystemet og beregnede framtidige klimaendringer [2]. De globale klimaframskrivninger har også blitt nedskalert slik at nye klimaprojeksjoner som fokuserer på Europa er tilgjengelige [4]. Miljødirektoratet, som har et overordnet ansvar for klimatilpasning i Norge, har derfor bestilt denne oppdaterte versjonen av «Klima i Norge 2100». Vi har gitt rapporten undertittel «Kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert i 2015».

Siden 2009 har også forskningen på historisk klimautvikling og på klimaprosesser gått framover på en rekke felt som er av betydning for klimatilpasning. Denne versjonen av «Klima i Norge 2100» inkluderer også relevante resultater av slik forskning. I likhet med forrige rapport inneholder denne rapporten informasjon om både atmosfæriske, hydrologiske og marine variable, og om permafrost og skred.

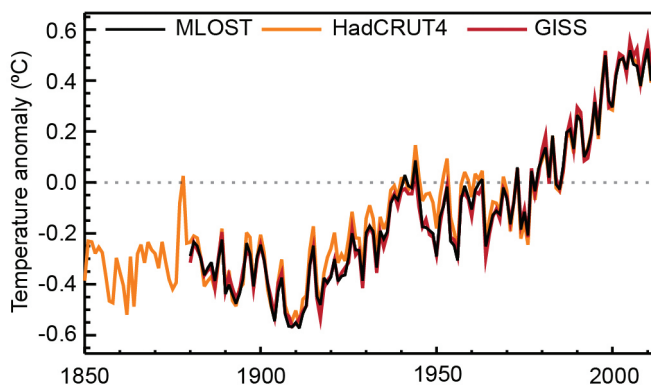
1.2 Bakgrunn for rapporten: Global oppvarming

Klimaet har til alle tider variert av naturlige årsaker. Dette skjer fordi innstrålingen fra solen, refleksjonen av solstråling til verdensrommet, og utstråling fra jorden og atmosfæren varierer. Menneskelig virksomhet har gjennom mange hundre år påvirket disse energiutvekslingene på lokal og regional skala, for eksempel ved avskoging og jordbruk som blant annet påvirker refleksjonen av solstråling. I løpet av de siste 100-150 år er menneskelig påvirkning imidlertid også blitt merkbar på global skala. Mennesket påvirker klimaet på flere vis, men den dominerende globale effekten er oppvarmingen som skyldes utslipp av såkalte «klimagasser». Konsentrasjonen av disse gassene øker i atmosfæren, og det fører i første omgang til redusert netto energiutstråling fra de nedre og midtre lag i atmosfæren, og derfor oppvarming av disse lagene. Oppvarmingen fører igjen til økt utstråling, slik at en ny strålingsbalanse kan oppstå. Merk at «global oppvarming» ikke trenger å innebære at det er oppvarming overalt – og heller ikke at hvert enkelt år er varmere enn forrige år. Med global oppvarming mener vi at global gjennomsnittstemperatur nær jordoverflaten øker på sikt.

Figur 1.2.1 er hentet fra siste hovedrapport fra FNs klimapanel [2], og viser utviklingen av global middeltemperatur fra 1850 til 2012. Figuren viser betydelige variasjoner i temperaturen fra år til år. Disse variasjonene - som kan være langt større regionalt enn globalt - skyldes blant annet variasjoner i energiutvekslingen mellom hav og atmosfære. Det er likevel en klar trend i globaltemperaturen fra 1880 til 2012. Trenden tilsvarer en oppvarming på +0,85 °C. Oppvarmingen har vært størst på høye nordlige breddegrader, og den har vært sterkere over

kontinentene enn over havområdene. Den har ikke skjedd jevnt og trutt, men foregått i en periode fra tidlig på 1900-tallet til ca. 1940, og en periode fra ca. 1970 til nå. Det er ikke mulig å si nøyaktig hvor stor del av oppvarmingen som er naturlig og hvor stor del som skyldes menneskelig aktivitet. På bakgrunn av modellberegninger slår imidlertid klimapanelet fast at klimagassutslippene fra menneskelig aktivitet svært sannsynlig er hovedårsaken til den observerte oppvarmingen fra 1950 og fram til i dag. I klimapanelets terminologi betegner svært sannsynlig («very likely») en sannsynlighet på 95-100%.

Hvor stor den menneskeskapte globale oppvarmingen vil bli videre fram mot 2100, avhenger av følsomheten i klimasystemet, men også av om – og hvor mye – vi klarer å redusere våre utslipp av drivhusgasser. Dersom utslippene fortsetter å øke i samme takt som de har gjort de siste dekadene beregnes med middels klimafølsomhet en global temperaturøkning fra perioden 1850-1900 frem mot år 2100 på rundt 4,5 °C. Dersom vi skal klare å begrense denne oppvarmingen til under 2,0 °C må de globale utslippene antagelig kuttes med ca. 50% fram mot 2040, og deretter kuttes videre til de blir svakt negative mot slutten av århundret. «Negative utslipp» betyr at vi tar mer drivhusgasser ut av atmosfæren, f. eks. ved karbonfangst eller skogplanting, enn vi slipper ut. Hva vil en global oppvarming på 4,5 °C bety for klimaet i Norge? Hva vil det bety for havnivået og for forekomsten av ekstremvær, flom, tørke og skred? Og hva innebærer en global oppvarming på 2,0 °C for oss? Vi vil i denne rapporten besvare disse spørsmålene basert på den kunnskapen vi har i dag.



Figur 1.2.1 Global årsmiddeltemperatur i perioden 1850-2012 gitt som avvik fra perioden 1961-1990 fra tre forskjellige datasett (HadCRUT4, GISS and NCDC MLOST). Figur 2.20 fra [2].

1.3 Innhold i rapporten

Rapporten organisert på følgende måte:

Kapittel 2 gir generell bakgrunnsinformasjon om klimasystemet, og informasjon som setter klimaet i Norge inn i et større perspektiv i tid og rom.

Utfordringene knyttet til global oppvarming står sentralt i denne rapporten, men en forutsetning for klimatilpasning er grunnleggende kjennskap til klimasystemet, og spesielt til det regionale klimaet. Regionale og lokale klimavariasjoner er oftest langt større enn variasjonene på global skala. Det skyldes i stor grad at mange klimavariasjoner er knyttet til variasjoner i storstilte værmønstre i hav og atmosfære. Variasjoner i disse mønstrene vil gjerne gi endringer i motsatt retning i forskjellige regioner, og de gir derfor relativt små utslag globalt, selv om de regionale endringene kan være store. Det er også viktig å sette klimaendringene inn i et lengre tidsperspektiv enn 100-200 år. FNs klimapanel har gjort dette på global skala, men dette er også viktig på regional skala. Kapittel 2 beskriver hvordan de storstilte værmønstrene i hav og atmosfære påvirker Norges klima, og oppsummerer klimavariasjonene i våre nærområder i tiden fra siste istid til de instrumentelle målingene av klimavariabel begynte.

Kapittel 3 gir detaljert informasjon om klimautviklingen i forskjellige deler av Norge og norske havområder i tiden med instrumentelle målinger, og om dagens klima.

Fokus i denne rapporten er å samle informasjon som gir grunnlag for tilpasning til det klimaet vi antagelig vil ha fram mot midten og slutten av det 21. århundre. Det er imidlertid en rekke eksempler på at samfunnet vårt ikke engang er tilpasset dagens klima. Kunnskap om dagens klima danner dessuten et godt utgangspunkt for tilpasning til klimaet

senere i dette århundret, fordi beskrivelser av fremtidsklima alltid relateres til dagens klima (for eksempel gjennom bruk av «klimafaktorer»). Enten man har behov for å tilpasse seg dagens klima eller klimaet senere i det 21. århundret, danner derfor beskrivelsen av dagens klima et nødvendig grunnlag.

Kapittel 4 oppsummerer råd om hva slags kunnskapsgrunnlag som bør brukes for planlegging med tidshorisont på opp til et par tiår.

På så kort tidshorisont anbefales at man fremfor å benytte klimaframskrivningene som presenteres senere i rapporten, bruker mest mulig oppdatert klimainformasjon fra kapittel 3. Dette kapitlet henviser til relevant informasjon i kapittel 3 og på nettsider.

Kapittel 5 oppsummerer beregninger av klimautviklingen videre fram mot 2100

Dette kapitlet presenterer oppdatert informasjon om hvordan globale klimaframskrivninger beregnes å slå ut i Norge. Med mindre det er spesifikt nevnt, baserer alle resultater seg på framskrivningene i siste rapport fra FNs klimapanel [2]. I motsetning til resultatene gitt i forrige versjon av «Klima i Norge 2100»[3], har vi denne gangen skilt mellom forskjellige scenarioer for hvordan menneskeskapte utslipp av klimagasser vil utvikle seg framover.

Kapittel 6 presenterer informasjon av usikkerhet i klimaframskrivningene, og råd om bruk av dem.

Dette kapitlet beskriver forskjellige kilder til usikkerhet i klimaframskrivningene. Det redegjøres også for hvordan det er tatt hensyn til ulike kilder for usikkerhet i de meteorologiske, hydrologiske og marine estimatene i denne rapporten.



2. Klimasystemet og variasjoner etter siste istid

2.1 Klimasystemet

Været er det vi opplever på et tidspunkt på et bestemt sted; - f.eks. temperatur, nedbør, vind, skydekke, lufttrykk, luftfuktighet. Klimaet sier hvor hyppig forskjellige værforhold forekommer på ett sted eller i et område. Ofte beskrives klimaet ved hjelp av middelverdier av for eksempel temperatur og nedbør, men ekstremverdier er også en del av klimaet: Hvor varmt kan det bli på et gitt sted? Og hvor stor døgnedbør forekommer for eksempel i gjennomsnitt én gang per år? Mens været spiller en viktig rolle i vårt dagligliv, er klimainformasjon viktig for planleggingsformål.

Klimasystemet består av de fysiske delene av jordkloden som bestemmer jordoverflatens klima. Disse er atmosfæren, havet, kryosfæren (snø og is), biosfæren og landjorda. Jordas atmosfære er et «hav» av luft som omhyller kloden. Omkring 80 % av lufta fins i de nederste 12-15 km av atmosfæren, der nesten all utvikling av vær foregår. Atmosfæren inneholder like mye masse som et 10 meter dypt vannlag, og varmekapasiteten til verdenshavene er svært mye større enn atmosfærens. Havet er derfor en vesentlig tregere del av klimasystemet enn atmosfæren. Utbredelsen av havis og snø er meget viktig for jordoverflatens evne til å reflektere sollys (*albedo*). Saltholdig havvann som fryser kan gi opphav til kalde og saltholdige vannmasser som kan synke raskt til bunns, og derved påvirke havstrømmene og igjen klimaet. Jordas biologi, geologi og kjemi er ved sin påvirkning av atmosfærens og havets sammensetning samt landjordas beskaffenhet, viktige deler av klimasystemet.

Værforholdene varierer naturlig, selv uten forandringer i ytre betingelser, for eksempel ved at energitvekslingen mellom hav og atmosfære varierer

i tid. Slike indre fluktuasjoner i klimasystemet er uforutsigbare. Variasjoner kan imidlertid også skapes ved variasjoner i ytre betingelser, det vil si at energibudsjettet for hele klimasystemet kommer i ubalanse. Slik ubalanse kalles *ytre klimapådriv*. Ytre klimapådriv kan være naturlige eller menneskeskapte. Å skille indre fluktuasjoner fra klimavariasjoner som skyldes endringer i ytre betingelser, er en av de store utfordringer i klimaforskningen.

Ytre klimapådriv kan skyldes endringer i solinnstrålingen, endringer i jordoverflatens albedo eller atmosfærens albedo (som avhenger av skydekke og partikkelinnhold), eller endringer i jordas varmeutstråling. Denne kontrolleres i stor grad av konsentrasjonen av såkalte klimagasser i atmosfæren. Det er viktig å være klar over at selv når selve klimapådrivet er kjent, er det usikkerhet knyttet til hvor store klimaendringer det vil medføre. Denne usikkerheten i klimasystemets følsomhet skyldes at det er en rekke prosesser som kan forsterke eller svekke klimaendringer. Disse feedback-mekanismer er ikke fullt ut kjent, og de kan virke ulikt på forskjellige tidsskalaer, og for forskjellige typer pådriv. Dette er en viktig kilde til usikkerhet i klimaframskrivninger; - i tillegg til scenario-antagelsene om fremtidige menneskeskapte utslipp av klimagasser. Et av de største bidragene til usikkerheten i klimafølsomhet er nettoeffekten av skyer. Skyer kan både reflektere solstråling og forsterke drivhuseffekten, og høyden av skyene over bakken er avgjørende for nettoeffekten.

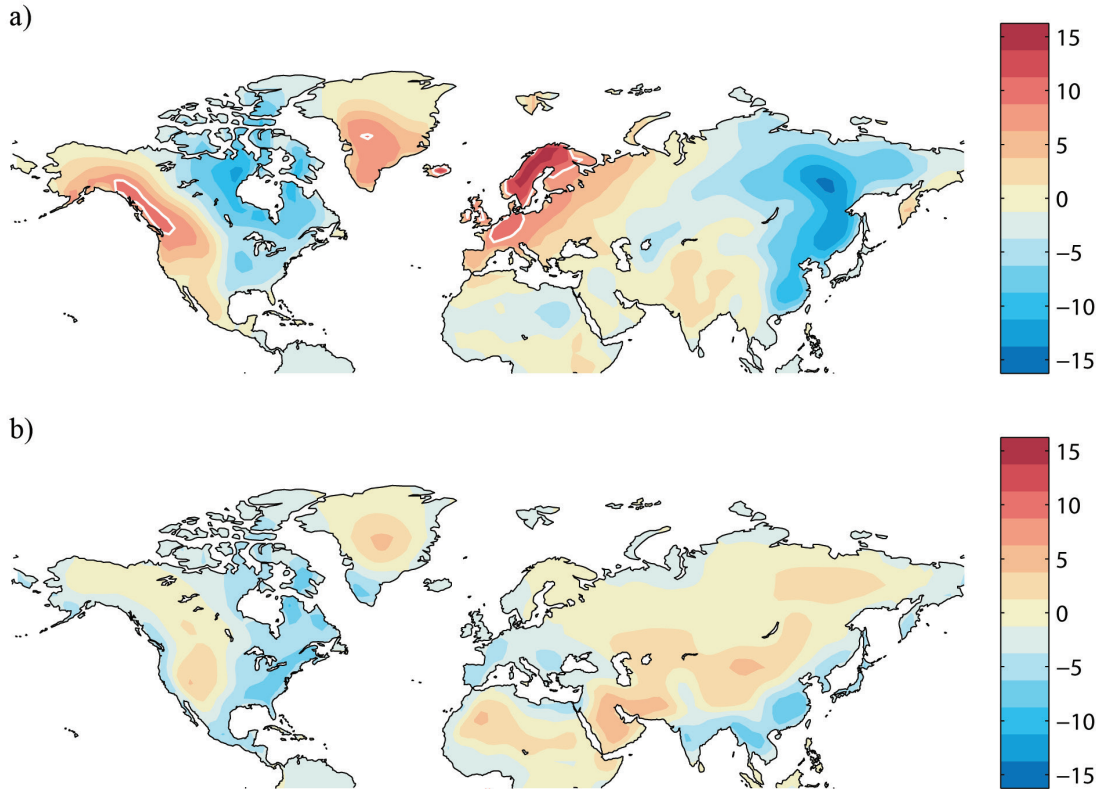
Vannets kretsløp er et hovedelement i klimasystemet på alle tidsskalaer; -både regionalt og globalt, og mange feedback-mekanismer er knyttet til dette kretsløpet. Vanndamp er en meget effektiv

klimagass. Utveksling av latent varme mellom forskjellige vannfaser (vann damp/vann/is) kan tilføre eller fjerne følbare varme fra atmosfæren, og kan også forsterke de bevegelsene som skaper nedbør. Atmosfærens vanninnhold påvirker både fordampning, luftfuktighet, nedbør, skyer, snødekke, isbreer og havis. Snø og is er sterke regulatorer av jordas albedo og av bakkens temperatur. I tillegg er mange effekter av klimaendringer knyttet til vann: Tørke, nedbørintensitet, flom, jordskred, snøskred; og indirekte også vindstyrke og kraftige stormer fordi energitilførselen til stormer i høy grad skjer ved frigjort latent varme.

Norge ligger så langt mot nord at landet på årsbasis har et stort netto energitap til verdensrommet. Landet ville vært så og si ubeboelig dersom det bare var energibalansen fra solstråling som var avgjørende for lufttemperaturen. Landet tilføres imidlertid energi på andre måter, nemlig fra den storstilte sirkulasjon i luft og hav; se kapittel 2.2.

Klimaendringer har forekommet til alle tider. De dominerende årsakene varierer med hvilke perioder og tidsskalaer vi ser på. Før den industrielle revolusjon var årsakene til klimaendringene på jorden hovedsakelig naturlige. Etter industrialiseringen har menneskeheten påvirket klimautviklingen i større og større grad. Gjennom de siste par millioner år har jordens klima gjennomgått store variasjoner, og har vekslet mellom istider og mellomistider. Hovedårsaken er periodiske variasjoner i jordbanens form, jordaksens helning og presesjon. Dette har påvirket solinnstrålingen på forskjellige breddegrader og til forskjellige årstider. I tillegg påvirkes også jordas klima av vulkanaktivitet og variasjoner i solaktivitet.

Vi har nå i over 10 000 år vært inne i en mellomistid (holocen) der klimavariasjonene (globalt/hemisfærisk) har vært forholdsvis små; se kapittel 2.3. Det er i denne klimatiske stabile perioden at vår sivilisasjon er utviklet; og vi er dermed sårbare for raske klimaendringer og kraftige indre variasjoner utover det som har forekommet i holocen.



Figur 2.2.1 Temperaturavvik (°C) fra middeltemperatur for hver breddegrad (breddegradsmiddel beregnet for verdier over land i perioden 1971-2000) for vintermånedene DJF (a) og for sommeren JJA (b) når effekten av topografi er trukket fra. Den hvite linjen indikerer områder der temperaturlavviket er 10 °C høyere enn breddegradsmiddelet for landområdene.

2.2 Sirkulasjon i luft og hav

2.2.1 Innledning

Storstilt sirkulasjon i hav og atmosfære drives i stor grad av netto oppvarming i tropene og avkjøling ved polene. Dette kompenseres ved at det strømmer varme i luft og hav fra tropene mot polene. Denne transporten påvirkes av blant annet jordrotasjon og topografi, og i havet også av forskjeller i saltholdighet. En stor del av varmetransporten i havet er knyttet til vestlige randstrømmer, mens den i atmosfæren på midlere breddegrader styres av lav- og høytrykksaktivitet.

Vinterklimaet på den nordlige halvkule er preget av at de vestlige delene av kontinentene er varmere enn gjennomsnittet for landområdene på samme breddegrad, mens de østlige delene er kaldere. Middelttemperaturen i lavlandet i Norge er om vinteren typisk 12-15°C høyere enn tilsvarende temperatur over landområdene på samme breddegrad (figur 2.2.1a).

De milde vintrene skyldes i hovedsak to forhold: For det første vil lavtrykk som går over Atlanteren bringe med seg varm og fuktig luft nordover. For det andre transporterer Atlanterhavstrømmen ("Golfstrømmen") varmt vann nordover langs norskekysten. Når havtemperaturen er høyere enn atmosfæretemperaturen vil havet avgi varme til atmosfæren og gjøre nærliggende områder varmere enn de ellers ville vært. De to prosessene er knyttet sammen og hvor mye hver av prosessene bidrar til Norges milde klima er fortsatt uavklart.

Om sommeren preges klimaet på den nordlige halvkule av kyster som er noe kaldere enn den landbaserte breddegradsnormalen, og innlandet som er varmere (figur 2.2.1b). Mønsteret kan forklares med havets store varmekapasitet som reduserer temperaturen i kystnære strøk. For Norges del ligger sommertemperaturene betydelig nærmere breddegradsnormalen enn vintertemperaturene.

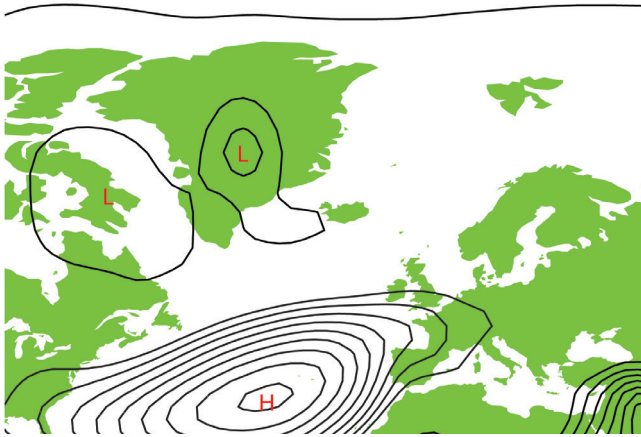
2.2.2 Atmosfæresirkulasjon

Klimatisk bilde

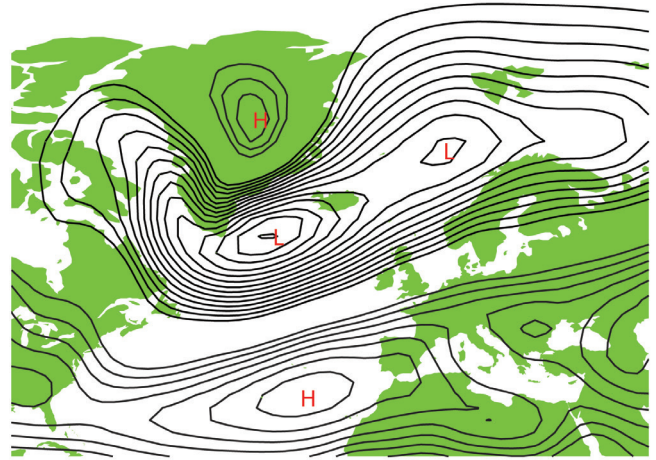
Det gjennomsnittlige atmosfæretrykket ved havnivå om sommeren er preget av et markant høytrykk i sørlige deler av Nord Atlanteren, det såkalte Azorhøytrykket (figur 2.2.2a). På våre breddegrader vil været om sommeren variere mellom relativt svake lavtrykk og høytrykk, noe som i snitt gir trykkverdier som bare er noen få hPa (millibar) under standard atmosfæretrykk (1013 hPa). Utover høsten gir en større lavtrykksaktivitet et midlere trykk i de nordiske hav som er betydelig lavere enn standardtrykket, og vi får en oppbygging av det klimatiske Islandslavtrykket. I tillegg dannes et høytrykk over Sibir (Sibirhøytrykket) som gir kalde og tørre luftmasser over deler av Eurasia. Disse storstilte lav og høytrykkene forsterkes utover vinteren (figur 2.2.2b) før de igjen svekkes på våren. Det er verdt å merke seg at høy- og lavtrykkene som man ser i de klimatiske kartene er gjennomsnitt av en rekke mer kortvarige («synoptiske») lav- og høytrykk som dannes og beveger seg i forskjellige baner. De klimatiske sentrene indikerer hvor lav- og høytrykksaktiviteten er størst.

I den kalde årstiden; når vi har et velutviklet Islands-lavtrykk, gir den såkalte nordatlantiske oscillasjonsindeksen (NAO-indeksen) en god indikasjon på styrken av vestavindsbeltet som blåser på tvers av Atlanterhavet, mellom senteret av Islandslavtrykket og Azorhøytrykket. NAO-indeksen defineres gjerne som gjennomsnittlig atmosfærisk trykkdifferanse mellom Island og Azorene over 3 til 6 måneder. Uttrykket den nordatlantiske oscillasjon er knyttet til en viss samvariasjon mellom styrken av Islands-lavtrykket og Azorhøytrykket. Når NAO er høy er dette enten en indikasjon på større lavtrykksaktivitet nær Island enn vanlig, eller svekket høytrykksaktivitet over Azorene. NAO er ikke et fysisk fenomen, men en statistisk beskrivelse som gjenspeiler lav og høytrykksaktiviteten over en periode. Siden en høy NAO-indeks ofte indikerer stor lavtrykksaktivitet i de nordiske hav og transport av varm fuktig luft inn mot Norge, er det en indikasjon på våte og varme

a)



b)



Figur 2.2.2 Gjennomsnittlig bakkestrykk sommer (a) og vinter (b). Konturlinjer er tegnet for områder der gjennomsnittlig bakkestrykk er over 1016 hPa eller under 1010 hPa for å indikere områder med lavere eller høyere trykk enn standard atmosfæretrykk (1013 hPa). Linjene er tegnet for hver 1 hPa. H og L indikerer de klimatiske høytrykks- og lavtrykksentrene i de to årstidene.

vintre i Norge. En lav indeks indikerer ofte redusert lavtrykksaktivitet og tørre og kalde vintre. Det er ikke funnet systematiske svingninger i NAO, men på 1960-tallet var det en rekke påfølgende år med lave NAO-verdier, mens man rundt 1910, på slutten av 1980-tallet og på tidlig 1990-tall hadde en opphopning av år med positive verdier (figur 2.2.3).

Lavtrykksbaner

Siden det klimatiske bildet gir liten informasjon om hvordan lav og høytrykkene beveger seg, gis det under en kort beskrivelse av de viktigste lavtrykksbanene.

I vinterhalvåret ligger Norge i forlengelsen av den ene av to hovedruter for lavtrykkspassasjer på den nordlige halvkulen. Den nordatlantiske stormbanen er en relativt smal sone som begynner ved nordlige deler av USAs østkyst, der kald luft fra nord i høyden og store temperaturkontraster mellom hav og land er med på å gi gode vekstvilkår for lavtrykkdannelse. Lavtrykkene vil bevege seg øst eller nordøstover med en snittfart på 50-60 km/t og når ofte sin maksimale intensitet nær Island, for så å gradvis svekkes når de nærmer seg Norge eller Sentral-Europa (figur 2.2.4). Det er også en betydelig lavtrykksaktivitet om sommeren, men antall lavtrykk som går inn i de nordiske hav er omkring

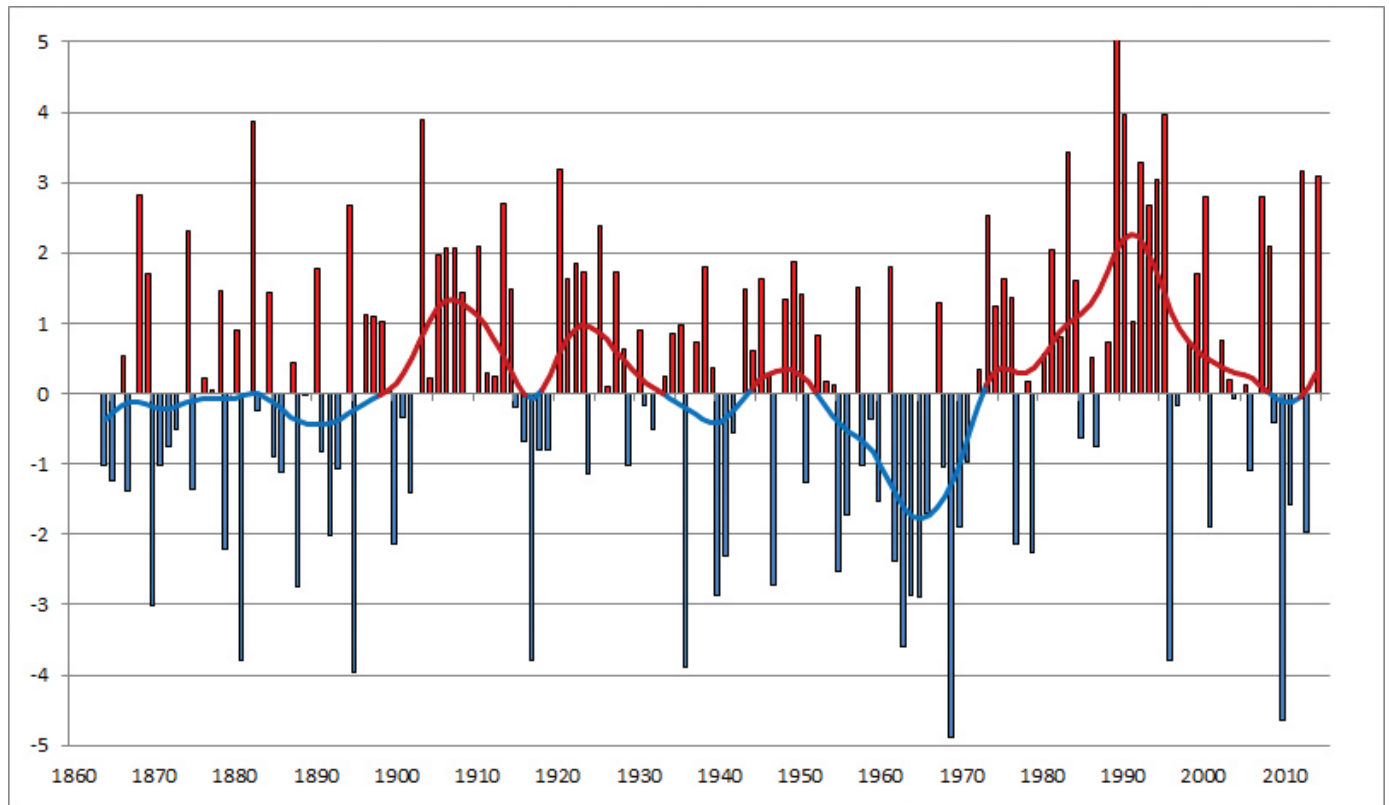
50 % større om vinteren. I tillegg er intensiteten av vinterlavtrykkene rundt 40 % høyere.

Lavtrykkene transporterer ikke bare varme; de er også ansvarlige for transport av fuktige luftmasser mot Norge. Dette gir Norge ikke bare et varmt, men også et fuktig klima med omtrent dobbelt så mye nedbør som det som i gjennomsnitt regner på Jordas landområder.

Klimaet i Norge er sterkt påvirket av lavtrykksbanene. Ved dager der det er et lavtrykk øst for Island, vil store deler av landet oppleve sørvestlig luftstrøm. På Vestlandet blir det da ofte kraftig nedbør. Frontene knyttet til denne typen nedbør vil også kunne gi nedbør på Østlandet, men med betydelig lavere intensitet. En helt annen situasjon vil oppstå hvis lavtrykkscenteret er i Nordsjøen. Dette vil sette opp vind fra sørøst mot Østlandet, med tilhørende transport av fuktighet og mye nedbør på Sør- og Østlandet, mens Vestlandet blir liggende i regnskyggen.

Fjernvirkninger

Lavtrykksbanene i Nord Atlanteren styres av en rekke faktorer som bare delvis er kjent. Noen er av lokal art, slik som innvirkningen av de nordatlantiske havtemperaturene og den atmosfæriske temperaturdifferansen mellom nordlige og sørlige deler av



Figur 2.2.3 Vinter (DJFM) NAO-indeks for perioden 1864 - 2014. Indeksen er basert på trykkdifferansen mellom Lisboa, Portugal og Stykkisholmur, Island (oppdatert fra [5], <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based>).

Nord-Atlanteren. Andre er fjernvirkninger av for eksempel forandringer i tropiske og subtropiske havtemperaturer, snødekket i Eurasia, isutbredelsen i Arktis og sirkulasjonen i stratosfæren. Felles for disse fjernvirkningene er at de kan forandre de storstilte atmosfæriske bølgene (såkalte planetære bølger) som lavtrykkene sameksisterer med, og de vil dermed påvirke lavtrykkdannelsen og banen lavtrykkene tar.

En systematisk endring i utstrekning, intensitet eller bane til lav- og høytrykkene vil føre til systematiske endringer i regionalt klima. Følgelig vil eventuelle framtidige endringer i den storstilte atmosfæresirkulasjonen kunne påvirke Norges klimautvikling i stor grad.

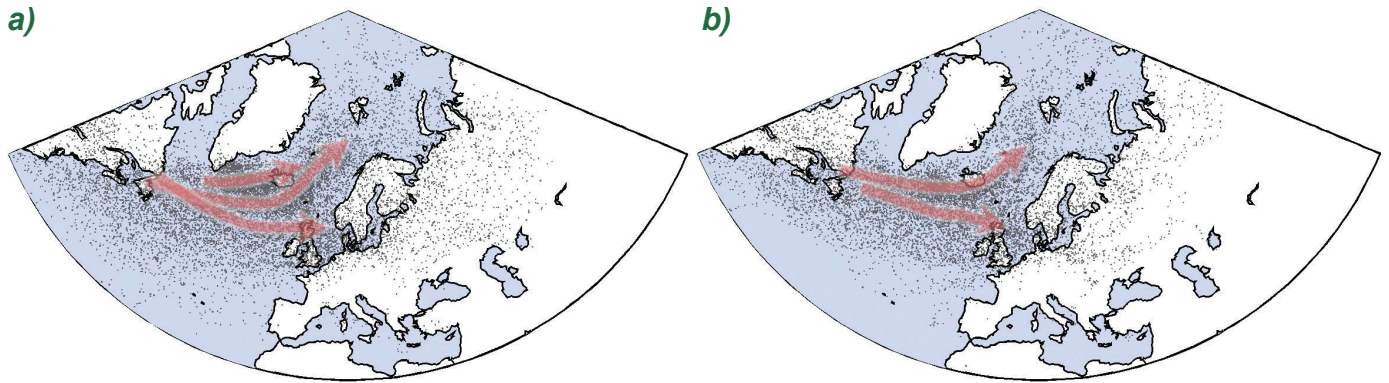
2.2.3 Havsirkulasjon

Det nordlige Atlanterhav

Sirkulasjonen i overflaten i Nord-Atlanteren er gjengitt i grove trekk i figur 2.2.5. De røde havstrømmene er relativt varme, mens de blå er kalde. Golfstrømmen langs Nord-Amerikas østkyst svinger

ut fra kysten og fortsetter østover som Atlanterhavsstrømmen (NAC). Når den nærmer seg land splittes den i en grein nordover og to greiner sørover. Den nordlige greinen krysser ryggen mellom Skottland og Island og fortsetter som den norske Atlanterhavsstrømmen (NwAC). Denne strømmen avgir varme til atmosfæren og bidrar til at vintertemperaturen i Norge er omtrent ti grader høyere enn middelet på samme breddegrader (figur 2.2.1). Den varme og salte Atlanterhavstrømmen ender opp i Arktis hvor den går under overflaten.

Kaldt og ferskere vann forlater Arktis, i hovedsak som Østgrønlandsstrømmen (EGC). Det er også en betydelig eksport av sjøis med denne strømmen. Forbi sørspissen av Grønland får den påfyll av mer kaldt vann i Labradorhavet og fortsetter som Labradorstrømmen (LC), Denne deler seg, en grein går nedover den amerikanske østkysten og bidrar til relativt kaldt vinterklima der, mens en annen grein svinger ut i Atlanterhavet og bidrar til den subpolare hvirvelen (SPG). Nyere forskning viser at styrken



Figur 2.2.4 Punktsky som viser posisjonen til lavtrykksentrene om vinteren DJF (a) og sommeren JJA (b) for perioden 1971-2000. Røde piler indikerer de viktigste lavtrykksbanene. Kun velutviklede lavtrykk som har krysset 60°N mellom Norge og Grønland eller beveget seg inn i Nordsjøen, er tatt med.

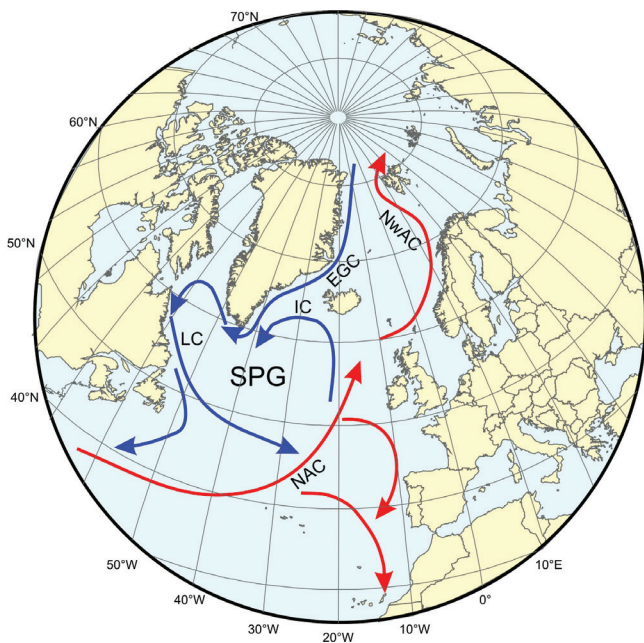
og plassering av denne hvirvelen i forhold til Atlanterhavsstrømmen er viktig for variabiliteten i havklima i våre områder.

Atlanterhavsstrømmen avgir hele veien varme til atmosfæren. Det allerede salte vannet blir dermed kaldere og etterhvert tyngre enn de kalde og ferske arktiske vannmassene. Spesielt i Grønlandshavet og Labradorhavet fører denne avkjølingen til at det dannes nytt dypvann. Dette vannet renner over ryggen mellom Skottland og Grønland og bidrar til

den globale termohaline sirkulasjonen også kalt det store transportbåndet («great conveyor belt»).

De nordiske hav

De nordiske hav betegner havområdene mellom Norge og Svalbard på østsiden, Grønland i vest og ryggen mellom Skottland og Grønland i sør. En finere oppdeling gir Norskehavet i øst med to dype bassenger, det dype Grønlandshavet i nord-vest og det noe grunnere Islandshavet i sør-vest. Figur 2.2.6 viser området med bunntopografi samt grove



Figur 2.2.5 Skjematisk bilde av sirkulasjonen i det nordlige Atlanterhavet. Kilde: Havforskningsinstituttet

trekk i sirkulasjonen. I Norskehavet domineres sirkulasjonen av den norske Atlanterhavstrømmen. Den har to greiner, en indre som kommer inn mellom Shetland og Færøyene og som følger sokkelskråningen (eggkanten) nordover, mens den ytre kommer inn vest for Færøyene og har en mer variabel plassering nordover. Den indre greinen bidrar og med greiner inn i Nordsjøen og Barentshavet. I Framstredet mellom Svalbard og Grønland fortsetter en del av Atlanterhavsstrømmen inn i polhavet og vris til høyre nord for Svalbard mens en annen grein returnerer til Grønlandshavet. Totalt kommer omtrent åtte Sverdrup atlantisk vann inn i de nordiske hav (1 Sverdrup = 1 Sv = 1 million m³/s).

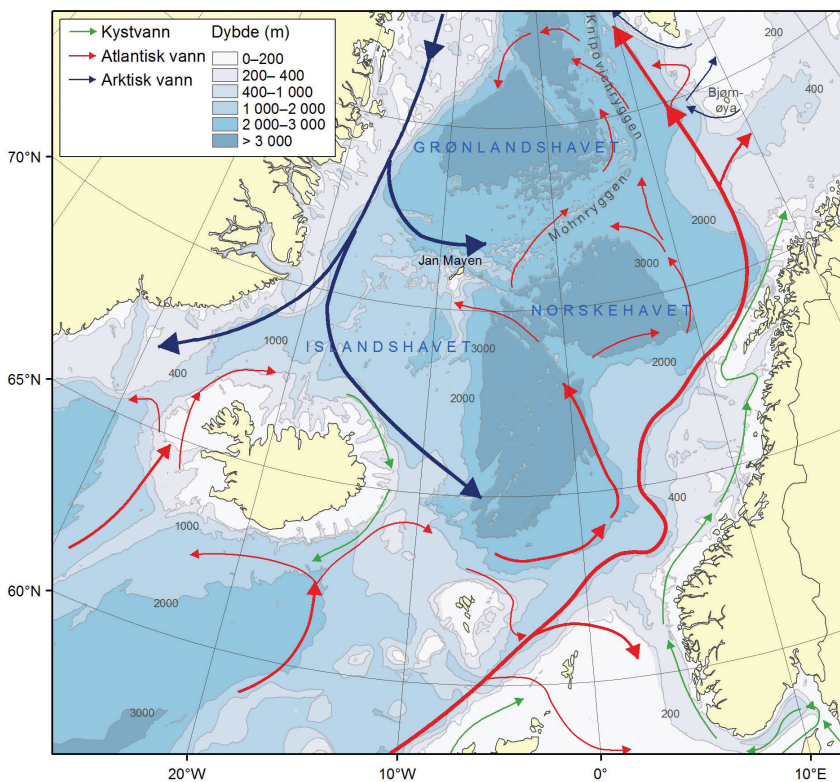
Den kalde Østgrønlandsstrømmen splittes nord for Island. En grein går ut Danmarkstredet mellom Grønland og Island, mens en annen grein går nord-øst om Island og bidrar med kaldt og ferskt vann i Islandshavet og Norskehavet. I de tre dype bassengene er det en syklonisk sirkulasjon (mot urviseren).

Nordsjøen

En skjematisk framstilling av sirkulasjonen i Nordsjøen er gitt i figur 2.2.7. Hoveddelen av det salte Atlantiske vannet følger topografien inn i vestre delen av Norskerenna. I tillegg kommer det inn Atlantisk vann ved Shetland, Orknøyene og den engelske kanal. Elvene rundt Nordsjøen og Østersjøen bidrar med ferskere vann. Dette vannet havner i Skagerrak og følger Norskekysten nordover som den norske kyststrømmen. Med påfyll av ferskvann fra elver langs hele kysten fortsetter denne ferske strømmen helt til Kolahalvøya. De sentrale delene av Nordsjøen er grunne og strømmen bestemmes i stor grad av de lokale vindforholdene. Temperaturforholdene i havet påvirkes også av atmosfæretemperaturen.

Barentshavet

Barentshavet er det grunne sokkelhavet nord for Norge og Russland, begrenset i øst av Novaya Zemlya. Området med topografi og forenklet strømbilde er presentert i figur 2.2.8. Det Atlantiske vannet kommer inn i sørvest mellom Bjørnøya og fastlandet.



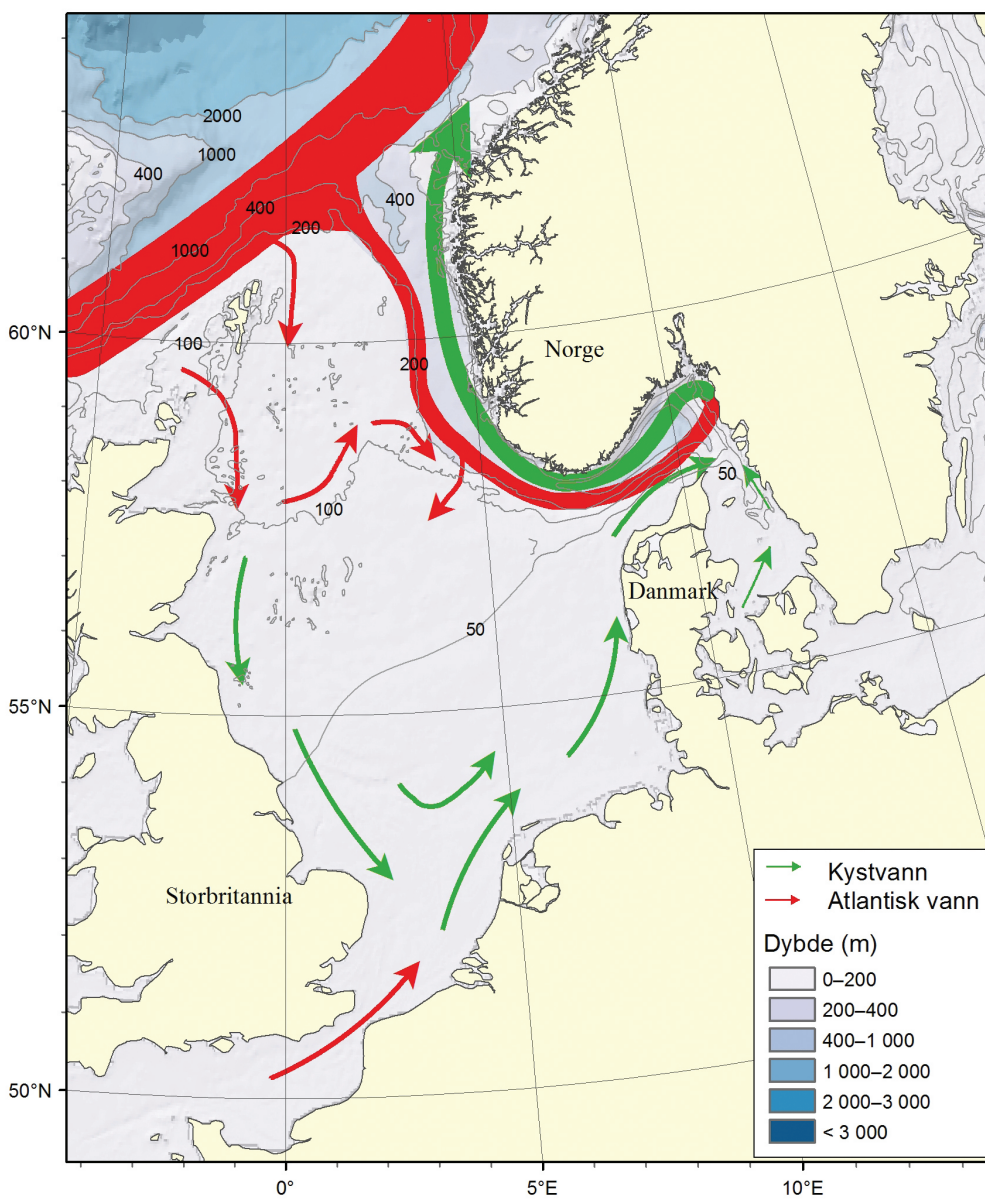
Figur 2.2.6 Bunntopografi og overflatesirkulasjon i de nordiske hav. Kilde: Havforskningsinstituttet

KLIMA I NORGE 2100

Transporten av dette vannet er omlag 2 Sverdrup. Dette vannet dominerer i det sørlige Barentshavet. Lengre mot nord og øst fortsetter det under overflaten og når polhavet øst for Franz Josef land. Man regner med at dette bidraget av atlantisk vann til polhavet er jevnstort med bidraget gjennom Framstredet. Langs kysten sør for det atlantiske vannet fortsetter den norske kyststrømmen. Issmelting og innstrømning fra nord og øst bidrar til en Arktisk vannmasse i nord og øst. Denne er kaldere og ferskere enn Atlanterhavsvannet. Noe av dette

vannet strømmer ut nær Bjørnøya og bidrar til en kyststrøm vest for Spitsbergen.

De atlantiske og arktiske vannmassene møtes i *polarfronten*, markert med en grå linje i figur 2.2.8. I vest er denne fronten bundet av topografien og er sterk og klar. I øst er posisjonen mer variabel og overgangen mellom vannmassene glattere. Barentshavet har isdekke med sterk variabilitet både sesongmessig og mellom år. Store deler av det arktiske vannet er isdekket om vinteren, mens havet



Figur 2.2.7 Skjematisk bilde av sirkulasjonen i Nordsjøen

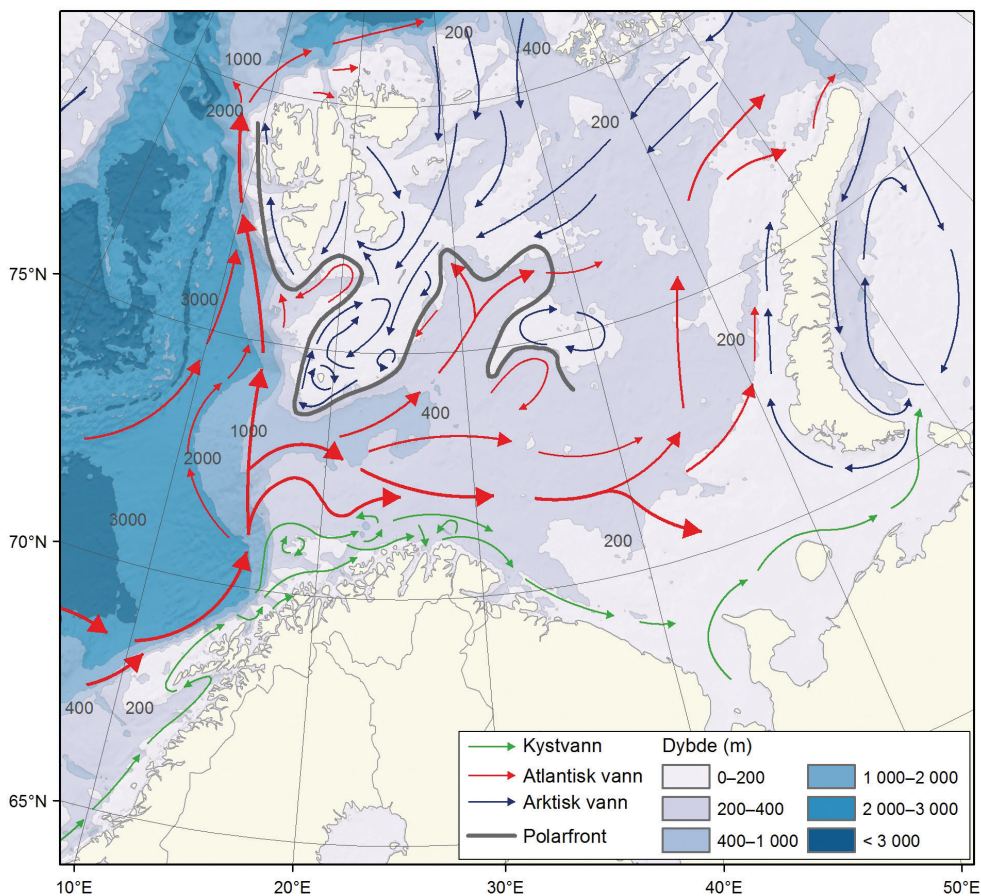
er stort sett isfritt om sommeren. Ved isfrysing avgis salt til vannet under. Dette kalde og salte vannet er svært tungt og synker ut fra Barentshavet til Norskehavet og Polhavet.

Havsirkulasjon og klimaendringer

Klimavariasjoner kan påvirke både saltholdighet og kontraster i havtemperatur, og dermed den termohaline sirkulasjonen i havet. De endringer dette fører til i havsirkulasjonen vil virke tilbake på klimaet, i første omgang på regional skala. For Norges del er det særlig variasjoner i varmetilførselen vi får via den Norske Atlanterhavsstrømmen som er viktige. En styrking av denne varmetilførselen fører til varmere klima i våre områder, mens en svekking fører til avkjøling.

Det er sannsynliggjort at flere store klimavariasjoner i fasen med generell oppvarming etter siste istid var knyttet nettopp til variasjoner i termohalin sirkulasjon (se kapittel 2.3.3). Innenfor denne oppvarmingsperioden antas det at stor smeltevannstilførsel til Nord-Atlanteren tidvis har svekket den termohaline havsirkulasjonen nok til at det har oppstått flere perioder med regional avkjøling.

Også den globale oppvarmingen vi nå er inne i vil kunne føre til endringer i forhold som påvirker havets varmetransport til våre områder, og følgelig til regionale klimaendringer som avviker fra de globale endringene. Dette diskuteres nærmere i kapittel 5.5.



Figur 2.2.8 Bunntopografi og sirkulasjon i Barentshavet. Kilde: Havforskningsinstituttet

2.3 Klimavariasjoner etter siste istid

2.3.1 Innledning

Et hovedmål for forskere som arbeider med å rekonstruere fortidens klima er å få et lengre tidsperspektiv på klimaendringene enn det instrumentelle og historiske data kan gi. En viktig del av forskningen består i å utvikle og forbedre metoder til å rekonstruere klimaendringer i fortiden. Ved å bruke rekonstruksjoner fra indirekte data (såkalte *proksy*) og sammenholde disse med klimamodell-simuleringer søker man å forbedre forståelsen av naturlig klimavariabilitet. Historiske klimavariasjoner; - spesielt etter siste istid, er viktige for å vurdere hvor dramatiske de endringene er som projiseres for de neste hundre år.

De siste 2,6 millioner år har klimaet på jorden vekslert mellom istider og mellomistider. Siste istids maksimum var for ca. 20.000 år siden. Deretter fulgte flere tusen år med oppvarming, avbrutt av noen svært kalde perioder da innlandsisen og isbreene igjen vokste. Den siste av disse periodene («yngre dryas») varte i over 1000 år og markerer den endelige slutten av siste istid. Perioden etter siste istid kalles «holocen», og dekker de siste 11.700 årene. Holocen inkluderer perioden med utvikling av jordbruk og menneskelig sivilisasjon.

Sammenlignet med klimaet under siste istid (~115.000-11.700 år siden) har klimaet i holocen vært relativt stabilt, men også i denne perioden har det vært noen markante kuldeperioder; den siste for omtrent 8200 år siden. Fra ca. 8000 til 6000 år siden var det en periode med høye sommertemperaturer. Deretter fulgte en trend med gradvis fallende sommertemperaturer, men med (multi-) dekadiske temperatursvingninger, fram til den såkalte *lille istid*. Tidsrommet for den lille istid angis forskjellig i forskjellige kilder, blant annet avhengig av lokalitet og datatype. Noen kilder angir starten allerede på 1300-tallet, mens det er mer vanlig å regne fra omkring midten av 1500-tallet. Slutten settes oftest til midten av 1800-tallet, selv om enkelte inkluderer perioden fram til år 1900. Isbreene nådde sin største utbredelse etter siste istid i løpet av den lille istid, og mange isbreer gikk fram over dyrket land

og beitemark. Perioden var preget av strenge vintre og mye nedbør, samt lave vår- og høsttemperaturer. I Norge regnes 1740-årene for å ha vært det verste tiåret, med avlingssvikt og hungersnød ([6], [7]).

Rekonstruksjon av regionale og globale temperaturavvik for de siste 11.300 år basert på 73 globalt fordelte datasett [8] indikerer at den tidlige holocene varmeperioden ble etterfulgt av en avkjøling som på global skala var på $\sim 0,7$ °C. Avkjølingen startet i midten av holocen (ca. 5000 år siden), og kulminerte i den kaldeste perioden i holocen under 'den lille istiden' for ca. 200 år siden. I den nord-atlantiske regionen var avkjølingen etter varmetiden på rundt 2 °C, d.v.s. nesten tre ganger så stor som den var globalt. Etter 'den lille istiden' har temperaturen økt. Rekonstruksjoner av globale temperaturendringer indikerer at første del av det 21. århundre er de varmeste årene gjennom de siste 1500 årene.

Mer presise kvantitative rekonstruksjoner har de senere år gitt økt forståelse av den holocene klimautviklingen, men det er fortsatt en del uløste problemer og følgende spørsmål blir diskutert: 1) I hvilken utstrekning er klimasvingninger globale eller regionale? 2) hva skyldtes holocene klimaendringer? og 3) hva forårsaker periodiske klimasvingninger? Økt forståelse av klimasystemet sammen med bedre klimamodeller har gjort det mulig å studere mulige årsaker til rekonstruerte og observerte naturlige klimasvingninger fra ulike terrestriske og marine klimaarkiver.

2.3.2 Rekonstruksjon av holocene klimaendringer

Pålitelige instrumentelle meteorologiske data fra Norge går tilbake til ca. 1860 (se kapittel 3). Disse dataene gir i mange sammenhenger et for kort perspektiv for å kunne si noe om hvordan klimaet har variert naturlig i fortiden. Ved å benytte indirekte (*proksy*) data fra naturlige klimaarkiver forsøker forskere på feltet fortidsklima (paleoklima) å rekonstruere klimaet med så liten usikkerhet og så god tidsoppløsning som mulig. Videre prøver man å finne og forstå årsakene til de rekonstruerte klima-

endringene ved å sammenligne rekonstruksjonene med simuleringer gjort med klimamodeller. Slike sammenligninger gir også indikasjoner på modellenes evne til å beskrive større klimaendringer enn de som er observert de siste 150 år og de som forventes i fremtiden.

Metoder benyttet til å rekonstruere klimaet i fortiden har blitt betydelig forbedret de siste tiårene, og omfatter direkte målinger av tidligere endringer (for eksempel bakketemperatur-variasjoner), stabile isotoper i iskjerner, gassinnholdet i luftbobler i iskjerner, geologiske avsetninger (for eksempel havbunnssedimenter), landdata (slik som sedimenter fra innsjøer, randmorener, kalkutfellinger i grotter), glasiologiske data (iskjerner og isbreer), biologiske data (for eksempel pollen, planterester, insekter, årringer i tre) og historiske data (nedtegnelse i kirkebøker, gårdsdagbøker, brev etc.). Endringer i fysiske og biologiske parametre som gjenspeiler fortidsklimaet har blitt bedre forstått og kvantifisert. Selv om rekonstruksjonene fremdeles er beheftet med noe usikkerhet, er det nå akseptert og bekreftet at mange organismer, for eksempel trær, insekter, koraller og plankton, endrer sin vekst og/eller populasjonsdynamikk som en respons på

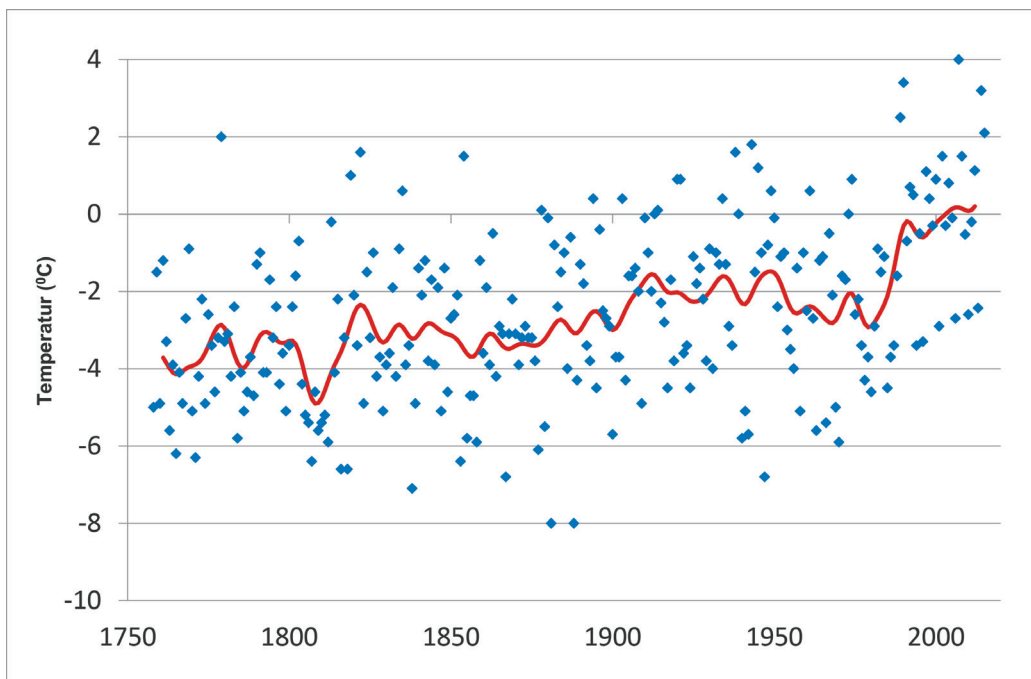
klimaendringer, og at disse endringene er godt bevart i ulike klimaarkiver. Årringer, havbunns- og innsjøsedimenter, plankton og pollen er noen av de mest kjente og best utviklede proksykilder til rekonstruksjon av fortidens klima århundrer og årtusener tilbake i tid.

Figur 2.3.1 viser eksempel på kombinasjon av proksydata og instrumentelle data. Dagboknotater om isløsing, vesentlig på Randsfjorden, er for en overlappingsperiode sammenholdt med instrumentelle meteorologiske målinger fra Gardermoen [9]. Den kombinerte serien i figur 2.3.1 antas å vise en utvikling av temperatur i månedene februar-april representativ for indre lavlandsområder på Østlandet for perioden 1758-2015.

Temperaturvariasjoner etter siste istid

På land

Temperaturendringer etter siste istid på land har blitt rekonstruert på grunnlag av pollen, små planterester (makrofossiler), store tre rester (megafossiler), årringer i tre, fjærmygg og kalkutfellinger i huler (speleotemer). Pollen i innsjøsedimenter fra kystnære lokaliteter fra sør til nord i Norge (figur 2.3.2)



Figur 2.3.1 Lufttemperatur (°C) februar-april 1758-2015 for indre Østlandet basert på kombinasjon av proksydata og instrumentelle målinger. Glattet kurve viser temperaturutvikling på dekadiskala. ([9]; oppdatert i 2015).

er benyttet til rekonstruksjon av sommer (juli-) temperatur for de siste 14.600 år (for detaljer om de enkelte rekonstruksjonene og lokalitetene som har blitt benyttet, se [10] og referanser i denne).

I dette kapittelet er data for holocen (de siste 11.700 år) tatt med. Rekonstruksjonen viser at sommertemperaturen steg raskt på overgangen mellom yngre dryas og tidlig holocen (figur 2.3.3). De høyeste sommertemperaturene forekom for mellom 8000 og 6000 år siden, da gjennomsnittstemperaturen var noe over 1 grad høyere enn i referanseperioden 1971-2000. Det ser ut til at de høyeste sommertemperaturene var noe senere i sør enn i nord. De siste 6000 år har det vært en gradvis avkjøling.

Endringer i tregrensens høyde, variasjoner i gjennomsnittlig julitemperatur og gjennomsnittlig årlig nedbør for de siste 10.200 år har blitt rekon-

struert på grunnlag av pollen og større planterester funnet i innsjøsedimenter fra to lokaliteter i nærheten av dagens tregrense i Troms [11]. Kvantitative klimarekonstruksjoner ble utført ved hjelp av såkalte transfer-funksjoner. For rundt 7000 år siden ble bjørkeskogen erstattet med furuskog. Inntil for rundt 4000 år siden var furuskogsgrensen 250-300 m høyere enn i dag, noe som antyder at den gjennomsnittlige julitemperaturen på den tid var 1-2 °C høyere enn i referanseperioden 1971-2000 ved disse lokalitetene. Siste del av holocen hadde kjøligere og fuktigere somre, noe som førte til økt myrdannelse. Langtidsendringer i tregrensens høyde har også blitt studert ved hjelp av pollen og planterester i innsjøsedimenter fra tre lokaliteter langs en oseaenisk (kystnær) til kontinental (innland) gradient i Sør-Norge [12]. Etter isavsmeltingen utviklet vegetasjonen i tidlig holocen seg fra en åpen pionerflora dominert av urter, til tettere vegetasjon med dvergbusker. Senere koloniserte bjørk og furu landskapet. De høyeste tregrensene i innlandet,

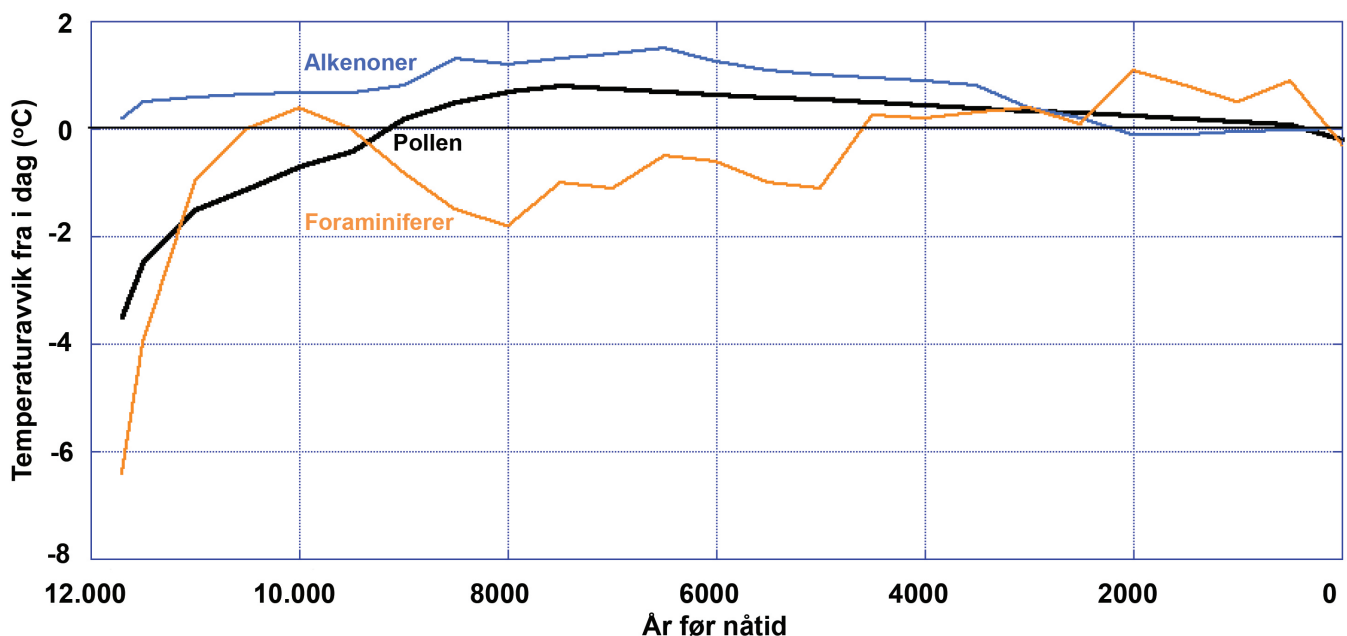


Figur 2.3.2 Lokalitetskart. Breer/breområder: 1-Nordre Folgefonna, 2-Hardangerjøkulen, 3-Jostedalsbreen, 4-Spørteggbreen, 5-Jotunheimen, 6-Austre Okstindbreen, 7-Lyngen. Kartgrunnlag: www.norgeskart.no.

100-150 m over dagens, inntraff i første halvdel av holocen. I de kystnære områdene nådde ikke tregrensen de samme høydene, bare rundt 35-100 m høyere enn i dag. Bjørk vokste så høyt som 1300 m i Jotunheimen og til 800 meters høyde langs vestlandskysten. I fjelltraktene i det sentrale Sør-Norge ble en blandingsskog av furu og bjørk erstattet av en mer ren bjørkeskog for rundt 4300 år siden, mens på vestkysten holdt blandingsskogen ut lenger og bjørk har dominert alene kun de siste 500-1000 årene. Mindre skog og åpning av landskapet i løpet av de siste 2000 årene skjedde som et resultat av klimaendringer, sammen med menneskelig påvirkning, og da først og fremst gjennom husdyrbeiting.

Store trestammer (megafossiler) som ligger i myrer og tjern over dagens tregrense vitner om at skogen må ha stått høyere enn i dag. Endringer i tregrensens høyde har blitt rekonstruert basert på funn av furustokker fra flere fjellområder i Skandinavia. Fordi det er et nært forhold mellom tregrensens høyde og sommer- (juli-) temperatur, har disse høydevariasjonene blitt omregnet til mer langsiktige (dekadiske og lengre) variasjoner i julitemperatur (figur 2.3.4A). En sammenstilling av daterte furu-

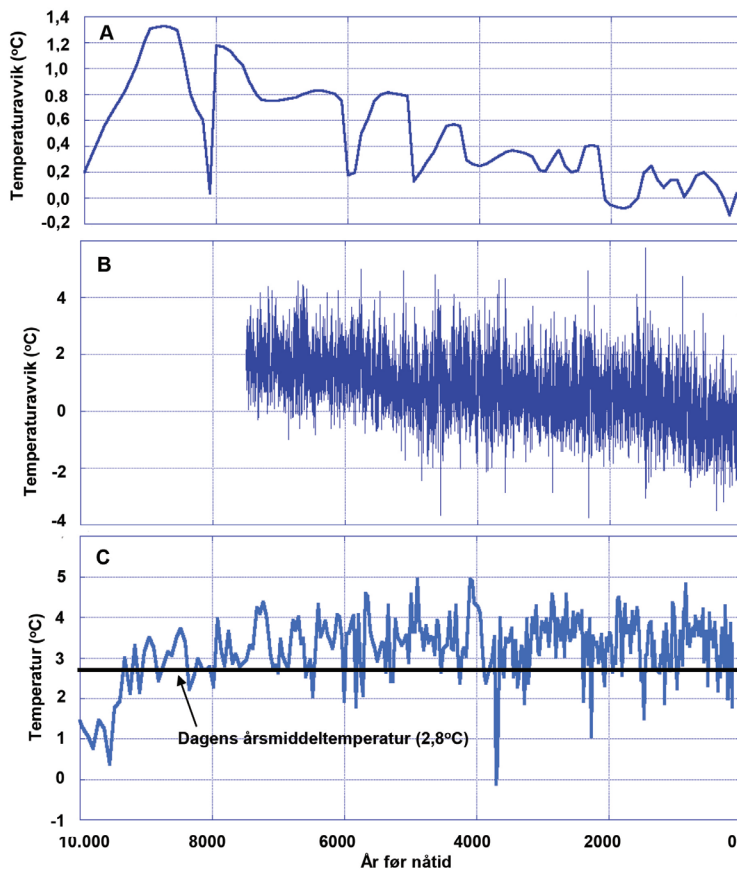
stokker funnet ved og over dagens tregrense i Sør-Norge [13] viser at flesteparten av dateringene er fra intervallet 10.200-5400 år før nåtid og at tregrensen ble lavere etter varmeperioden i tidlig holocen. For 9000 år siden vokste furu opp til omtrent 220 m høyere enn i dag (korrigert for landhevingen siden den tid), noe som tyder på at den gjennomsnittlige sommertemperaturen på den tid var 1,0-1,5 °C høyere enn i normalperioden 1971-2000. I områder som nylig har blitt isfrie på grunn av tilbakesmeltende breer i Nord-Sverige har tre rester (hovedsakelig bjørk og furu) blitt funnet og datert [14]. Deres funn og dateringer indikerer at furu koloniserte nunataker allerede i løpet av slutten av siste istid, etterfulgt av etablering av bjørke- og furuskog for omtrent 9600-9500 år siden. Begge disse artene ser ut til å ha vokst 400-600 m høyere enn i dag, noe som indikerer at sommertemperaturen lokalt kan ha vært 3-4 °C høyere enn i referanseperioden 1971-2000. Lavere sommertemperaturer i siste halvdel av holocen førte til at furu og bjørk forsvant fra de høyeste fjellområdene for henholdsvis 5900 og 4400 år siden.



Figur 2.3.3 Rekonstruksjon av variasjoner i lufttemperatur for juli i Norge og havområdene utenfor gjennom holocen (fra pollen i myrer og innsjøsedimenter) og havtemperatur (fra foraminiferer og alkenoner i havbunnsedimenter) (modifisert etter [10]).

På samme måte som instrumentelle temperaturdata, viser også temperaturrekonstruksjoner basert på målinger av årringer i trær stor grad av samvariasjon innenfor større regioner. Treringenes bredde har blitt målt i 880 levende, døde (tørre trær på overflaten) og subfossile (funnet i myrer og tjern) furustokker for å lage en kontinuerlig og presist datert kronologi som dekker perioden 5407 f.Kr. til AD 1997 [19]. Biologiske veksttrender i dataene ble fjernet for å fremheve år-til-år-variasjoner i sommertemperatur (juni-august). Den 7400 år lange kronologien uttrykker imidlertid ikke den fulle 1000-årsvaribiliteten, slik man for eksempel ser den i andre proksydata (pollen, tregrenser). Figur 2.3.4B viser en rekonstruksjon av julitemperatur for de siste 7500 år i Nord-Skandinavia, bygget på kombinasjon av lavfrekvente pollendata og høyfrekvente

årringdata fra furutrær [17]. Rekonstruksjonen indikerer at det har vært et temperaturfall på ~2 grader i løpet av de siste 7500 årene og en markert senkning i julitemperatur på slutten på varmeoptimumet for 5000-4000 år siden. Rekonstruksjonen viser også at det var kjølige somre under 'den lille istiden' samt en oppvarming i det 20. århundre i tråd med de instrumentelle temperaturmålingene. Linderholm m.fl. [20] sammenstilte en felles årringskronologi for Nord-Skandinavia som startet 5519 f.Kr. basert på data fra Torneträsk i Nord-Sverige [19], finsk Lappland [21] og Jämtland [22]. Langs kysten av Nord-Norge har treringserier fra furu blitt utarbeidet fra Forfjorddalen i Vesterålen (AD 1358-1992), Stonglandseidet på Senja (AD 1548-1994) og Vikran i nærheten av Tromsø (AD 1700-1992) [23]. Vekstforholdene ser ut til å ha vært omtrent



Figur 2.3.4 (A) Rekonstruksjon av sommertemperatur basert på høydevariasjoner i furuskogsgrensen i Skandesfjella (modifisert etter [15] og [16]). (B) Rekonstruksjon av julitemperatur for de siste 7500 år i Nord-Skandinavia ved å kombinere lavfrekvente pollendata med rekonstruert årlig julitemperatur (avvik fra gjennomsnittstemperatur for perioden 1950-2000) basert på årringdata fra furu (modifisert etter [17]). (C) Variasjoner i årsmiddeltemperatur i Nordland gjennom holocen basert på data fra kalkutfellinger i Okshola i Rana, Nordland (SG93) (modifisert etter [18]).

like mellom de tre lokalitetene for perioden AD 1700-1910, men lavfrekvent temperaturvariabilitet avtok mot den mest kystnære lokaliteten (Forfjord-dalen). En periode med høye sommertemperaturer ble registrert mellom AD 1475 og 1540, mens det under den lille istiden på 1600-tallet var tre sommertemperaturminima rundt 1605, 1640 og 1680. En forbedret romlig rekonstruksjon av sommer- (juni-august) temperaturvariasjoner fra AD 1100 til 2006 i Skandinavia ble utarbeidet i 2014 [24]. Denne studien gir et mer nyansert bilde av hvordan sommertemperaturene har variert i denne perioden i ulike deler av Skandinavia. Karbonisotoper målt i årringer i furu fra Torneträsk i Nord-Sverige ble benyttet til å lage et 1100-år langt datasett over sommer (juni-august) solskinn/skydekke [25, 26]. Periodene AD 1200-1380 og AD 1550-1780 var karakterisert av kjølige, solrike somre og forholdene i Nord-Skandinavia under den tidlige fasen av middelalderen liknet den som var i det 20. århundre.

Basert på analyser av hodekapsler fra fjærmygg (ikke-stikkende mygg) har gjennomsnittlig juli-temperatur blitt rekonstruert fra flere lokaliteter i Nord-Skandinavia [27, 28] og Setesdal [29]. Temperaturrekonstruksjonen fra Setesdal viser et temperaturoptimum i tidlig holocen og et markert temperaturfall rundt 8200 år siden. Analysene tydet på at de laveste julitemperaturene forekom for mellom 2100 og 1000 år siden, altså lenge før den lille istid. Studier av en alpin innsjø i Jotunheimen antyder et varmeoptimum mellom 9500 og 5000 år siden og at furu nådde sin høyeste utbredelse for rundt 9000 år siden [30].

En sammenheng mellom oksygenisotopsignalet i kalsitt i speleotemer (kalkutfelling) i huler og overflatetemperatur, kalibrert mot paleotemperaturdata for holocen, ble benyttet til å rekonstruere variasjoner i årlig gjennomsnittstemperatur i Nordland [18] (figur 2.3.4C). Stabile isotoper fra to stalagmitter fra fra Okshola i nærheten av Fauske dekker perioden 10.380 år før nåtid til AD 1997 [31]. Dataene fra Okshola viser at årsmiddeltemperaturen i tidlig og sein holocen varierte en god del, mens årsmiddeltemperaturen i midtre del av holocen var karakterisert av mindre variabilitet (figur 2.3.4C).

Oppsummert indikerer proksy-dataene fra land at det etter siste istid var høye sommertemperaturer under det såkalte holocene temperaturoptimumet for ca. 8000 til 6000 år siden, i romersk jernalder (de første hundreårene etter Kristi fødsel) og i middelalderen på 1200-tallet. Det var imidlertid markerte, kjølige perioder, slik som for om lag 11.300, 10.100, 9700 og 8200 år siden. En trend med gradvis fallende sommertemperaturer, men med multidekadiske temperatursvingninger, begynte fra slutten av det holocene varmeoptimumet og kulminerte under 'den lille istid'. Forskjellige studier divergerer med hensyn til hvorvidt de kaldeste årene under 'den lille istiden' forekom på 1600, 1700 eller 1800-tallet. Det kan dels skyldes romlig variasjon, men også at forskjellige proksydata gir informasjon om forskjellige variable (for eksempel sommer-temperatur vs. vintertemperatur og årsmiddel-temperatur) som ikke nødvendigvis varierer i takt.

I havet

Rekonstruksjon av holocene temperaturendringer i Nord-Atlanteren og i De nordiske hav har blitt utført med en rekke ulike metoder og på grunnlag av ulike organismer som lever i havet (foraminiferer, radiolarer, diatoméer og kokkolitter). Kombinert gir de ulike metodene en mer komplett forståelse av hvordan klima i havet har utviklet seg på lengre tidsskalaer. Langs norskekysten og i Nord-Atlanteren er det vist at temperaturrekonstruksjonene fra de forskjellige proksiene (organismene) er ganske forskjellige, både med hensyn til amplitude og trender [32, 33, 34]). Proksiene grupperer seg i to kategorier; de som viser et distinkt temperaturmaksimum i første del av holocen (diatoméer og alkenoner) og rekonstruksjoner basert på foraminiferer og radiolarier som ikke viser et temperaturoptimum i første halvdel av holocen (se figur 2.3.3). Proksiene basert på foraminiferer viser en motsatt trend, med en oppvarming mot slutten av etteristiden og større temperaturvariasjoner på hundre- og tusenårs-skala etter omtrent 4000 år før nåtid. Metodene som knytter seg til alger som kun lever der det finnes sollys, dvs. i de øvre tjue meterne av vannsøylen, mens foraminiferene og radiolariene er dyr som kan leve over et større dybdeintervall, og dermed gir temperaturer som er integrert over større vanddyp. Ved bruk av klimamodeller er det vist en sterkere

sesongmessig oppvarming av overflatevannet i tidlig holocen, samtidig som de litt dypere vannmassene opplevde en nedkjøling [33]. Overflatevannet responderte på sterk solinnstråling om sommeren. Temperaturrekonstruksjoner basert på foraminiferer i marine sedimenter viser en sterk og rask temperaturøkning i havet på overgangen mellom yngre dryas og holocen, med en økning på 8 °C for 11.700 år siden. Denne temperaturøkningen er knyttet til en sterk økning i styrken på den norske atlantehavstrømmen [10] (Eldevik m.fl. 2014). Temperaturrekonstruksjoner basert på alkenoner viser omtrent samme utviklingen som temperaturrekonstruksjonen basert på pollen (figur 2.3.3), men med en noe høyere sommertemperaturanomali (1,5 °C) mellom 9000 og 6000 år siden. Gjennom de siste 3000 årene viser rekonstruksjonen basert på alkenoner omtrent samme sommertemperatur som i dag. En rekonstruksjon av havtemperatur (basert på flere tids-serier) i den nordøstlige delen av Atlanterhavet over det siste tusenåret [35] viser at overflatevannet var varmt under varmeperioden i middelalderen. Denne varmeperiode ble fulgt av en langsiktig senkning av temperaturen fram til 1940-tallet. Denne synkende trenden i havtemperatur stemmer godt overens med avtakende solinnstråling sommerstid på høye breddegrader i løpet av de siste tusen år.

Brevariasjoner etter siste istid

Figur 2.3.5A viser gjennomsnittlige brevariasjoner i Skandinavia etter siste istid mens figur 2.3.5B viser brevariasjoner i noen utvalgte breområder i Norge (Lyngen [36], Austre Okstindbreen i Nordland [37], Jostedalsbreen i Vest-Norge [38, 39], Hardangerjøkulen i sentrale Sør-Norge [40, 16], Nordre Folgefonna i Vest-Norge [42], og Jotunheimen (Smørstabbtindan) [43]). Brevariasjonene er i all hovedsak rekonstruert fra innsjøsedimenter nedstrøms dagens breer (kontinuerlige data) og randmorener av ulik alder foran dagens breer [44].

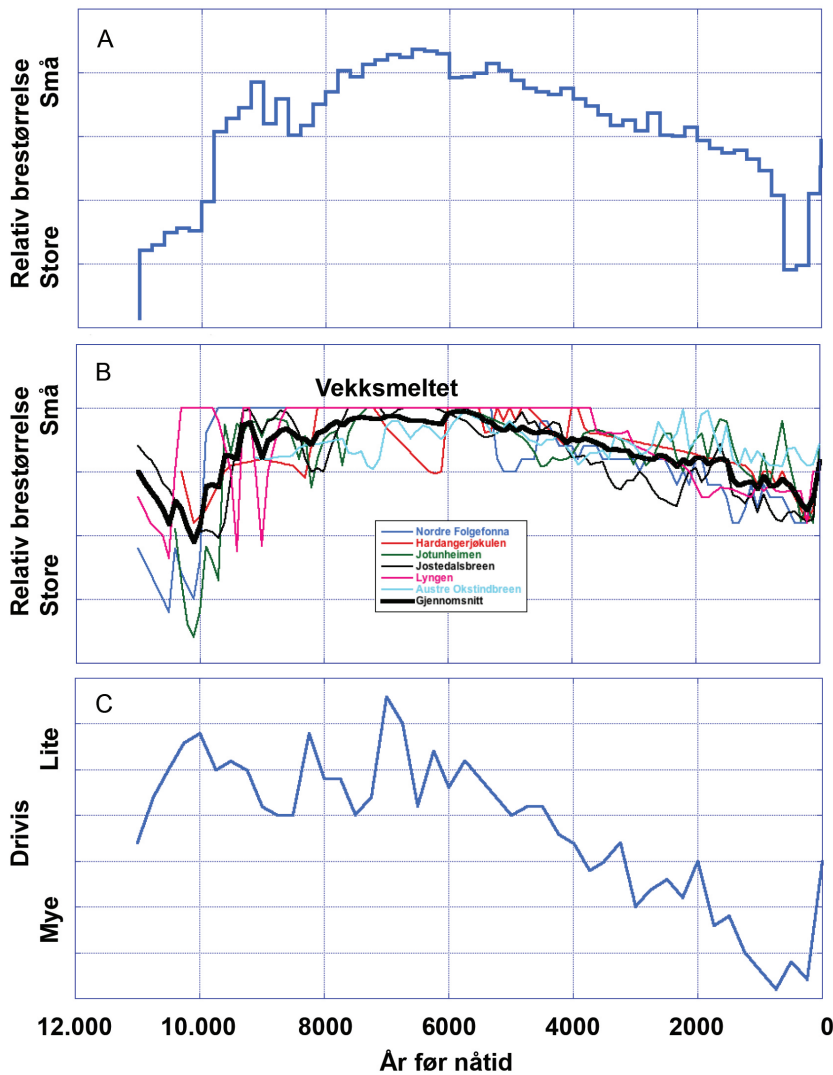
Hurtige og relativt kortvarige klimaforverringene i begynnelsen av holocen førte til betydelige brefremstøt, der de mest markerte og regionale brefremrykkene skjedde for 11.200, 10.500, 10.100-9700 ('Erdal-event'), 9200 og 8400-8000 år siden (Finse-event). Flesteparten av breene smeltet helt eller delvis vekk i midtre del av holocen. Breene

begynte å nydannes og rykke fram for omtrent 6000 år siden og mange breer hadde fremrykk omkring 5600, 4400, 3300, 2300 og 1600 år før nåtid og under 'den lille istiden'. Breene var i en mer tilbaketrukket posisjon rundt 5000, 4000, 3000, 2000 og 1200 år siden. Flesteparten av de norske breene nådde deres maksimale utbredelse de siste ~9000 årene under 'den lille istid'.

Tidspunktet for når den enkelte bre hadde sin største utbredelse under 'den lille istid' varierer, men de fleste nådde sin maksimumsutbredelse på midten av 1700-tallet. Noen utløpere fra Folgefonna hadde imidlertid også markerte framstøt et godt stykke ut på 1900-tallet. I Sør-Norge viser rekonstruerte kumulative lengdevariasjoner basert på endemorener datert ved hjelp av lichenometri (kartlavdiameter) og historiske data at breene trakk seg noe tilbake fra midten av 1700-tallet frem til 1930-40-tallet. For breers utvikling i nyere tid, se kapittel 3.3.3. Framsmelting av organisk materiale (trebiter og mose-rester) langs fronten av breer og isfonner i Sør-Norge under varme somre etter år 2000 setter de pågående klimaendringene inn i et lenger tidsperspektiv. Radiokarbondateringer av dette materialet indikerer at fronten til isbreer og isfonner nå er omtrent i samme posisjon som for minst 2000 år siden (figur 2.3.5A).

Endringer i sjøis og drivis etter siste istid

Variasjoner i utbredelsen av drivis er en viktig indikator på endringer i klima i den nord-atlantiske og arktiske regionen. Innholdet av små kvartskorn i marine sedimentkjerner nord for Island er brukt som proxy for variasjoner i drivisutbredelsen i dette området gjennom holocen [45]. Rekonstruksjonen tyder på at det var betydelig mer drivis i tidlig og sen holocen, mens minimumsutbredelsen ser ut til å ha vært for mellom 7200 og 6500 år siden (figur 2.3.5C). Holocene variasjoner i drivisutbredelse nord for Island ligner i store trekk på kurven for gjennomsnittlige brevariasjoner i Skandinavia gjennom holocen (figur 2.3.5A). I Fram-stredet økte vårisutbredelsen fra 8500 til 1000 år før nåtid, i takt med at sommertemperaturene avtok [46].



Figur 2.3.5 (A) Gjennomsnittlige brevariasjoner i Skandinavia (for detaljer, se [43]). (B) Holocene brevariasjoner i Lyngen [36], Austre Okstindbreen [37], Jostedalsbreen [38,39], Hardangerjøkulen [40,41], Nordre Folgefonna [42], og Jotunheimen (Smørstabbtindan) [43]. Gjennomsnittet av de seks brerekonstruksjonene er vist med tykk svart strek. (C) Holocene variasjoner i drivisutbredelsen i området nord for Island rekonstruert på grunnlag av innholdet av små kvartskorn i marine sedimenter (modifisert etter [45]).

Nedbørendringer etter siste istid

Breer varierer i volum (masse) og utbredelse hovedsakelig som et resultat av endringer i vinternebbør og/eller sommertemperatur. Hvis man benytter uavhengige rekonstruksjoner av variasjoner i sommertemperatur, for eksempel fra biologiske data (slik som pollen), kan man beregne hvor stor del av brevariasjonene som skyldes vinternebbør. Det har blitt gjort for flere breer i Norge. Figur 2.3.6 viser variasjoner i gjennomsnittlig vinternebbør (i prosent av gjennomsnittlig vinternebbør i standard

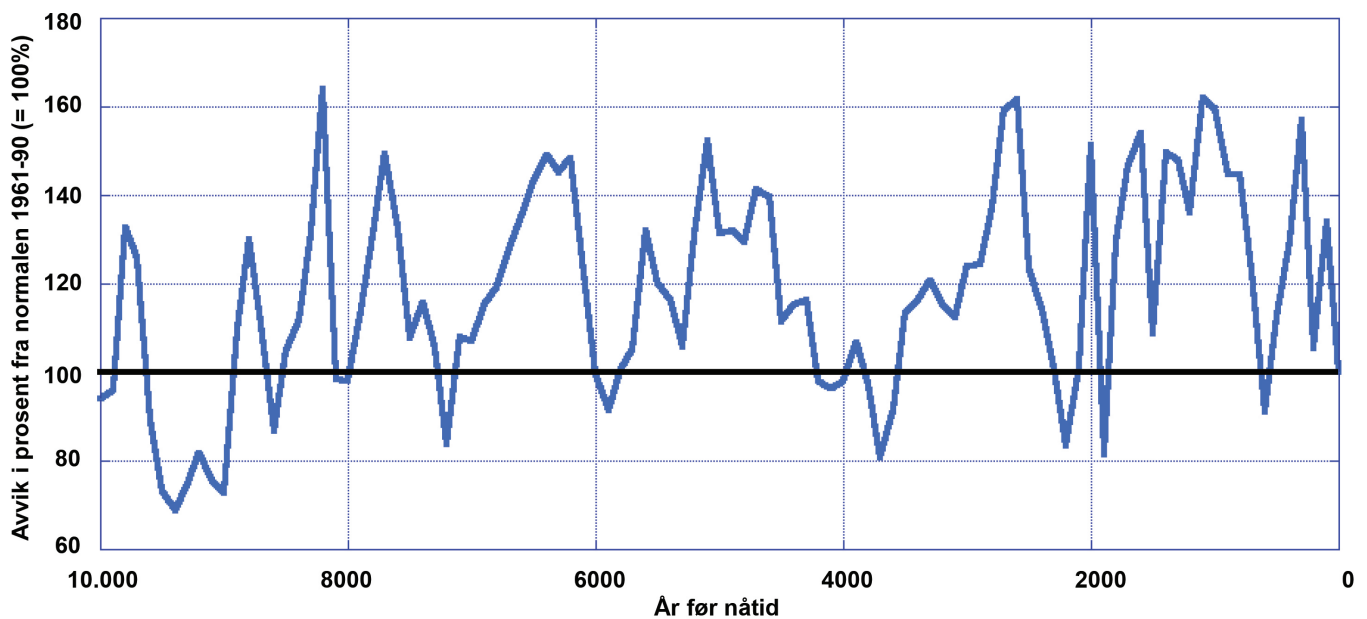
normalperioden 1961-1991 = 100 prosent) på fire breer i Sør-Norge (Folgefonna, Jostedalsbreen, Spørteggbreen (øst for Jostedalen i Sogn) og Bjørnbreen (i Jotunheimen). Rekonstruksjonene viser at perioder med størst vinternebbør var for ca. 9800, 8800, 8300, 7700, 6500, 5200, 2700, 2000, 1700, 1400, 1100, 300 og 150 år siden. Perioder med lite vinternebbør var for rundt 9700-9000, 8600-8500, 8100-8000, 7300, 5900, 3800, 2200, 1900 og for 600 år siden [47]. Rekonstruksjoner av årlige nedbørmengder viser en rask økning like etter istidens

slutt med maksimale verdier i samme periode som sommertemperaturen også er på sitt høyeste [47, 48]. På lokaliteter som ligger nærmere kysten er det rekonstruert høyere årlig nedbør enn på lokaliteter som ligger i innlandet. Andre studier viser også mer oseaniske forhold i tidlig holocen, noe som førte til høyere vannstand i innsjøer og voksende isbreer i store deler av Skandinavia. I siste halvdel av holocen har årlig nedbør avtatt noe.

Snøskred, jordskred og flommer - ekstreme værhendelser

Spor etter og løsmasseavsetninger fra snøskred, grove massestrømmer (jordskred) og flommer kan gi informasjon om ekstreme værhendelser i fortiden. Detaljstudier av sedimenter i innsjøer under bratte dalsider med spor etter skredaktivitet og snitt/profiler (skjæringer) i skredavsetninger på land har blitt benyttet til å rekonstruere tidligere skredhendelser (figur 2.3.7). Tilsvarende har avsetninger av flomtransportert materiale i innsjøer blitt benyttet til å rekonstruere tidligere flomhendelser, og gir informasjon om endringer i flomfrekvens under ulike klimatiske forhold i fortiden. Tidsoppløsningen i de rekonstruerte tidsseriene er grovere enn i observerte serier (se kapittel 3).

Figuren over antall skredhendelser (snøskred og grove massestrømmer/jordskred) per hundreår (figur 2.3.7A og B) viser en generelt lavere aktivitet i første del av perioden etter siste istid, men jordskredaktiviteten var relativt stor 8500-8000, 7100-7000, 4300-3800, 3100-2800, 2400-2000, 1800-1200 og 800-700 år siden. Figuren over antall elveflommer per hundreår (C) viser en markert høyere flomaktivitet etter 4000 år før nåtid, med markerte toppe 3800-3600, 2300-2200, 1600-1400, 400-300 og 200-100 år siden. Figuren over den samlede aktiviteten av jord-/snøskred og elveflommer (D) viser en klart mindre aktivitet de første tusenårene etter siste istid, med en markert økning for rundt 4300-4000 år siden. Den markerte økningen i flomhendelser for rundt 4000 år siden finnes også igjen i flomrekonstruksjoner fra Alpene, og forekommer samtidig med globale endringer i klimasystemet, noe som kan tyde på at den er en respons til storskala klimaendringer på dette tidspunktet [49]. I Norge er det vist, både ved, instrumentelle [50], historiske [51] og rekonstruerte data [52] at det er regionale forskjeller knyttet til årsakene til flommene, når på året flommene forekommer, og hvilke værsystemer som fører til flom (se kapittel 3.3.5).



Figur 2.3.6 Holocene variasjoner i gjennomsnittlig vinternedbør beregnet på fire breer i Sør-Norge (Jostedalsbreen, Hardangerjøkulen, Spørteggbreen øst for Jostedal, og Bjørnbreen i Jotunheimen) (modifisert etter [47]). Nedbøren er gitt i prosent av normalen for 1961-1900. Metoden for å rekonstruere vinternedbør er nærmere beskrevet i [41].

Generelt sett kan man si at flommer i Øst-Norge er utløst av snøsmelting gjerne kombinert med regn, og informasjon fra innsjøsedimenter indikerer at langtidsvariabiliteten i flomfrekvens henger sammen med snømengden i fjellet. Endringer i vinternedbør har derfor hatt en avgjørende påvirkning på hyppigheten av snøsmelteflommer over de siste ca. 6000 år og særlig de siste 4000 år. I den relativt varme perioden forut for dette, kalt holocen temperaturoptimum, tyder rekonstruksjonene på at andre faktorer har vært dominerende [62]. Alt i alt indikerer datagrunnlaget at endringer i klimaet i fortiden har ført til ikke-lineære responser i flomhyppighet, hvor samspillet mellom temperatur og nedbør og den relative andelen av regn og snø har innvirkning på hyppigheten og størrelsen på flommene [62].

Havnivåendringer etter siste istid

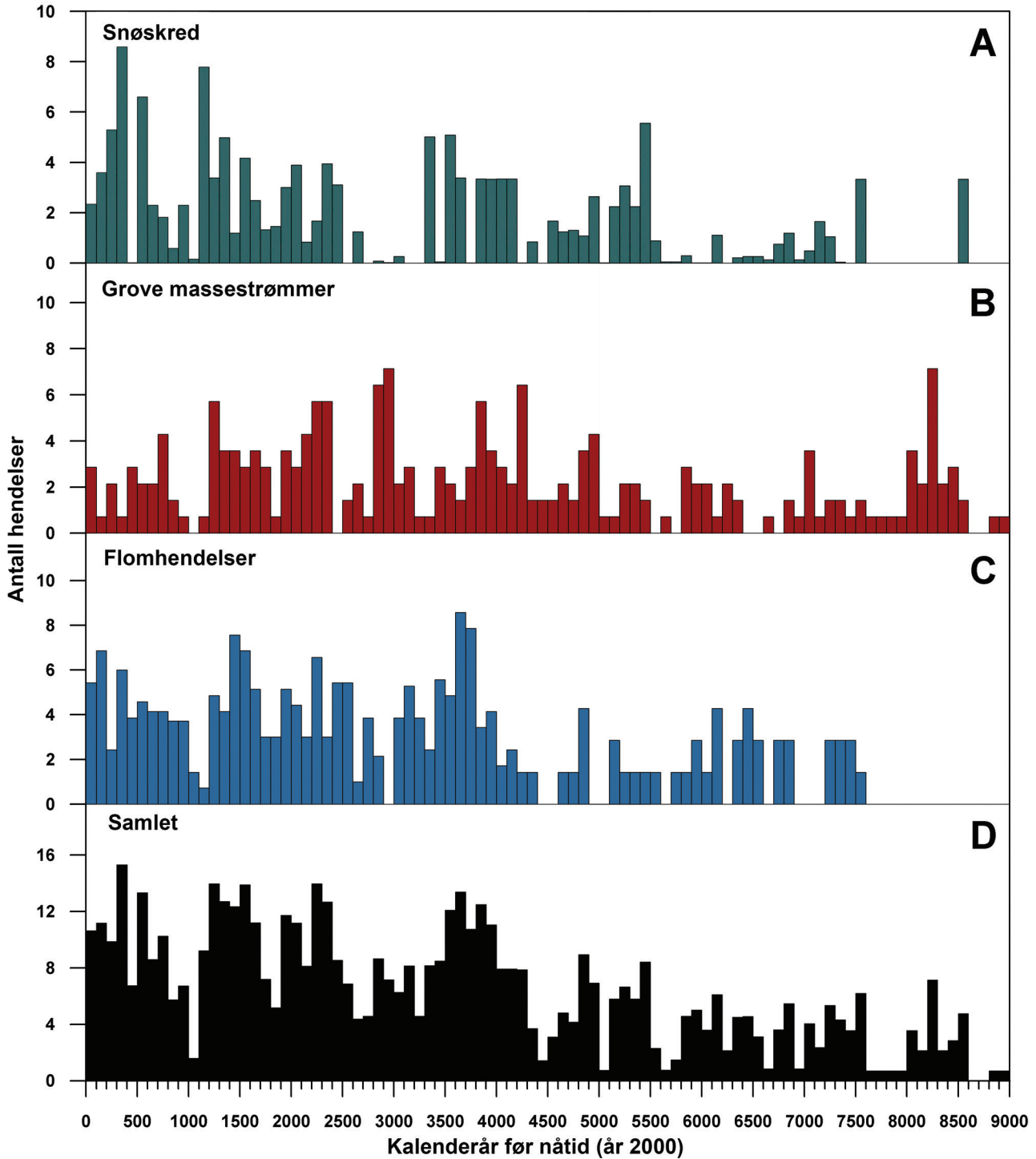
Under siste istidsmaksimum var mye vann bundet opp i ismasser, og det globale havnivået var ca. 120 m lavere enn i dag. Ismassene som dekket Nord-Europa, begynte å trekke seg tilbake for 12 000 år siden, og landet vårt begynte straks å løfte seg på grunn av vektendringene. Havnivået relativt til Norges kyst sank derfor med flere titalls meter over ett par tusen år. Samtidig smeltet også ismasser ellers i verden og det globale havnivået steg kraftig. Derfor var tiden frem til for omtrent 6000 år siden preget av store variasjoner i havnivået langs Norges kyst [63]. Avsmeltningen var da stort sett fullført og det globale havnivået holdt seg deretter mer eller mindre konstant. Men tilbakejusteringen av jordskorpen etter avsmeltningen av den nord-europeiske innlandsisen, fortsatte med samme hastighet og medførte at det relative havnivået sank jevnt frem til moderne tid. De siste tiårene er det imidlertid observert tegn på at akselererende havstigning har tatt igjen landhevingen flere steder, slik at vi i dag også her i landet opplever havstigning relativt til land. (se kapittel 3.5.3).

2.3.3 Årsaker til holocene klimaendringer

Studier av hvordan klimaet har endret seg naturlig før den industrielle revolusjon har bidratt til å øke vår kunnskap om naturlige klimavariasjoner og

deres årsaker. Variasjoner i jordas bane rundt sola (orbitale/Milankovitch-pådriv) påvirker fordelingen av solenergien på jorda og gjennom året [2. 41]. De tre såkalte «orbitalparametrene» gir informasjon om jordbanens form, jordaksens helningsvinkel, og «presesjonen», som bestemmer når på året jorda er nærmest sola. Disse parametrene varierer med perioder på henholdsvis ca. 100.000, 40.000 og 20.000 år, og kombinasjonen av dem utgjør en viktig faktor i forklaringen på at jorden de siste millioner av år har opplevd istider og mellomistider. Også de mer langsomme klimavariasjonene i holocen kan knyttes til disse variasjonene, som avkjølingstrenden i siste halvdel av holocen. I tidlig holocen var imidlertid solinnstrålingen - hovedsakelig på grunn av endringer i presesjonen - på sitt maksimale om sommeren på høye, nordlige breddegrader (figur 2.3.8). Klimaforverringene i tidlig holocen kan derfor ikke forklares med orbitalparametrene. Disse klimaforverringene har blitt tilskrevet forskjellige påvirkninger av mer kortsiktig karakter. En forklaring er at episoder med økt ferskvannstilførsel fra smeltende ismasser på den nordlige halvkule, for eksempel raske tapninger av bredemte sjøer langs kanten av innlandsisen som dekket Nord-Amerika, har ført til reduksjon i den termohaline sirkulasjonen (se kapittel 2.2.3) og derfor redusert varmetransporten til vår region. Tappingen av den store smeltevannssjøen Lake Agassiz i Nord-Amerika antas å ha vært en viktig årsaket til den globale klimaforverringen under yngre dryas i forkant av holocen, og tapping av mindre sjøer må kunne antas å ha ført til i det minste regional klimaforverring også tidlig i holocen. Andre mulige forklaringer er variasjoner i solaktiviteten (perioder med liten solaktivitet) og/eller store, eksplosive vulkanutbrudd.

En relativt lav gjennomsnittlig årstemperatur og høy effektiv fuktighet i perioden 10.000-8300 år før nåtid tyder på et maritimt klima sett i sammenheng med et sterkere sonalt værmønster enn i dag, forsterket av høye overflatetemperaturer i havet i Nord-Atlanteren. Det maritime klimaet ble avbrutt av den kalde perioden som inntraff rundt 8200 år siden ('8.2 ka event') og brefremrykk ('Finse event'),



Figur 2.3.7 (A) Rekonstruksjon av snøskredaktivitet i Vest-Norge gjennom de siste 9000 årene basert på data fra Møre [53], ved Vanddalsvatnet i Jostedalen [55] og ved Oldevatnet i indre Nordfjord [54]. (B) Antall grove massestrømmer/jordskred (engelsk: 'debris flows') per hundreår gjennom de siste 9000 årene basert på data fra Leirdalen i Jotunheimen [56], jordskredhendelser andre steder i Øst- og Vest-Norge, sammenstilt av [57, 58, 59]. (C) Rekonstruerte elveflommer gjennom holocenen i innsjøene Atnsjøen øst for Rondane [38], Ulvådalsvatnet øvst i Romsdalen [58], Butjønne i øvre del av Glommas nedslagsfelt [60] og Russvatnet i Jotunheimen [61]. (D) Det totale antallet snø-/jordskred- og flomhendelser per hundreår gjennom de siste 9000 årene basert på (A), (B) og (C). Figuren er modifisert etter [54].

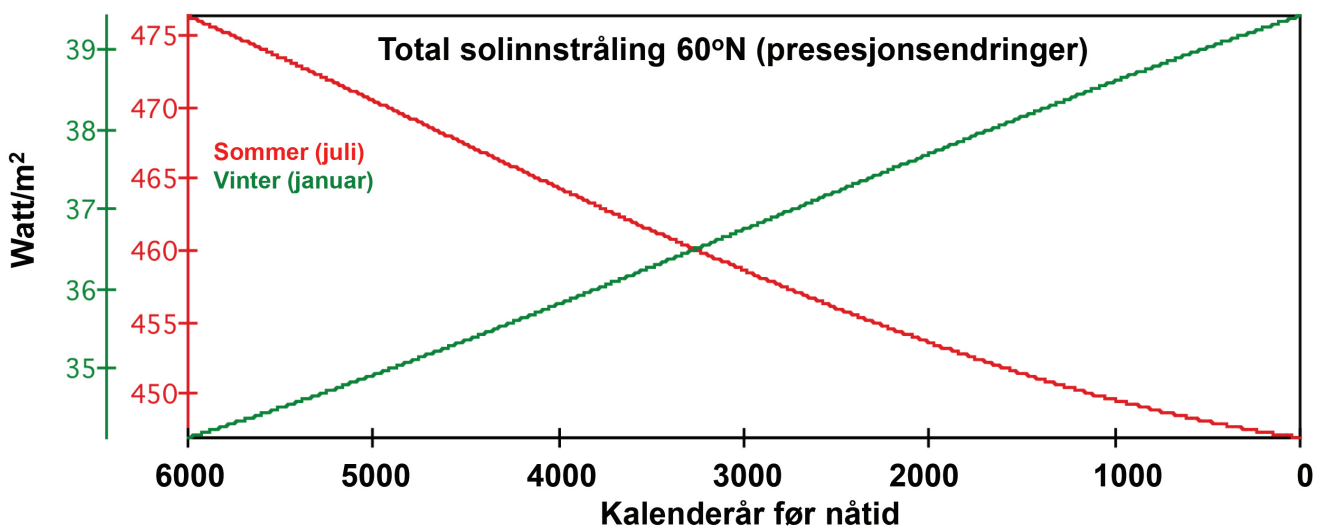
og etterfulgt av et relativt stabilt klima under temperaturoptimumet, da den gjennomsnittlige sommertemperaturen var 1,0-1,5°C høyere og markert tørrere enn i nåtiden (1971-2000). Dette tyder på fremherskende stabile høytrykksforhold over Skandinavia. De varme somrene som påvirket vegetasjonen og forårsaket bresmelting i løpet av tidlig holocen og breveksten i løpet av siste halvdel av holocen, etter 6000 år før nåtid, er i tråd med det orbitale klimapådrivet med avtakende sommerinnstråling og økt vinterinnstråling på høye, nordlige breddegrader. De siste 5000-4000 årene av holocen har vært karakterisert av et stadig kjøligere, fuktig og ustabil klima. Metodiske forbedringer i forståelsen av hva de enkelte proksyer betyr har gjort det mulig å lage rekonstruksjoner av temperatur og nedbør for ulike sesonger, for eksempel sommer- og vinter-sesongen.

Utstrålt energi fra sola varierer noe over tid. Dette fører til variasjoner i den totale energimengden som absorberes av jordas atmosfære, og dermed variasjoner i klimaet (figur 2.3.9A) [65]. Store, eksplosive vulkanutbrudd kan tilføre store mengder sulfataerosoler til atmosfæren (figur 2.3.9B), noe som fører til økt albedo og avkjølende effekt [66]. Avkjølingen

under 'den lille istiden' har for eksempel blitt forklart med en kombinert effekt av vulkanutbrudd og lavere solaktivitet.

Regionale værmodus, slik som Den Nordatlantiske Oscillasjonen (NAO) og Den Arktiske Oscillasjonen (AO) spiller en betydelig rolle med hensyn til vinterklimaet på årlig til dekadisk skala i Nordvest-Europa. NAO-indeksen (se kapittel 2.2.2) er utarbeidet for å beskrive variasjoner i dette værmønsteret og uttrykker endringer i styrken på vestavindsbeltet og det atmosfæriske sirkulasjonsmønsteret i vinterhalvåret. Når NAO-indeksen er positiv, er vinterværet i NV-Europa mildt og fuktig, mens det samtidig er kaldt og tørt i nordlige Canada og sørlige Grønland. NAO-mønsteret er tydelig reflektert i massebalansen på breer i Europa [69]. Det er en sterk, positiv korrelasjon (0,76) mellom NAO-indeksen og vinterbalansen på Ålfotbreen, en maritim bre i Vest-Norge.

Den Atlantiske Meridionale Oscillasjonen (AMO) (se kapittel 3.5.1) er en værmodusvariasjon som opptrer i Nord-atlanteren og AMO gjør seg gjeldende som endringer i overflatetemperaturen. Det er støtte for dette værmønsteret i modeller og

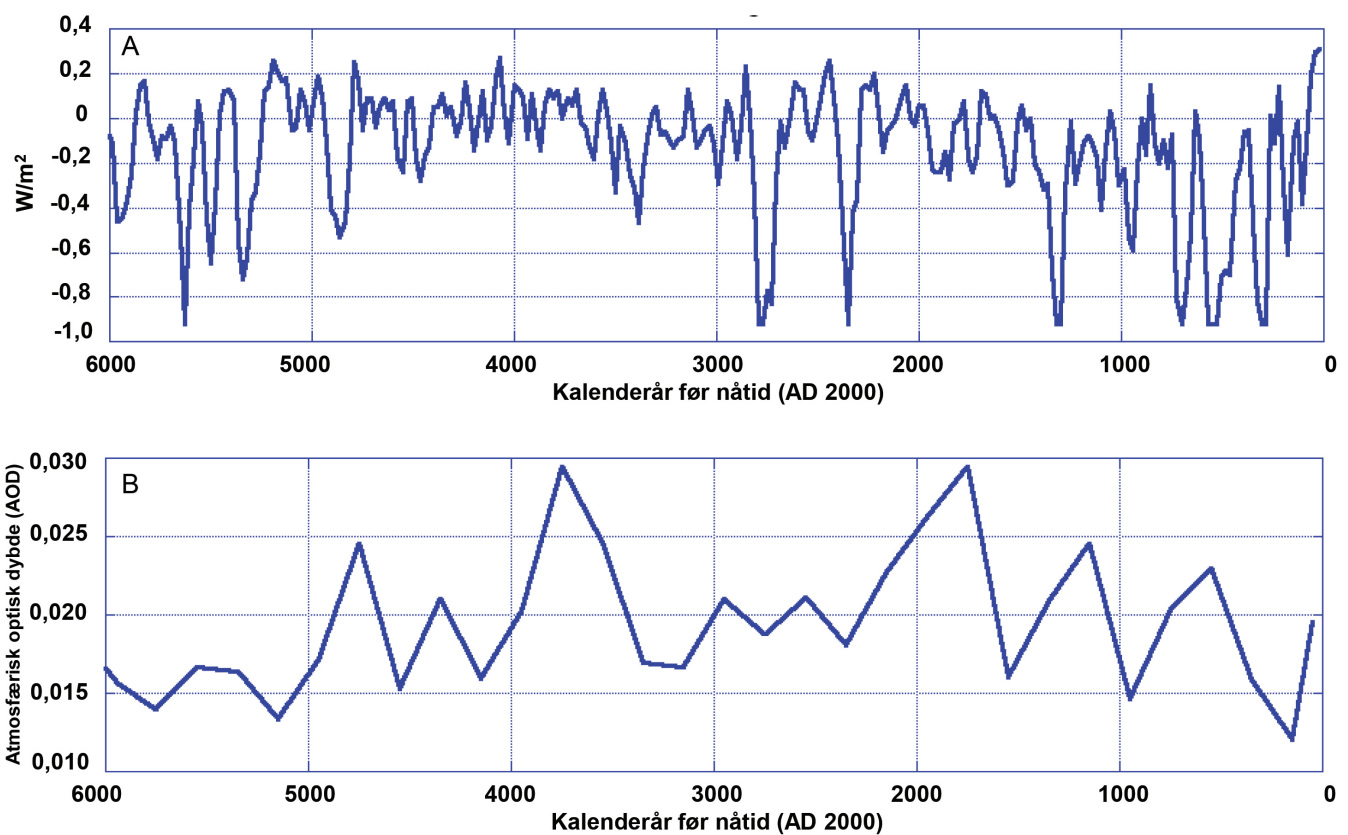


Figur 2.3.8 Total solinnstråling (Watt/m²) om sommeren (juli) og vinteren (januar) de siste 6000 år beregnet for 60°N som et resultat av presesjonsendringer som er en langsom retningsendring av rotasjonsaksen til jorda med en periodisitet på 23.000/21.000 år (se for eksempel [64]). Dette gir seg mellom annet utslag i når på året at jorda er nærmest og lengst fra sola.

historiske observasjoner, men det er noe uenighet om amplituden og om overflatetemperaturen endrer seg som følge av naturlige eller menneskeskapte klimaendringer. AMO-signalet er vanligvis definert utfra variabiliteten til overflatetemperaturen i Nord-Atlanteren når den lineære trenden er fjernet.

Instrumentelle data, proksydata og klimamodell-simuleringer viser at også multidekadisk til tusenårsklimavariabilitet er et vesentlig trekk

som beskriver variasjoner i klimasystemet i den Nord-Atlantiske regionen (se f.eks. [66]), i stor grad som en respons på endringer i solaktivitet og atmosfærens innhold av aerosoler etter vulkanutbrudd. Oppvarmingen både i Nordvest-Europa og globalt i siste del av det 20. og første del av det 21. århundre er imidlertid ikke mulig å simulere med klimamodeller uten at det tas hensyn til det økte atmosfæriske innholdet av klimagasser [2].



Figur 2.3.9 (A) Variasjoner i solaktivitet (total solinnstråling; TSI angitt som Watt/m²[67] og (B) atmosfærens innhold av vulkanske aerosoler (atmosfærisk optisk dybde; AOD[68]. Til lavere verdi til høyere er innholdet av aerosoler (stor vulkansk aktivitet).



3. Klimaet i tiden med instrumentelle målinger

3.1 Om normal- og referanseperioder

Klimaet på et sted beskrives vanligvis ved hjelp av middelveier og variasjonene rundt disse. Et vanlig begrep innen klimatologi er «normaler», som er betegnelsen på middelveier over flere tiår. Normaler beregnes for en rekke meteorologiske og hydrologiske elementer, og de er nyttige i analyser av klimavariasjoner i tid så vel som i rom. For at man over hele verden skal kunne sammenligne middelveier for samme periode, er det avtalt internasjonalt at middelveier for årene 1901–30, 1931–60, 1961–90, 1991–2020 osv. skal beregnes i alle land. Disse periodene kalles «standard normalperioder». I dagens digitaliserte verden er det vanlig å beregne klimanormaler også for andre 30-årsperioder. Nå som vi har relativt raske klimaendringer er det mange brukere av klimadata som ønsker dette velkommen, da det er rimelig å anta at værstatistikk basert på en oppdatert 30-årsperiode beskriver sannsynlighetsfordelingen for forskjellige værhendelser bedre enn statistikk basert på en periode lengre tilbake i tid.

For å imøtekomme brukerønsket om en fersk normalperiode har vi i denne rapporten valgt perioden 1971–2000 som referanseperiode. Normalkartene i dette kapitlet, samt alle beskrivelser av «endringer relativt til normal», forholder seg til denne perioden dersom ikke annet er oppgitt. I forrige rapport om klimautviklingen i Norge [3] ble standardnormalperioden 1961–90 brukt som

referanseperiode. Dette gjør at endringer i forhold til normalverdier ikke er direkte sammenlignbare i de to rapportene. Dette kommenteres der det er relevant i de følgende avsnittene. Årsaken til at vi ikke benytter 1981-2010 som referanseperiode i denne rapporten er at det er et etterslep i tilgjengelige modellberegninger av historisk klima, slik at kun årene fram til og med 2005 er inkludert i de historiske klimamodellberegningene i siste rapport fra FNs klimapanel [2]. Valget av 1971-2000 som referanseperiode sikrer altså at vi kan relatere observert historisk klima til modellert historisk klima, og gjennom det også til modellerte framtidsprosjeksjoner av klima.

For å muliggjøre sammenligninger mellom perioden 1971-2000 og referanseperioder/ normaler som er benyttet andre steder i rapporten, er det laget tabeller over verdier av en del variable i de ulike periodene. Perioder som er inkludert i disse tabellene er:

- 1961-1990: Gjeldende standard normalperiode
- **1971-2000: Referanseperioden i denne rapporten**
- 1981-2010: Siste normalperiode
- 1985-2014: Siste 30-årsperiode
- 1986-2005: Referanseperioden i siste rapport fra FNs klimapanel.

3.2. Atmosfærisk klima

3.2.1 Lufttemperatur og avledede variable

Lufttemperatur

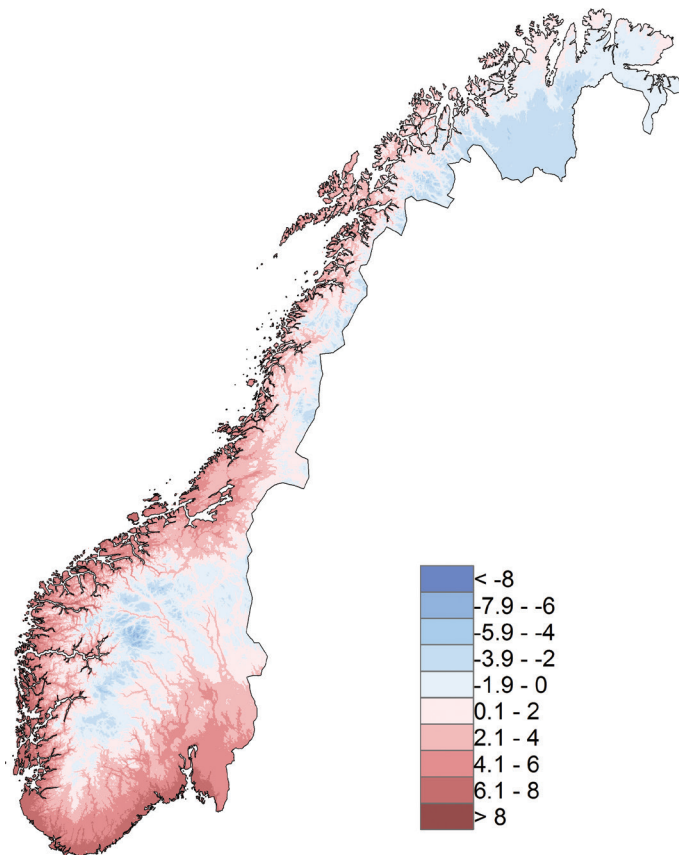
Hav og landområder reagerer forskjellig på innstrålt energi. Landområder varmes opp og kjøles ned hurtigere enn havområder. Forskjellene mellom de høyeste og laveste lufttemperaturene blir dermed større over innlandet enn over og nær havområdene. Vi får henholdsvis et kontinentalt og et maritimt klima. I områder med maritimt klima vil vintrene være varmere og somrene kjøligere enn i det kontinentale klimaet.

Skandinavia ligger i «vestavindsbeltet», så svært ofte strømmer luftmasser fra Atlanterhavet inn over land. Store deler av Norge har derfor et maritimt klima. Langs kysten av Norge er differansen mellom høyeste og laveste normale månedsmiddeltemperatur 10–15 °C. Innover i landet reduserer fjellkjedene den maritime innflytelsen. I indre deler av Østlandet og av Nord-Norge er derfor klimaet mer kontinentalt, og differansene mellom høyeste og laveste normale månedsmiddeltemperatur i disse områdene er typisk 20–30 °C. Det er likevel store forskjeller mellom disse områdene og områder på samme breddegrad for eksempel i Sibir, der tilsvarende differanser kan være 40–60 °C.

Årsmiddeltemperaturen midlet over hele Norge var i perioden 1971–2000 ca. +1,3 °C. Figur 3.2.1 viser at områdene med høyest normal årstemperatur ligger langs kysten. På Vestlandet og i Nord-Norge gir fjell og fjorder store forskjeller i årstemperatur over små avstander. På Østlandet avtar temperaturen jevnere med avstanden fra kysten. Årstemperaturen ligger over 6 °C i kyststrøk på Vestlandet, Sørlandet, og i ytre Oslofjord. De aller høyeste årsmiddeltemperaturene finner vi på fyrstasjonene fra Ona i Møre og Romsdal og rundt kysten til Færder i ytre Oslofjord, der årsmiddeltemperatur ligger over 7 °C. Det kaldeste området bortsett fra høyfjellet er Finnmarksvidda, hvor stasjonen Siččajavre hadde laveste normal årstemperatur i perioden 1971–2000 (–2,8 °C). I høyfjellsstrøkene er det områder som har normal årstemperatur lavere enn –4 °C.

Figur 3.2.2 viser at vinterstid (desember – februar) har store deler av kyst- og fjordområdene fra Oslofjorden til Vesterålen middeltemperatur nær 0 °C, og at middeltemperaturen er over 0 °C ytterst på kysten fra Kristiansand og nordover til Trondheimsfjorden. I høyfjellet, i en del innlandsområder på Østlandet og i store innlandsområder i Nord-Norge er normal vintertemperatur lavere enn –10 °C. De laveste vintertemperaturene finner vi i indre Finnmark der enkelte områder har middeltemperatur under –15°C.

Sommerstid (juni–august) er middeltemperaturen høyest i lavlandet østafjells (figur 3.2.3), der den en del steder ligger rundt 15 °C. Fjordstrøkene på Vestlandet og i Trondheimsfjorden har typisk sommertemperaturer mellom 12 og 14 °C. Også i indre fjord- og dalstrøk i Troms og Finnmark er normaltemperaturen over 10 °C en del steder.

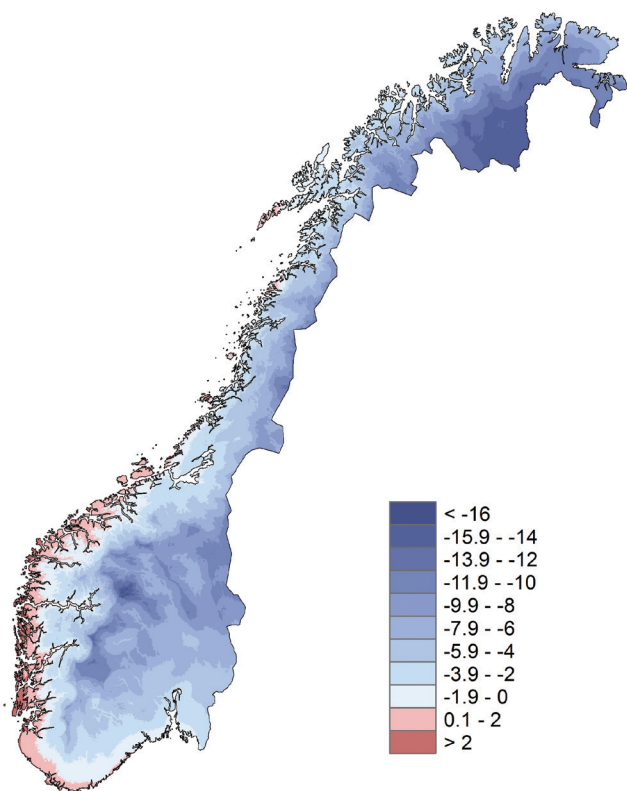


Figur 3.2.1 Årsmiddeltemperatur (°C) i referanseperioden 1971–2000.

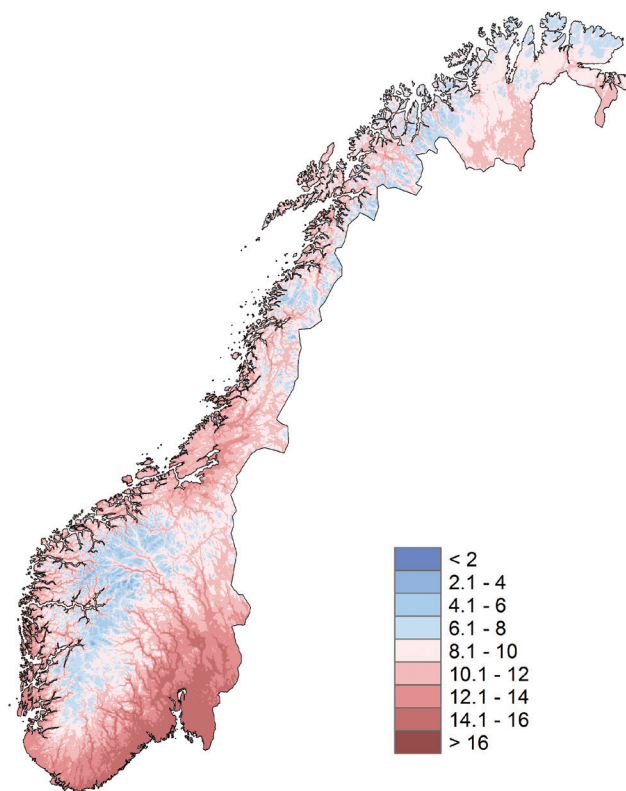
KLIMA I NORGE 2100

Lavest sommertemperatur er det i høyfjellet (på Fanaråken, 2062 moh., er typisk sommertemperatur 2,5 °C).

Norge er delt inn i seks temperaturregioner (se figur 3.2.4), der langtids-utviklingen av temperatur innen regionen hadde vært noenlunde den samme [70].



Figur 3.2.2 Midlere vintertemperatur (°C) i referanseperioden 1971–2000.



Figur 3.2.3 Midlere sommertemperatur (°C) i referanseperioden 1971–2000.

Temperaturregion	1 Øst-landet	2 Vest-landet	3 Trøndelag	4 Nordl/Troms	5 Finnm.vidda	6 Varanger	Norge
1961-1990	-0,39	-0,27	-0,24	-0,34	-0,30	-0,24	-0,31
1981-2010	+0,29	+0,24	+0,35	+0,29	+0,32	+0,34	+0,30
1985-2014	+0,44	+0,36	+0,53	+0,47	+0,55	+0,54	+0,48
1986-2005	+0,42	+0,32	+0,45	+0,42	+0,47	+0,43	+0,42

Tabell 3.2.1 Gjennomsnittlig avvik i årsmiddeltemperatur (°C) i norske regioner (se figur 3.2.4) og i Norge mellom forskjellige 30-årsperioder og referanseperioden 1971-2000.

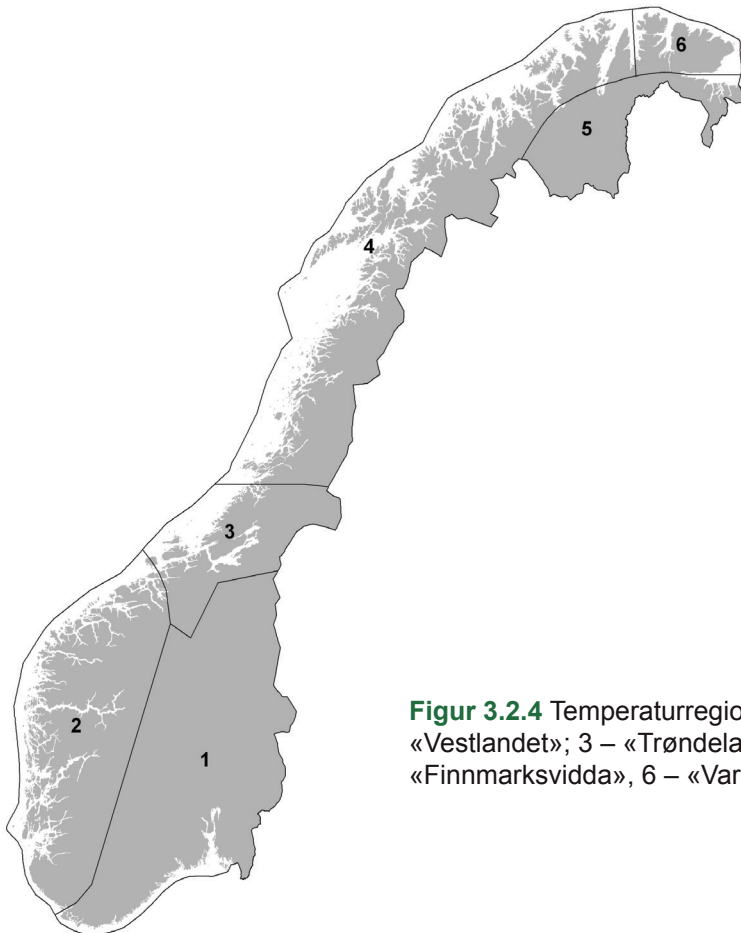
Tabell 3.2.1 viser at gjennomsnittstemperaturen i alle regioner var mellom 0,2 og 0,4 °C høyere i perioden 1971-2000 enn i 1961-1990. Økningen av 30-års middeltemperatur har fortsatt, og for de siste 30 år var årsmiddeltemperaturen for Norge 0,5 °C grader høyere enn den var i referanseperioden 1971-2000. Oppvarmingen var i denne perioden størst i de to nordligste regionene og minst på Vestlandet.

Temperaturøkningen fra perioden 1971-2000 til perioden 1985-2014 var i alle regioner relativt stor om høsten (tabell 3.2.2w). Dette gjelder særlig i Finnmark, der høsttemperaturen den siste 30-årsperioden lå rundt 0,8 °C over temperaturen i perioden 1971-2000. På Vestlandet og i Trøndelag var temperaturøkningen om sommeren større enn om høsten.

Utviklingen av årsmiddeltemperatur for fastlands-Norge fra 1900 (figur 3.2.5) viser mange likhetstrekk med globaltemperaturen (figur 1.2.1),

selv om variasjonene fra år til år er langt større enn globalt. En lineær trend gir en temperaturøkning i Norge på 0,09 °C/tiår de siste 115 år (tabell 3.2.3). Dette er nokså nær økningen i globaltemperaturen i den samme perioden. Også i Norge har oppvarmingen foregått i to perioder, hos oss adskilt av en periode med avkjøling. Fra 1900 til 1938 var den lineære trenden +0,32 °C/tiår, fra 1938 til 1976 var trenden -0,04 °C/tiår, og fra 1976 til 2014 hele +0,50 °C/tiår.

Tabell 3.2.3 viser at økningen i årsmiddeltemperatur fra 1900 til 2014 er statistisk sikker (1% nivå) både i Norge som helhet og i regionene som er definert i figur 3.2.4. Region 3 (Trøndelag) og 4 (Nordland/Troms) har hatt den største lineære økningen i årstemperatur siden år 1900. Oppvarmingen har i alle landets regioner vært størst (og statistisk sikker) om våren. Også om høsten har det vært statistisk sikker oppvarming i de fleste regioner. Om vinteren ser vi ingen statistisk sikker endring i noen region

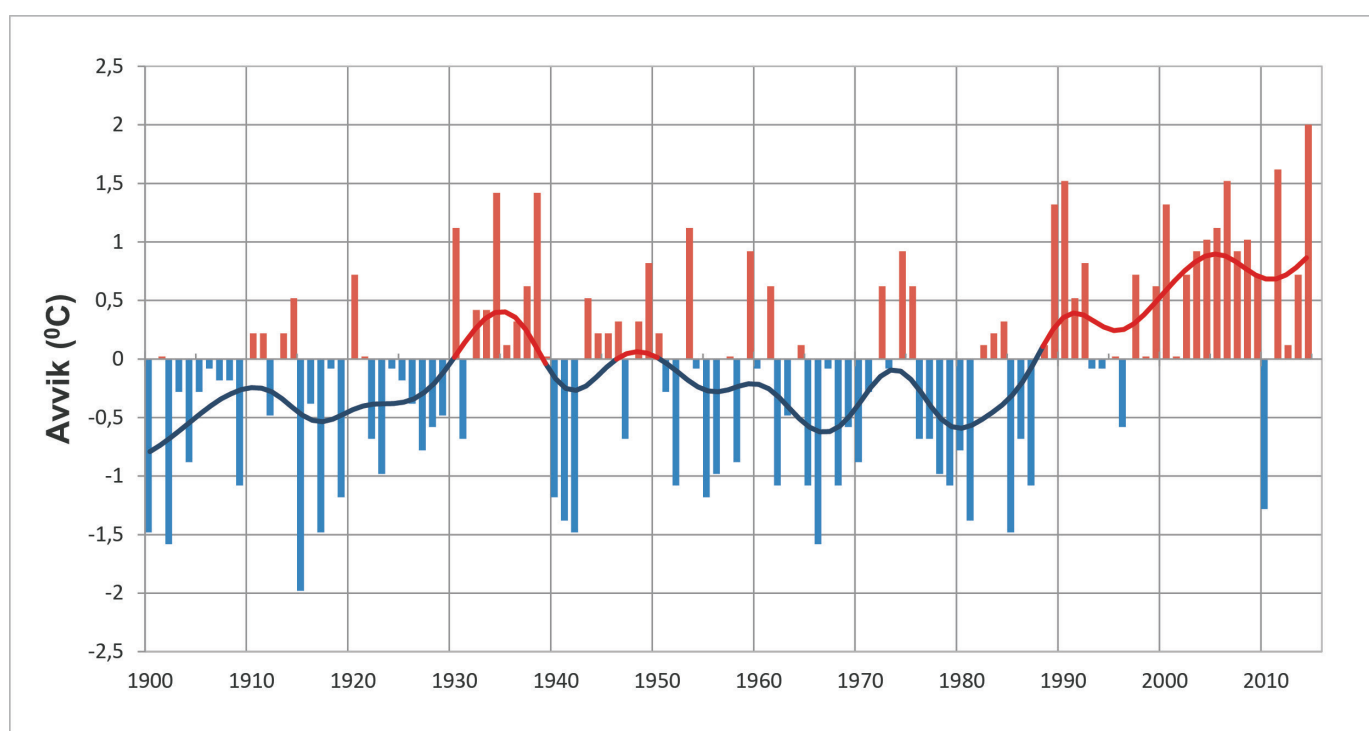


Figur 3.2.4 Temperaturregioner [70]: 1 - «Østlandet»; 2 - «Vestlandet»; 3 - «Trøndelag»; 4 - «Nordland/Troms»; 5 - «Finnmarksvidda», 6 - «Varanger».

KLIMA I NORGE 2100

Temperaturregion	1	2	3	4	5	6	Norge
År	+0,44	+0,36	+0,53	+0,47	+0,55	+0,54	+0,48
Vinter	+0,44	+0,26	+0,42	+0,37	+0,52	+0,53	+0,42
Vår	+0,52	+0,34	+0,49	+0,42	+0,56	+0,58	+0,49
Sommer	+0,35	+0,47	+0,69	+0,47	+0,34	+0,30	+0,46
Høst	+0,50	+0,43	+0,60	+0,65	+0,85	+0,78	+0,60

Tabell 3.2.2 Gjennomsnittlig avvik i års- og sesongmiddeltemperatur (°C) i norske regioner (se figur 3.2.4) og i Norge mellom periodene 1985-2014 og 1971-2000.



Figur 3.2.5 Utvikling av årsmiddeltemperatur for fastlands-Norge 1900–2014. Figuren viser avvik (°C) fra middelverdien for referanseperioden 1971–2000.

Temperaturregion	1	2	3	4	5	6	Norge
År	0,08	0,06	0,10	0,11	0,08	0,09	0,09
Vinter	0,02	0,02	0,08	0,08	-0,03	0,05	0,04
Vår	0,13	0,08	0,13	0,14	0,15	0,14	0,13
Sommer	0,07	0,05	0,08	0,08	0,08	0,05	0,07
Høst	0,08	0,07	0,11	0,12	0,09	0,11	0,09

Tabell 3.2.3 Lineære trender i års- og sesongtemperatur i norske regioner (se figur 3.2.4) og i Norge som helhet gitt i oC per 10-år. Verdier i fet skrift er statistisk sikre på 1 % -nivå (Mann-Kendall ikke-parametrisk test).

i perioden 1900-2014. En årsak til at endringene har vært sterkest i overgangssesongene kan være at mindet snødekke i disse sesongene i mange områder (se kapittel 3.3.2) forsterker oppvarmingen fordi det fører til økning i absorbert solstråling og mindre energi til snøsmelting. Om vinteren har reduksjonen i snødekke vært mindre, og en reduksjon vil heller ikke ha så stor effekt på våre breddegrader, da solinnstrålingen er mindre vinterstid.

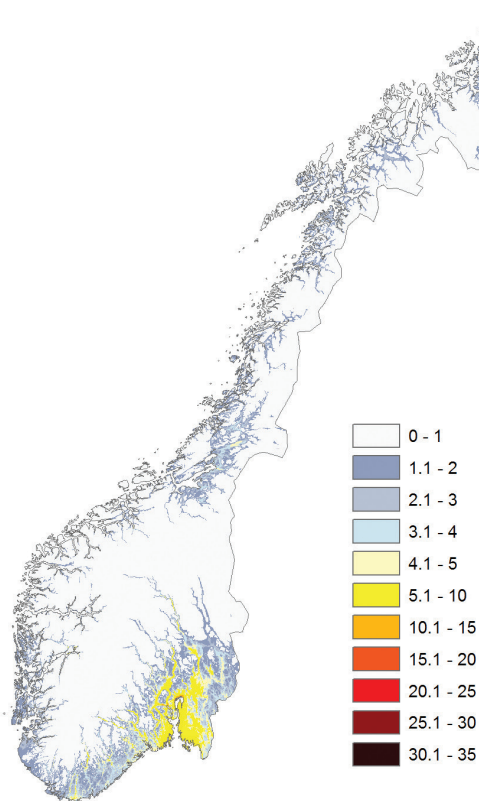
Varme døgn

«Tropedøgn» er ofte brukt om døgn der maksimumstemperaturen er over 30 °C, og nattetemperaturen ikke er under 20 °C. Dette forekommer sjelden i Norge. I de nordiske land brukes begrepet tropenatt om døgn da temperaturen om natten ikke faller under 20 °C. Slike døgn er ikke uvanlige på sensommeren ytterst i Oslofjorden og på sørlandskysten når sjøtemperaturen er høy, og de

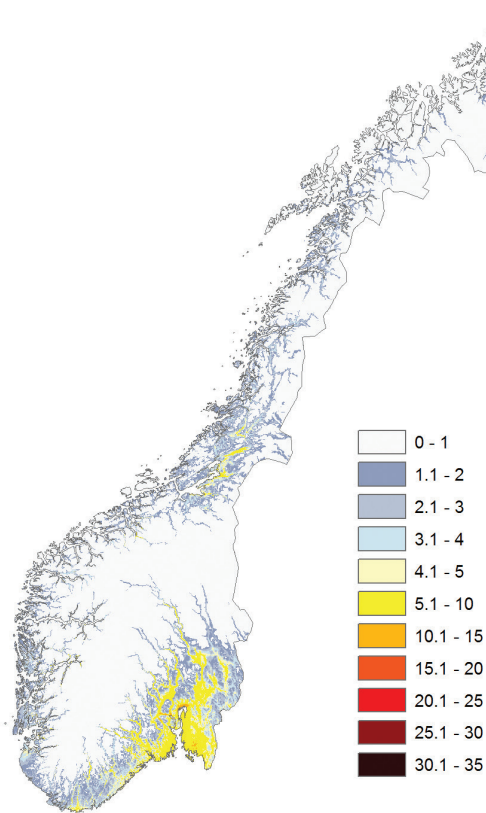
forekommer også en sjelden gang på Vestlandet og i Nord-Norge. For å få en mer robust indikator som kan brukes både for observert og projisert temperatur, har vi i denne rapporten definert «varme døgn» som døgn der middeltemperaturen er høyere enn 20 °C.

Figur 3.2.6 er basert på utjevnete kart med et rute-nett på 1x1 km. Venstre panel viser at det bare var kystområder og enkelte dalstrøk på Øst- og Sørlandet som i referanseperioden 1971–2000 i gjennomsnitt hadde mer enn to varme døgn per år. Døgn med middeltemperatur høyere enn 20 °C forekom også i en del kyststrøk og dalfører, men så sjelden at normalverdien er på 1-3 døgn/år. Høyre panel i figuren viser at varme døgn i den siste 30-årsperioden har forekommet i gjennomsnitt mer enn 4 ganger pr. år også lenger opp i dalførene på Øst- og Sørlandet, i enkelte kystnære områder på Vestlandet og rundt indre strøk av Trondheimsfjorden

a)



b)



Figur 3.2.6 Midlere antall døgn pr. år med middeltemperatur over 20 °C a) i referanseperioden 1971–2000 og b) i perioden 1985-2014

Døgnlig maksimums- og minimumstemperatur

Det er ikke bare i Norge antallet varme døgn har økt de siste tiårene. FNs klimapanel [2] slår fast at antall varme dager og netter har økt i de fleste regioner, mens antall kalde dager og netter har avtatt, og at disse endringene ofte har klareste sammenheng med en økning i minimumstemperaturen. For å se den historiske klimautviklingen i Norge i et slikt perspektiv har trender i minimums-, middel- og maksimumstemperatur blitt undersøkt ved utvalgte norske stasjoner [71]. Det er svært få stasjoner som har gode kvalitetssikrede målinger helt fra år 1900, og maksimumstemperatur ble ikke målt de første dekadene. De fleste analysene er derfor basert på perioden 1955-2014. Tabell 3.2.4 a) viser en oversikt over stasjoner som inngår i analysen. Stasjonene ble gruppert både i forhold til nord/sør beliggenhet og i forhold til kyst/innland.

Alle stasjonene i tabellen viste en økning i middeltemperaturen for alle sesonger gjennom denne

60-årsperioden. Temperaturøkningen lå mellom 0,1 og 0,5 °C per tiår [71]. Et flertall av stasjonene viste også for alle sesonger større økning i gjennomsnittlig døgnminimum enn i middeltemperatur, og enda større økning i laveste sesongminimum. Om vinteren viste i tillegg et flertall av stasjonene mindre økning i gjennomsnittlig døgnmaksimum enn i middeltemperaturen, og enda mindre økning i sesongens høyeste maksimum. Vår, sommer og høst var det betydelige variasjoner fra stasjon til stasjon når det gjelder relasjonen mellom trenden i middel- og maksimumstemperatur.

Inndeling av stasjonene i grupper i forhold til maritim påvirkning (inndeling 2 i tabell 3.2.4 a) ga ikke store forskjeller mellom gruppene [71], men inndeling etter nord-syd beliggenhet (inndeling 1 i tabell 3.2.4 a), avdekket visse regionale trekk (tabell 3.2.4b). Den sydlige gruppen viser – med ett unntak – samme mønster som om vinteren også i de andre sesongene. De andre gruppene viser derimot en tendens til større trender i gjennomsnittlig maksimumstemperatur enn i middeltemperaturen i disse

Stasjonsnavn	St.nummer	Fylke	Inndel.-1	Inndel.-2
Gardermoen	4780	Akershus	SØR	INNLAND
Færder	27500	Vestfold	SØR	YTRE KYST
Sauda	46610	Rogaland	SØR	FJORD
Utsira	47300	Rogaland	SØR	YTRE KYST
Værnes	69100	Nord-Trøndelag	MIDT	FJORD
Ørland	71550	Sør-Trøndelag	MIDT	FJORD
Snåsa	70850	Nord-Trøndelag	MIDT	INNLAND
Bodø	82290	Nordland	MIDT	YTRE KYST
Bardufoss	89350	Troms	NORD	INNLAND
Tromsø	90450	Troms	NORD	FJORD
Sihccajavre	93900	Finnmark	NORD	INNLAND
Vardø	98550	Finnmark	NORD	YTRE KYST

Tabell 3.2.4 Hovedresultater fra trendanalyser av middel- og ekstremtemperaturer.

a) Meteorologiske stasjoner som er med i analysen, og deres tilhørighet i to inndelinger

sesongene. For vår og høst er tendensen i den midtre og nordlige regionen også at sesongens høyeste maksimumstemperatur øker enda mer. Om sommeren er det på den annen side ikke registrert noen økning i høyeste maksimumstemperatur i disse regionene.

Resultatene fra norske stasjoner er i samsvar med de globale trekkene [2] ved at det er en gjennomgående tendens til at økningen i minimumstemperaturen har vært større enn økningen i middeltemperaturen de siste 60 år, og at denne økningen derfor i betydelig grad har bidratt til økningen i døgnmiddeltemperaturen og følgelig også i økningen av antall dager med temperaturer over gitte grenser.

Vekstsesong

Lufttemperatur er en av de begrensende faktorer for vekstsesongen i Norge. Plantearter reagerer ulikt på temperaturforholdene, og det er også andre faktorer som påvirker vekstsesongen (nedbør, snødekke,

stråling, jordsmonn, eksposisjon osv.). Det er en rekke definisjoner på den temperaturbestemte vekstsesong, men [72] argumenterte for at sesongen for aktiv plantevekst i de nordiske land bør defineres som perioden der døgnmiddeltemperaturen er over 5 °C. Antall døgn med middeltemperatur >5 °C er derfor brukt som indikator på lengde av vekst i denne rapporten.

I lavlandet i Sør-Norge nordover til og med Trøndelag og videre nordover i lavere kystnære områder til Bodø går gjennomsnittlig døgntemperatur over 5 °C før 1. mai, mens den i flere høyfjellsstrøk ikke gjør det før etter 15. juni [73]. I de samme høyfjellsstrøkene og på Finnmarksvidda faller normal døgntemperatur under 5 °C allerede før 15. september, mens ytterst langs kysten fra Trøndelag og sørover skjer ikke dette før etter 1. november.

Vekstsesongen er lengst (opptil 7 ½ måned) ytterst langs kysten av Vestlandet (figur 3.2.7a), men er over 7 måneder også i kystnære strøk på

Gruppe-1	Sesong	Laveste minimum	Midlere døgn-min	Middel	Midlere døgn-max	Høyeste maksimum
SØR	Vinter	0,74	0,50	0,41	0,33	0,15
	Vår	0,55	0,39	0,34	0,31	0,40
	Sommer	0,30	0,29	0,20	0,16	0,13
	Høst	0,46	0,20	0,15	0,11	0,11
MIDT	Vinter	0,50	0,43	0,38	0,34	0,10
	Vår	0,30	0,27	0,25	0,27	0,39
	Sommer	0,19	0,22	0,25	0,30	-0,02
	Høst	0,52	0,13	0,16	0,19	0,31
NORD	Vinter	0,45	0,41	0,37	0,37	0,16
	Vår	0,29	0,32	0,31	0,35	0,64
	Sommer	0,30	0,20	0,17	0,21	-0,04
	Høst	0,38	0,22	0,21	0,24	0,34

Tabell 3.2.4 b) Gjennomsnittlige trender i ekstrem- og middeltemperaturer (°C per tiår) på sesongbasis i perioden 1955-2014 for stasjoner i gruppe SØR, MIDT og NORD.

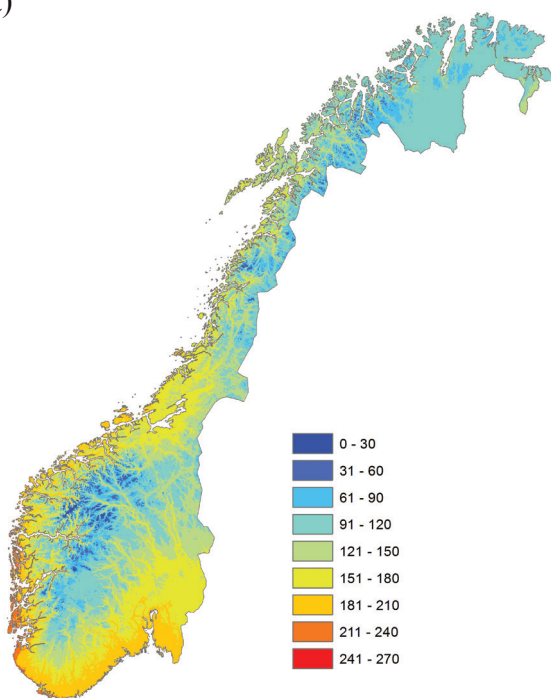
KLIMA I NORGE 2100

Øst- og Sørlandet. Den er kortere i indre strøk på Østlandet, hvor for eksempel Mjøsområdet har ca. 5 ½ måned. På store deler av Finnmarksvidda er vekstsesongen 3 - 4 måneder. I høyfjellet og deler av Varangerhalvøya er den temperaturbestemte vekstsesongen under 3 måneder. Kart over vekstsesongens lengde siste 30-årsperiode (figur 3.2.7b) viser at områdene med mer enn 6 måneders vekstsesong har økt, særlig på Øst- og Sørlandet.

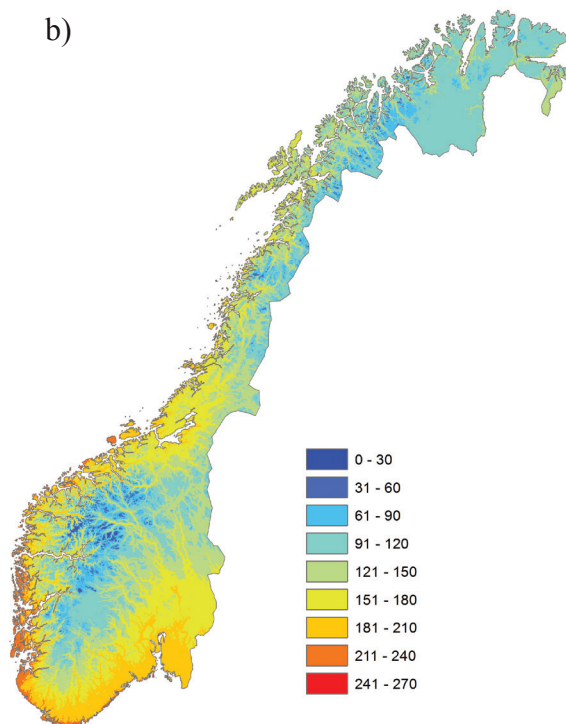
Både analyser av temperaturdata [3] og bruk av en vegetasjonsindekser [74] og fenologiske data [75] bekrefter bildet av at vekstsesongens lengde har økt over store deler av landet siden 1970.

I perioden 1971-2000 var det ca. 37 000 km² av Norges areal som hadde vekstsesong på over 180 dager, mens arealet har økt til over 45 000 km² for den siste 30-årsperioden (figur 3.2.8).

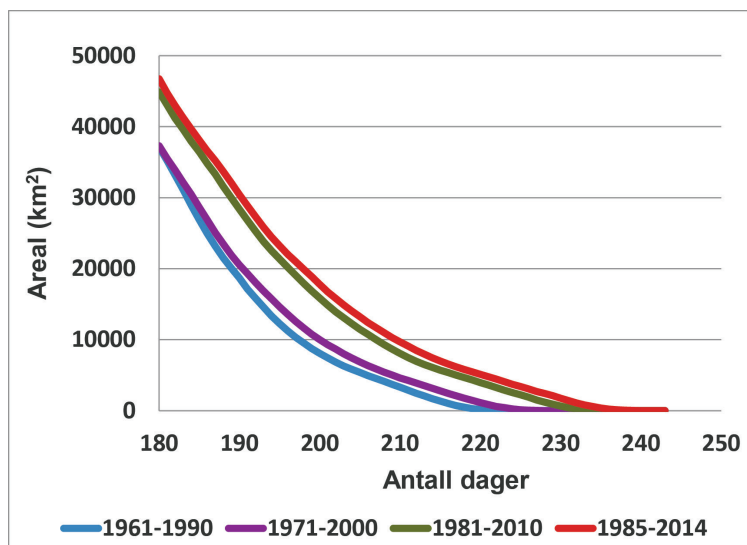
a)



b)



Figur 3.2.7 Lengde (dager) av vekstsesong a) i referanseperioden 1971–2000 og b) i perioden 1985-2014



Figur 3.2.8 Areal (km²) med vekstsesong lenger enn 180 dager

Fyringssesong

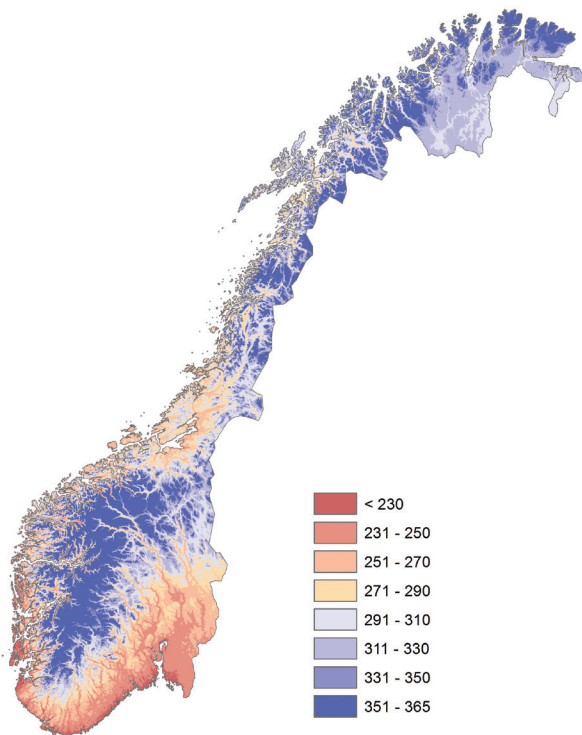
Fyringssesongen er den delen av året da bygninger trenger oppvarming, og er her definert som den perioden av året da døgnmiddeltemperaturen er under 10 °C [76]. Områdene i Norge med kortest fyringssesong er omtrent de samme som områdene med lengst vekstsesong. I normalperioden 1971–2000 var fyringssesongen i underkant av 8 måneder i ytre kyststrøk fra Oslofjorden til Vestlandet (figur 3.2.9a). I fjellet og i store deler av Nord-Norge er fyringssesongen mer enn 11 måneder. Den siste 30-årsperioden har fyringssesongen typisk vært en uke kortere (ikke vist).

Fyringsgraddager er her definert som differansen mellom døgnmiddeltemperatur og en terskelverdi på 17 °C og settes lik null for døgn med middeltemperatur over 10 °C [76]. Det vil si at en dag med

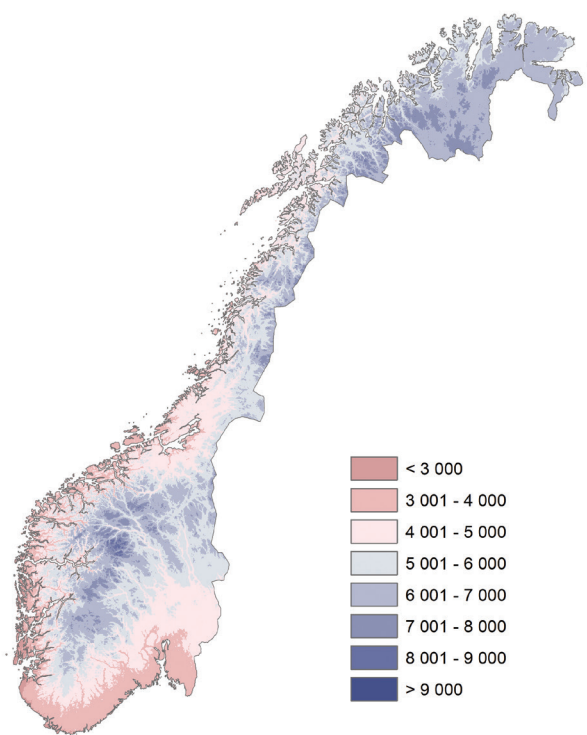
døgnmiddeltemperatur på –10 °C vil bidra med et fyringsgraddagstall på 17–(–10) = 27. Fyringsgraddagssummen (HDD) er summen av slike verdier gjennom fyringssesongen. Energiforbruk til oppvarming er godt korrelert med HDD [77].

Ytterst på kysten av Vestlandet lå årssummen av HDD i referanseperioden 1971-2000 under 3000 (figur 3.2.9b). Nær Oslofjorden, på Sørlandet og i fjordstrøkene opp til Trondheimsfjorden var HDD mellom 3000 og 4000, mens den i indre strøk av Østlandet, i høyfjellet og i indre strøk av Nord-Norge var på over 6000. Langtidsutviklingen av fyringsgraddagssum for Oslo og Bergen viser at det er store variasjoner i HDD fra år til år, men at det i begge byene har det vært ca. 15 % reduksjon av HDD de siste 130 år [3].

a)



b)



Figur 3.2.9 a) Midlere antall døgn med middeltemperatur under 10 °C, og b) midlere antall fyringsgraddager pr. år i referanseperioden 1971–2000

3.2.2 Nedbør

Årsnedbør og sesongnedbør

Nedbørforholdene i Norge er sterkt påvirket av de storstilte vindforhold. Ved vind fra sørøst er det for eksempel mest nedbør på Sør- og Østlandet og lite nedbør på Vestlandet. Ved vind fra sørvest er det mindre nedbør på Østlandet, mens det er stor nedbørhyppighet og store nedbørmengder i midtre strøk av Vestlandet og Nordland [3]. En liten dreining i vindmønsteret over Norge kan derfor gi betydelige forskjeller i nedbør-mengde og -fordeling over landet vårt. Følgelig vil eventuelle fremtidige endringer i lavtrykksbaner og atmosfæresirkulasjon (kapittel 2.2) ha stor betydning for nedbørutviklingen i Norge.

For Norge foreligger det spredte måleserier av nedbør som går mer enn 150 år tilbake i tid. Det var imidlertid først da det ble interesse for vannkraftproduksjon på slutten av 1800-tallet at det ble etablert et omfattende landsdekkende nett av målesteder for nedbør. Det er ikke like god dekning av målestasjoner i alle deler av landet. Spesielt er det få stasjoner i høyfjellet. Med utgangspunkt Meteorologisk institutts målinger, er det etablert landsdekkende griddede kart for månedsnedbør tilbake til år 1900 og for døgnnedbør tilbake til 1957. Nedbørverdiene i disse kartene er justert for «oppfangningssvikt» (se egen boks).

Midlere årsnedbør er størst i midtre strøk av Vestlandet (Figur 3.2.10), der flere målestasjoner hadde gjennomsnittlig årsnedbør på 3500-4000 mm i perioden 1971-2000. De største nedbørmengdene

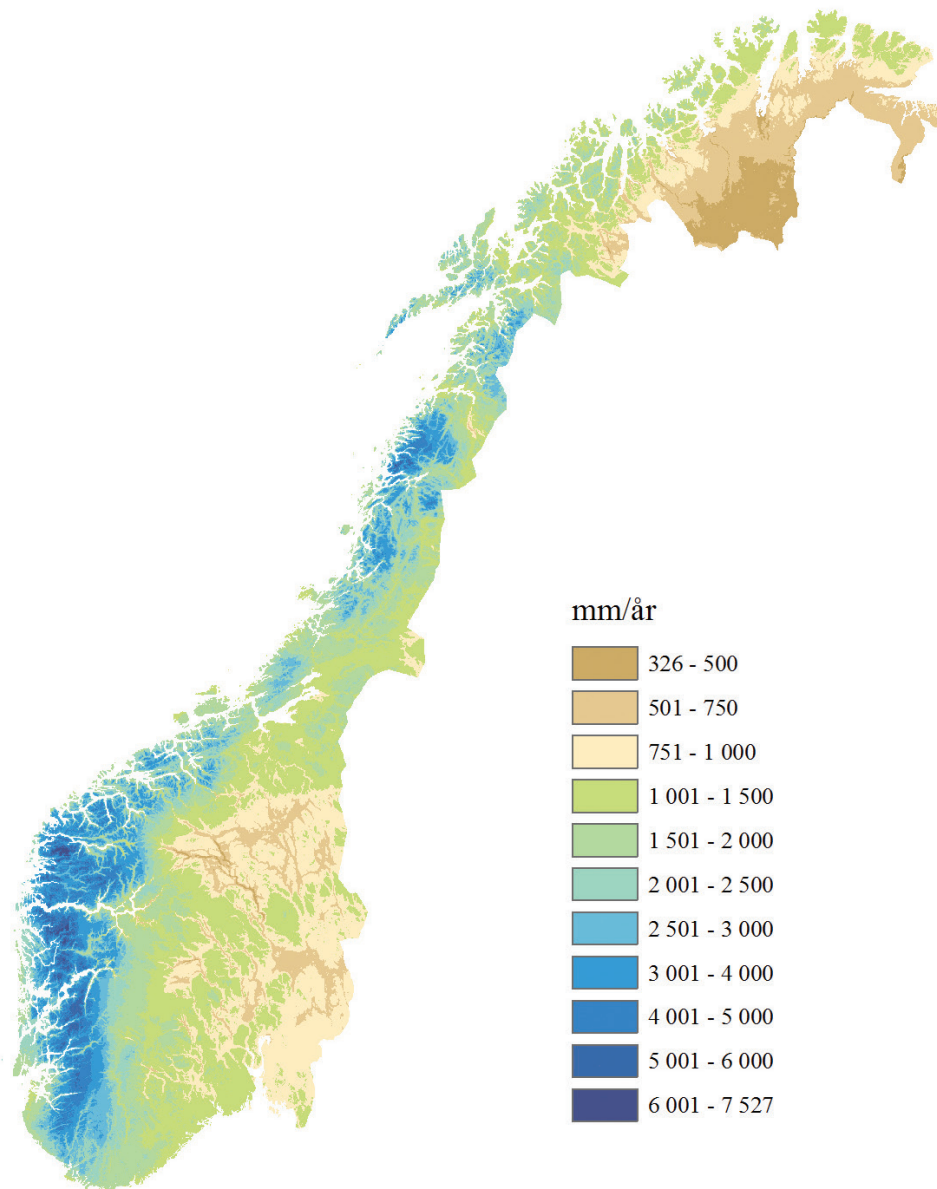
kommer imidlertid i fjellområder hvor det er vanskelig å få målt nedbøren. Verdiene i figur 3.2.10 er justert for oppfangningssvikt, og viser at deler av de vestligste breområdene i Norge trolig har årsnedbør på godt over 5000 mm. Midtre strøk av Vestlandet er blant de mest nedbørrike områdene i Europa. Nordover i Norge avtar årsnedbøren noe, men som kartet viser er det flere områder langs kysten av Nord-Norge med årsnedbør på godt over 2000 mm. Basert på griddede nedbørkart justert for oppfangningssvikt er årsnedbøren for fastlands-Norge for perioden 1971-2000 estimert til ca. 1600 mm.

Indre deler av Østlandet, Finnmarksvidda og enkelte mindre områder nær grensen mot Sverige ligger i le for de fuktige luftstrømmene fra vest. I disse områdene er årsnedbøren lav, og mesteparten kommer i juli og august når bygevirksomheten er sterkest. Kontrastene i nedbørmengder fra vest mot øst er meget store; - årsnedbøren i de nedbørrike områdene på Vestlandet er mer enn ti ganger så høy som i enkelte dalstrøk i indre deler av Østlandet. Ved en målestasjon i Skjåk-området var midlere årsnedbør i perioden 1971-2000 på under 300 mm, mens målestasjonene Haukeland i Hordaland og Brekke i Sogn hadde årsnedbør på nesten 3700 mm.

I vintermånedene desember- februar (Figur 3.2.11a) er hovedtrekkene i den geografiske nedbørfordelingen om lag som for årsnedbøren; - dvs. høye verdier i vestlige fjellområder og lave verdier i innlandet Østafjells og på Finnmarksvidda. Det er store kontraster mellom områdene med mest nedbør (>2000 mm) og med minst nedbør (<200 mm).

Faktaboks 3.2.1: Oppfangningssvikt for nedbør

Vindeffekter rundt nedbørmålerne gjør at noe av nedbøren blåser forbi og ikke fanges opp av målerne. Denne effekten kalles oppfangningssvikt, og er særlig stor ved kraftig vind, og den er størst for snø, mindre for yr, og enda mindre for regn. I situasjoner med snø og sterk vind fanger målerne ofte opp under halvparten av nedbøren. For å få et bedre mål for «sann nedbør», blir målte verdier for en del formål justert for slik oppfangningssvikt. I denne rapporten er nedbørkartene basert på verdier som er justert for oppfangningssvikt, mens verdiene som er gitt for utvalgte målestasjoner er målte verdier som ikke er justert.

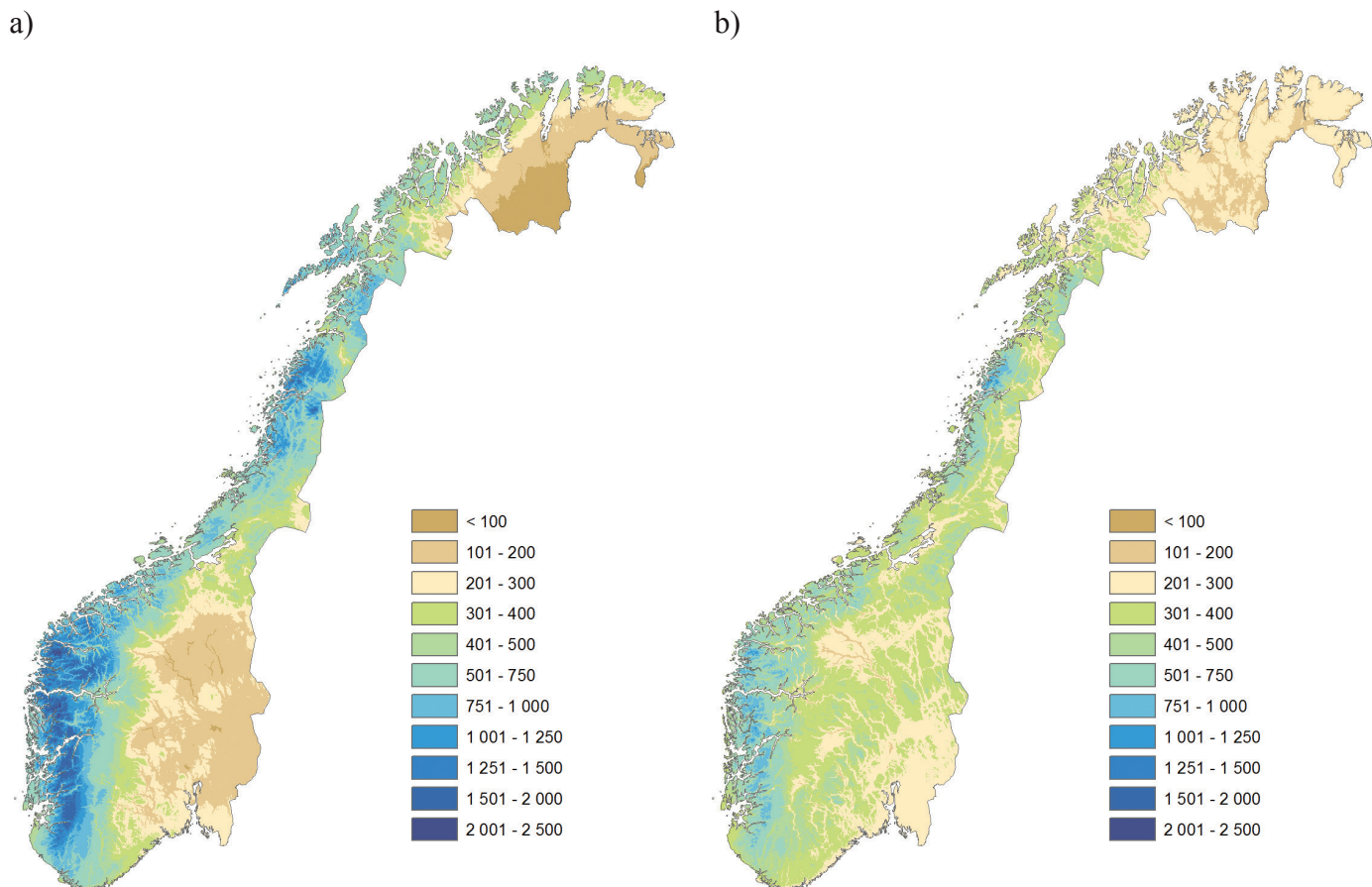


Figur 3.2.10 Midlere årsnedbør (mm) i referanseperioden 1971–2000. Nedbørverdiene er justert for oppfangningsvikt (se boks).

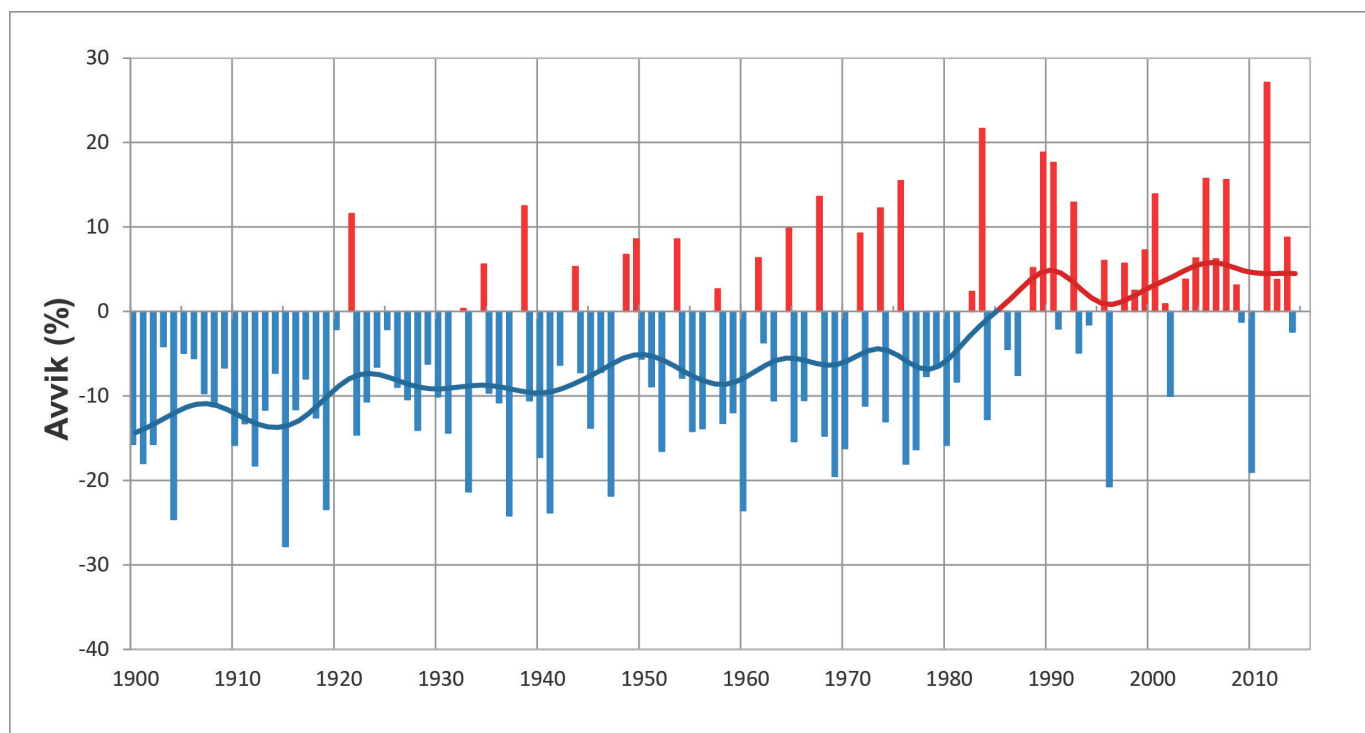
Også for sommermånedene juni-august er det høyest verdier på Vestlandet og i Nordland (Figur 3.2.11b), men regnbyger utgjør en større andel av sommernedbøren. Disse forekommer hyppigere i innlandet og fører til at kontrastene mellom kyst- og innlandsområdene er vesentlig mindre enn om vinteren.

Langtidsutviklingen av årsnedbør for fastlands-Norge etter 1900 (figur 3.2.12) viser at det har vært store variasjoner både fra år til år (avvik på opptil

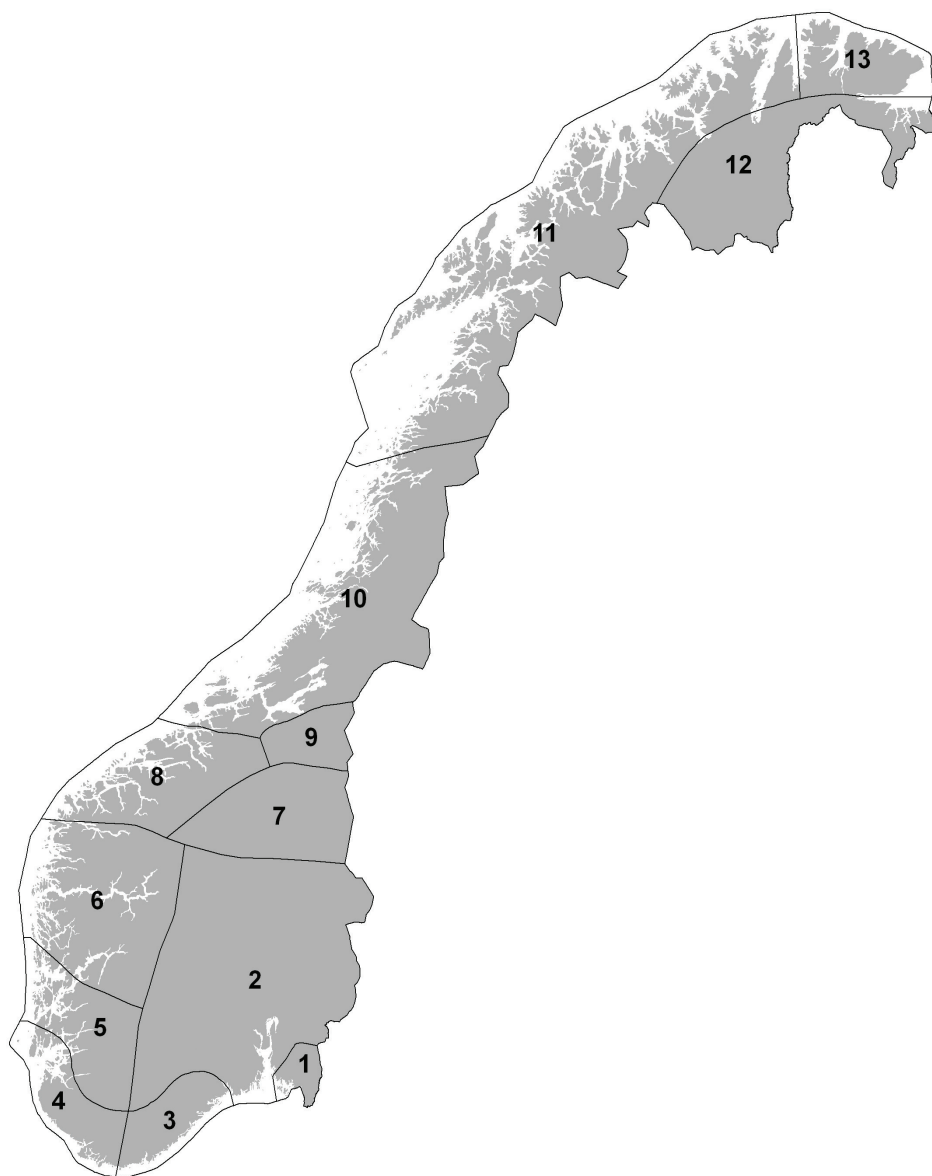
$\pm 30\%$ fra middelverdien for 1971–2000) og på dekadeskala. Figuren viser tydelig at det har vært en økning i nedbørnivået i Norge gjennom de siste hundre år, og spesielt fra slutten av 1970-tallet. I løpet av de siste tjue år har det bare vært fem år der årsnedbøren har vært lavere enn verdien for normalperioden 1971–2000, mens det de første tjue årene (1900–1920) ikke var ett eneste år med høyere årsnedbør enn middelverdien for perioden 1971–2000.



Figur 3.2.11 Midlere a) vinter - og b) sommernedbør i referanseperioden 1971–2000. Nedbørverdiene er justert for oppfangningssvikt (se boks).



Figur 3.2.12 Utvikling av årsnedbør for fastlands-Norge 1900–2014. Figuren viser avvik fra 1971-2000 middelverdien i prosent av denne verdien.



Figur 3.2.13 Nedbørregioner [78]: 1 – «Østfold»; 2- «Østlandet»; 3 - «Sørlandet»; 4 – «Sørvestlandet»; 5 – «Sunnhordland/ Ryfylke»; 6 – «Sogn og Fjordane/ Nordhordland»; 7 – «Dovre/ Nord-Østerdal»; 8 – «Møre og Romsdal»; 9 – «Inntrøndelag»; 10 – «Trøndelag/ Helgeland»; 11- «Hålogaland»; 12 – «Finnmarksvidda»; 13 – «Varanger»

Norge er delt inn i 13 nedbørregioner (se figur 3.2.13) der den historiske langtidsutviklingen av nedbør innen regionen har vært noenlunde den samme [78]. Tabell 3.2.5 viser lineære trender i nedbør for år- og årstider for hver av disse regionene og for landet som helhet.

For fastlands-Norge har det vært en statistisk sikker økning i årsnedbør på mer enn 18 % de

siste 115 år. Årsnedbøren har økt mest i Østfold (27 %). Økningen har vært statistisk sikker i alle regioner så nær som region 3 (Sørlandet) og 13 (Varangerhalvøya).

Tabellen viser at prosentvis nedbørøkning for Norge har vært størst om våren (statistisk sikker økning på 27 % i løpet av 115 år) og minst (12 %) om sommeren. I regionene 1–5 er det

høstnedbøren som har økt mest, i regionene 6–12 vårnedbøren, og i region 13 sommernedbøren. For de fleste regioner i Sør-Norge er det minst økning i sommernedbøren, og det er bare i region 12 (Finnmarksvidda) at økningen er statistisk sikker. I region 13 er det negativ (ikke statistisk sikker) trend i vinternedbøren.

I denne rapporten er referanseperioden 1971-2000. Tabell 3.2.6 viser forskjell i årsnedbør mellom denne perioden og andre referanseperioder som er nevnt i kapittel 3.1 både for de 13 nedbørregionene og for Norge som helhet. Det fremgår at årsnedbøren for perioden 1961-1990 som ble benyttet i forrige versjon av «Klima i Norge 2100» [3], er lik eller lavere enn i referanseperioden 1971-2000 for alle regioner. For Norge som helhet er årsnedbøren for perioden 1961-1990 3 % lavere enn for 1971-2000. Tabell 3.2.6 viser at for samtlige

regioner er årsnedbøren i de tre periodene 1981-2010, 1985-2014 og 1986-2005 lik eller høyere enn i referanseperioden 1971-2000.

For den siste 30-års perioden (1985-2014) er årsnedbøren for Norge som helhet 4 % høyere enn for 1971-2000 og 7 % høyere enn i perioden 1961-1990. I enkelte områder på Østlandet og indre deler av Finnmarksvidda er årsnedbøren mer enn 10 % høyere i perioden 1985-2014 enn i 1971-2000.

Tabell 3.2.7 viser at for Norge som helhet er det særlig om våren nedbøren har økt fra 1971-2000 til 1985-2014. Også om sommeren og vinteren er det flere regioner der nedbøren er mer enn 10 % høyere i den siste 30-årsperioden. Om høsten har nedbøren derimot blitt noe lavere både i landet som helhet og i de fleste regioner fra referanseperioden 1971-2000 til perioden 1985-2014.

Region	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	N
År	2,3	1,5	1,0	2,0	1,9	1,8	1,8	1,5	1,3	1,7	1,6	1,7	0,2	1,6
Vinter	2,5	1,4	1,2	2,0	1,8	1,4	1,3	1,7	1,8	1,9	1,7	2,1	-1,7	1,6
Vår	1,7	1,5	0,1	1,5	2,2	2,6	2,7	2,3	2,1	3,1	2,3	2,4	0,3	2,3
Sommer	1,6	0,9	0,4	1,0	0,4	0,9	1,4	1,1	0,8	0,7	1,8	1,8	2,2	1,0
Høst	3,0	2,2	1,8	2,8	2,5	2,1	2,0	1,1	1,0	1,3	1,1	0,9	0,0	1,7

Tabell 3.2.5 Lineære trender (prosent per tiår) i års- og årstids-nedbør for perioden 1900-2014. Trendene er gitt for ulike regioner (Figur 3.2.13) og for Norge (N) som helhet. Trendene er gitt i prosent av nedbør i referanseperioden 1971-2000. Verdier i fet skrift er statistisk sikre på 1 % -nivå (Mann-Kendall ikke-parametrisk test).

Region	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	N
1961-1990	0	0	0	-3	-3	-4	-2	-4	-3	-4	-3	-1	-1	-3
1981-2010	4	4	5	4	2	0	4	1	2	1	3	7	5	2
1985-2014	8	7	7	6	3	1	6	1	3	2	3	8	5	4
1986-2005	3	4	4	5	2	2	3	3	4	2	5	6	4	3

Tabell 3.2.6. Forskjell i årsnedbør mellom ulike tidsperioder i norske regioner (Figur 3.3.4) og for Norge (N) som helhet. Verdiene viser avvik (%) mellom gjennomsnittlig årsnedbør for ulike tidsperioder og referanseperioden 1971-2000.

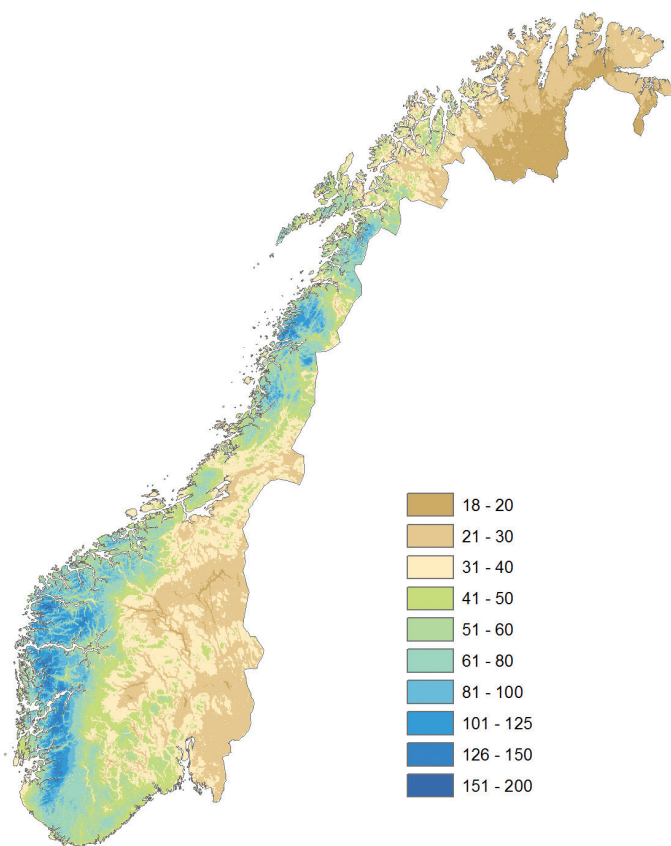
Region	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	N
År	8	7	7	6	3	1	6	1	3	2	3	8	5	4
Vinter	5	11	17	12	4	0	8	1	4	1	-1	15	1	4
Vår	4	6	3	7	10	13	5	6	5	15	12	12	14	10
Sommer	14	16	19	13	4	4	11	6	4	-4	-3	9	9	6
Høst	1	-3	-3	-2	-5	-7	-3	-5	-3	-2	3	1	-1	-3

Tabell 3.2.7. Avvik (%) mellom års- og årstids-nedbør for siste 30-års periode (1985-2014) og referanseperioden 1971-2000.

Nedbørintensitet /dimensjonerende nedbørverdier

En stor del av infrastrukturen i Norge er dimensjonert ut fra estimat av påregnelige ekstreme nedbørverdier basert på lange måleserier [79]. I større vassdrag er det kraftig nedbør med varighet på 1–10 døgn som forårsaker de største regnflommene, mens det er intens nedbør i løpet av noen få timer som

forårsaker flest skader i tettbygde strøk. Det er store lokale forskjeller i dimensjonerende nedbørverdier over Norge. Eksempelvis er påregnelig ett-døgns nedbørverdi med returperiode på fem år mindre enn 40 mm i indre dalstrøk på Østlandet og på Finnmarksvidda, og over 130 mm i de mest nedbørrike områdene på Vestlandet og i Nordland [79].



Figur 3.2.14 Verdi for ett-døgns nedbør (mm) som ble overskredet i 0,5 % av tilfellene i referanseperioden 1971–2000.

For å få en robust indikator på kraftig nedbør som kan brukes både for observerte og projiserte 1-døgns nedbørverdier, er det i denne rapporten valgt verdi som overskrides i 0,5 prosent av tilfellene, dvs. en ett-døgns verdi som i gjennomsnitt forekommer 1–2 ganger per år. Figur 3.2.14 viser at nivået på denne 0,5 % -verdien i normalperioden 1971–2000 varierte fra under 20 mm på Finnmarksvidda og i indre dalstrøk på Østlandet til over 150 mm i de mest nedbørrike områdene på Vestlandet. Den høyeste verdien er på 178 mm i området ved Ålfofbreen. Verdiene i figur 3.2.14 er justert både for oppfangningssvikt i nedbørmålerne, og for terrengpåvirkning på nedbørintensitet i fjellområder. Verdiene er derfor noe høyere enn målte verdier. Hovedtrekkene i mønsteret for perioden 1985–2014 (ikke vist) er stort sett de samme som for 1971–2000; men med en tendens til høyere verdier i Rogaland, Østlandet, Trøndelag, Troms og Finnmark, og lavere verdier på Vestlandet, Møre og Romsdal og Nordland.

I byer og tettbygde strøk er det som nevnt kraftig nedbør i løpet av noen få timer som forårsaker flest skader. Oversvømmelser i tettstedene har gjennom de senere år forårsaket stadig større skader [80]. Skadene kan skyldes at ledningsnettene ikke har klart å holde tritt med økningen i vannmengdene, men også at overvann fører med seg løsmasser som tetter kulverter. Både økende urbanisering og endringer i klimaet har bidratt til økende problem de seneste tiårene [80].

En av de største utfordringene innen klimatilpasning er derfor å dimensjonere infrastruktur for intense nedbørepisoder både i dagens og fremtidens klima. Et viktig grunnlag for dimensjonering av lednings-

nett for overvann i Norge er måleserier foretatt med registrerende nedbørmålere («pluviometre»). Fra disse måleseriene blir det beregnet «dimensjonerende nedbørverdier» (se faktaboks).

I hovedtrekk er det områdene rundt Oslofjorden som har de største nedbørverdiene for varigheter fra ett minutt til én time; Sørlandet har de største verdiene summert over 1–6 timer, mens Vestlandet dominerer for varigheter fra 12 timer og oppover [81]. Figur 3.2.15 viser geografisk fordeling av påregnelig 1-times nedbør med et gjennomsnittlig gjentakintervall på 5 år. I store deler av landet er det dårlig dekning med pluviometerstasjoner, slik at verdiene i figuren er usikre. Men hovedtrekkene er klare: Høye verdier rundt Oslofjorden, på Sørlandet og i deler av Vestlandet; - lave verdier i indre og nordlige strøk.

Ifølge sluttrapporten fra InfraRisk-prosjektet har det vært en økning i hyppigheten av moderate til kraftige nedbørhendelser med 1, 5 og 10 døgns varighet de fleste steder de siste femti årene [82]. Økningen har vært størst (10–30 prosent) i nedbørregionene i vest og sørvest. Intensiteten på de kraftigste nedbørhendelsene har også økt, og regionale endringer i Sørvest-Norge er på opp mot 90 prosent for 10 døgns nedbør.

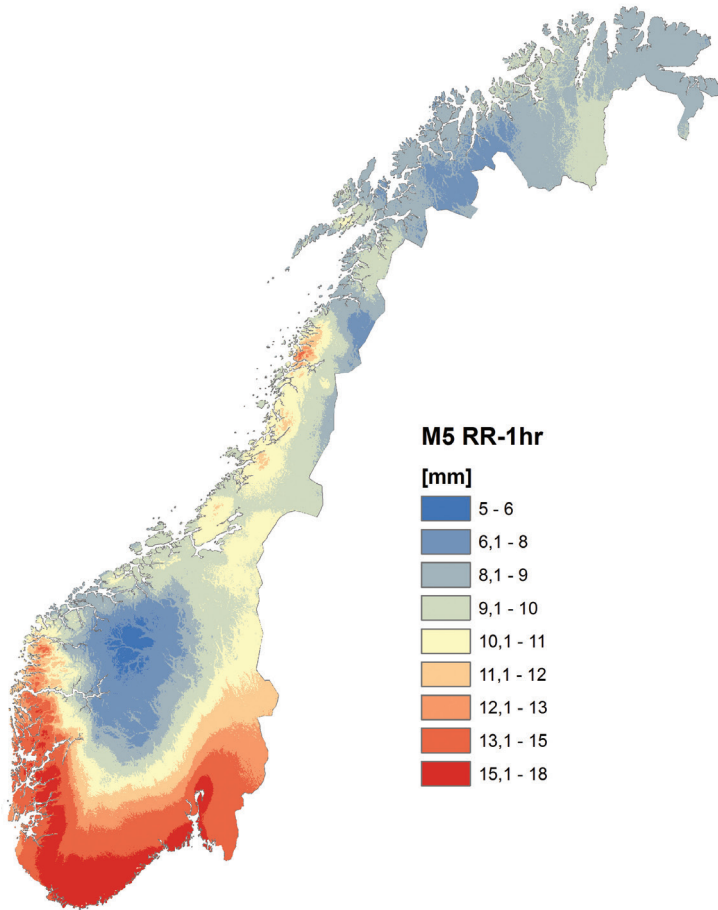
Det er få lange måleserier for nedbørintensitet for kortere varighet enn 24 timer. Den lengste sammenhengende serien for korttidsnedbør er fra Oslo-Blindern. Målingene var i begynnelsen av perioden kun i drift i perioden mai-september. Det er imidlertid i denne perioden de høyeste verdiene forekommer på Østlandet. Figur 3.2.16 viser at det for 1-times nedbør har vært en klar økning i både årets høyeste verdi og hyppighet av høye verdier. Samme tendens

Faktaboks 3.2.2: Dimensjonerende nedbørverdier

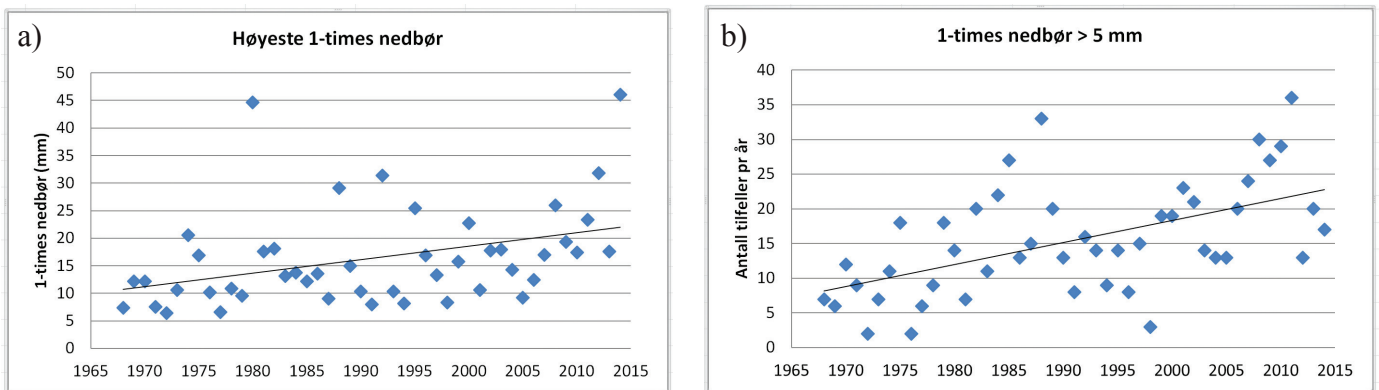
Dimensjonerende nedbørverdier fremstilles ofte som såkalt Intensitet-Varighet-Frekvens (IVF) statistikk, og slike data for norske målestasjoner er fritt tilgjengelige på www.klimaservicenter.no. IVF-statistikk gir et estimat av hvilke intensiteter (mm eller l/s*ha) for ulike varigheter (1 minutt – 24 timer) som må påregnes å inntreffe for ulike gjennomsnittlige gjentakintervall (2 – 200 år).

går igjen også ved andre norske pluviometerstasjoner med lange serier [81]. I InfraRisk-prosjektet ble reanalysedata benyttet til å studere historiske trender for 1, 3, 6, 12 og 24 timer [82]. Det ble funnet at for

de kraftigste nedbørhendelsene i løpet av 1-24 timer har det vært økt intensitet i perioden 1961-2010. Økningen er tydeligst for regionene i vest- og sørvest.



Figur 3.2.15 Figur 3.2.15. Én-times nedbør (mm) med gjentaksintervall på fem år [81]. Kartet er basert på et begrenset stasjonsgrunnlag; - for planleggingsformål henvises til dimensjonerende verdier som kan hentes fra www.klimaservicenter.no.



Figur 3.2.16 Historisk utvikling av 1-times nedbør ved Oslo-Blindern 1968-2014. Årets høyeste verdi (a) og antall tilfeller (mai-september) med mer enn 5 mm i løpet av én time (b).

3.2.3 Vind

Vindforholdene i Norge er vanskelige å analysere; - både når det gjelder langtidsvariasjoner og lokale forskjeller. Dette skyldes at observasjoner av vind er sterkt påvirket av lokale effekter; samtidig som målested, observasjonspraksis og instrumentering har endret seg mye i tidens løp. For eksempel er det i løpet av de siste femti år skiftet fra visuelle (Beaufort skala) til instrumentelle målinger ved flere av målestasjonene med lange vindserier. I stedet for direkte vindmålinger brukes det derfor ofte modellert vind beregnet fra lufttrykksforskjeller ved havoverflaten til å beskrive vindforhold. Men påvirkning fra terrenget fører til at lokal vindretning og vindhastighet kan avvike betydelig fra slik modellert vind. Friksjon fra terrenget virker dempende på vinden, men lokalt kan terrengeffekter bidra til å forsterke vinden. Slik vindforsterking kan forekomme over fjelltopper og rygger i terrenget, og i innsnevninger i dalfører og fjorder. Vinden i fjorder og dalfører blir ofte turbulent; med store variasjoner over korte avstander i både vindhastighet og vindretning.

Tabell 3.2.8 viser verdier for vindhastighet som overskrides i 1 % av tiden basert på hhv. observasjoner og modellberegninger.

Modellberegningene er utført ved å nedskalere globale observasjonsbaserte datasett til et 12x12 km rutenett («NORA10-datasettet», [83]). For målestedene i tabellen er middelverdien av modellert vindhastighet 1-2 m/s lavere enn den observerte. Det at forskjellen mellom observert og modellert vind varierer relativt lite fra stasjon til stasjon tyder på at de observerte romlige variasjonene modelleres ganske godt. Figur 3.2.17a viser at i utsatte områder langs kysten og i høyfjellet er modellert vindhastighet i 1 % av tiden sterkere enn 15 m/s (tilsvarer stiv kuling), mens store deler av lavlandet østafjells har verdier på ca. 6 m/s (labbri). De fleste vindskader på infrastruktur skyldes imidlertid kraftige vindkast. Når sterk vind passerer fjellrygger kan det oppstå kraftige lokale vindkast også i lavtliggende le-områder i fjord- og dalstrøk.

Studier av langtidsvariasjoner av sterk vind er avhengige av hva slags datasett de baseres på. En analyse av langtidsendringer av modellert vind over nordvest-Europa (Britiske øyer, Nordsjøen og Norskehavet) konkluderte med at det ikke har vært noen klar trend i hyppighet av stormer i våre hav- og kystområder siden 1880 [84]. En analyse av hyppighet av sterk vind målt ved et utvalg av norske værstasjoner i perioden 1957-2014 konkluderte

Lokalitet	Midlere vindhastighet for 99 persentil (m/s)		Korrelasjon	Trend (%)	
	Observert	NORA10		Observert	NORA10
Gardermoen	9	7	0,58	2	9
Færder Fyr	17	16	0,61	3	7
Oksøy Fyr	16	15	0,62	-1	2
Utsira Fyr	20	18	0,48	17	5
Svinøy Fyr	22	19	0,68	8	5
Halten Fyr	21	19	0,62	x	2
Tromsø Langnes	13	11	0,78	9*	2
Vardø Radio	16	15	0,42	3	1

Tabell 3.2.8 Middelverdi, trender og samvariasjon i 99-persentil av observert og modellert (NORA10, [83]) vindhastighet 10 m over bakken i perioden 1958-2014. * 1964-2014

med at mens antall hendelser med middelvind over 90-persentilverdi er økende, er det negativ eller ingen trend for 90-persentilen for vindkast [85].

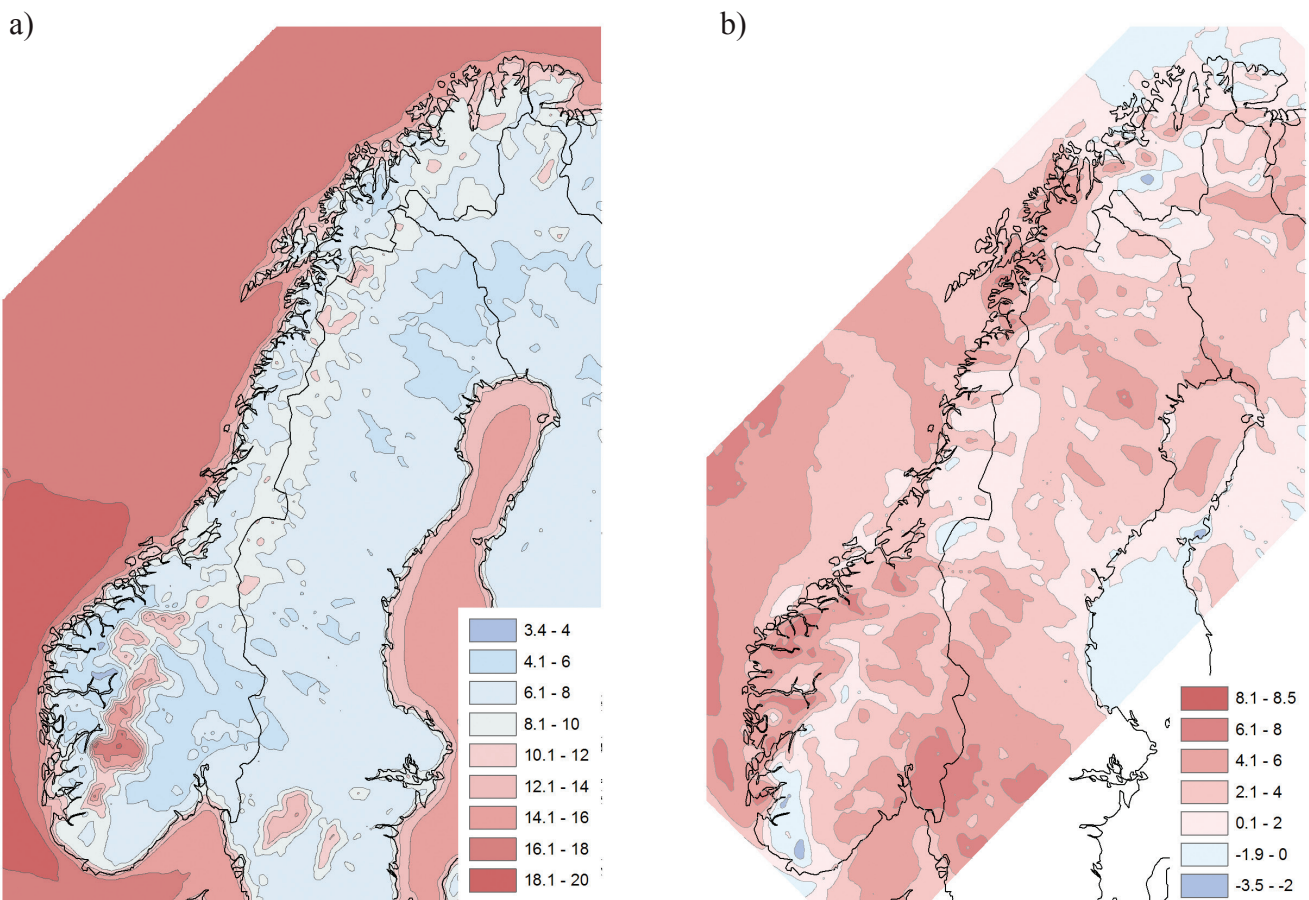
Figur 3.2.18 viser tidsutviklingen i perioden 1958-2014 for vindhastighet som overskrides i 1 % av tiden («99- persentilen») ved Færder og Svinøy Fyr. Figuren viser at det er store år-til-år variasjoner både i verdier basert på observasjoner og modellberegninger. Som nevnt ovenfor er de modellbaserte verdier i hovedsak lavere enn de observerte, men figuren viser at det er en samvariasjon mellom år-til-år variasjonene. Tabell 3.2.8 viser at korrelasjonskoeffisienten mellom observasjons- og modellbaserte årsverdier varierer fra 0,42 til 0,78.

Figur 3.2.18 viser at det for Færder og Svinøy er en positiv trend både for observasjoner og modellverdier. Sammenstillingen i tabell 3.2.8 viser at det for alle de undersøkte stasjonene i hovedsak

er en svak økning (<10 %) i vindhastigheten som overskrides i 1 % av tiden. De observerte trendene vil være påvirket av endringer i målemetoder/ målested gjennom perioden, mens de modellbaserte trendene vil være påvirket av endringer i datatilfanget for modellen [86].

Et landsdekkende mål for endringer i kraftig vind er utarbeidet ved å analysere endringer i den årlige 99-persentilen i modellert vind mellom 1961 og 2010 for hvert punkt i Norge [82]. Resultatene av denne analysen (Figur 3.2.17.b) viser en økning på opp mot 6-8 prosent for deler av Østlandet og Vestlandet. Men det er også områder i Norge med liten eller ingen økning, som i deler av Finnmark og på Sørlandet, samt i enkelte fjellområder i Sør-Norge.

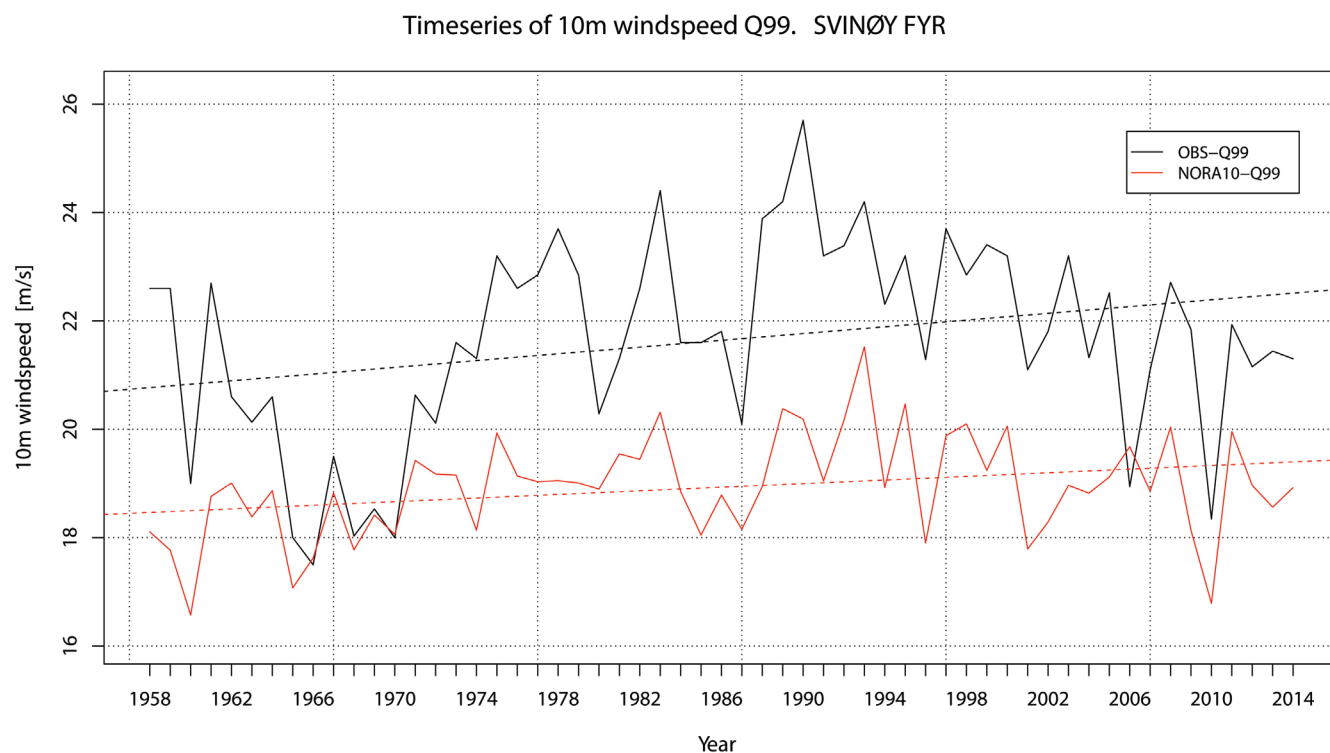
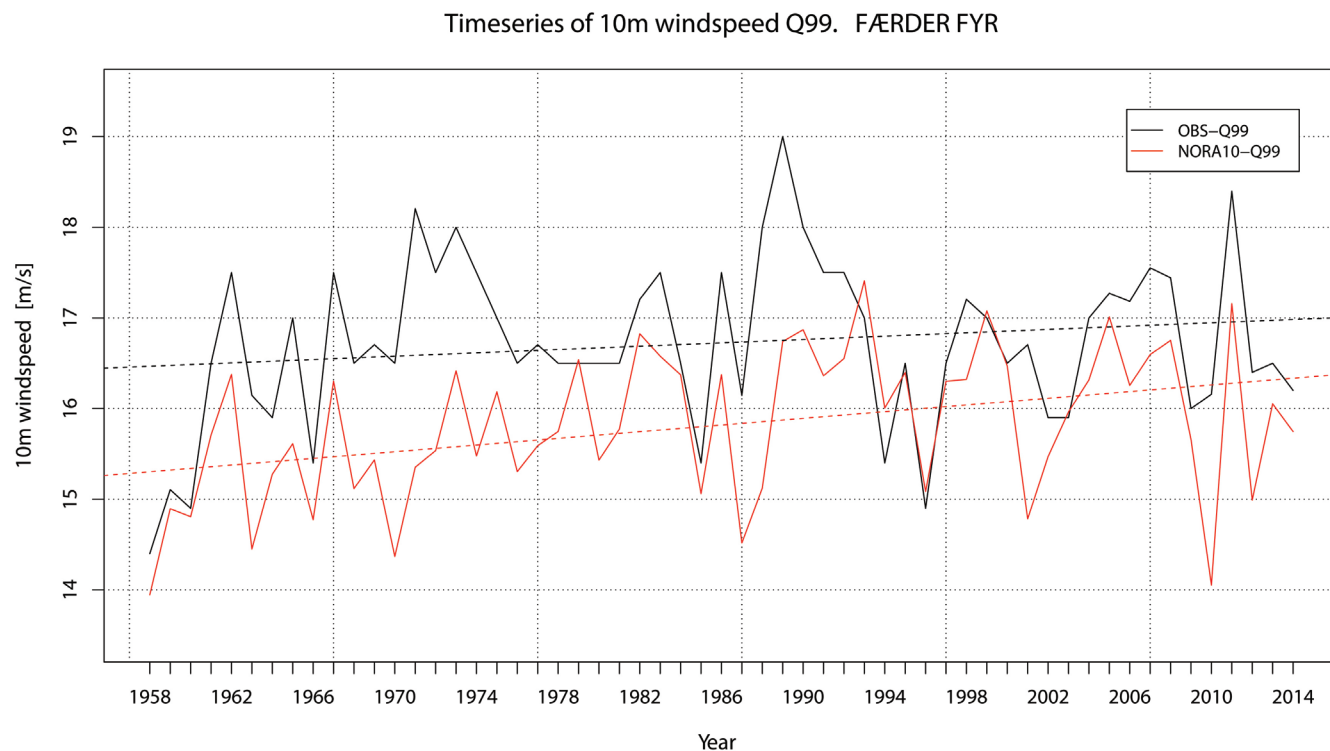
Det er også utført analyser av maksimumsverdier for vindstyrke midlet over 1, 3, 6, 12 og 24 timers-perioder [82]. Én-times-verdier viser en lineær trend



Figur 3.2.17 Modellberegninger av 99-persentil-verdi for vindhastighet fra NORA10-datasettet. a): Årsverdi (m/s) for perioden 1971-2000. b): Lineær trend (%) i perioden 1961-2010.

på ca. 8 prosent for perioden 1961-2010. Det er også en positiv trend for de andre tidsintervallene; - med lavest trend for 12 timers-intervallene. Resultatene viste at de kraftigste vindstyrkene først

og fremst forekom om vinteren. Noen episoder forekom også om høsten, mens det bare er noen få forekomster om våren.



Figur 3.2.18 Tidsutvikling av 99 persentilen for vindhastighet (m/s) 10 m over bakken fra observasjoner (OBS) og modellberegninger (NORA10) ved Færder Fyr og Svinøy Fyr. Stiplede linjer viser lineær trend.

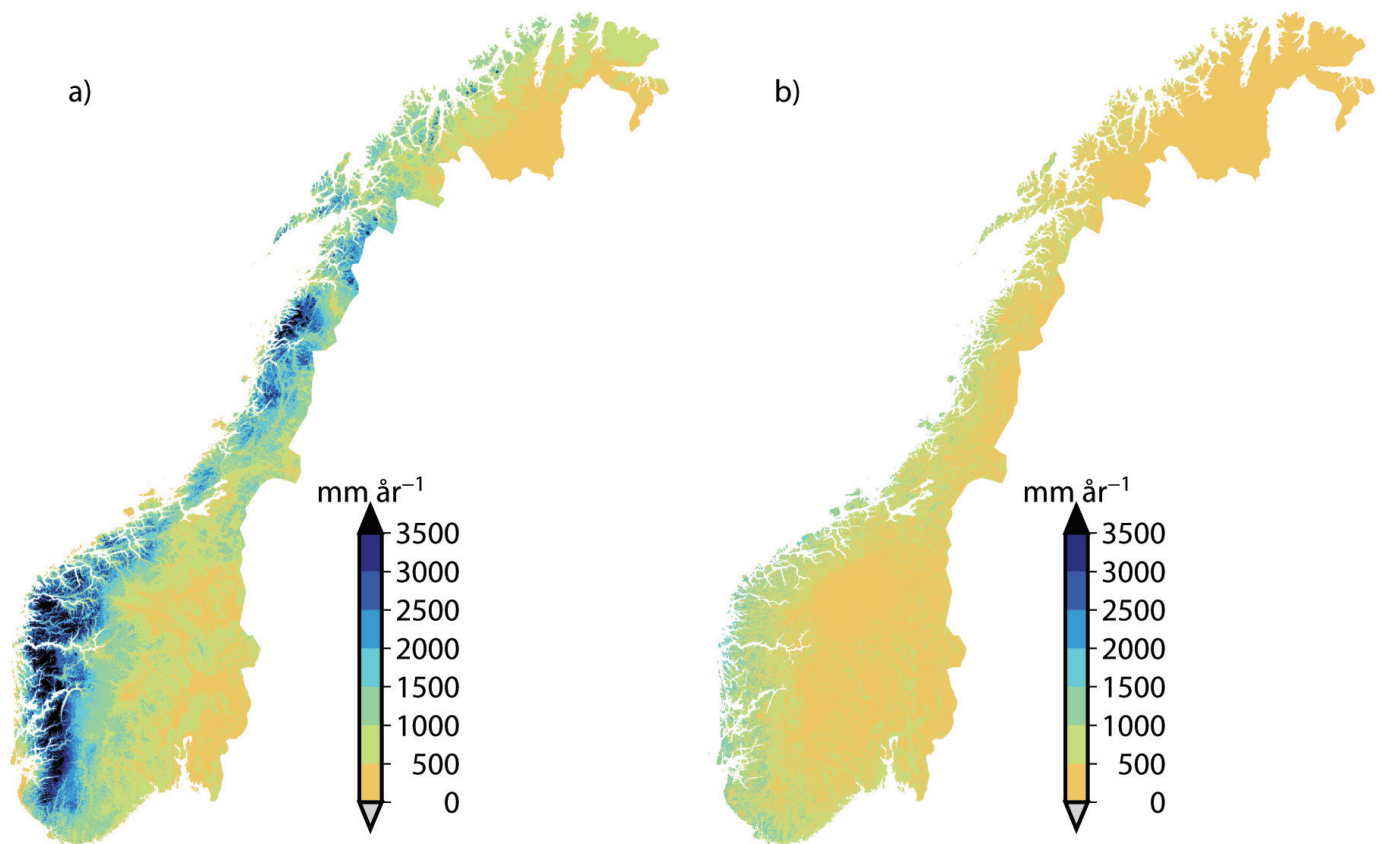
3.3 Hydrologi

Det hydrologiske kretsløpet beskriver hvordan vann faller på landområder i form av nedbør, hvordan det akkumuleres i form av snø og is eller infiltreres ned i bakken som markvann og lagres som grunnvann, hvordan vann fordampes og hvordan det transporteres i elvene til det når havet. Vann fordampes fra havene så vel som fra landområdene og gir grunnlag for ny nedbør. Klimaendringer vil forsterke eller svekke de ulike komponentene i kretsløpet.

3.3.1 Avrenning og fordampning

Normalavrenningen i Norge beregnes for 30-års perioder, som for klimadata (se kapittel 3.2). I denne rapporten brukes perioden 1971–2000 som referanseperiode. Figur 3.3.1 viser avrenning og fordampning i referanseperioden, beregnet ved hjelp av en hydrologisk modell med et landsdekkende

grid med oppløsning $1 \times 1 \text{ km}^2$ [87]. Midlere årlig nedbør for fastlands-Norge er beregnet til litt over 1600 mm (se kapittel 3.2.2), avrenningen er noe over 1100 mm og fordampningen litt under 500 mm. Usikkerheten er anslått til å variere fra 5 til 25 prosent, og den vil normalt øke når størrelsen av området avtar. Forskjellen i normalavrenning er stor mellom ulike landsdeler. Det er estimert en normalavrenning på over 5000 mm/år ved Ålfotbreen i Nordfjord, mens normalavrenningen i mindre, befrie elver i Ottadalen, Lesja og Folldal, samt på indre deler av Finnmarksvidda, er under 400 mm. Fordampningen er estimert til å være over 500 mm i året langs Oslofjorden og i deler av ytre strøk fra Sørlandet til Trøndelag. På breene i høyfjellet er den estimert til å være mindre enn 50 mm i året.



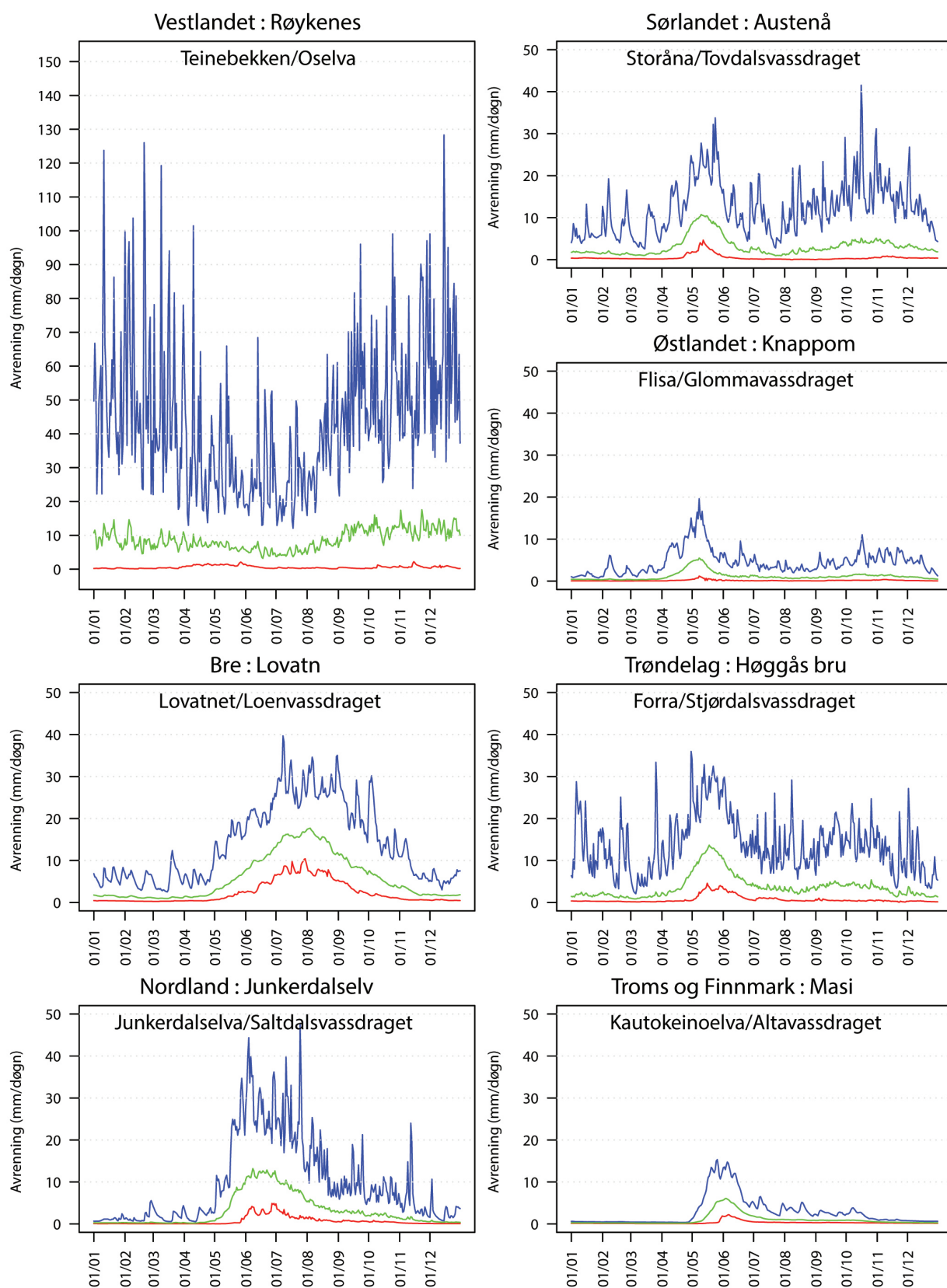
Figur 3.3.1 Årsverdier (mm/år) for a) avrenning og b) fordampning i referanseperioden 1971–2000.

Sesongfordelingen av avrenningen varierer betydelig fra nedbørfelt til nedbørfelt avhengig av hvor i landet og i hvilket høydeintervall feltet ligger. Dette styres i hovedsak av nedbør, akkumulasjon av snø om vinteren og når snøsmeltingen inntreffer. I figur 3.3.2 er Norge delt inn i seks avrenningsregioner, som er basert på inndelingen i [88]. Grensene mellom hver region følger grensene mellom ulike vassdrag. I figur 3.3.3 vises eksempler på midlere, høyeste og laveste daglige verdi over året i referan-

seperioden for utvalgte nedbørfelt for hver av disse regionene. I tillegg er det lagt til et nedbørfelt som representerer områder med bre (Lovatn). Mens de mest kystnære nedbørfeltene har høyest avrenning om vinteren og høsten, har nedbørfelt på indre Østlandet og i de nordligste delene av landet, samt brefelt, høy avrenning om sommeren og svært lav avrenning om vinteren.



Figur 3.3.2 Avrenningsregioner i Norge. Markørene viser hvor vannføringen i utvalgte nedbørfelt er målt, se også figur 3.3.3.

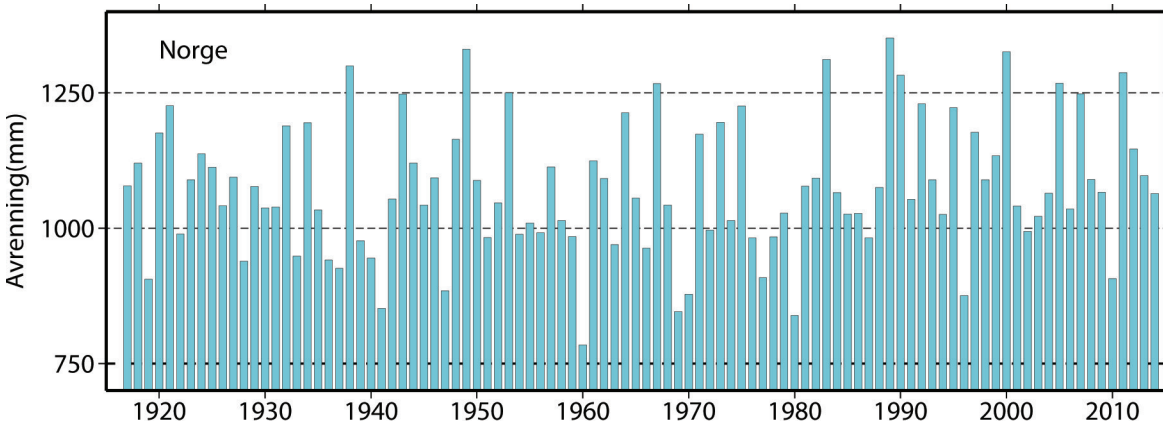


Figur 3.3.3 Normal (grønn), høyeste (blå) og laveste (rød) observerte avrenning (mm/døgn) for hver dag i året for utvalgte nedbørfelt i Norge i perioden 1971-2000. Stedet der vannføringen er målt er markert i figur 3.3.2.

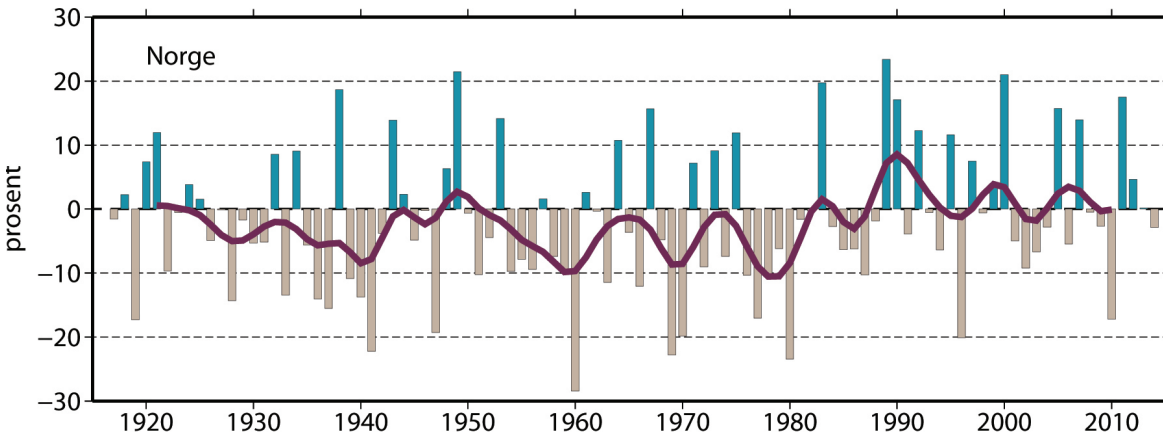
De eldste kontinuerlige målingene av vannstand og vannføring i Norge går tilbake til slutten av 1840-årene i nedre del av Glomma. De lengste dataseriene i andre vassdrag i Sør-Norge går tilbake til 1890-årene. I Midt- og Nord-Norge går de lengste dataseriene tilbake til begynnelsen av 1900-tallet. Mange av de lengste dataseriene i Norge er sterkt påvirket av vannkraftreguleringer i deler av perioden. Dersom det ikke er overføringer ut eller inn av vassdraget og det ikke er store flerårs-magasiner, er de årlige middelvannføringene lite påvirket. På grunn av manøvreringen av magasinene gjennom året vil det være store endringer i sesongfordelingen av avrenningen. Disse endringene kan være større enn det klimaendringer kan forventes å forårsake. Det kan være vanskelig å skille effekt av reguleringer og andre inngrep som avskoging,

drenering og urbanisering i vassdraget fra følgene av klimaendringer alene.

Årlig totalavrenning fra Norges vassdrag ble for perioden 1916-2010 beregnet basert på observert årsavrenning ved drøyt 180 målestasjoner [88]. I figur 3.3.4 er denne tidsserien oppdatert til 2014. Summen av observert årsavrenning og anslått årsavrenning fra de områder som ikke dekkes av disse stasjonene er benyttet. Figuren viser at det er stor variasjon i avrenningen fra år til år; fra under 800 mm til over 1300 mm. Avviket i avrenning for hele Norge i forhold til referanseperioden 1971-2000 er vist i figur 3.3.5, mens tilsvarende figurer for ulike regioner i Norge er vist i figur 3.3.6.



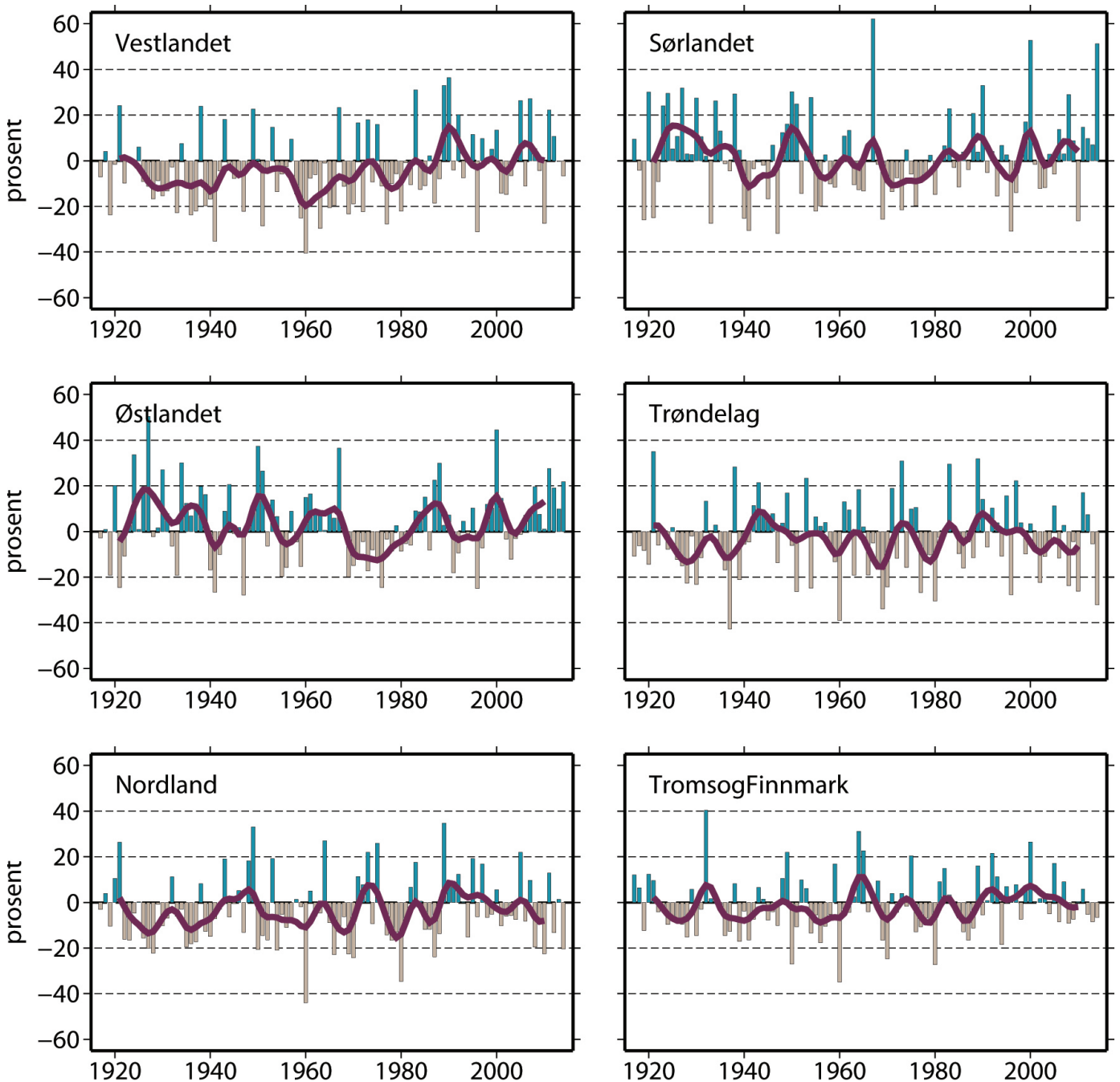
Figur 3.3.4 Totalavrenning (mm/år) for Norge. Oppdatert fra [88].



Figur 3.3.5 Avvik (%) i avrenning i Norge i forhold til referanseperioden 1971-2000. Oppdatert fra [88]. Mørk rød linje viser langtidsendringene beregnet ved hjelp av et gaussisk filter (10 år).

Vannføringen i norske vassdrag er styrt av hvilke lavtrykksbaner som dominerer i ulike år. Norsk topografi fører til forsterket nedbør på lo-siden og regnskygge på le-siden (se figur 3.2.9). Vannføringen avviker derfor fra år til år med en klar kontrast mellom ulike landsdeler, mest markert mellom

Østlandet og Vestlandet og mellom Østlandet og Midt-Norge, se også figur 3.3.6. Tabell 3.3.1 gir prosentvis forskjell i årsavrenning mellom ulike tidsperioder i norske regioner, og for Norge som helhet.



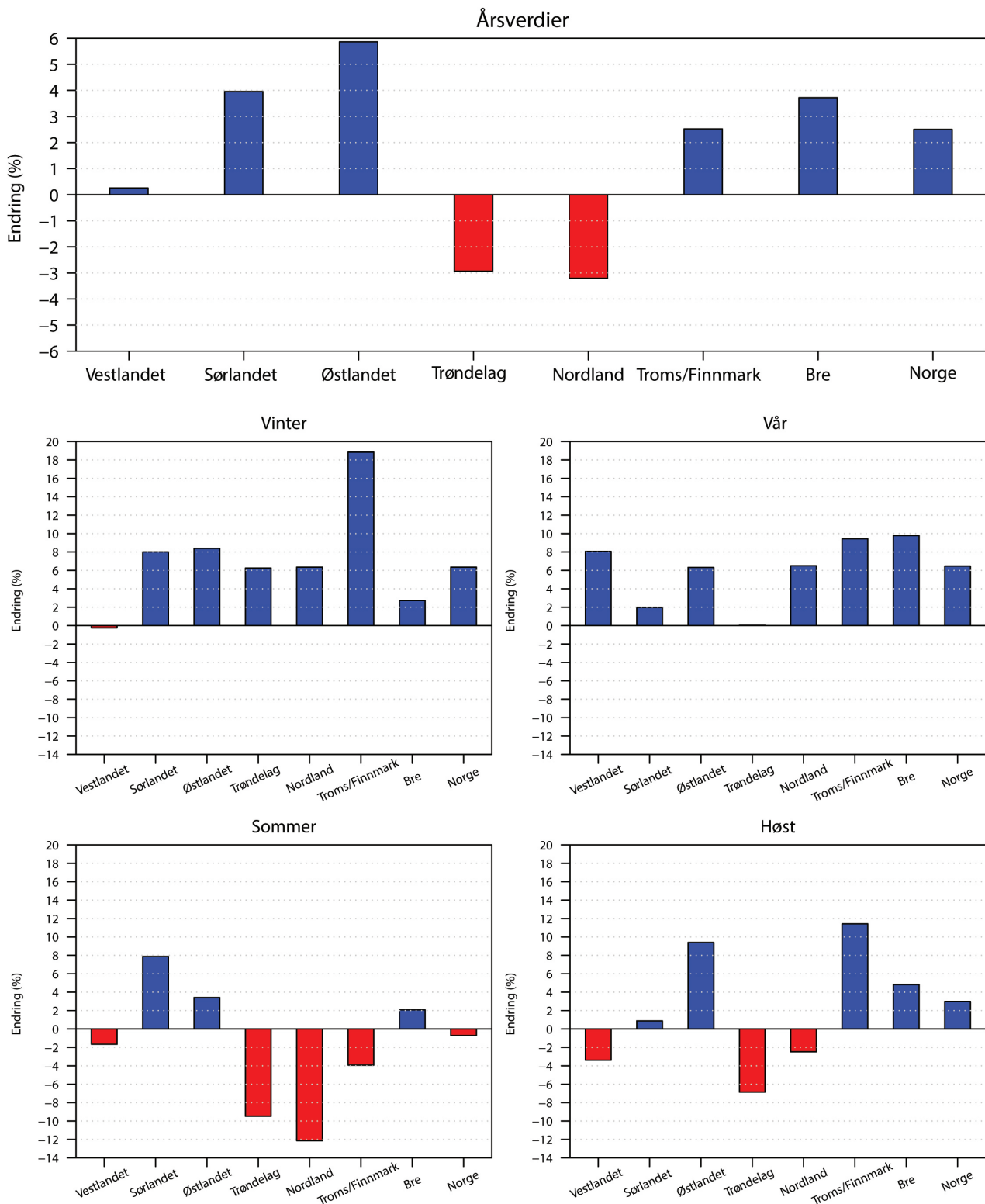
Figur 3.3.6 Avvik (%) i avrenning for ulike regioner i Norge i forhold til referanseperioden 1971-2000. Oppdatert fra [88]. Mørk rød linje viser langtidsendringene beregnet ved hjelp av et gaussisk filter (10 år).

Årsavrenningen for Norge sett under ett er litt større for perioden 1985-2014 i forhold til referanseperioden 1971-2000. Endringene i årsavrenning er svært små sammenliknet med de variasjonene man kan ha fra et år til et annet. Sammenligner vi periodene 1971-2000 og 1985-2014 for de ulike årstidene, har det derimot vært større endringer, se figur 3.3.7. Når man ser på avrenning for ulike årstider, er det en forutsetning at måleseriene som ligger til grunn ikke er påvirket av reguleringer. Det er derfor færre stasjoner som inngår i beregningene for årstidsendringer (figur 3.3.7) enn for årsen-

dringer (figur 3.3.6). Dette gjør at endringene vi ser i figur 3.3.7 for noen regioner bygger på få stasjoner og derfor er følsomme. Vi får likevel et bilde av de dominerende trekkene. De mest konsistente endringene på landsbasis er større avrenning om vinteren og våren, der det i begge årstider har vært en økning på 6 %. Trendanalyser av lange tidsserier (1920-2005) for Norge bekrefter endringene man ser ved å sammenlikne 1985-2014 med 1971-2000, med klare trender mot økt vannføring om vinteren og våren, og tidligere snøsmelting [50].

Region	Øst-landet	Sør-landet	Vest-landet	Trøndelag	Nordland	Troms og Finnmark	Norge
1961-1990	1	0	-4	-3	-3	-1	-2
1971-2000	0	0	0	0	0	0	0
1981-2010	5	3	1	-2	-1	1	1
1985-2014	7	5	2	-3	-2	0	1
1986-2005	3	2	3	-1	1	2	2

Tabell 3.3.1. Prosentvis forskjell i årsavrenning mellom ulike tidsperioder i norske regioner (Figur 3.3.2) og for Norge som helhet. Verdiene viser prosentvis avvik mellom gjennomsnittlig årsavrenning for ulike tidsperioder og referanseperioden 1971-2000. Data fra [88].



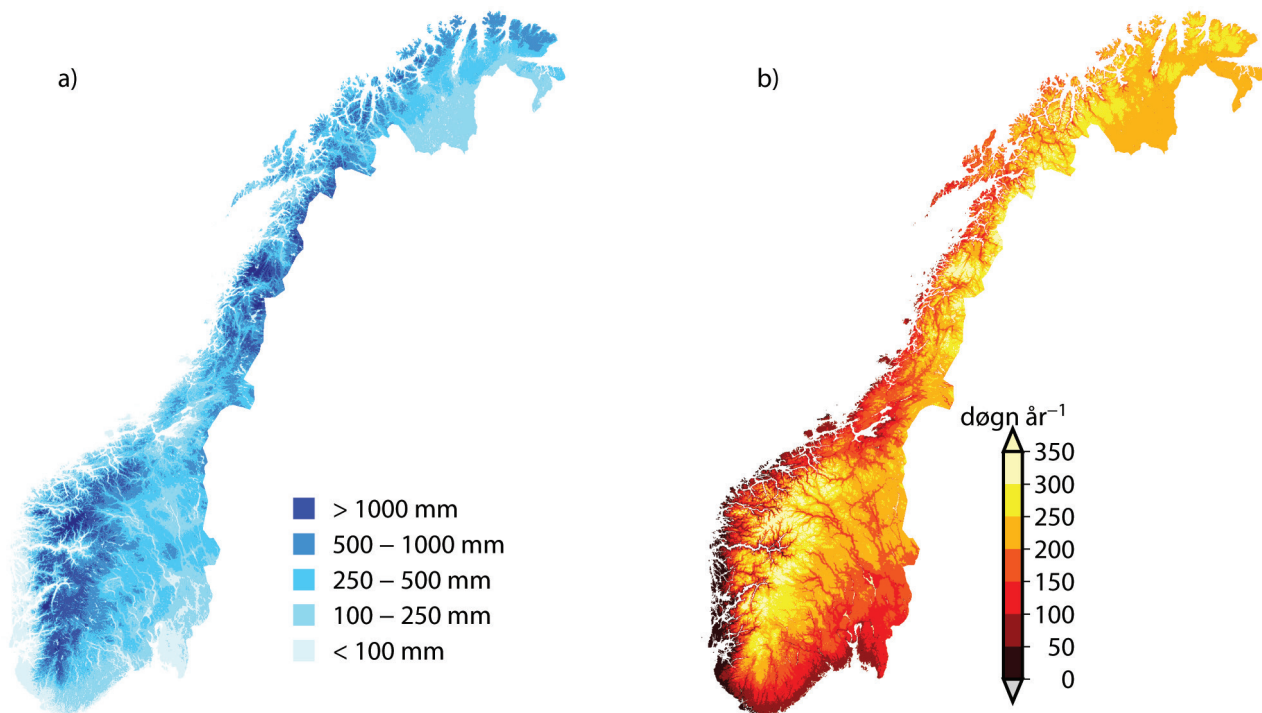
Figur 3.3.7 Endring (%) i årsmidler og sesongmidler for avrenning fra perioden 1971–2000 til 1985–2014.

3.3.2 Snø

I referanseperioden har så godt som hele Norge snødekke i hele eller deler av vinteren. Unntaket er mindre områder ytterst på kysten, der snødekket er ustabil og i flere år kan mangle. Figur 3.3.8a viser midlere maksimal årlig snømengde uttrykt i millimeter vann vist. Totalt varierer maksimal årlig snømengde fra nær null til over 2000 mm. Varigheten av snødekket varierer betydelig fra kystnære områder med nær null dager til relativt store områder med snødekke i over 200 dager. I Sør-Norge har vi snødekt areal (mer enn 5 cm) i over 200 dager over ca 800 moh og i Nord-Norge finnes snødekt areal i over 200 dager i ca 500 moh. Breene har snø/isdekke hele året. Figur 3.3.8 viser varigheten (døgn/år) av snødekket bakke i referanseperioden.

I en analyse av over 1300 målesteder for snømengde finner vi at i Sør-Norge, over 850 moh, har snømengden økt i perioden 1931-2009 [90]. Ser vi bare på de to siste tiårene av analyseperioden finner vi imidlertid at økningen bare gjelder for områder over ca 1350 moh, og vi finner negative

trender for snømengde under denne høyden (figur 3.3.9). Et liknende bilde finner vi også for Midt- og Nord-Norge, men signalene er ikke så klare som for Sør-Norge. Analyser av snødybdeobservasjoner fra 926 målesteder for perioden 1961-2010 viste for målesteder i innlandet en generell positiv trend (økt snødybde) for perioden som helhet, mens signalene var svake ved målesteder langs kysten [91]. En analyse basert på data fra de siste 100 år [92] viste at snøsesongen er blitt kortere ved de fleste av de 41 målestedene som var med i denne analysen (figur 3.3.10). Ved de fleste målestasjonene var det en klar tendens til at snøsesongen starter senere og slutter tidligere enn før. Også for maksimal årlig snødybde var det en klar overvekt av negative trender. For gjennomsnittlig snødybde og antall dager med skiføre (her definert som antall dager med snødybde større enn 25 cm) var det ingen klar overvekt av verken positive eller negative trender. Endring i maksimal daglig økning i snødybde er en nyttig variabel både for snøbrøyting og snølaster på tak. For denne variabelen viste analysene av 100-år lange serier en rekke stasjoner med positive trender (figur 3.3.10). En god del av disse er i Nord-Norge, mens negative trender dominerer på Østlandet.

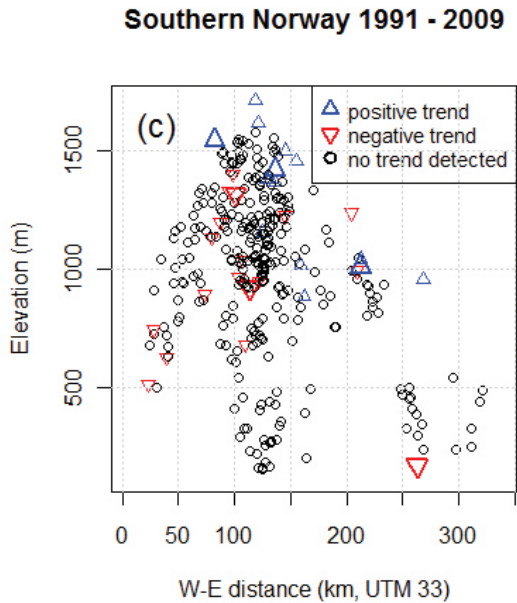


Figur 3.3.8 a) Midlere maksimal årlig snømengde (i mm vannekvivalent) og b) varighet (døgn/år) av perioden med snødekke i referanseperioden 1971–2000.

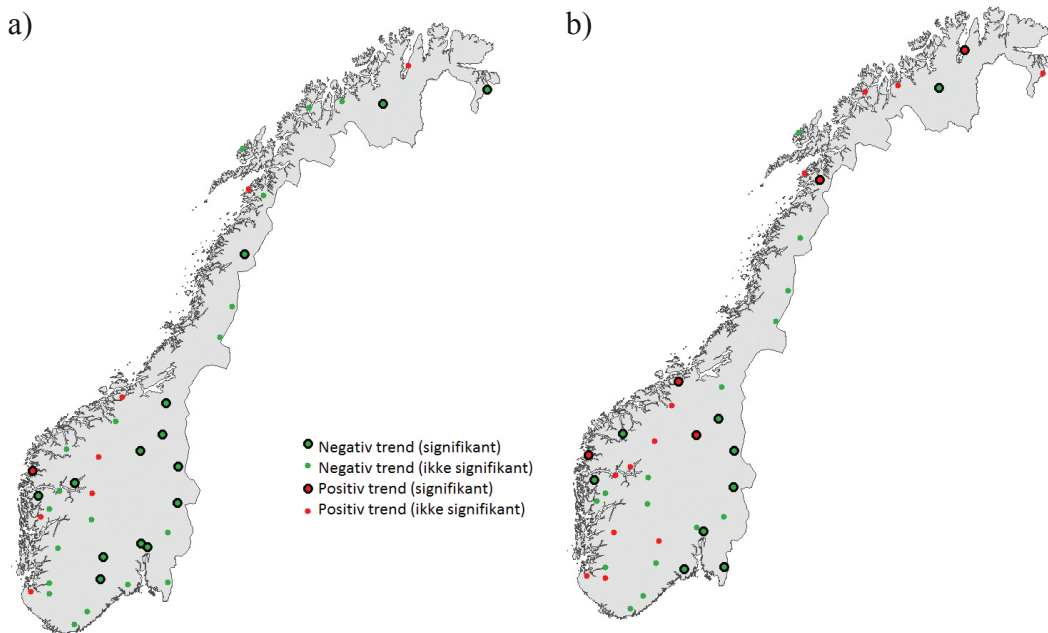
Merk at høyfjellsmålinger var godt representert i studiene [90] og [91], mens de var dårlig representert i analysen av de 100 år lange seriene [92].

Snøakkumulasjon er sterkt påvirket av høyde over havet og avstand fra kysten. I studier av varias-

jonene i snømengde og snødybde har både temperatur- og nedbørforhold vært brukt som forklaringsvariable [90, 91]. I kystnære og vestlige områder kan temperaturøkning forklare negative trender i snømengde og snødybde, mens endringen av nedbør forklarer trender av snø i innlandsstrøk.



Figur 3.3.9 Trender av snømengde i Sør-Norge i perioden 1991-2009. Trendene er plottet som funksjon av øst-vest retning (x-aksen) og høyde over havet (y-akse) [90]. Trykket med tillatelse fra Hydrology Research

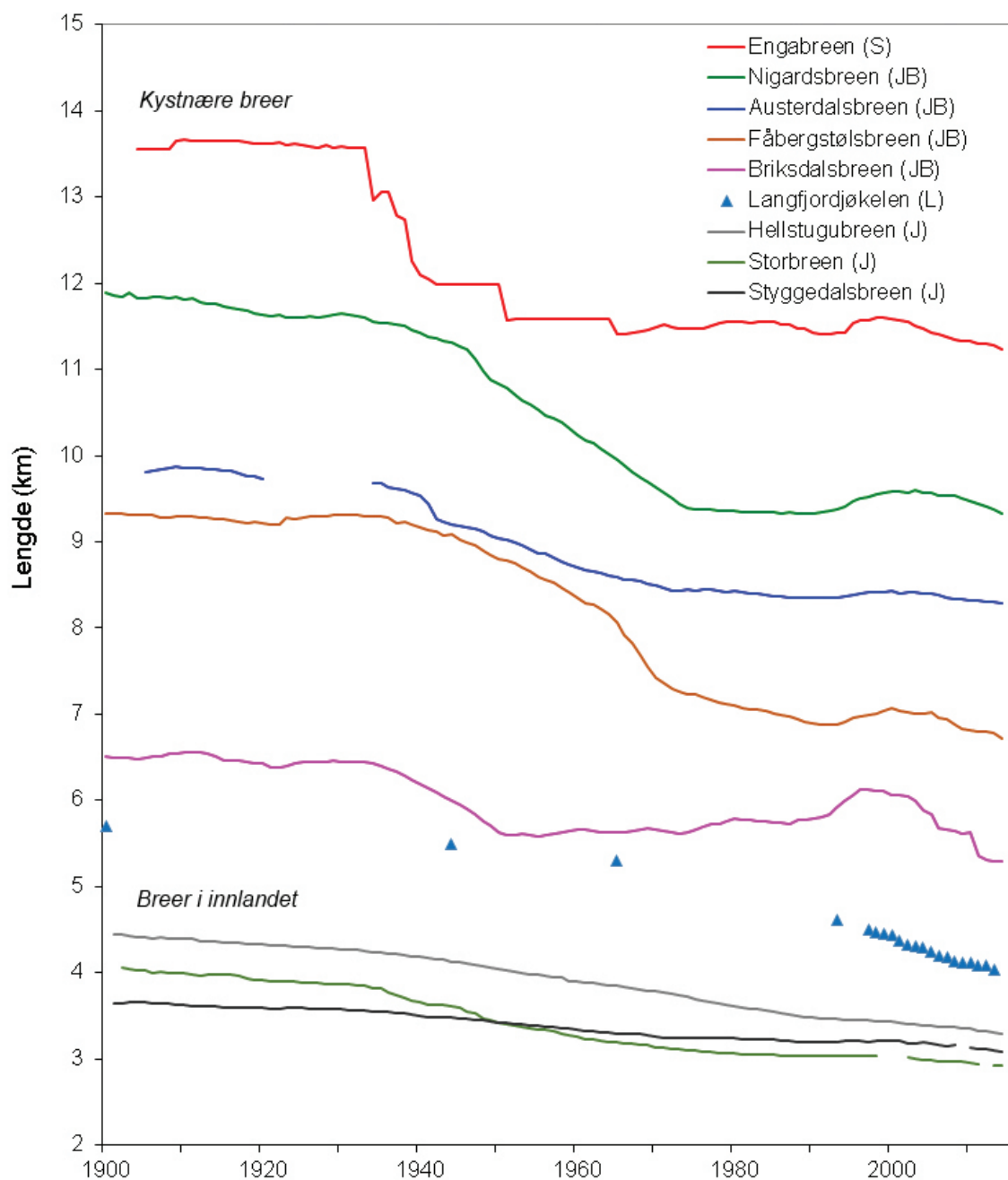


Figur 3.3.10 Trend de siste 100 år i a) antall dager med snødekket bakke, og b) maksimal snødybdeøkning i løpet av et døgn. Det er noe ulikt start- og sluttår for analysene for de ulike målestedene, men tidsperioden er fra slutten av 1800-tallet til ca. 2005 [92].

3.3.3 Isbreer

I dag er om lag 2700 km² av Norge dekket av bre og flerårig is [93]. Totalt utgjør isvolumet i underkant av 300 km³, de tykkeste ismassene er målt på Svar-tisen og Jostedalubreer. Her er isen rundt 600 m på det tykkeste [94]. Enkle avstandsmålinger til norske brefronter startet i Norge rundt 1900 og viser at

norske breer hovedsakelig smeltet tilbake på 1900-tallet, enkelte breer så mye som 2,5 km, men med store variasjoner fra bre til bre, se også figur 3.3.11. Breer i innlandet har med få unntak smeltet tilbake i hele perioden, mens mange kystnære breer har hatt perioder med tilbaketrekning og framrykk.



Figur 3.3.11 Frontendringer på breer i Norge fra 1900 til 2014. Breene har en bokstav bak navnet som viser område: S- Svartisen i Nordland, JB- Jostedalubreer i Sogn og Fjordane, L- Langfjordjøkelen i Finnmark, J- Jotunheimen i Oppland. Data: NVE.



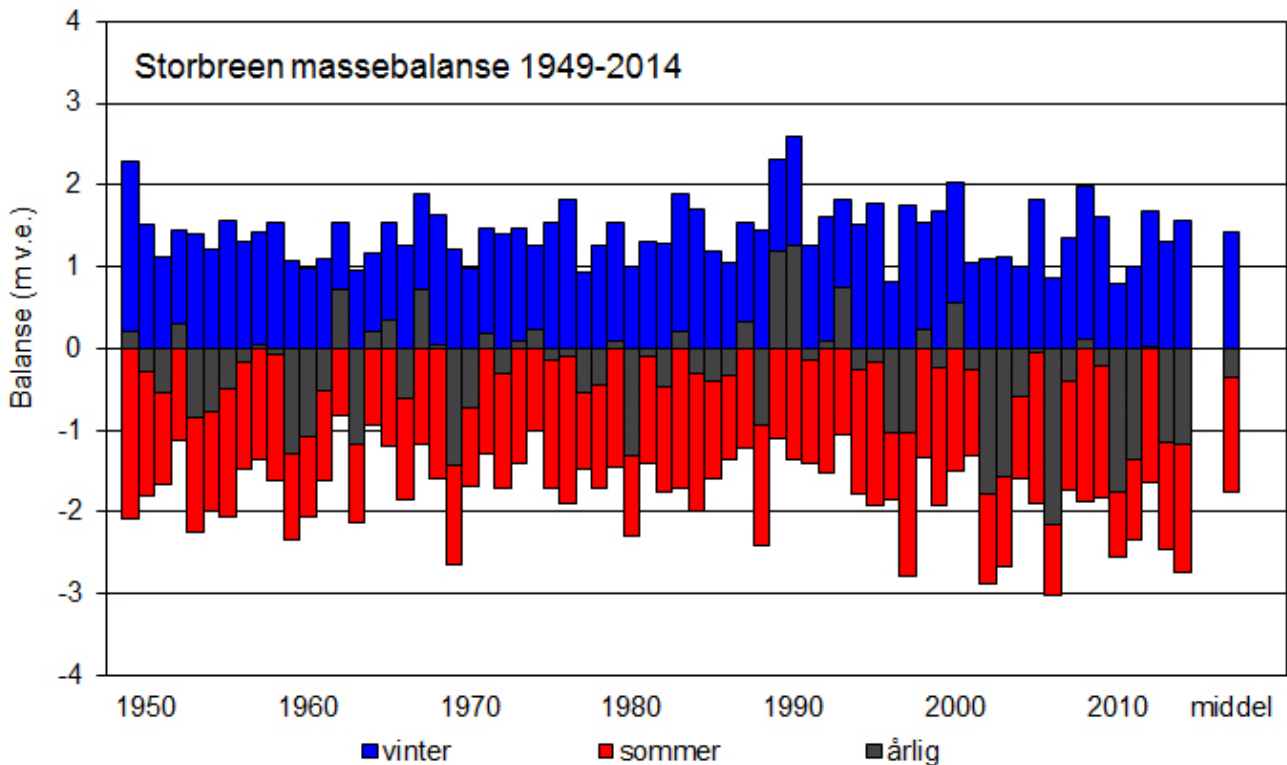
Figur 3.3.12 Briksdalsbreen er en kort og bratt bre som reagerer raskt på klimaendringer. I 1996 har breen hatt et fremrykk over flere år etter nedbørrike vintre. Etter dette har breen trukket seg tilbake og i 2014 er den nedre delen delt i to og breen har smeltet tilbake 800 m. Foto: Stefan Winkler og Erling Brigsdal.

Den årlige massebalansen for en bre utgjøres av snøakkumulasjon om vinteren (vinterbalansen) og smelting av snø og is om sommeren (sommerbalansen). Forskjellen mellom disse kaller vi den årlige massebalansen. Litt forenklet sagt kan vi si at breene er avhengige av sommertemperatur og av vinternedbør. De første massebalansemålingene i Norge ble igangsatt i 1949 på Storbreen i Jotunheimen, og måleserien er den nest lengste massebalanseserien i verden (figur 3.3.13). Målingene viser at breen i perioden 1949 til 2014 har minket tilsvarende en vannsøyle på 23 m vann jevnt fordelt over breen, dette utgjør 0,35 m vannekvivalenter (v.e.) i året. Målingene viser også at smeltingen har økt gjennom perioden, og de fire årene med størst smelting har alle skjedd på 2000-tallet (hhv 2006, 2002, 2010 og 2003). Gjennomsnittlig breminking er 0,88 m v.e. for perioden etter 2001 og 0,20 m v.e. for perioden før 2001. NVEs målinger av massebalanse på en rekke breer i Norge viser at de maritime breene hadde overskudd i perioden 1963-2000, mens de kontinentale breene inkludert Storbreen hadde et betydelig underskudd. Overskuddet skyldtes snørike vintre i perioden 1989-1995 og understreker viktigheten av vinterbalanse for norske breers massebalanse [95]. Den største minkingen har skjedd for den nordligste breen, Langfjordjøkelen i Finnmark. Målinger av breens istykkelse og massebalanse viser at breen har mistet en tredjedel av sitt volum siden 1966 [96].

I likhet med andre breområder i verden har norske breer variert mye i utbredelse. Kartlegging av norske breers utbredelse fra satellittbilder og topografiske kart viser at det norske brearealet er redusert med 11 prosent siden 1960-tallet [97]. Kartleggingene synliggjør også store regionale forskjeller. Mens arealet av fem platåbreer i Finnmark er redusert med 28 prosent fra 1966 til 2006, er det kun små totale endringer av breene i Svartisenområdet fra 1968 til 1999 [93]. I 1990-årene begynte mange kystnære breer å rykke fram (figur 3.3.11). Fra 2000 har det vært et markert skifte for breene i Norge, og en rask tilbakesmelting har blitt observert ved mange breer. De fleste breene er nå mindre enn de har vært på flere hundre år.

3.3.4 Is på innsjøer og elver

I referanseperioden finner man islagte innsjøer og elver i store deler av Norge i hele eller deler av vinteren. Unntaket er mindre områder ytterst på kysten, der isdekket er fraværende eller er ustabil. Det er store variasjoner i isforholdene fra år til år og fra område til område. Men med basis i det generelle temperaturregimet i Norge, som også reflekterer isforholdene, har man klassifisert Norge i tre isregimer [99]: a) kontinentalt isregime hvor man generelt har stabile isforhold etter islegging; b) maritimt regime hvor man har variable isforhold gjennom vinteren; og c) et regime hvor man sjelden har is; Det siste området er i en smal sone langs



Figur 3.3.13 Massebalanse målt på Storbreen i Jotunheimen, 1949-2014. Data: NVE.

kysten av Sørlandet, Vestlandet og Trøndelag, og noen store lavtliggende innsjøer på Østlandet.

Det finnes få lange tidsserier for islegnings- og isløsningstidspunkter fra norske innsjøer og elver. En analyse av 27 lange tidsserier (ca. 150 år) fra den nordlige halvkule har vist at islegging er forsinket med ca. 6 dager per hundre år mens isløsningen er fremskyndet med samme rate. Dette har resultert i at den islagte perioden er redusert med nesten 14 dager. For Mjøsa fant man i perioden 1865-2008 en reduksjon i islagt periode på 1,25 dager per tiår [100]. En undersøkelse av endringer i islegging og isløsning (og antall dager med islegging) på Øvre Heimdalsvatn øst i Jotunheimen i perioden 1969-2008 viser at isleggings- og isløsningstidspunktet var forsinket med respektive ni og seks dager i løpet av perioden [101]. Tilsvarende endringer har man også sett for Atnasjøen (Hedmark) hvor antall dager med is er blitt redusert med 8-11 dager i perioden 1954 til 2008 [102]. Disse dataene som er fra de siste 30-40 årene (Øvre Heimdalsvatnet, og Atnasjøen og internasjonalt), indikerer at forandringen har skjedd raskere i denne perioden enn i foregående perioder. En mer omfattende studie av flere stasjoner (47 forskjellige stasjoner med i alt 119 serier) og over

lengre tid [100] har vist at det ikke var noe entydig signal verken i isleggings- eller isløsningstidspunktene. Både positive og negative trender (positiv betyr tidligere islegging mens negative betyr senere islegging mens det er motsatt for isløsningstidspunktene) ble funnet i isleggings- og isløsningstidspunktet. For de lengste seriene (i alt 10 serier) var det flere serier som antydte at isløsningen skjer tidligere enn senere.

3.3.5 Flom

Flommer skyldes snøsmelting, snøsmelting i kombinasjon med regnvær, langvarig regnvær og intense skybrudd. Hvilke årsaker som dominerer, varierer fra periode til periode og landsdel til landsdel. Større regnflommer var særlig vanlige i 1930-årene og etter 1987, begge varme perioder. I boken «Flom i Norge» [51] gis en detaljert oversikt over flommer i ulike landsdeler i historisk tid.

De store vassdragene på Østlandet og i Trøndelag består både av lavlandsområder, bratte lier rundt innlandsdaler og høyfjellsområder. I de fleste år inntrer snøsmeltingen til ulike tider i ulike deler av nedbørfeltene. I tillegg til en lavlandsflom typisk i april-mai kan det være en flom fra fjell-liene og lavfjellet

i mai–juni. Flommen fra høyfjellet inntreffer gjerne i juli. For å få storflom er det nødvendig at flommene fra to eller tre høydenivåer kommer samtidig og gjerne at det regner i tillegg. Dette er en viktigere forutsetning enn at snømagasinet er stort før flommen kommer. Storflommer forekommer gjerne i år med kjølig vår med forsinket snøsmelting etterfulgt av brå temperaturøkning kombinert med regn. Gjennom historiske nedtegnelser kjenner vi til flere storflommer på Østlandet. Den mest kjente er «Storofsen» i 1789. I nyere tid er flommene i 1966, 1967 og 1995 («Vesleofsen») godt dokumentert og vi har også de siste årene hatt flere flommer som har forårsaket svært store skader. Flommene i juli 1789, juni 2011 og mai 2013 er eksempler på flommer som skyldtes kraftig regnvær fra sør-sørøst kombinert med noe snøsmelting i høyfjellet. Intense skybrudd kan gi stor skade lokalt som ekstremværet Frida, i august 2012. Enkelte år gir langvarig regnvær fra sørvest store høstflommer på Østlandet som i 1987 og 2000.

På Sørlandet er det vanlig med vårfloam i de store vassdragene som Nidelva, Tovdalselva og Otra. Mange av de største flomhendelsene skyldes likevel kraftig regnvær fra sørøst til sørvest. «Storofsen» rammet så vel Nidelva som Otra, selv om flommen der var betydelig mindre enn i vassdragene på Østlandet. Det er dokumentert mange store regnflommer som lokalt har gjort betydelig skade, som i 1987 og 1992. I 1986 forårsaket rester av den tropiske orkanen *Charlie* lokal regnflom på kysten av Aust-Agder. Mange av disse flommene har også rammet Jæren.

De fleste Vestlandsflommene er høstflommer og skyldes kraftig regnvær, gjerne i kombinasjon med snøsmelting. Enkelte storflommer som rammer Østlandet, kan også slå over til vassdrag på Vestlandet fra vannskillet til de innerste fjordstrøkene som i Hardanger, Aurland, Lærdal, Årdal, Stryn, Geiranger og Sunndalen. Flommen i 1860 er den største kjente både i Årdal og Lærdal. Fjellflommen i juni 1950 er den største kjente i elver mot Sørfjorden. En sjelden gang kan rester av tropiske orkaner forårsake flom lokalt på Vestlandet. Dette var for eksempel tilfelle i september 2004 (Karl) og september 2005 (Maria/Nate) Disse flommene rammer særlig i ytre og midtre strøk. I elva Vosso er gamle flommer godt dokumentert. Der er det kjent tolv større flommer fra tiden før man begynte med systematiske

målinger (1892). Også i 1899, 1918, 1989, 1995 og 2005 var det storflommer, men flommen i oktober 2014 var større enn disse. Det er trolig at vi må tilbake til 1790 for å finne en større flom i Vosso. Flommen i 2014 var også spesielt stor i Sunnhordaland, Hardanger, indre Sogn og i Gaularvassdraget. Flommen skyldtes kraftig nedbør fra sørvest over en tredagersperiode, totalt 200 – 300, over store områder. Skadeomfanget ble svært stort med innrapporterte skader på mer enn 1000 eiendommer i tillegg til omfattende skader på infrastruktur.

I Sør-Trøndelag har store skadeflommer rammet i juli 1789, juni 1918 og i august 1940 og 2011 og mars 2012. Disse flommene var regnflommer, selv om snøsmelting bidro til flommene i 1918 og 2012. De fleste av disse flommene skyldes varmlufttilførsel fra sørøst. De store vassdragene har også utpregete vårfloam, som ofte faller sammen med vårfloam på Østlandet. På kysten av Trøndelag kan store regnflommer ramme om vinteren, som i januar 1932 og januar 2006. Vinterflommene med store isganger har også rammet høyt oppe i Driva, Orkla, Gaula og Nidelva som i julen 1881.

Kysten av Nordland domineres av lokale regnflommer sent på høsten og om vinteren. De er forårsaket av kraftig regnvær fra vest-sørvest. Disse flommene blir ikke alltid så store som nedbørmengdene tilsier, fordi nedbøren faller som snø i de høyeste delene av nedbørfeltene. To slike store flommer inntraff i oktober 1962 og i januar 2002. I vassdrag i innlandet er likevel vårfloam den vanligste flomtypen. I Saltdalselva var det storflom i 1922. Flom og sørpeskred i mai 2010 i fjellet skyldtes fönvind og kraftig nedbør kom inn fra sørøst. Vestre Svartisen ble i august 1971 rammet av to storflommer, som begge skyldtes rester av tropiske sykkloner. I juni 2011 var det igjen relativt stor flom i enkelte vassdrag i Nordland og i desember 2013 ga kraftig regn kombinert med snøsmelting stor flom i Nordland, særlig i kystnære vassdrag.

I Troms går mange nedbørfelt opp i større høyder enn i Nordland. Snøsmelteflommer om våren er dominerende, selv om det har vært noen få store flommer i oktober som følge av kraftig regnvær. Fylket ble rammet av to store regnflommer i oktober 1959 og 1964. Flommen i 1959 er den klart største

observerte i Salangselva og førte til tap av liv. Flommen i 1964 rammet særlig Tromsø-området, men var også stor i deler av Nordland. I slutten av juli 2012 førte varmluft og regn fra sørøst til en storflom i blant annet Målselv.

I Finnmark er de store vårflommene dominerende. De største flommer var i 1920, 1996 og 1918. Det har også vært lokale regnflommer som har gjort skade, men de er betydelig mindre enn vårflommene.

Nedsmelting av isbreer har i enkelte tilfeller ført til jøkulhlaup, som er store tappinger av bredemte sjøer. Den største i nyere tid var ved Blåmannsisen i Nordland i 2001 hvor 40 millioner m³ med vann ble tappet under isbreen i løpet av litt over et døgn, fordi isen hadde smeltet ned og blitt så tynn at den ikke lenger klarte å demme opp vannet. Det samme skjedde i 1940-50 årene i Svartisvatn. Ved Flatbreen (2004) i Supphelledalen og Koppangen (flere ganger i 2013) i Lyngen i Troms medførte tapping av lignende jøkulhlaup skader på bebyggelse og infrastruktur. Endringer i breer som følge av klimaendringer kan gi store endringer i vannføring, utbredelse og farbarhet, lokalklima, flommer og isras.

Sett over lange tidsrom er det vanskelig å påvise trender i flomstørrelser som ikke skyldes inngrep i vassdraget. Analyser av årlige maksimalverdier viser ingen klare trender, men det er en tendens til at økt temperatur har gjort at vårflommene kommer tidligere [50]. I en undersøkelse gjort spesielt for små, uregulerte nedbørfelt for perioden 1981-2010, finner man heller ingen klar endring i flomtoppen, men for 40 % av nedbørfeltene har det blitt flere flommer, mens ingen av nedbørfeltene har fått færre flommer [104]. Dette er i overensstemmelse med den observerte endringen i ekstremnedbør (kapittel 3.2.2).

3.3.6 Tørke

Tørke kan defineres som et vedvarende underskudd på vann over et større område, og kan dermed sies å være et avvik fra det normale for variabler som nedbør, avrenning, mark- og grunnvann [105]. Naturlige klimavariasjoner gir noen ganger stor mangel på nedbør i et lengre tidsrom (meteorologisk tørke). Fraværet av nedbør forplanter seg gjennom det hydrologiske kretsløpet, og kombinert med høy fordampning kan et

stort markvannsunderskudd oppstå (jordbrukstørke). Dette kan igjen gi lite vann i vassdrag og uttapping av grunnvannsmagasin (hydrologisk tørke som inkluderer både avrennings- og grunnvannstørke).

I Norge kan langvarige kuldeperioder føre til at vannføring og grunnvannstand blir unormalt liten. Vi snakker da om «vintertørke». Hos oss kan noen av de mest alvorlige tørkeperiodene skyldes sommertørker som går direkte over i en vintertørke. Tørke kan blant annet føre til problemer i jord- og skogbruk, for vannforsyning og for vannkraftproduksjonen. Skogbranner og tomme brønner er også konsekvenser av tørke.

Fra observerte data vet vi at det på Østlandet, Sørlandet og Vestlandet var meget lav årsavrenning i 1875, og Østlandet hadde lav vannføring også i 1880. Med unntak av Midt-Norge var 1915 et tørt år, og 1927 utmerker seg som spesielt tørt på Vestlandet og Sørlandet. Fjorten kraftverk på Vestlandet måtte stanses på grunn av vannmangel [106].

Basert på en oversikt over store skogbranner [103] og en oversikt over de ti tørreste årene i ulike regioner i Norge, ser vi at det under og etter krigen har vært flere år med langvarig tørke og varmt vær i deler av Norge [106]. Vi vet også at 1996 og 2002 var år med høye vannkraftpriser og problemer med vannforsyningen på grunn av tørke. 2002 var spesielt ille, ikke fordi det var et spesielt tørt år med tanke på samlet nedbør, men fordi man etter en usedvanlig tørr og varm ettersommer fikk kuldegrader i hele landet fra oktober. Vi hadde en sommertørke som gikk direkte over i en vintertørke i store deler av landet. Vinteren 2014 var det flere lyngbranner på Nordvestlandet og i Trøndelag som spredte seg raskt på grunn av tørke og sterk vind. Områder som vanligvis er dekket av snø, var snøfrie etter en uvanlig mildværsperiode i januar.

Trendanalyser basert på perioden 1930–2004 viser at det er tendenser til at perioden med lav vannføring om sommeren har blitt lenger på Sørøstlandet [50, 107]. Dette kommer sannsynligvis av at det har blitt varmere slik at snøsmeltingen foregår tidligere, sommersesongen har blitt lengre og fordampningen om sommeren har økt.

3.4 Permafrost og skred

3.4.1 Permafrost

I områder med permafrost er det permanent telt i bakken året rundt. I Norge finnes permafrost først og fremst i fjellet og i enkelte myrområder, og totalt har om lag 6 % av landarealet permafrost. Målinger viser at permafrosten i Norge er «varm», typisk mellom -3 og 0 °C. Det aktive laget, dvs. den øvre del av bakken som tiner i sommerhalvåret, kan være opp til 10 m i fast fjell.

I Sør-Norge er det enkelte steder i vestlige fjellområder permafrost ned til 1300-1400 m o.h. Lengre øst, mot grensetraktene til Sverige, synker den nedre grensen for permafrost til ca. 900 m o.h. I Nord-Norge er det permafrost i tre hovedregioner: 1) Over 800-900 m o.h. i vestlige deler av kyst- og fjordstrøkene i Troms. 2) Over tregrensen og i de store myrområdene i kontinentale områder på Finnmarksvidda og indre Troms. 3) På Varangerhalvøya.

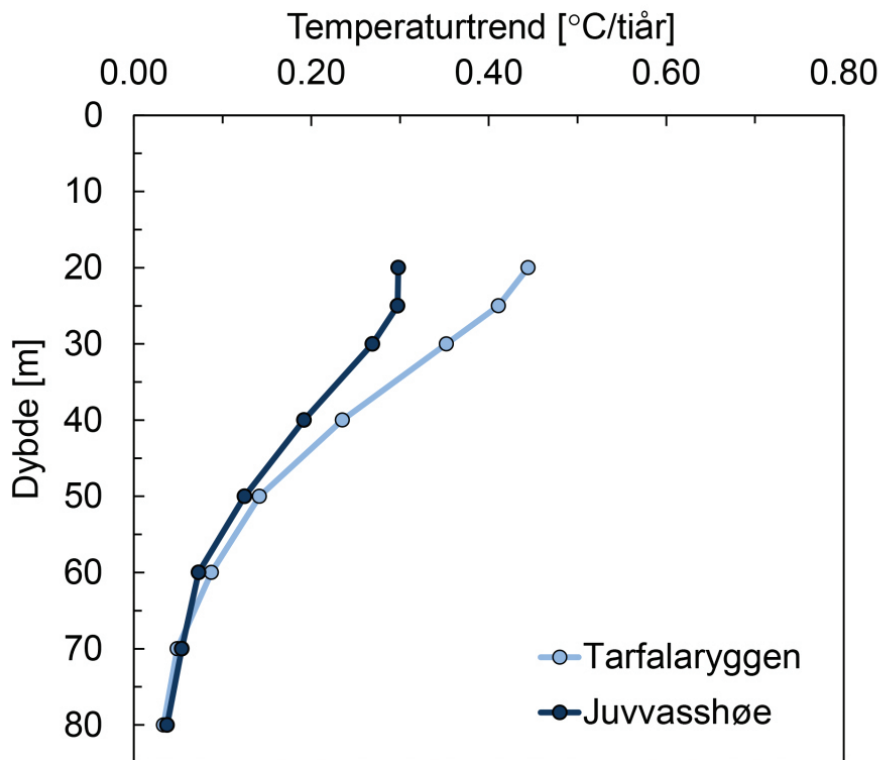
Permafrost er som resten av kryosfæren følsom for klimaendringer. Frost i bakken påvirker stabiliteten i bratte skråninger og fjellsider og faren for skred kan øke dersom permafrosten tiner. Myrområder og organiske lag i permafrosten inneholder dessuten store mengder organisk karbon, som kan brytes ned og frigjøre klimagasser når bakketemperaturer stiger og permafrosten tiner. Det er også geotekniske utfordringer knyttet til bygg- og anleggsvirksomhet i permafrost, fordi både klimaendringer og installasjonene i seg selv kan føre til oppvarming og ustabilitet.

Målinger viser at permafrosten i Norge varmes opp og har forsvunnet enkelte steder de senere årene. Den lengste tidsserien i Norge går tilbake til 1999

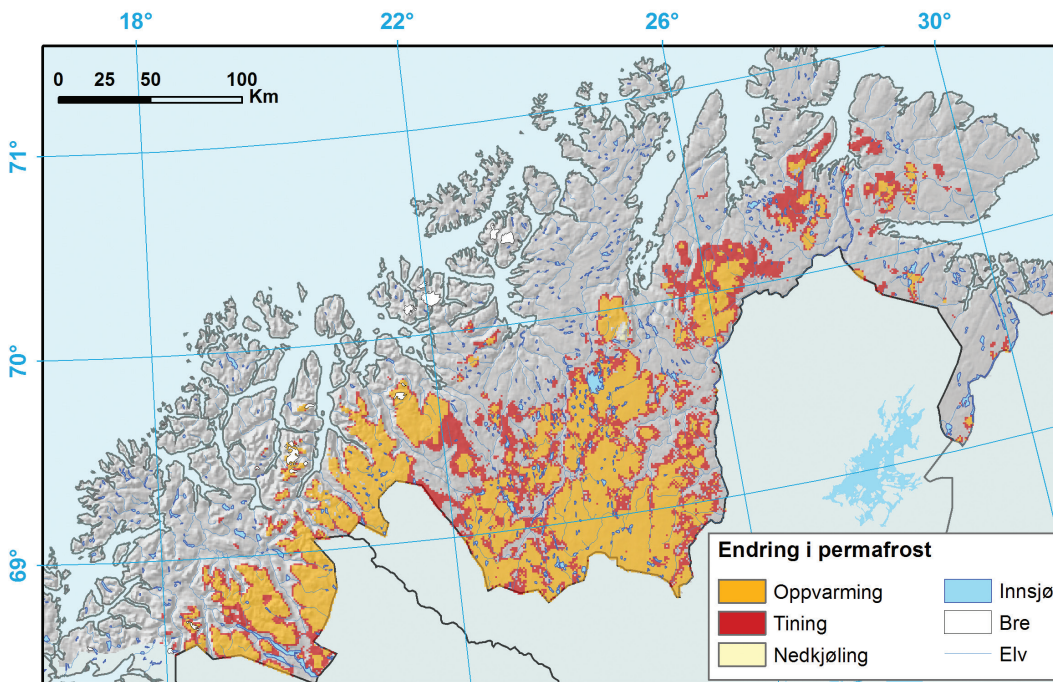
på Juvvasshøe (1894 m o.h.). På Tarfalaryggen (1550 m o.h.) i Nord-Sverige, nær grensen mot Norge, går serien tilbake til 2000. Oppdaterte målinger fra begge disse stedene viser en tydelig oppvarming av permafrosten fra 25 meter og dypere ned i bakken. I de øvre 10-20 meterne påvirkes temperaturen i permafrosten av års- og årstidsvariasjoner i lufttemperatur. På større dyp vil derimot ikke et par kalde eller milde vintre ha noen særlig innvirkning på temperaturen, og målingene gir derfor et direkte bilde av langtids temperaturutvikling.

Figur 3.4.1 viser at på 40 m dybde har temperaturen på Juvvasshøe og Tarfalaryggen økt med hhv. ca. 0,20 og 0,25 °C/tiår siden målingene startet. En tydelig temperaturøkning kan nå registreres ned til 80 m dybde. Oppdaterte beregninger tyder på at temperaturen i de øvre lagene av permafrosten har steget med 0,4-0,5 °C per tiår på Juvvasshøe, og med ca 0,6 °C per tiår for Tarfalaryggen [71]. Jordtemperaturmålinger gjort siden 2008 på Iškoras (591 m o.h.) i Finnmark viser at permafrosten her er i ferd med å tine. Målinger fra Iškoras representerer godt bakketemperaturer i permafrostområder over skoggrensen på Finnmarksvidda.

Modellberegninger tyder på at landarealet med permafrost i Troms og Finnmark er redusert fra å være ca. 27 % i normalperioden 1961-1990 til ca. 19 % i perioden 1981-2010 (Figur 3.4.2). For landet som helhet indikerer samme modell at ca. 10 % av Norges landareal var dekket av permafrost i 1961-1990, og at dette sank til ca. 6 % i 1981-2010 [108]. Disse modellberegningene tar ikke hensyn til den termiske tregheten i permafrosten, men gir likevel en forholdsvis god representasjon av permafrostutbredelsen i Norge.



Figur 3.4.1 Observerte temperaturendringer (lineær trend i °C pr tiår) i permafrosten på Tarfalaryggen og Juvvasshøe for perioden 2000 til 2014 [71]. Kilde for data fra Tarfalaryggen: Tarfala Research Station, The Bolin Centre Database.



Figur 3.4.2 Modellert endring i middeltemperatur nær overflaten av permafrosten i Troms og Finnmark fra 1961-1990 til 1981-2010. Oppvarming av permafrosten er vist i oransje og tinende permafrost er vist i rødt. (Modifisert fra [109]).

3.4.2 Skred

Skred forekommer særlig i bratt terreng, med unntak av leirskred i lavlandsområder under marin grense. Det skiller mellom snøskred, løsmasseskred og fjellskred/steinsprang. Avhengig av vanninnholdet i snøen skiller man mellom tørrsnøskred, våtsnøskred og sørpeskred. Løsmasseskred omfatter kvikkleireskred, jordskred og flomskred.

Skredfaren er sterkt knyttet til terrengforhold, men været er en av de viktigste utløsningsfaktorene for skred. Særlig kan snøskred og jord-/flomskred forårsakes av ekstreme værforhold. Det er nedbør, temperatur og vindforhold som styrer snøskredutløsningsmekanismene. Grunne jordskred i bratt terreng kan utløses av store nedbørmengder og/eller snøsmelting. Kvikkleireskred utløses vanligvis av terrenginngrep eller som følge av erosjon i elver og bekker. Steinsprang løses ofte ut av fryse-/tineprosesser, mens fjellskred vanskeligere kan knyttes til bestemte vørelementer.

Snøskred er den typen naturulykke som har tatt flest liv i Norge ved siden av de store stormene som fram til først på 1900-tallet rammet fiskeriene hardt. Vestlandet og Nordvestlandet ble rammet av store snøskred vinterstid både på 1600-, 1700-, 1800- og 1900-tallet med betydelige tap av liv. Eksempler er snøskredet i februar 1679 hvor 20 gårdsbruk på Sunnmøre ble tatt og 130 personer omkom, og vinteren 1868 hvor hele 161 mennesker omkom i snøskred, hovedsakelig på Vestlandet. Også i Nord-Norge kjenner vi til at store snøskred har tatt liv helt siden 1600-tallet. I nyere tid er det snøskredet i Vassdalen i Troms i mars 1986 som har forårsaket størst tap av menneskeliv. Da døde 16 soldater under en militærøvelse. Norges Geotekniske Institutt (NGI) har laget en oversikt over antall personer som omkommer i snøskred (www.ngi.no). De siste 10 årene (2005/2006-2014/2015) har 64 personer mistet livet; de fleste skiløpere og folk som ferdes i bratt terreng.

Store flommer ledsages ofte av ulike typer skred [110]. Mange av de mest alvorlige flom- og skredhendelsene i Norge skjedde som følge av ekstremvær før eller etter kalde perioder under den lille istiden. Under «Storofsen» i 1789 gikk det mange hundre flomskred i Gudbrandsdalen, Valdres og Numedal som følge av ekstreme nedbørintensiteter [110, 111]. Flommen i 1860 utløste også mange jordskred, som førte til tap av liv i Numedal. Storflommen på Vestlandet i 1743 utløste så vel snøskred som jordskred og fjellskred fra Ryfylke til Nordmøre. Regnflommen i 1927 utløste mange skred i Tinn. Også de siste årene har det gått en rekke store jordskred forårsaket av lokal ekstremnedbør. For eksempel i 2006 i Ottadalen, da det gikk flere skred som stengte veier og ga skader på hus, i 2007 i Hallingdal også med store skader og i mai 2008 hvor tre boliger ble tatt av jordskred i Otta og 150 personer ble evakuert. Etter store nedbørmengder i forbindelse med orkanen «Kristin» i Bergen i september 2005, traff et jord- og steinskred fem rekkehus, drepte tre og skadet syv personer.

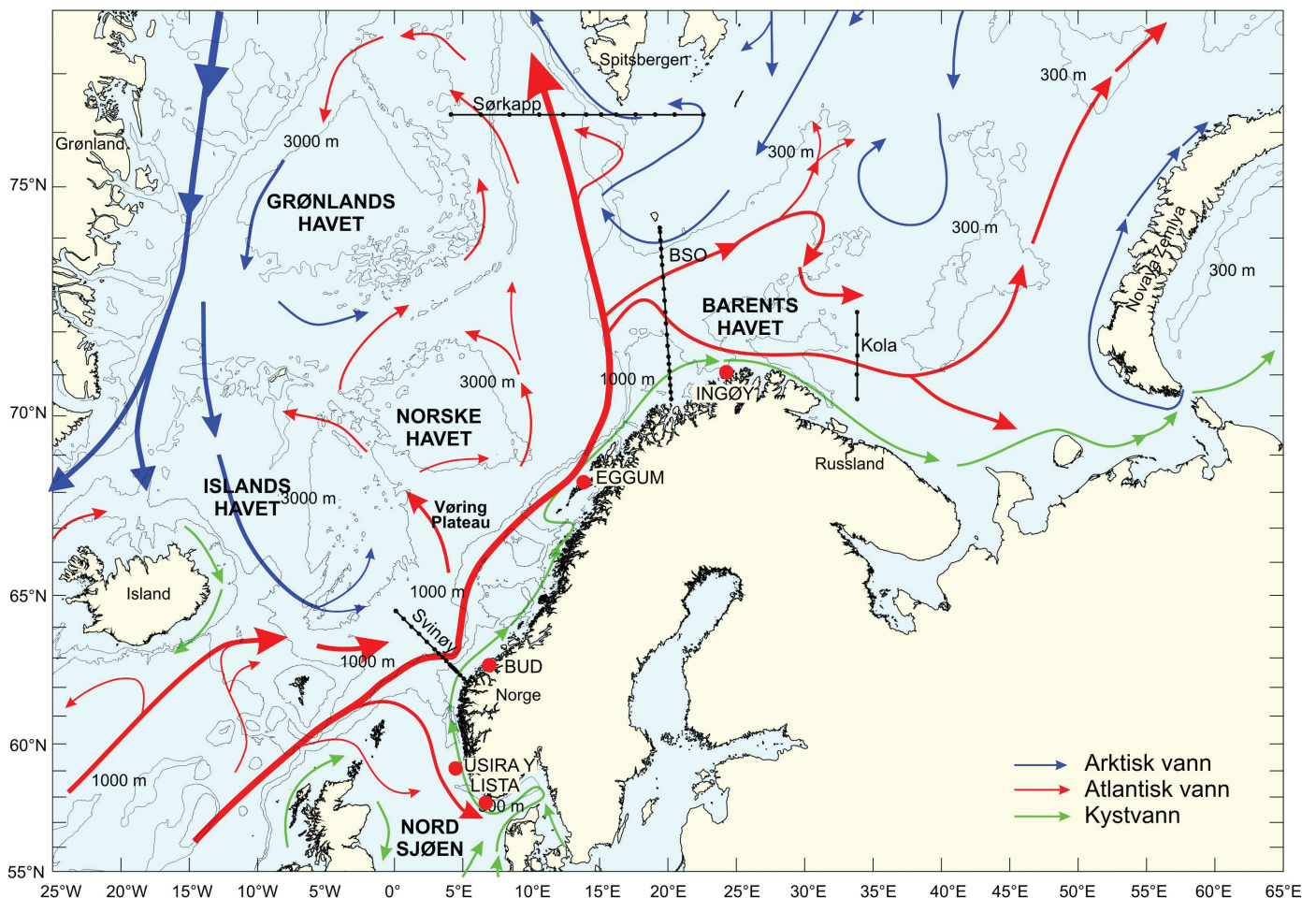
Noen fjellskred har også inntruffet under eller etter kraftig regnvær. Det store fjellskredet ved Tjelle i Romsdal i februar 1756 kom etter et åtte dagers skybrudd. Det var også ekstremt uvær før det fatale fjellskredet i Vik i Sogn 2. desember 1911. I Loen i 1905 falt det opptil 110 mm regn to–tre uker før raset – og ytterligere 70 mm opp mot rastidspunktet. Store steinmasser løsnet fra Ramnesfjellet, dro med seg ytterligere masse og raste ned i Loenvatnet. Den påfølgende over 40 m høye flodbølgen tok 61 menneskeliv. I 1934 omkom 40 mennesker i Tafjord etter at stein løsnet fra fjellsiden og forårsaket en 62 meter høy flodbølge, og i 1936 raste det igjen i Loen med en 74 meter høy flodbølge og 73 omkomne som resultat. Også temperaturen har betydning for skråningsstabilitet i høyfjellet. Fjellskredet i Signaldalen i Troms i 2008, ble trolig utløst på grunn av rekordhøye temperaturer i bakken som førte til tining av is i fjellsprekker, etterfulgt av nedbør (dog ikke ekstremnedbør).

3.5 Havklima, sjøis og havnivå

3.5.1 Havklima

Den første omfattende beskrivelse av de fysiske forhold i Norskehavet og Barentshavet ble gitt av Helland-Hansen og Nansen [112]. De fant at en 2-års tidsforsinkelse fra Sognesjøen til Barentshavet som kan brukes til å varsle de fysiske forhold. Videre fant de en tett kobling mellom de fysiske - og biologiske forhold, og at temperaturvariasjoner i havet er ”hovedårsaken til de store og hittil uforklarte variasjoner i fiskeriene”. Sammenhenger mellom klimavariasjoner og marine organismer på høye bredder er dokumentert [113].

Norskehavet består av to dype basseng, Norskebassenget og Lofotenbassenget, og er adskilt fra Grønlandshavet i nord av Mohnryggen og fra det grunnere Islandhavet i vest (figur 3.5.1). Det øvre lag i Norskehavet består av varmt og salt Atlantisk vann som modifiseres mens det strømmer nordover fra Atlanterhavet til Arktis. Observasjoner indikerer at Atlanterhavstrømmen deler seg i to greiner før den kommer inn i Norskehavet [114]. En grein kommer inn mellom Færøyene og Island. Den fortsetter gjennom Norskehavet som en frontstrømmen Arktiske Front. Den andre greinen følger langs eggkanten og kalles gjerne ”Kantstrømmen” (The Norwegian Atlantic Slope Current) i litteraturen.



Figur 3.5.1 Skjematisert kart som viser havstrømmene i Norskehavet. Posisjon til målinger som er brukt til å beskrive havklima er vist; Svinøysnittet, Fugløya-Bjørnøyasnittet (BSO), Sørkappsnittet, og Kolasnittet, og faste hydrografiske stasjoner langs norskekysten (røde kulepunkter).

Det antas at Kantstrømmen utgjør den mest direkte kontakten mellom Atlanterhavet, Barentshavet og Arktis. Variasjon i egenskaper og mengder av atlantisk vann har en avgjørende betydning for oseanografiske forhold i Barentshavet [115], og både i Norskehavet og Barentshavet påvirker storskala atmosfæreforhold strømmer og klima i havet. Siden 1960-tallet har endrede atmosfæriske forhold ført til store endringer vannmassene; eksempler på dette er den økte innflytelse av arktisk intermediært vann fra Grønlandshavet og Islandshavet [116]. I Norskehavet er utbredelse av Atlantisk vann (dvs. beliggenhet av den Arktiske Front) knyttet til styrke av sørvestlige vinder, f. eks. uttrykt ved NAO-indeksen (se kapittel 2.2.2). Det er registrert samsvar mellom høy NAO indeks og liten vestlige utbredelse av atlantisk vann, og vise versa [116]. I Barentshavet er positiv NAO-indeks sammenfallende med relativt høy temperatur [117] og stor innstrømning av atlantisk vann [118].

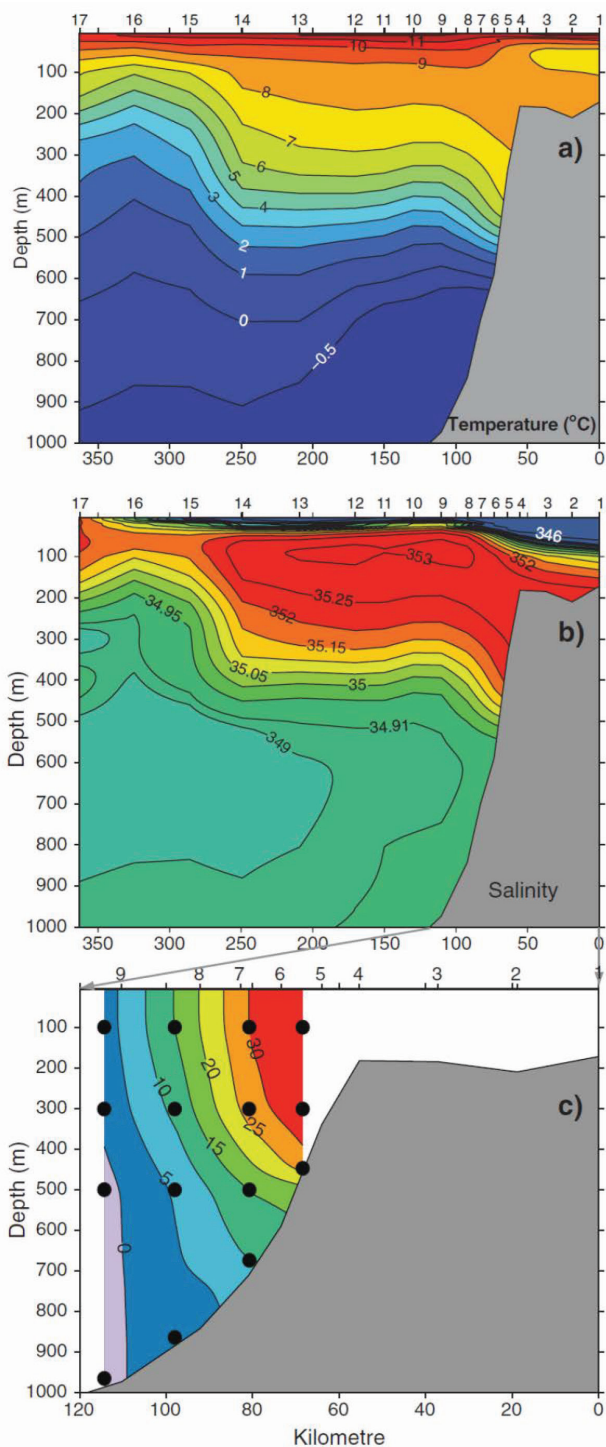
I det sørlige Norskehavet gir Svinøysnittet et tverrsnitt gjennom Atlanterhavstrømmen fra 62°N mot nordvest (figur 3.5.2). Atlanterhavsvannet i det sørlige Norskehavet defineres ved saltholdighet > 35 promille, som her korresponderer til temperaturer på 5 °C eller mer. Typisk utbredelse av det Atlantiske vannet er 250 km horisontalt og vertikalt ca. 500 m ved eggakanten i øst og gradvis grunnere mot den Arktiske fronten i vest, hvor isolinjene for temperatur og salt blir brattere. Over sokkelen langs Norskekysten finner vi kyststrømmen som karakteriseres ved lavere saltholdighet. Strømmålinger fra "Kantstrømmen" viser en kjerne med hastighet ca. 30 cm/s over 500 m dybdekoten, avtagende hastigheter mot vest og små hastigheter over 1000 m dybdekoten.

Ved innstrømningen til Barentshavet er Atlanterhavsvannet blitt ferskere og kaldere (figur 3.5.3). Det er vanlig å definere atlantisk vann som varmere enn 3 °C. I øvre lag ser en signaturen av Den norske kyststrømmen representert ved et relativt ferskt lag. Midlere strøm inn i Barentshavet er typisk 2-4 cm/s [118], bortsett fra i kyststrømmen hvor typiske hastigheter er 20-30 cm/s [119].

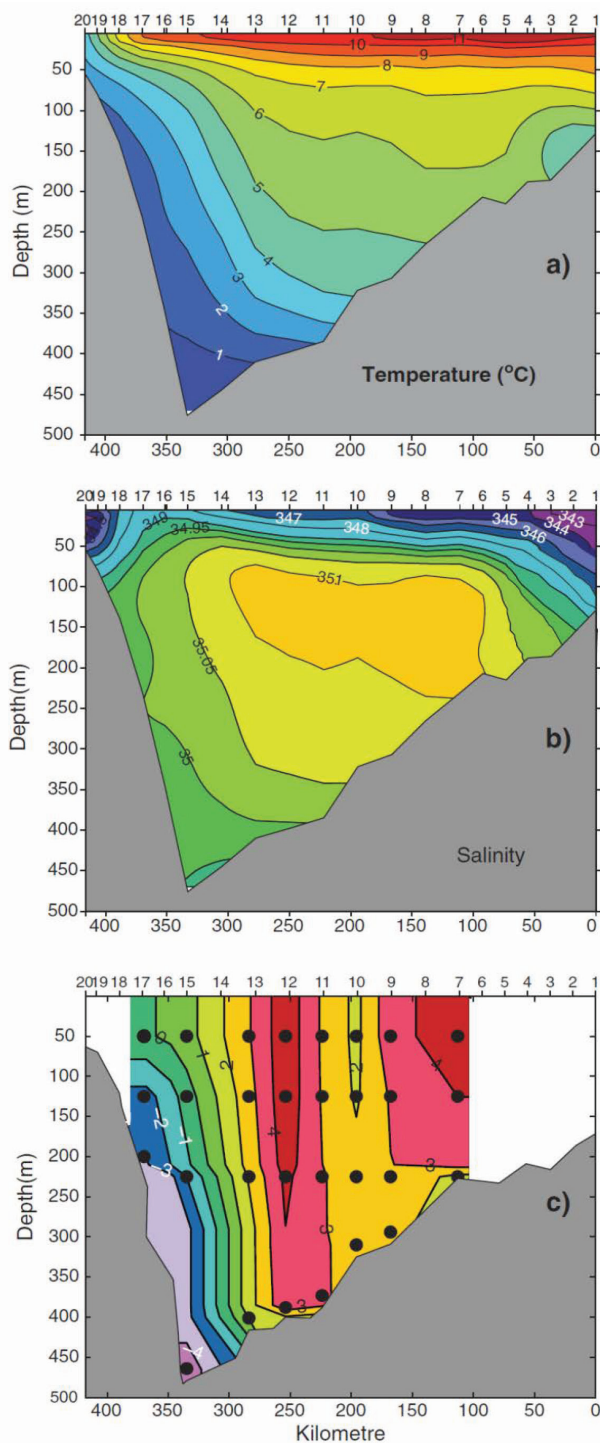
En av de lengste måleserier fra våre havområder er fra Kolasnittet som ligger sør i Barentshavet [120, 121, 122]. Midlet til dekadeskala finner vi at det var en kald periode fra starten av det 20 århundre fram til 1920, deretter varmere fra 1930 til 1960, relativt kaldt fra på 1970 og til midten av 1980 tallet, og deretter en markant oppvarming fram til i dag (Figur 3.5.4).

Klimautviklingen i Atlanterhavet fra ekvator til 60 oN, representert ved den såkalte AMO-indeksen [123], har i grove trekk har kommet noen år forkant men har den samme klimautviklingen. Dette viser at på dekadetidsskala er klimavariasjoner i Norskehavet nært knyttet til klimavariasjoner i Atlantisk sektor, og at temperaturvariasjonen i Kolasnittet er en lokal manifestering av et storskala Atlantisk klimasignal. Fra 1930 tallet og framover kan det se ut som variasjon i NAO-indeksen kommer i forkant (leder med 5-10 år) i forhold til temperaturseriene i havet. I starten av seriene er det imidlertid ikke den samme sammenhengen. Årsaken til dette er ikke klar, men et moment er at observasjonsgrunnlaget er mindre i starten av seriene.

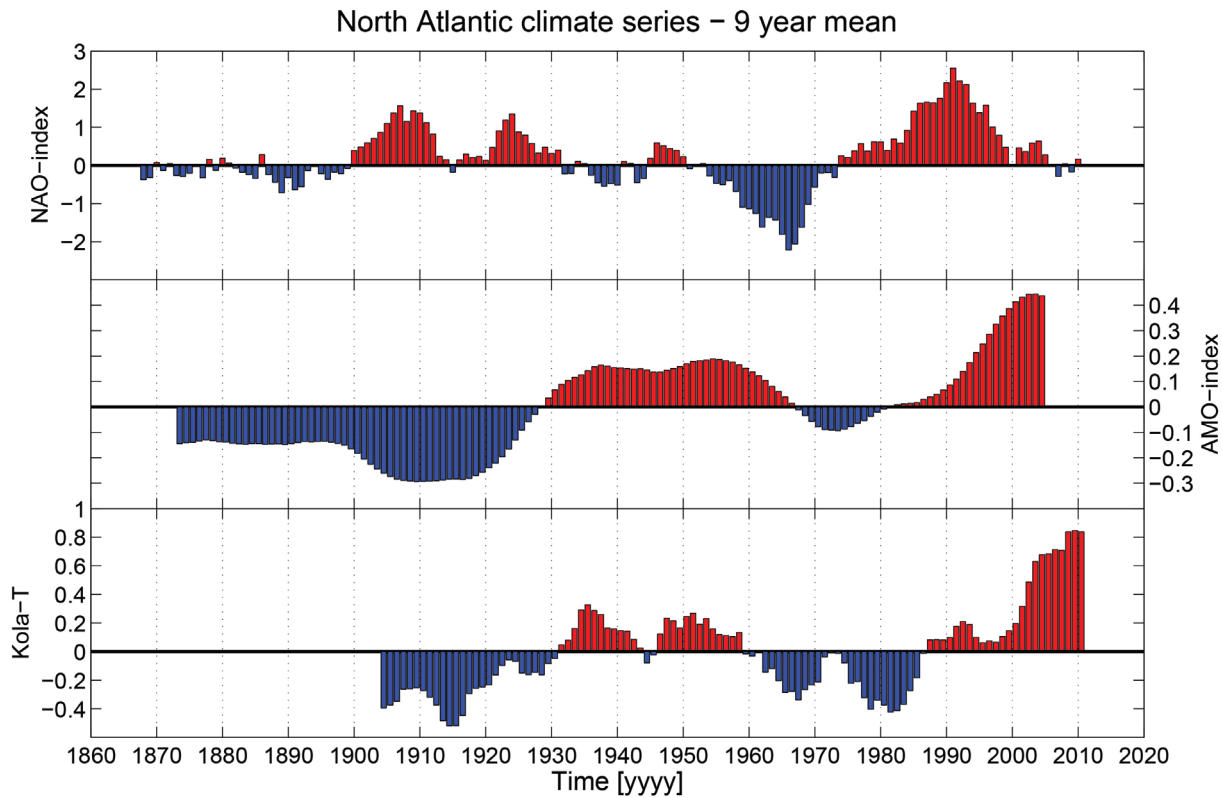
Egenskapene i det atlantiske vannet endres gjennom Norskehavet fra Svinøysnittet i sør og langs kontinentalskråningen til Svalbard og inn i Barentshavet (figur 3.5.5). Både temperaturen og saltholdighet reduseres ved innblanding av ferskere vann fra kyststrømmen, ved innblanding av kaldt og ferskt arktisk vann fra vest, ved nedbør og ved å avgi varme til atmosfæren. Rundt 45 % av år til år variasjon i det atlantiske laget kan forklares ved variasjon i hvor mye varme som avgis fra havet til atmosfæren lokalt [124]. I grove trekk viser observasjonene at det atlantiske vannet var relativt varmt/salt på 1950-tallet, kaldere og ferskere på 1970-tallet, hvor "Great Salinity Anomaly" [125] ga et absolutt minimum i saltholdighet, og deretter en oppvarming med maksimum omkring 2004-2006 i Norskehavet. De siste 10 årene har vist en relativ nedgang i temperatur og saltholdighet, men verdiene ligger fortsatt over langtidsmiddelverdiene.



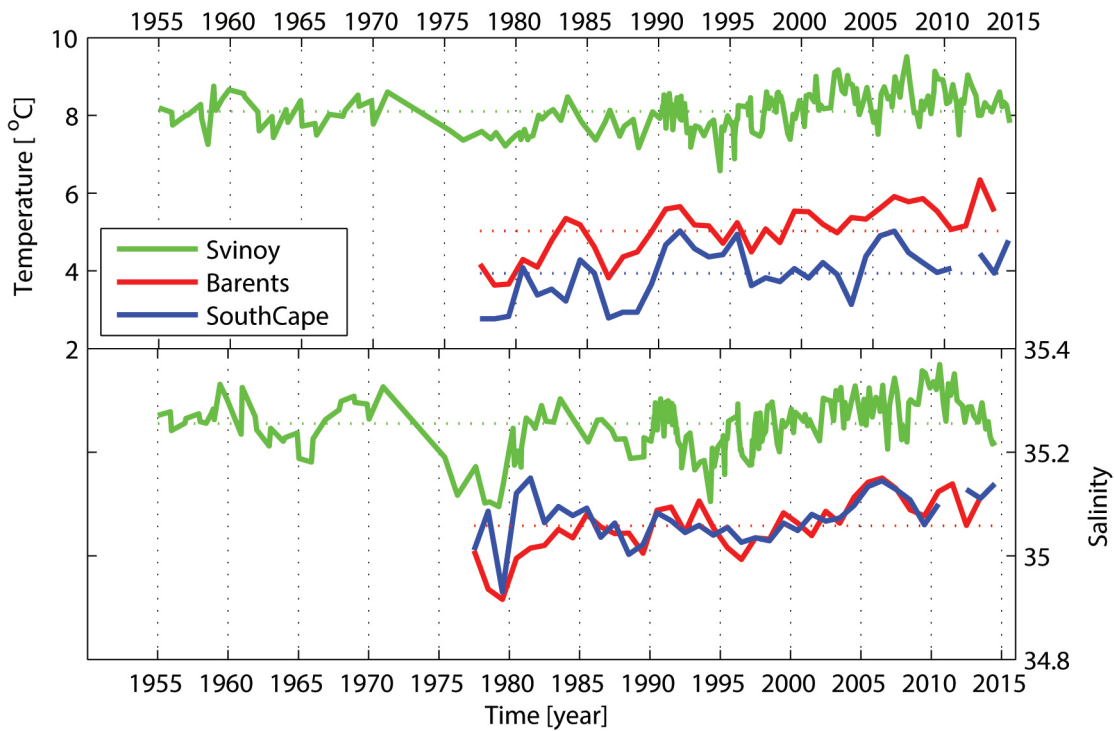
Figur 3.5.2 Temperatur, saltholdighet og middelstrøm over ett år i Svinøysnittet.



Figur 3.5.3 Temperatur, saltholdighet og middelstrøm over ett år i Fugløya-Bjørnøyasnittet.



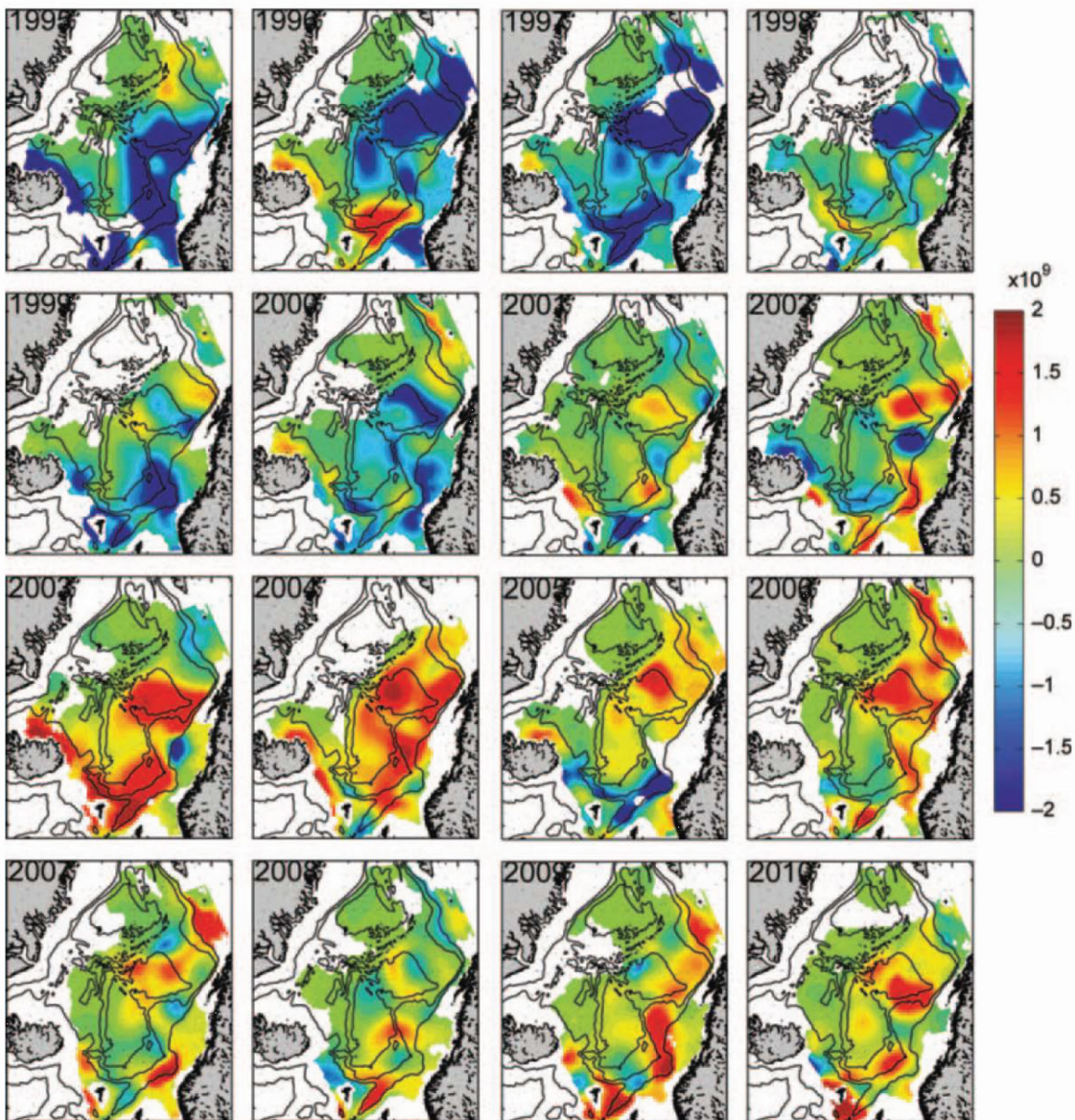
Figur 3.5.4 Dekadisk variasjon i atmosfæren representert (NAO-indeksen), midlet temperatur i Atlanterhavet fra ekvator til 60 °N (AMO-indeksen) , og temperaturen i Kolasnittet mellom 0-200 m (Kola-T).



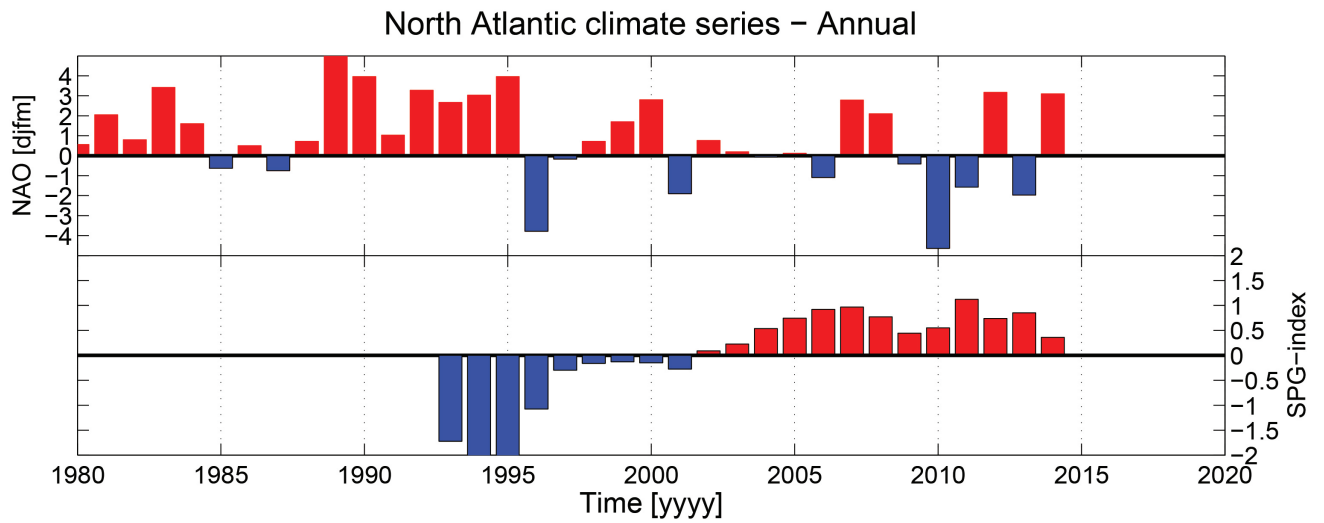
Figur 3.5.5 Temperatur og saltholdighet i kjernen av Det atlantiske vannet gjennom Norskehavet basert på repeterte snitt.

Et mer detaljert mål på klimautviklingen får vi ved å beregne variasjon i relativt varmeinnhold i det Atlantiske laget i Norskehavet (figur 3.5.6). Mest bemerkelsesverdig er oppvarming av hele Norskehavet fra midt på 1990-tallet fram til maksimum omkring 2005. Flere studier knyttet dette til en reduksjon av den subpolare hvirvelen (SPG) [127], og at dette har bidratt til en økt fraksjon av saltere og varmere øst-atlantisk vann [128]. Over perioden hvor vi har havnivådata fra satellittmålinger er

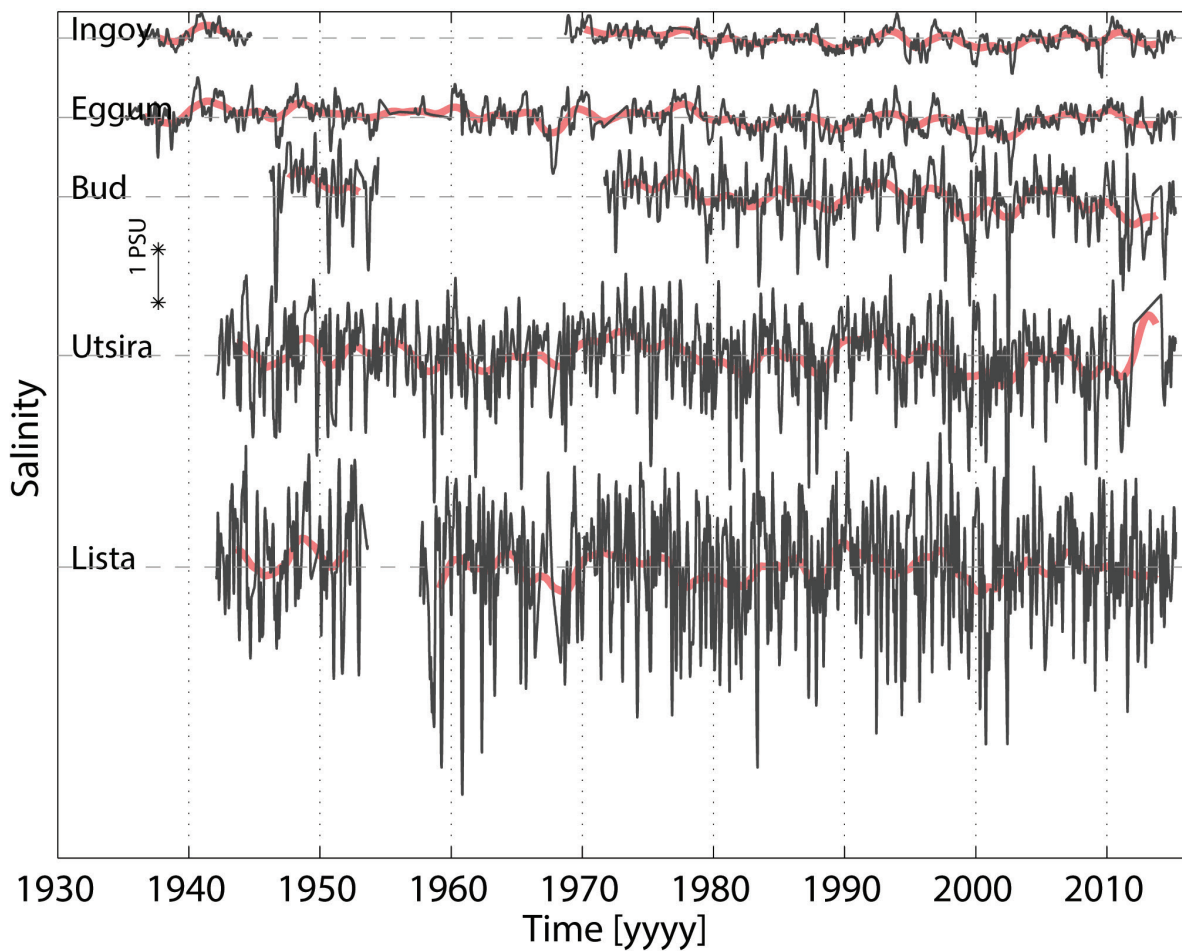
det mulig å beregne styrken på SPG (figur 3.5.7). Variasjonen i SPG ser delvis knyttet til variasjon i varmetap til atmosfæren i Labradorhavet. Ved overgang fra høy NAO-index (stort varmetap i Labradorhavet) til lav NAO-index får vi en reduksjon i den subpolare hvirvelen (figur 3.5.7). Dette betyr at storskala atmosfæriske forhold kan modifisere sirkulasjonen i Nord-Atlanteren og dermed egenskapene til det Atlantiske vannet som kommer inn i Norskehavet.



Figur 3.5.6 Variasjon i varmeinnhold (Jm⁻²) i det Atlantiske laget i Norskehavet [126].



Figur 3.5.7 Tidsutviklingen for vinter NAO-indeksen og den subpolare hvirvel-indeksen.

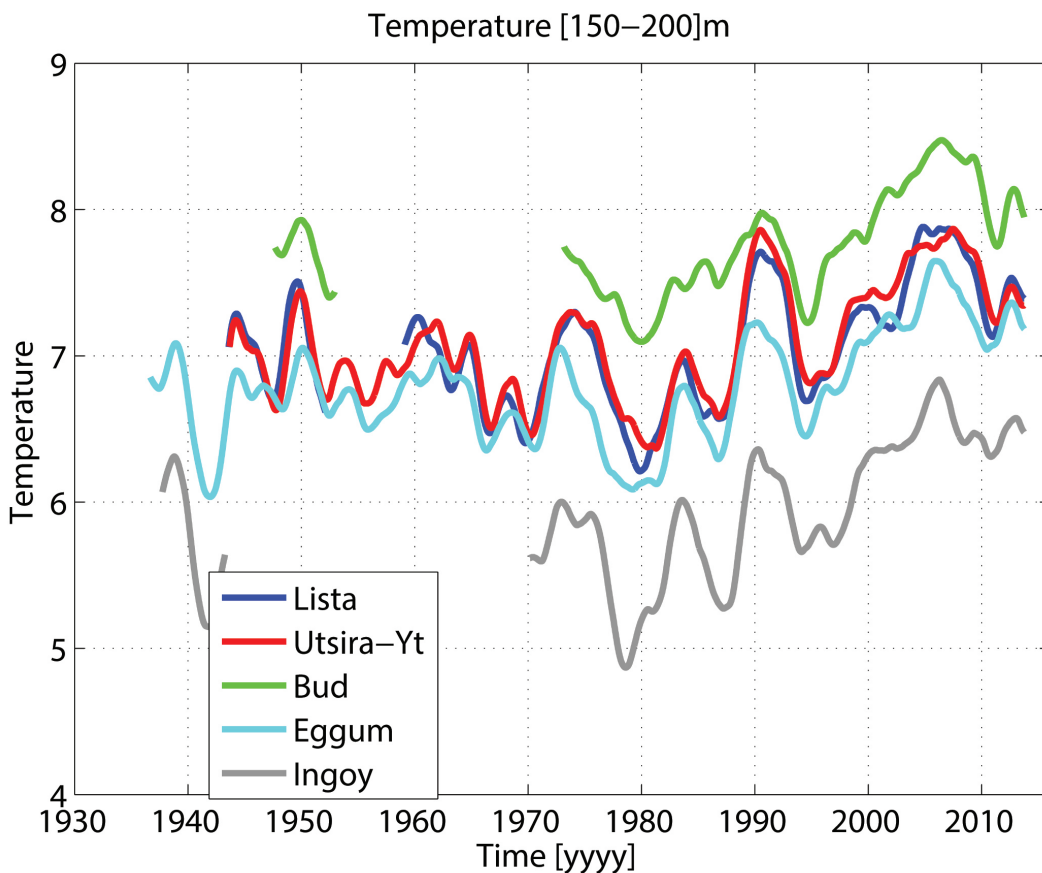


Figur 3.5.8 Variasjon i saltholdighet i de øvre 0-30 m av langs Norskekysten fra Lista i sør til Ingøy i Barentshavet i nord (se kart 3.5.1 for posisjoner). Svart er månedsmiddel og rød er 2 års middel basert på repeterte hydrografiske stasjoner. Vertikal pil viser endring på 1 i saltholdighet.

Varmetransporten knyttet til den Den norske atlantehavstrømmen varierer både med volumet av - og egenskapene til det atlantiske vannet. Basert på direkte strømmålinger i Svinøysnittet [114], er sesongvariasjon i varmetransporten stort sett styrt av variasjon i strømmen, men på lengre tidsskala har temperaturen til det atlantiske vannet en større betydning.

Klimaet i havet langs kysten er bestemt av tre faktorer; 1) variabilitet i det Atlantiske vannet som strømmer inn i Norskehavet, 2) ferskvannsavrenning fra Østersjøen og langs Norskekysten, og 3) lokale værforhold. Klimautviklingen her kan i stor grad beskrives ved bruk av observasjoner fra faste hydrografiske stasjoner som ble etablert i 1936 av Jens Eggvin ved Havforskningsinstituttet. I Kyststrømmens overflatelag finner vi den årlige maksimumstemperaturen i midten av august, mens tidspunktet for minimumstemperaturen forsinkes

nordover kysten. Således finnes minimumstemperaturen ved Lista i midten av februar, mens ved Nordkapp nås den i siste halvdel av mars. Sommervarmen fra Kyststrømmens overflatelag tar også tid for å forplante seg nedover i dypet. Først i desember nås maksimumstemperaturen ved 200 m dyp. Under vedvarende pålandsvind (fra vest og sørvest) på Norskekysten kan pulser av ferskere vannmasser i Kyststrømmen forplanter seg nordover til Barentshavet på ca. 3 måneder [129]. Når vi tar bort sesongsyklusen er det fortsatt raske endringer i saltholdighet midlet over øvre 0-30 m, størst i sør og avtagende nordover (figur 3.5.8). Disse endringene er nært knytte til variasjon i vindkomponenten langs kysten, hvor vind som blåser med kysten til venstre (høyre) gir oppstrømning (nedstrømning). Dypvannet på sokkelen 150-200m (figur 3.5.9) følger i stor grad variasjonen i det Atlantiske vannet (se figur 3.5.4).



Figur 3.5.9 Variasjon i temperatur (°C) i laget 150-200 m langs Norskekysten fra Lista i sør til Ingøy i Barentshavet i nord (se kart 3.5.1 for posisjoner). Data er glattet med et toårsfilter.

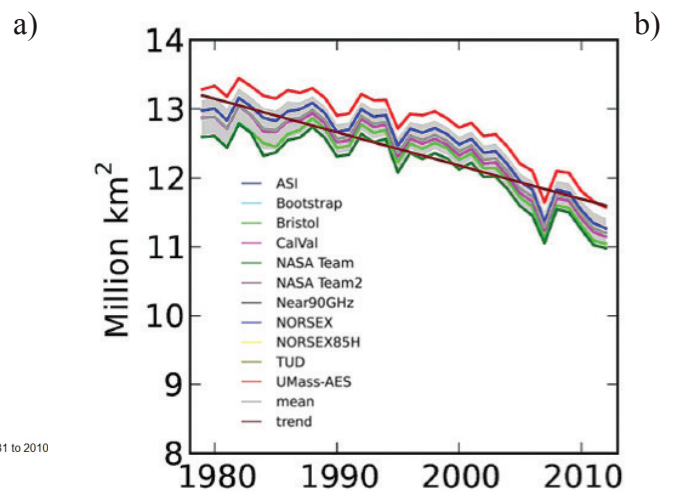
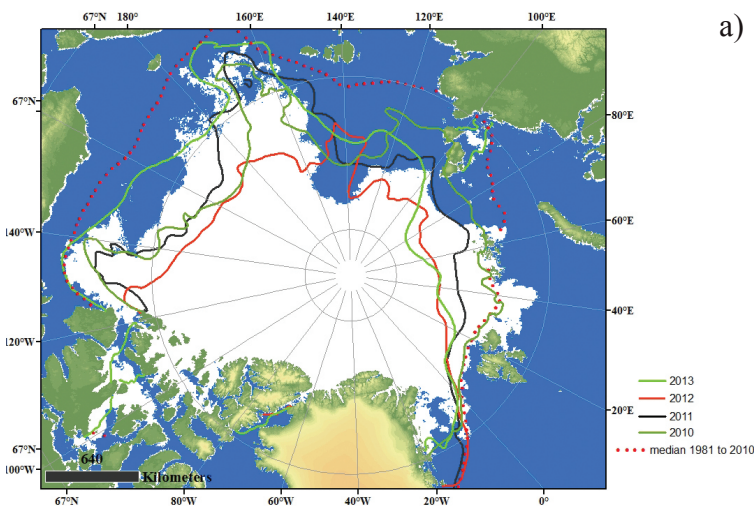
3.5.2 Arktisk sjøis

Sjøisen er en følsom komponent i det arktiske klimasystemet, hvor frysing, smelting og bevegelse styres av termodynamisk og dynamisk påvirkning fra atmosfære og hav. Sjøisen spiller en meget viktig rolle i klimasystemet på grunn en høy albedo og isolerende effekt som reduserer varmeutveksling mellom hav og atmosfære. Arealet av isdekkede områder viser stor variabilitet både sesongmessig og fra år til år. Systematiske observasjoner av isarealet på global skala er gjort siden 1979 gjennom daglige målinger fra satellitter med passive mikrobølgeinstrumenter. I tillegg til isareal er også isdrift målt fra 1990 gjennom det internasjonale arktiske bøyeprogrammet. Isdriften i det sentrale polbassenget er målt gjennom dette programmet, men store deler av de omkringliggende randhav, inkludert Barentshavet og Grønlandshavet, har ikke hatt systematisk dekning med disse bøyene. I Framstredet har isdrift og istykkelse vært målt i faste posisjoner fra bunnforankrede bøyer siden 1990. I andre deler av Arktis har istykkelse vært observert nokså

uregelmessig med forskjellige observasjonssystemer. Satelittmålinger av istykkelse er blitt utviklet siden 1990-tallet basert på altimeterdata. De første målingene av istykkelse som dekket hele Arktis ble innsamlet av IceSat satelitten i 2003. Senere har flere satellitter bidratt til å skaffe data om istykkelse, men alle satelittbaserte målinger av istykkelse trenger validering mot andre typer data for å oppnå pålitelige resultater.

Isutbredelse

Analyse av isutbredelsesdata fra 1979 til i dag viser store mellomårlige endringer i de ulike sektorene av Arktis. Dette gjelder spesielt de siste årene (figur 3.5.10a). Den midlere årlige isutbredelsen er redusert fra 13,2 mill km² til 11,6 mill km² fra 1979 til 2012. Dette tilsvarer 11,8% over 34 år. Reduksjonen er minst i mars og høyest i september. Dette er basert på grundige analyser av passive mikrobølge satelittdata der en rekke algoritmer er sammenlignet og et ensemble er brukt til å finne det beste estimatet av isutbredelsen ([130], figur 3.5.10b).

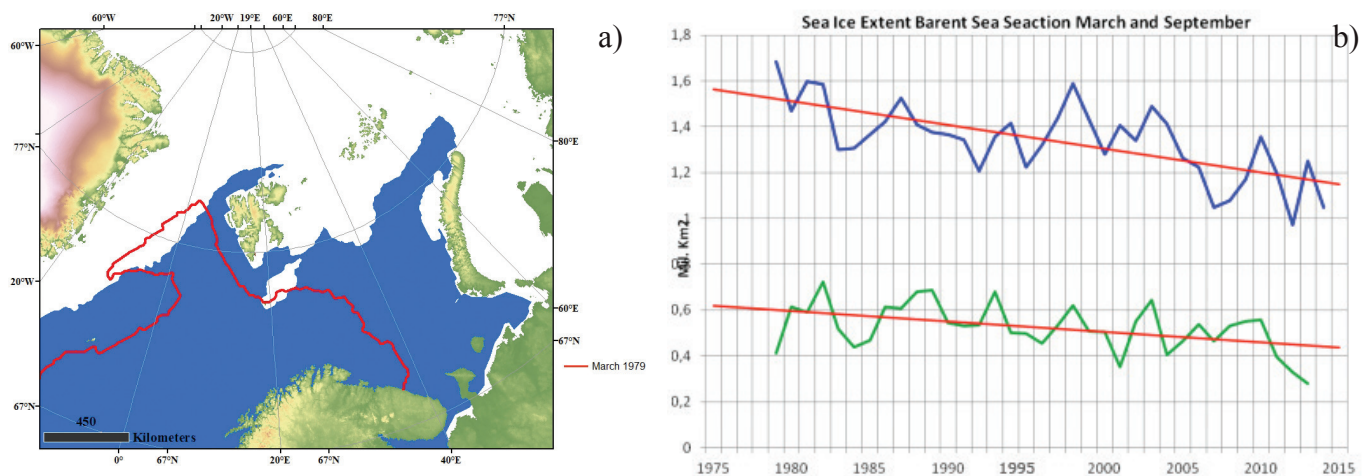


Figur 3.5.10 (a) Minimumutbredelse av sjøisen i Arktis i september 2014 (hvitt område), i de foregående fire årene (heltrukne linjer) og midlere utbredelse for perioden 1981 – 2010 (ref. <http://artic-roos.org>); (b) Midlere årlig isutbredelse i km² for hele Arktis for perioden 1979 til 2012 basert på 5 av de 11 algoritmene som er brukt basert på passiv mikrobølge data [130].

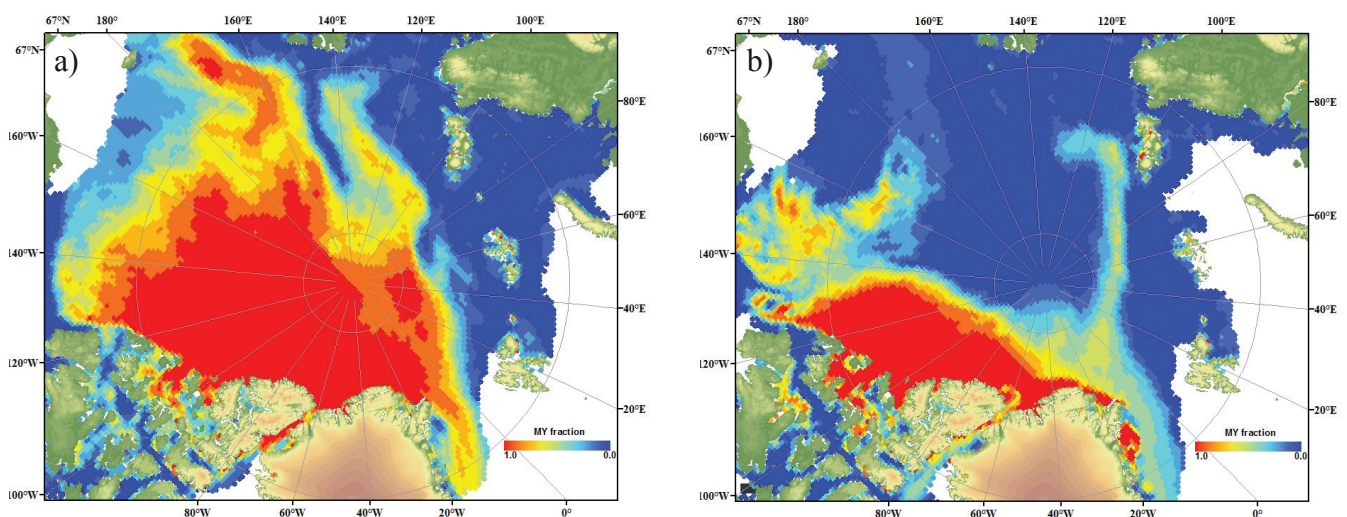
KLIMA I NORGE 2100

For de ulike randhavene kan endringene være nok så forskjellig fra den midlere utbredelsen for hele Arktis. I Barentshavet har isutbredelsen avtatt mest om vinteren og mindre om sommeren (figur 3.5.11 a,b). I de første årene etter 1979 kunne store deler av Barentshavet være isdekket om vinteren, men dette har endret seg betydelig i de siste årene. Fra ca. 2005 har det vært isfritt hele vinteren i store deler av det nordøstlige Barentshavet opp mot nordspissen av Novaya Zemlya (figur 3.5.11 a).

Isutbredelsen i september bestemmer hvor mye flerårsis det vil være i det påfølgende år. Redusert isutbredelse om sommeren har derfor medført at det er blitt mindre flerårsis i de siste årene. Reduksjonen i flerårsisen har vært mest dramatisk i perioden 2002 til 2008 da ca. 40 % av flerårsisen forsvant (figur 3.5.12). Etter 2008 tyder dataene på at flerårsisen varierer i utstrekning [131].



Figur 3.5.11 (a) Midlere isutbredelse for mars 2014 (hvitt areal) og mars 1979 (rød linje). (b) Tidsserie av månedlig isutbredelse i Barentshavsektoren for mars og september fra 1979 til 2014 (fra <http://arctic-roos.org>).



Figur 3.5.12 Fordeling av flerårsis i Arktis for (a) mars 2002 og (b) mars 2008. Røde og gule områder viser hvor flerårsisen er dominerende, mens blå områder er førsteårsis. Kartene er basert på scatterometerdata fra Quikscat som er lastet ned fra <http://nsidc.org>.

Istykkelse

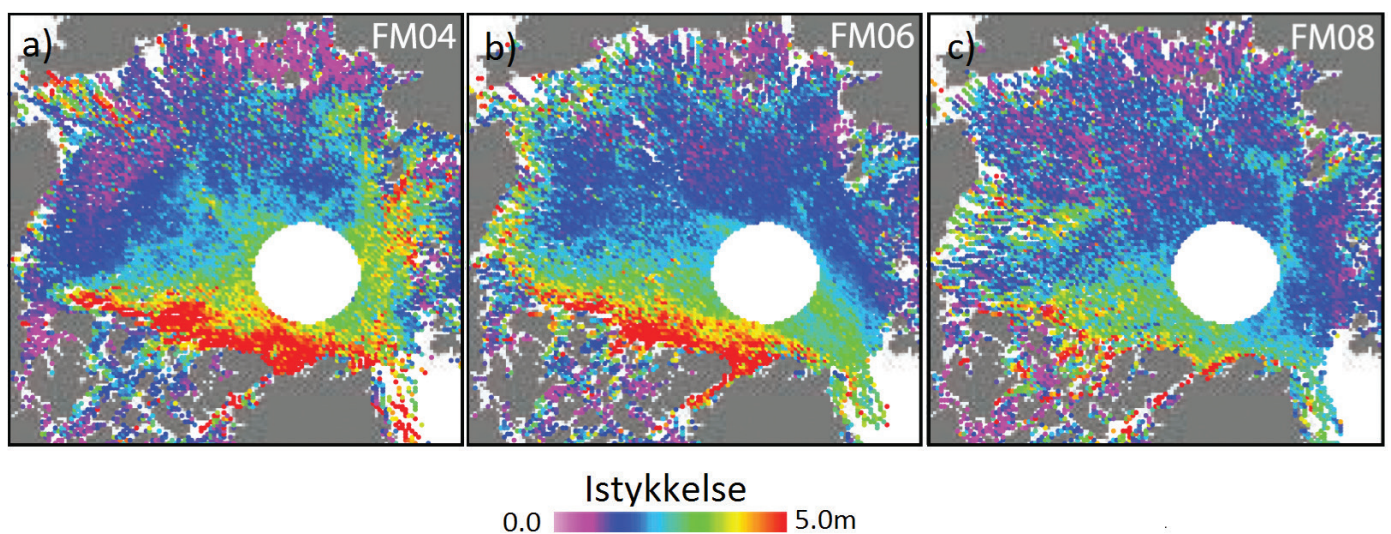
Istykkelse er ikke målt på samme systematiske måte som isarealet, fordi satellittmålinger av istykkelse ikke har vært tilgjengelig før i det siste tiåret. Data for de siste 3 – 4 tiår har vært innsamlet med forskjellige metoder i ulike deler av Arktis, og resultatene er ikke nødvendigvis konsistente. Den viktigste endringen i istykkelse er observert i det store Arktiske dyphavsbassenget hvor flerårsisen har vært dominerende inntil for få år siden. Sonarmålinger fra ubåttokter har vært den viktigste kilden til istykkelsesdata i perioden fra 1975 til 2000. Dette datasettet består av over 2000 målinger, som hver dekker en rekke transekter på kryss og tvers i dyphavsbassenget. Etter 2000 har data fra ubåter blitt betydelig redusert mens andre typer målinger har overtatt, spesielt elektromagnetiske induksjonsmålinger fra helikopter/fly, altimeter målinger fra satellitt/fly og sonarmålinger fra bunnforankrede rigger under isen.

Altimeterdata fra satellitter er de eneste som kan dekke hele Arktis med regelmessige målinger. Metoden består i å måle isens fribord, som er høyden fra den isfrie havoverflate til toppen av isen, og omregne fribord til istykkelse. Dette forutsetter at snødekket og isens tetthet er kjent. NASAs laseraltimetersatellitt, *IceSat*, har levert målinger av

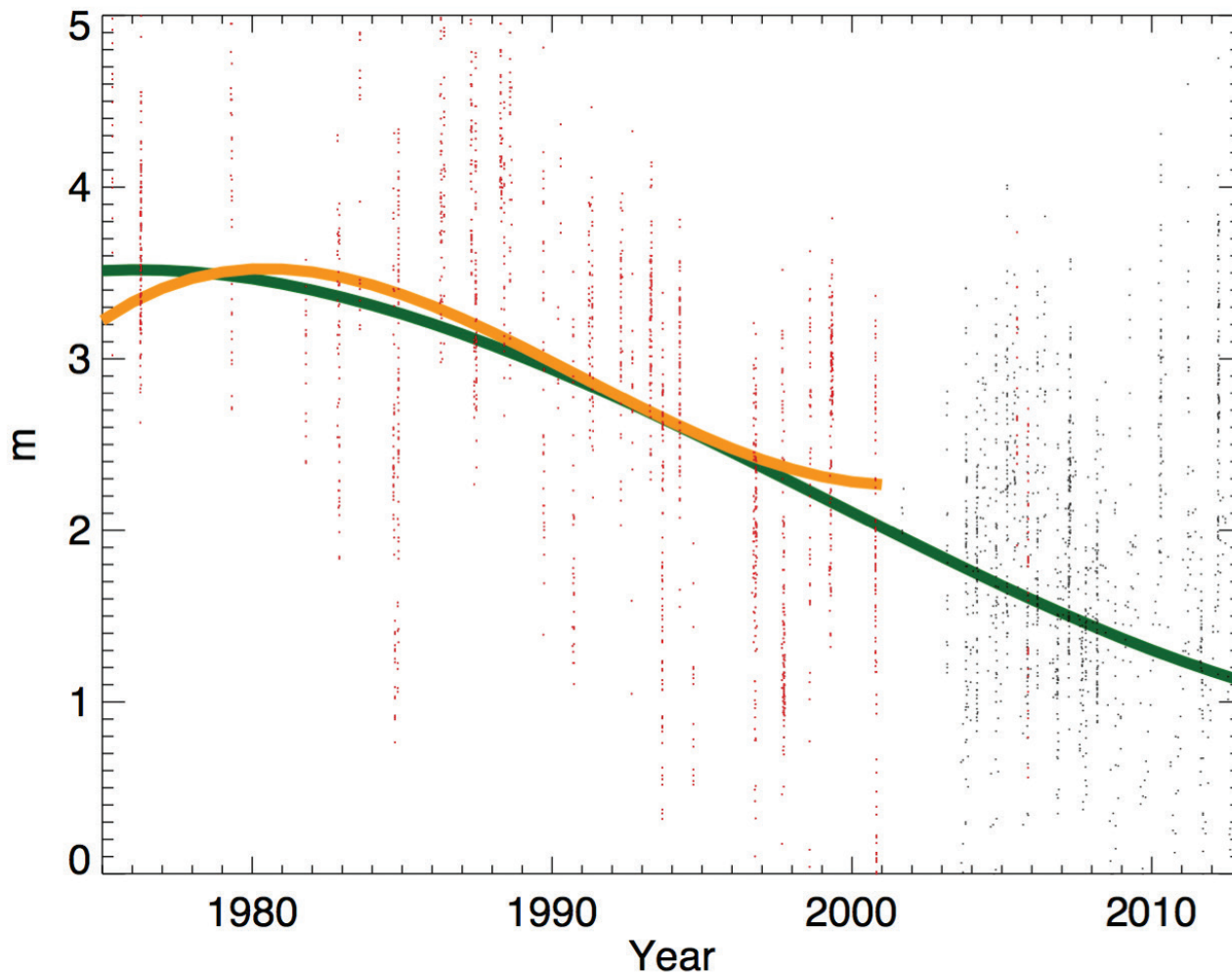
isens fribord i utvalgte perioder fra 2003 til 2008. Analyser av disse dataene har gitt unike synoptiske månedsmiddel av istykkelse over hele Arktis. Dataene viser at både flerårsisen og førsteårsisen har blitt tynnere fra 2003 til 2008 over store deler av Arktis, som vist i figur 3.5.13 [132].

Ved å analysere data fra de ulike målemetodene har man funnet at midlere istykkelse i det sentrale Arktiske basseng har avtatt fra 3,59 m i 1975 til 1,25 m i 2012, en reduksjon på 65 %, [133]; (figur 3.5.14). For perioden fra 2000 til 2012, hvor flere typer data er tilgjengelig og estimatene dermed bedre, er det funnet at reduksjonen er 0,58 m pr dekad med en nøyaktighet på + 0,07 m. Dette er en dramatisk endring som viser at den tykke flerårsisen i det indre av Arktis er kraftig redusert. Det er likevel fortsatt en del flerårsis igjen, men den er for det meste lokalisert nord for Canada/Grønland (figur 3.5.13) og faller delvis utenfor området som er analysert i [133].

Fra 2010 har radar altimeterdata fra *CryoSat* vært tilgjengelig, og de første målinger av istykkelse i polarområdene har blitt publisert [134]. Foreløpige resultater viser at istykkelsen ikke har endret seg signifikant i de siste få årene. Men målemetoden er under utvikling [135] og man kan ikke trekke konklusjoner før resultatene er grundig validert mot andre metoder.



Figur 3.5.13 Istykkelsesdata fra laser altimeteret på *IceSat* som er midlet over 4 -5 ukers perioder i februar-mars. Kartene viser istykkelse i meter for (a) 2004, (b) 2006 og (c) 2008. Merk at den tykkeste isen (rød-gul-grønn) faller sammen med lokalisering av flerårsisen, som også er vist i figur 3.2.12.



Figur 3.5.14 Istykkelsesdata fra 1975 til 2012 basert på sonarmålinger fra ubåttokter (røde punkter) og andre data fra fly, satellitt, og undervannsrigger (svarte punkter). Oransje linje er tredje ordens polynom tilpasning til ubåtdataene som er brukt til å beregne tykkelse. Grønn linje er tredje ordens polynom tilpasning til alle dataene som er vist i figuren. Fra [133].

Sjøisvariabel	Endring	Observert trend
Isutbredelse	Reduksjon	-3.8 % per decade
Utbredelse av flerårsis	Reduksjon	-13.5 % per decade
Istykking	Reduksjon	-15 % per decade
Isdrift	Økning	+0,55 cm/s per decade
Smeltesesongens lengde	Økning	+5,7 dager per decade

Tabell 3.5.1 Oppsummering av endringer og trender i isforhold de siste dekadene.

Konklusjon

Reduksjonen i den arktiske sjøisen, som er blitt dokumentert gjennom flere typer målinger, er et av de mest tydelige tegn på klimaendringer i nord-områdene. De viktigste endringene er at 1) isutbredelsen er redusert for alle måneder i året, men mest for september-oktober; 2) andelen av flerårsis er betydelig redusert, noe som medfører at 3) den midlere istykkelsen er betydelig redusert, siden større deler av isdekket består av førsteårsis som er typisk 1-2 m tykk. Disse endringene har videre ført til at både midlere isdrifthastighet og lengden av smeltesesongen har økt. Disse endringene er oppsummert av FNs klimapanel [2] og er gjengitt i tabell 3.5.1.

3.5.3 Observerte havnivåendringer

De viktigste bidragene til den pågående og den beregnede framtidige stigningen av havflaten globalt er varmeutvidelse og tilførsel av smeltetvann fra verdens breer og iskapper. Endringer i tyngdefelt, vind og havstrømmer fører til regionale forskjeller. Hovedårsakene til den langsiktige stigningen i Norske farvann er også varmeutvidelse og smelting av landbasert is i verden, men strandlinjen stiger langsommere her fordi landmassene også stiger. Hovedgrunnen til at landet stiger er at ismassene som lå her under siste istid, trykket ned jordskorpen, og tilbakejusteringen tar tusenvis av år.

Landhevingen er mange steder fortsatt raskere enn havstigningen, og det er landheving som dominerer det romlige mønsteret for vår kyst. Dynamiske effekter, som også involverer vind, kan på kortere sikt gi betydelige avvik fra de langsiktige endringene.

Vannstandsmålerne langs norskekysten gir fra slutten av 1800-tallet og fram til i dag direkte målinger av havnivået i forhold til land. Enkelte områder i Norge har opplevd fall i relativt havnivå og andre en begrenset stigning. Over perioden 1960–2010 er det observert endringer som varierer mellom 13 centimeter fall i Oslo og 6 centimeter stigning i Stavanger [136]. Dersom vannstandsmålingene korrigeres for landheving, kan endring av det absolutte havnivået (dvs. i forhold til en global geodetisk referanseramme) beregnes. I rapporten om havnivå i Norge [136] er tre perioder undersøkt, 1960–2010, 1984–2014 og 1993–2014, og der er en klar økning i stigningen. Gjennomsnittsverdiene for de undersøkte stasjonene er henholdsvis 1,9 mm/år, 2,4 mm/år og 3,6 mm/år i disse periodene. For den siste perioden, 1993–2014, er også to datasett med altimetrimalinger undersøkt, og for norskekysten er endringene estimert til 3,1 og 3,4 mm/år avhengig av hvilket datasett som legges til grunn.



4. Klimautvikling i nær framtid

4.1 Beslutningsgrunnlag for planleggingsformål for de nærmeste tiår

Framskrivninger av klimautvikling fram til midten og slutten av dette århundret er beskrevet i kapittel 5. For en rekke brukergrupper er det i tillegg et stort behov for å vite hva som er forventet klimautvikling de nærmeste tiår. Det anbefales imidlertid ikke å benytte klimaframskrivninger basert på scenarier som verktøy for å gi estimat av regionale klimændringer de neste tiårene. For dette tidsperspektivet vil – spesielt i våre områder – de naturlige variasjonene i stor grad dominere over «klimasignalet» som skyldes økt drivhuseffekt. Ulempene knyttet til introduksjon av modellresultater – med feil, usikkerheter og begrensninger med hensyn til tilgjengelige variable og oppløsning i tid og rom – antas da å være større enn fordelene ved å inkludere antagelser om framtidige klimapådriv. Det anbefales derfor at man ved planlegging for opp til et par tiår baserer seg på observasjoner.

I denne rapporten er perioden 1971-2000 brukt som referanseperiode for dagens klima, se kapittel 3.1. Det har imidlertid vært betydelige klimavariasjoner i Norge de seneste tiårene, se kapittel 3. For å få et best mulig bilde av dagens klimaforhold er det derfor utarbeidet kart for en rekke klimavariabler for den siste 30-årsperioden (1985-2014). Disse kart-

ene er tilgjengelige på www.klimaservicesenter.no. For planleggingsformål for de nærmeste dekadene anbefales det at man bruker data fra denne perioden. Endringer fra normalperioden 1971-2000 til perioden 1985-2014 er beskrevet i tekst og tabeller i kapittel 3. I det følgende gis bare en kort beskrivelse av noen hovedtrekk i disse endringene.

Også for havnivå er variasjonene på tidsskalaer opp til flere tiår såpass store at det hverken er tilrådelig å benytte framskrivninger eller trender i observerte verdier i planlegging for de nærmeste tiårene. Framskrivningene gir endringer som i både middel og sannsynlighetsintervall er mindre enn den observerte variabiliteten. Observerte endringsrater innenfor de siste 50 år er også svært varierende, avhengig av hvilken periode man legger til grunn. Det som dermed gjenstår som avgjørende for planlegging de nærmeste tiårene, er risikoen for høye stormflonivåer. Til det kan man, som i dag, benytte seg av eksisterende ekstremverdianalyser fra observert vannstand.

4.2 Lufttemperatur

For alle sesonger og alle regioner var temperaturen for perioden 1985-2014 høyere enn for 1971-2000. Tabell 3.2.1 viser at årsmiddeltemperaturen var 0,5 °C høyere, og at økningen var minst på Vestlandet (0,4 °C) og størst på Finnmarksvidda (0,6 °C). For de enkelte årstidene (se tabell 3.2.2) var økningen på landsbasis størst om høsten (0,6 °C) og minst (0,4 °C) om vinteren. Størst økning i årstidstemperatur (0,9 °C) var det for høstsesongen på Finnmarksvidda. Minst økning (0,3 °C) var det for vintersesongen på Vestlandet.

Figur 3.2.6 viser at i Sør-Norge har området med «varme døgn»; - dvs. med minst to dager i året med døgnmiddeltemperatur høyere enn 20 °C, har økt betydelig fra perioden 1971-2000. Området er blitt større på Østlandet, og det omfatter nå også store

deler av Sørlandskysten, samt enkelte kystnære områder på Vestlandet og ved Trondheimsfjorden.

Lengden av vekstsesongen har økt med 1-2 uker over store deler av landet, og spesielt i de tre nordligste fylkene (figur 3.2.7). Arealet som har vekstsesong på over 180 dager har økt fra ca. 37 000 km² for perioden 1971-2000 til over 45 000 km² for 1985-2014 (figur 3.2.8). Det er nå et areal på over 5000 km² som har vekstsesong på over 220 dager.

Antall «fyringsdager» (figur 3.2.9a) har minket med ca. fire uker i midtre strøk av Vestlandet og Møre & Romsdal, samt i deler av Trøndelag og Nordland. Også fyringsgraddagsummen har avtatt over praktisk talt hele landet, noe som indikerer at energibehovet for oppvarming av boliger har avtatt.

4.3 Nedbør

Årsnedbøren for perioden 1985-2014 er for alle 13 nedbørregioner høyere enn for 1971-2000 (se tabell 3.2.6). For landet som helhet er økningen 4 %, og økningen er størst (7-8 %) på Østlandet, Sørlandet og på Finnmarksvidda. I enkelte områder på Østlandet og indre deler av Finnmarksvidda har årsnedbøren økt med mer enn 10 %.

For de enkelte årstidene er det særlig om våren nedbøren har økt (se tabell 3.2.7). På landsbasis er økningen om våren 10 %; - med størst økning (15 %) i Trøndelag. Både i sommer- og vintersesongen

er det flere regioner der nedbøren er mer enn 10 % høyere i den siste 30-årsperioden. Om høsten har derimot nedbørmengdene avtatt både i landet som helhet (minking på 3 %) og i de fleste regioner. Størst nedgang (7 %) er det i region 6 (Nordhordland / Sogn & Fjordane).

For døgn med kraftig nedbør (0,5 % verdien, se figur 3.2.14) er det en tendens til høyere verdier på Østlandet og i Rogaland, Trøndelag, Troms og Finnmark; og lavere verdier på Vestlandet, Møre og Romsdal og Nordland.

4.4 Hydrologiske forhold

Årsavrenningen for Norge sett under ett er litt større for perioden 1985-2014 enn for referanseperioden 1971-2000. Endringene i årsavrenning er svært små sammenliknet med de variasjonene man kan ha fra et år til et annet. For de ulike sesongene er det derimot større endringer. De mest konsistente endringene på landsbasis er større avrenning om vinteren (6 %) og våren (6 %), se figur 3.3.7. Vinteravrenningen har økt i alle landsdeler bortsett fra på Vestlandet, mest i Troms og Finnmark (ca. 19 %) fulgt av Østlandet (ca. 8 %). Om våren har brefeltene hatt størst økning (ca. 10 %), mens Troms og Finnmark har hatt en økning på ca. 9 %. Sommeravrenningen for Norge sett under ett er tilnærmet uendret mellom de to periodene. Trøn-

delag og Nord-Norge har en reduksjon på 4-12 %, de andre landsdelene og brefeltene har noe økt avrenning. Om høsten har avrenningen for Norge sett under ett økt noe (3 %). På Østlandet, i Troms og Finnmark og i breelvene har avrenningen økt, mens den har avtatt på Vestlandet, i Trøndelag og i Nordland. Trendanalyser av lange tidsserier (1920-2005) for Norge bekrefter endringene man ser ved å sammenlikne 1985-2014 med 1971-2000, med klare trender mot økt vannføring om vinteren og våren, og tidligere snøsmelting [104].

4.5 Havnivå

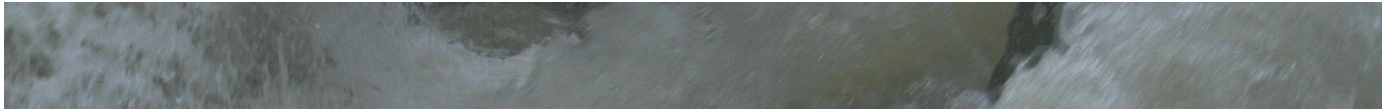
Langs Norges kyst er endringene i middelvannstand foreløpig ganske små i forhold til det som er forventet mot siste halvdel av dette århundre (se kapittel 3.5.3). Hovedgrunnen til dette er at landet fortsatt løfter seg etter at vekten av siste istids ismasser forsvant. De nærmeste foregående og framtidige tiårene utgjør en fase hvor den nå akselererende havstigningen 'tar igjen' landet som stiger og differansen, altså endringen i vannstand, vil være liten. Det som i stedet dominerer vannstandsendringer i denne perioden, er variabilitet på mellomårlig til tiårig tidsskala. I tillegg kommer episoder av ekstremvannstand på grunn av stormflo.

Analyse av 30 års-trender over de siste 50 år, gir svært varierende resultater, avhengig av hvilket år man starter 30 års-perioden på [136]. Det kan flere steder dreie seg om trender som varierer med så mye som ± 5 mm/år. Dette tyder på at det er store tiårige variasjoner og dermed ikke mulig å benytte de observerte trendene til å si noe om vannstanden i den nære fremtiden.

Fra de samme vannstandsmålingene er det beregnet mellomårlig varians på ca. ± 10 cm. Framskrivningene viser mindre endring enn dette i de nærmeste

tiårene. Framskrivningenes konfidensintervaller er fremkommet kun ved statistikk på forskjellene mellom modellkjøringer. Den naturlige variabiliteten er ikke nødvendigvis fullstendig representert av modellene og dermed heller ikke deres konfidensintervaller. Det at vannstanden i dag har større variabilitet enn konfidensintervallene for de nærmeste tiårene indikerer, understreker at framskrivningene ikke er hensiktsmessige å bruke til planlegging m.h.p. havnivå de nærmeste tiårene. Man kan kun konkludere med at for de nærmeste tiår vil havnivåendringer ligge innenfor den observerte mellomårlige variabiliteten.

Det som det imidlertid må planlegges for, er hendelser av ekstremvannstand ved stormflo. Det finnes allerede statistiske beregninger av returnivær med ulike gjentakintervaller, som er i bruk i dag. Som det fremgår av kapittel 5.3.2, dreier dette seg om høyder opp til over 2 meter over middelvannstand. Uten pålitelige framskrivninger av, eller forventning om signifikante endringer i, middelvannstand, er det kun dagens returnivær man kan legge til grunn. Planleggingen for de nærmeste tiårene bør derfor utføres basert på dagens situasjon.



5. Framtidige klimaendringer

5.1 Modeller, metoder og datagrunnlag

5.1.1 Globale klimamodeller og utslippsscenarioer

Ifølge FNs klimapanel er klimagassutslippene fra menneskelig aktivitet «svært sannsynlig» (sannsynlighet på minst 95%) hovedårsaken til den observerte globale oppvarmingen fra 1950 og fram til i dag [2]. Den globale oppvarmingen vil sannsynligvis fortsette (se kapittel 1.2), men hvor store blir endringene? Klimapanelet oppsummerer i sin siste hovedrapport [2] beregninger av framtidig klimautvikling på global skala under forskjellige antagelser om klimagassutslipp. I disse beregningene benyttes globale klimamodeller (“Global Climate Models“, GCM) eller jordsystemmodeller (“Earth System Models“, ESM) som beskriver prosesser og vekselvirkninger i klimasystemet (hav, luft, land og jord) ved hjelp av matematiske ligninger. Klimasystemet blir da delt opp i gridruter som i horisontal utstrekning typisk er 100 x 100 km². Modellene simulerer både interne variasjoner i klimasystemet og endringer som skyldes ubalanse i energiutvekslingen med verdensrommet (klimapådriv, se kapittel 2.1). Klimapådriv kan ha naturlige årsaker (f.eks. vulkanutbrudd og forandringer i solstrålingen), eller de kan skyldes menneskelig aktivitet (f.eks. utslipp av drivhusgasser og aerosoler). Når de globale klimamodellene foreskrives det vi kjenner av både naturlige og menneskeskapt klimapådriv gjennom

de siste 150 år, beregnes en global temperaturutvikling som er nokså lik den vi har observert. Dette, sammen med sammenstilling av avledet og modellert klima tilbake i tid, inngir en tillit til at modellene fungerer ganske godt på stor skala. Det er videre et klart trekk at statistikk basert på mange modeller gir et riktigere bilde av trender over flere tiår enn det enkeltmodeller gir. Når vi bruker klimamodeller til å se på slike trender er det derfor viktig å bruke resultater fra flere modeller. Kombinasjoner av resultater fra flere modellkjøringer kalles ensembler.

For å beregne hvordan menneskelig aktivitet vil virke inn på klimaet framover må det gjøres antagelser om hvordan de menneskeskapt utslippene vil utvikle seg. I siste hovedrapport fra klimapanelet presenteres flere slike sett med antagelser. Vi vil i dette kapitlet bruke tre slike sett, såkalte Representative Concentration Pathways: RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5. Disse er beskrevet nærmere i en egen faktaboks og i kapittel 6, men kort fortalt er RCP2.6 et utslippsscenario som krever drastiske utslippskutt. Også RCP4.5 krever betydelige kutt, mens RCP8.5 innebærer at utslippsøkningen fortsetter omtrent som nå.

Faktaboks 5.1.1: Utslippsscenarioer

Utslippsscenarioer framstilles som 'Representative Concentration Pathways' (RCP'er). Disse beskriver forskjellige scenarioer for framtidig utvikling av globale utslipp av klimagasser (CO_2 , CH_4 og N_2O er de viktigste) og aerosoler (partikler). Utviklingen av disse utslippene er i stor grad avhengig av verdens befolkningsvekst, teknologiutvikling, næringslivsutvikling og politiske rammebetingelser.

I klimaforskningen regnes utslippene om til ekstra klimapådriv til atmosfæren. Tallet som er knyttet til RCP'ene refererer til anslått klimapådriv i året 2100 i forhold til ca. år 1765. Ved slutten av vårt århundre vil f. eks. RCP4.5 scenarioet bety en ekstra varmetilførsel av $4,5 \text{ W/m}^2$ til jord-atmosfæresystemet (se figur 5.1.1). Fordelen med å uttrykke scenarioene på denne måten er at det blir enklere å vurdere hvilken utviklingsbane forskjellige klimatiltak vil føre til.

Som grunnlag for beregningen av framtidige klimaendringer i Norge benyttes følgende tre scenarioer:

RCP2.6: stabile klimagassutslipp de første årene; kraftig reduksjon fra 2020

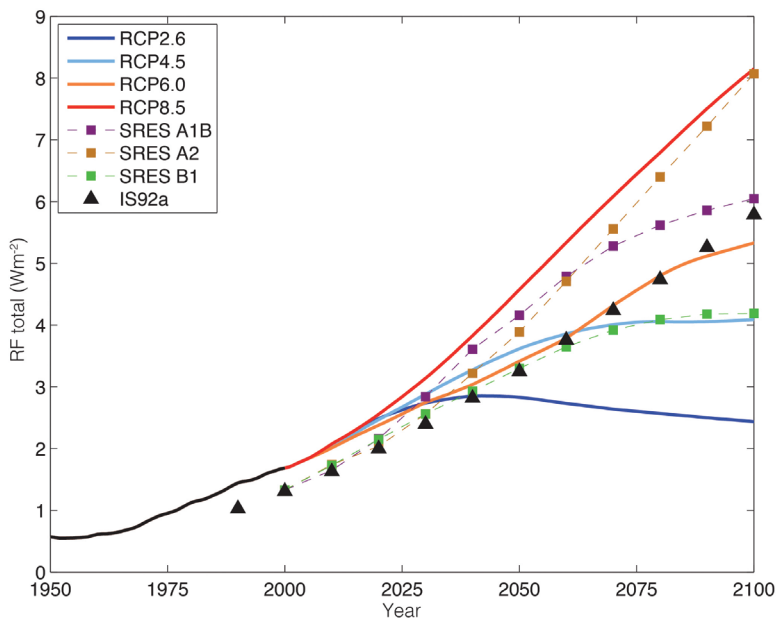
RCP2.6 er et lavt utslippsscenario. Klimagasskonsentrasjonene i atmosfæren minker fra 2040 og er mot slutten av århundret bare litt høyere enn dagens nivå (dagens konsentrasjoner av klimagasser tilsvarer et pådriv på omtrent $2,6 \text{ W/m}^2$). Scenarioet baserer seg på en forutsetning om fallende oljeforbruk, lavere energiforbruk og en verdensbefolkning på ni milliarder mennesker ved slutten av vårt århundre. Utslippene av klimagasser må reduseres kraftig fra 2020, og må rundt 2080 være redusert til 0. Det betyr at resterende menneskeskapte utslipp da må kompenseres ved at klimagasser fjernes fra atmosfæren. RCP2.6 er det eneste scenarioet som mest sannsynlig fører til en global oppvarming på mindre enn $2 \text{ }^\circ\text{C}$ i forhold til perioden 1850-1900.

RCP4.5: stabile/ svakt økende utslipp til 2040; deretter reduserte utslipp

RCP4.5 innebærer at klimagasskonsentrasjonene i atmosfæren vil øke noe fram mot 2060, men at de stabiliseres ved slutten av århundret. Også dette scenarioet krever en kraftig reduksjon i klimagassutslipp. Utslippene kan øke svakt i begynnelsen, men fra 2040 må de avta, og fra 2080 må utslippene stabiliseres på et nivå som tilsvarer ca. 40 % av utslippene i 2012. Utslippsreduksjonen må skje samtidig som verdens befolkning – og behovet for matproduksjon – øker. RCP4.5 scenarioet kan nås i en energieffektiv verden med ambisiøs klimapolitikk i de fleste land. På global skala beregnes under dette scenarioet en temperaturøkning på rundt $2,5 \text{ }^\circ\text{C}$ mot slutten av århundret, relativt til perioden 1850-1900.

RCP8.5: kontinuerlig vekst i klimagassutslipp

RCP8.5 er et scenario med høye klimagassutslipp. Det kalles ofte 'business as usual' scenarioet, fordi økningen i klimagassutslipp i stor grad følger samme utvikling som vi har hatt de siste tiårene. Scenarioet innebærer at dagens CO_2 -utslipp tredobles innen 2100 i tillegg til en rask økning i metanutslipp. Verdens befolkning antas å øke til 12 milliarder innen 2100. Under RCP8.5 er det svært sannsynlig at global temperaturøkning ved slutten av århundret blir mer enn $4 \text{ }^\circ\text{C}$ relativt til perioden 1850-1900. I dette scenarioet vil dessuten klimagasskonsentrasjonen i atmosfæren – og global middeltemperatur - fortsette å stige etter år 2100.



Figur 5.1.1 Historisk og framtidig klimapådriv ('total radiative forcing') i W/m^2 fra 1950 til 2100. Pådrivet er gitt i forhold til førindustriell tid. Scenarier fra tidligere IPCC rapporter (IS92a, SRES A1B, A2 and B1) er framstilt sammen med de nye 'Representative Concentration Pathways' (RCP). (Figur 1.15 fra [2]).

5.1.2 Usikkerhet: «høy», «med» og «lav» klimaframskrivning

Selv for en gitt RCP kan vi ikke med sikkerhet beregne hvordan klimaet vil utvikle seg, blant annet fordi vi ikke kjenner klimasystemets følsomhet (se kapittel 2.1). FNs klimapanel bruker spredningen i ensembler av modellberegninger under en og samme RCP som mål på usikkerhet [2]. Det er flere kilder til usikkerhet i modellberegningene (se kapittel 6), og vi har ingen garanti for at spredningen i modellberegningene er representative for den virkelige usikkerheten. Vi anser likevel at spredningen innen ensembler av modellberegninger som er foretatt for samme RCP er det beste målet for usikkerhet vi for øyeblikket kan gi.

I denne rapporten brukes – i den grad det finnes brukbart datagrunnlag – ensembler til å estimere framtidige klimaendringer. For meteorologiske og hydrologiske variable presenteres resultatene fra ensemblene som medianverdi (*med*), 10-persentil (*lav*) og 90-persentil (*høy*) for en gitt RCP. Medianen er den verdien som deler utvalget i to, slik at hver del har like mange elementer. Det vil si at det er like mange framskrivninger med større klimaforandringsverdier enn medianen som det er med lavere verdier

enn medianen. Lav og høy framskrivning (10- og 90-persentilene) er definert slik at 10 prosent av simuleringene har lavere (10-persentil) eller høyere verdi (90-persentil). Følgelig ligger 80 prosent av klimasimuleringene mellom høy og lav klimaframskrivning, og de representerer et usikkerhetsestimert.

5.1.3 Nedskalering og postprosessering

Klimaframskrivningene for Norge som presenteres videre utover i dette kapittelet bygger på resultater fra globale klimamodeller. Der ikke annet oppgis, brukes resultater fra «Coupled Model Intercomparison Project – Phase 5» eller CMIP5 (se <http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/>), som også er modell-datagrunnlaget for klimapanelets rapport [2]. Det er imidlertid ikke mulig å vurdere klimautviklingen i forskjellige deler av Norge – eller i havet utenfor – direkte utfra modeller med romlig oppløsning på $100 \times 100 \text{ km}^2$. Det er derfor nødvendig å «nedskalere» resultatene fra de globale modellene. Dette kan gjøres med to helt forskjellige typer av metoder. En metodetype (ESD) bygger på empirisk statistiske modeller. Den andre modelltypen (RCM) bygger på fysisk-dynamiske modeller. Det å bruke to uavhengige metoder til å nedskalere resultatene fra globale klimamodeller gjør at vi får en bedre forståelse av hva som er troverdige resultater.

Empirisk statistisk nedskalering (ESD)

Lokalt klima påvirkes av de storstilte klimaforholdene som modelleres av globalmodellene, men også av lokale forhold som topografi og avstand fra kysten. Lokale forhold kan føre til store variasjoner i klimaet over små avstander. På et gitt sted vil imidlertid et og samme storstilte værmønster gi nokså like lokale værforhold. Ved statistiske analyser av måledata og observasjoner kan man identifisere og tallfeste sammenhengene mellom klimaet på en gitt lokalitet og storskala klima. Disse sammenhengene kan deretter benyttes til å beregne lokalt klima dersom det storstilte klimaet er kjent. Dette danner grunnlaget for empirisk statistisk nedskalering. De empiriske sammenhengene brukes til å beregne hvordan det lokale klimaet vil utvikle seg under de storskala klimaendringene som beregnes med globale klimamodeller. Det finnes en rekke statistiske metoder som kan brukes til nedskalering [138]. I denne rapporten er slike metoder brukt til å framskrive lufttemperatur for forskjellige regioner i Norge.

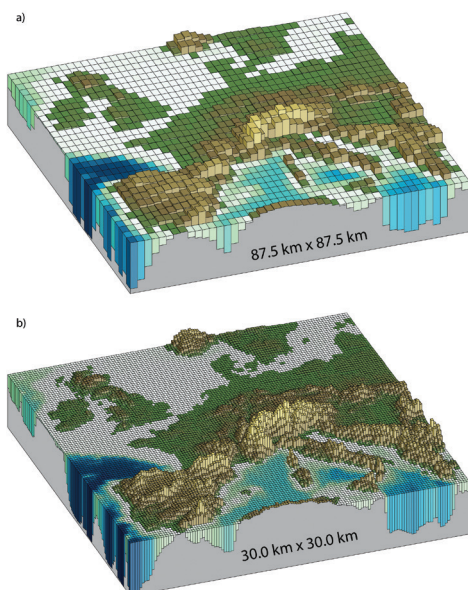
Dynamisk nedskalering eller regional klimamodellering (RCM)

Dynamisk nedskalering – også kalt regional klimamodellering – består i at en dynamisk klimamodell, bygget opp på samme vis som de globale klimamodellene (kapittel 5.1.1), men med mindre gridruter enn GCM/ESM-ene, legges inn i et geografisk

begrenset område. På kantene av området foreskrives RCM-en med resultater fra den globale modellen. Figur 5.1.2 viser et eksempel på hvordan modellbeskrivelsen av topografien forbedres når gridboksene blir mindre. RCM-er benyttes både for å nedskalere hav og atmosfære, og en rekke klimavariabler er tilgjengelige fra slike modellkjøringer. I denne rapporten danner RCM-resultater grunnlag for framskrivninger av atmosfæriske, hydrologiske og oseanografiske variable.

Postprosessering av RCM-resultater

Dynamiske modeller har gjerne systematiske avvik fra observert klima som gjør at de ikke er direkte sammenlignbare med observasjonsbaserte data. Så lenge man sammenligner modelldata med modelldata trenger ikke dette være noe problem, dersom feilen kan antas å være nokså konstant. I noen sammenhenger er det imidlertid viktig at de modellerte dataene har realistisk absoluttverdi. Dette gjelder for eksempel dersom man skal beregne antall dager med temperatur eller nedbør over gitte terskelverdier, eller om temperatur- og nedbørverdiene skal benyttes i hydrologiske modeller. Systematiske feil må da justeres for. Det finnes en rekke metoder for å gjøre slike biasjusteringer [139]. I denne rapporten er døgnverdier for temperatur og nedbør fra dynamiske modeller tilpasset et rutenett på 1x1 km² og biasjustert i forhold til observasjonsbaserte grid for referanseperioden (1971-2000), se nærmere beskrivelse i [98].



Figur 5.1.2 Topografien i Sør- og Mellom-Europa vist med to forskjellige størrelser på gridrutene. (Figur 1.14 fra [2]).

5.1.4 Framstilling av klimaendringer

Klimaet karakteriseres ved den statistiske fordeling av klimavariabel over flere år (kapittel 2.1). For å beskrive beregnede klimaendringer sammenlignes derfor forskjellige tidsperioder. For atmosfæriske og hydrologiske beregninger brukes her 30-årsperioder, og referanseperioden er 1971-2000 (kapittel 3.1). Beregningene av klimaendringer er gjort fram til periodene 2031-2060 og 2071-2100. Alle tidsserier som viser beregnet klimautvikling av atmosfæriske og hydrologiske variable gjennom det 21. århundre er glattet med såkalte gaussfiltre [89,144] med standardavvik 9 år. Disse viser variasjoner på ca. 30 års tidsskala.

Det er begrenset tilfang av nedskalerte klimamodelldata for havet. Havets store varmekapasitet gjør at temperaturvariasjonen er langt mindre enn i atmosfæren. Bruk av kortere tidsperioder for å karakterisere klimaet kan derfor forsvares, og tidsperioder på 10 år blir her brukt for å karakterisere havklimaet og sammenligne forskjellige perioder.

Beregningene av framtidig havnivå er basert direkte på globale klimamodeller, der referanseperioden er 20-årsperioden 1986-2005 (kapittel 3.1). Framskrivningene for havnivå er i denne rapporten gitt for perioden 2081-2100.

5.1.5 Datagrunnlag for framskrivningene i denne rapporten

Atmosfæriske variable

CORDEX (Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment) er et omfattende internasjonalt samarbeid der målet er å tilgjengeliggjøre RCM-data som kan brukes som grunnlag for klimaeffektstudier og klimatilpasning. Alle CORDEX-modeller dekker som et minimum perioden 1970-2100, og det er delprosjekter for alle kontinenter. I Euro-CORDEX (<http://www.euro-cordex.net/>) nedskaleres data for Europa fra globale klimaframskrivninger med rundt 100x100 km² gridoppløsning ved hjelp av regionale klimamodeller med typisk grid på 12x12 til 50x50 km² [141]. På grunn av Norges topografi har vi valgt å benytte kun den fineste gridoppløsningen. For denne rapporten er ti klimaframskrivninger tilgjengelige for de to utslippsscenarioene

RCP4.5 og RCP8.5 (se modelloversikt i appendiks tabell A.5.1.1). Temperatur-, nedbør- og vinddata fra modellene er analysert. Døgnverdier for temperatur og nedbør er deretter tilpasset gridruter på 1x1 km² og biasjustert (se kapittel 5.1.3).

ESD er i denne rapporten benyttet til å nedskalere lufttemperatur for forskjellige regioner i Norge. Et stort antall globale modellkjøringer (for RCP2.6: 64, for RCP4.5: 107 og for RCP8.5: 77) er nedskalert med en metode beskrevet i [142]. En oversikt over modellgrunnlaget for alle temperaturframskrivningene er gitt i appendiks (tabell A.5.1.2). Det store antallet modeller som er brukt gir økt informasjon om usikkerhet og om representativiteten av resultatene fra dynamisk nedskalering, som er basert på kun ti modellkjøringer. Resultatene fra ESD gir dessuten informasjon om hvor RCP2.6-framskrivningene ligger relativt til de andre RCPene. Resultater fra RCM for RCP2.6 er ikke presentert her, da kun én framskrivning var tilgjengelig med gitteroppløsning 12x12 km², og det derfor ikke var grunnlag for å gi informasjon om usikkerhet.

Hydrologiske variable

For å beregne hvilke følger endringer i atmosfæriske variable får for hydrologiske variable brukes hydrologiske modeller. I denne rapporten brukes to versjoner av HBV-modellen [87, 143]; en versjon som utfører beregninger for hele landet for gridruter av størrelse 1x1 km², og en versjon som utfører beregninger for gitte nedbørfelt. Inngangsdata til HBV-modellen er døgnverdier av nedbør og temperatur, som er tatt fra de postprosesserte RCM-dataene beskrevet ovenfor. HBV-modellen er kjørt for alle de ti modellkjøringene gitt i appendix tabell A.1.5.1, og for utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5.

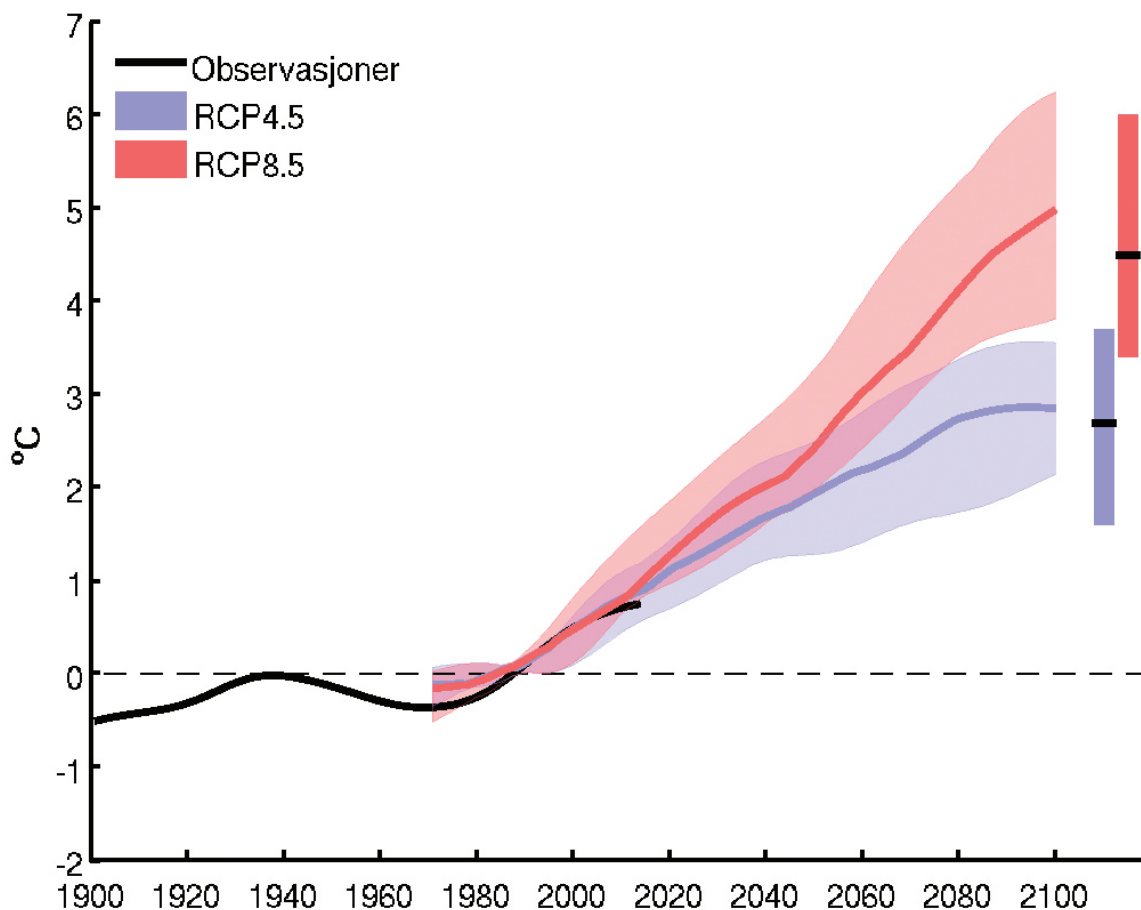
Oseanografiske variable

For havet har man langt færre nedskaleringer av framtidens klima enn det man har for atmosfæren. Resultater for klimaendringer i havet bygger hovedsakelig på dynamisk nedskalering av klimamodeller fra CMIP5 og CMIP3 [41], og dekker et betydelig område utenfor Norges grenser for å få med prosesser i den storstilte havsirkulasjonen oppstrøms av de norske havområdene. Disse nedskaleringene er

gjort med den regionale havmodellen ROMS [170] med en gitteroppløsning på omtrent 10x10 km² i de nordiske hav og Barentshavet. Valg av CMIP modeller for nedskaleringene er basert på evalueringer av de ulike modellenes evne til å reprodusere observert varmetransport og isutbredelse. I tillegg til disse nedskaleringene som dekker hele Norskekysten, har det også vært gjort en del nedskaleringer med ulike globale og regionale modeller på Nordsjøen og Skagerrak. Framskrivningene baserer seg på utslippsscenarioene RCP4.5 fra CMIP5 og A1B fra CMIP3 (se figur 5.1.1).

Relativt havnivå

Når det gjelder endringer i havnivå, spiller havets tetthet og sirkulasjon, vindstress, samt luft-hav flukser og tilførsel av ferskvann en viktig rolle. Disse prosessene er med i de globale modellene i CMIP5, som ligger til grunn for siste hovedrapport fra FNs klimapanel [2]. Framskrivningene av havnivå som er gitt i dette kapitlet er basert på disse globale modellberegningene. De tre utslippsscenarioene RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 er vurdert. Ytterligere informasjon om modellgrunnlaget er rapportert i [136].



Figur 5.2.1 Årstemperatur for Norge gitt som avvik (i °C) fra referanseperioden 1971-2000. Svart kurvelinje viser observasjonene (1900-2014), rød og blå kurvelinje viser medianverdiene for ensemblet av ti RCM-simuleringer for utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5. Alle kurvene er glattet som beskrevet i kapittel 5.1.4. Skraveringene indikerer spredningen mellom lav og høy klimasimulering (10 og 90-persentil). Boksplottet til høyre viser verdiene for 2071-2100 (som også er gitt i tabell 5.2.1) for begge scenarioene.

5.2 Atmosfæreklima

Framskrivningene av de fleste atmosfæriske variablene benyttet her er basert på de ti RCM-kjøringene beskrevet i appendiks tabell A.5.1.1, og gjelder utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5. For lufttemperatur er det i tillegg beregnet store ensembler av ESD-framskrivninger basert på de globale modellkjøringene beskrevet i appendiks tabell A.5.1.2. Sistnevnte er også gjort for RCP2.6.

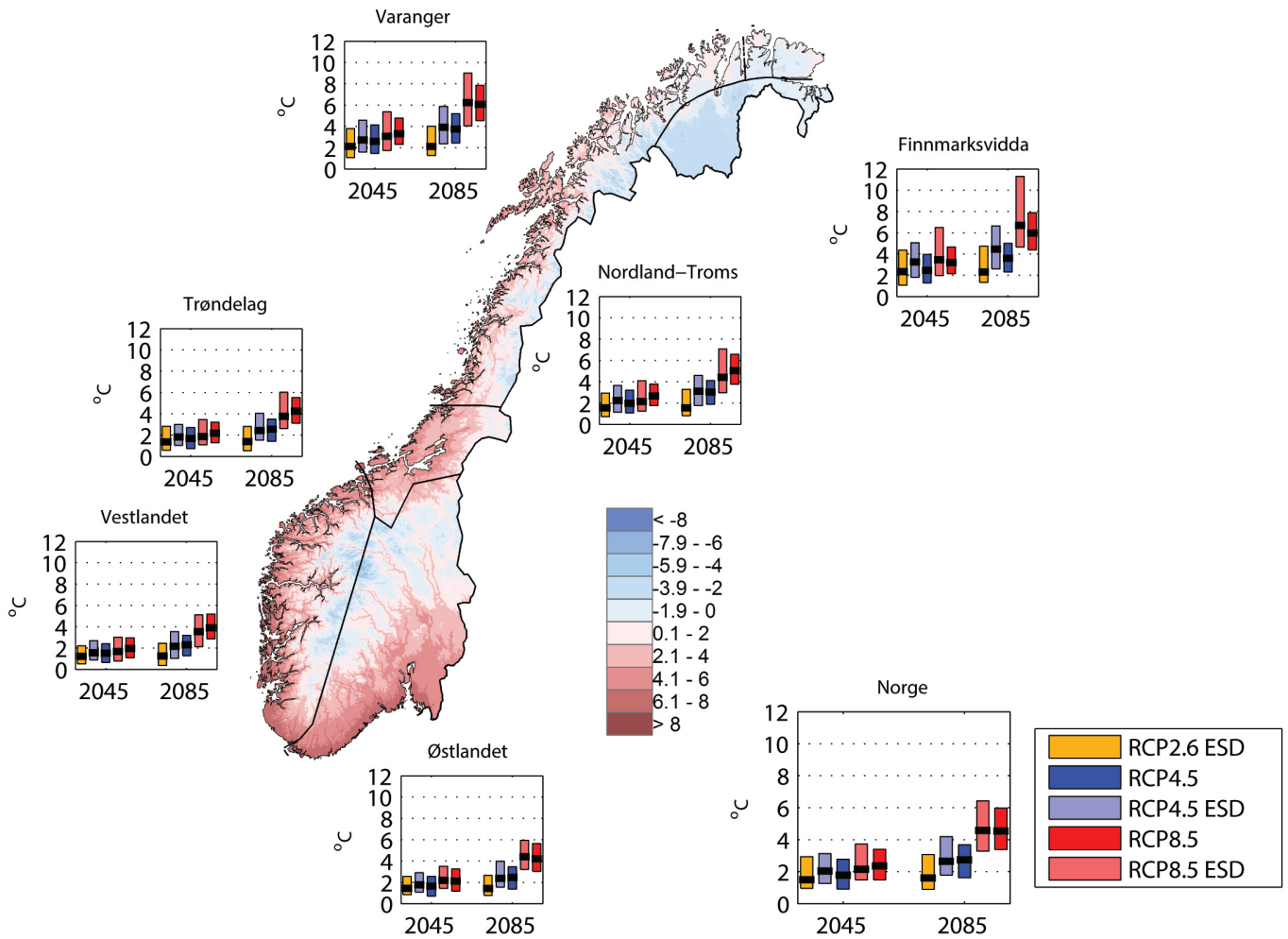
Det er fokusert på periodene 2031-2060 og 2071-2100, og der det er beregnet endringer er disse gitt i forhold til referanseperioden 1971-2000. For endringene oppgis både median, lav og høy framskrivning som beskrevet i kapittel 5.1. For noen variable vises kart. Kartene viser medianverdien for ensemblet av dynamisk nedskalerte og post-prosesserte framskrivninger.

Region	Sesong	RCP4.5			RCP8.5		
		Med	Lav	Høy	Med	Lav	Høy
Norge	År	2,7	1,6	3,7	4,5	3,4	6,0
	Vinter DJF	2,9	1,3	5,0	5,1	3,2	7,1
	Vår MAM	2,8	1,2	4,4	4,6	3,1	6,3
	Sommer JJA	2,5	1,2	3,8	3,9	2,7	5,8
	Høst SON	2,8	1,7	4,1	4,7	3,0	6,1

Tabell 5.2.1 Beregnet temperaturforandring (°C) for år og årstid fra 1971–2000 til 2071–2100 for de to utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5 ifølge median (med), lav og høy framskrivning fra dynamisk nedskalering.

Region	Sesong	RCP2.6			RCP4.5			RCP8.5		
		Med	Lav	Høy	Med	Lav	Høy	Med	Lav	Høy
Norge	År	1,6	0,9	3,1	2,7	1,8	4,2	4,6	3,3	6,4
	Vinter DJF	1,9	0,8	3,6	3,3	1,8	5,2	5,6	3,8	8,5
	Vår MAM	1,8	0,9	3,2	2,9	1,9	4,5	4,3	3,2	6,2
	Sommer JJA	0,7	0,0	1,9	1,5	0,5	2,8	2,9	1,7	4,9
	Høst SON	2,0	0,8	3,3	3,3	2,2	4,8	4,7	3,5	7,1

Tabell 5.2.2 Beregnet temperaturforandring (°C) for år og årstid fra 1971–2000 til 2071–2100 for de tre utslippsscenarioene RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 ifølge median (med), lav og høy framskrivning fra empirisk- statistisk nedskalering.



Figur 5.2.2 Beregnet endring i årstemperatur (°C) fra perioden 1971–2000 til 2031–2060 («2045») og 2071–2100 («2085») for utslippsscenarioene RCP2.6 (gul), RCP4.5 (blå) og RCP8.5 (rød) for forskjellige regioner. ESD-simuleringer er gjort for alle scenarioer. RCM-simuleringer er gjort for RCP4.5 og RCP8.5. Medianframskrivning er gitt som svart strek, mens lav og høy framskrivning er henholdsvis nedre og øvre del av boksen. Kartet viser årstemperatur i referanseperioden 1971–2000, og grensene mellom de ulike regionene er markert med svarte streker. Verdier for alle temperaturregioner og årstider er gitt i appendiks A.5.2.

5.2.1 Lufttemperatur

Årstemperatur

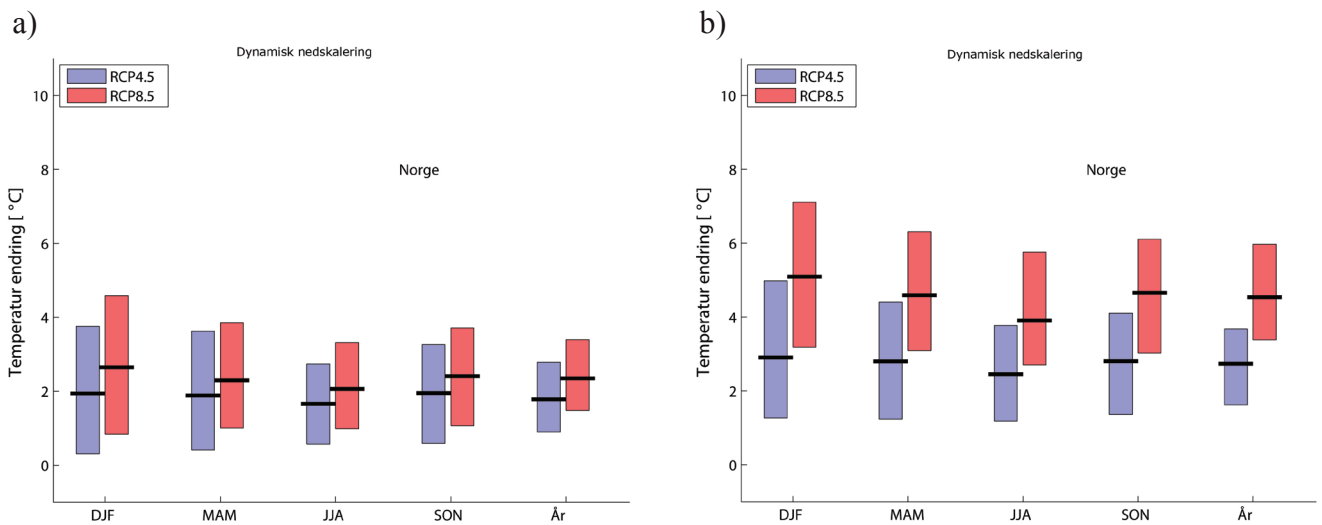
For det dynamisk nedskalerte ensemblet er beregnet medianverdi for endring i årstemperatur for Norge fra 1971–2000 til 2071–2100 henholdsvis +2,7 °C og +4,5 °C for utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5. Hovedtyngden av simuleringene ligger mellom +1,6 °C og +4,0 °C for RCP4.5 og henholdsvis +3,7 °C og +6,0 °C for RCP8.5 (figur 5.2.1 og tabell 5.2.1). For ensemblet er medianverdiene på årsbasis meget

nær verdiene fra dynamisk nedskalering, men differansen mellom lav og høy framskrivning er noe større (tabell 5.2.2). For RCP2.6 har det statistisk nedskalerte ensemblet en års-medianverdi på 1,6 °C med hovedtyngden av simuleringene mellom +0,9 °C og +3,1 °C (tabell 5.2.2). Disse verdiene ligger kun litt lavere enn de beregnede verdiene for RCP4.5 mot midten av århundret (appendiks, tabell A.5.2.1).

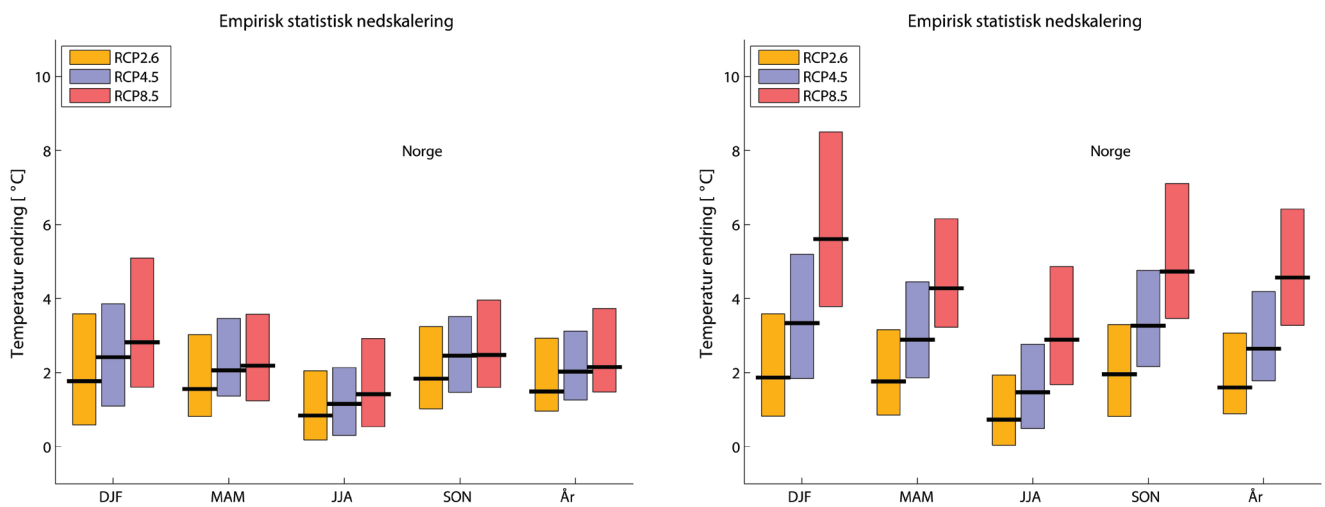
Beregningene av temperaturendringer er også gjort for temperaturregionene definert i kapittel 3.2.1.

Figur 5.2.2 viser at de største endringene i årsmid- deltemperatur beregnes i nordlige deler av Norge (Varanger og Finnmarksvidda) der medianene ligger i overkant av +2 °C for RCP2.6, omkring +4 °C for RCP4.5 og +6 °C eller mer for RCP8.5 ved slutten av århundret. Resultatene fra de to framskrivnings- metodene stemmer i store trekk godt overens både for midten og slutten av vårt århundre, selv om det

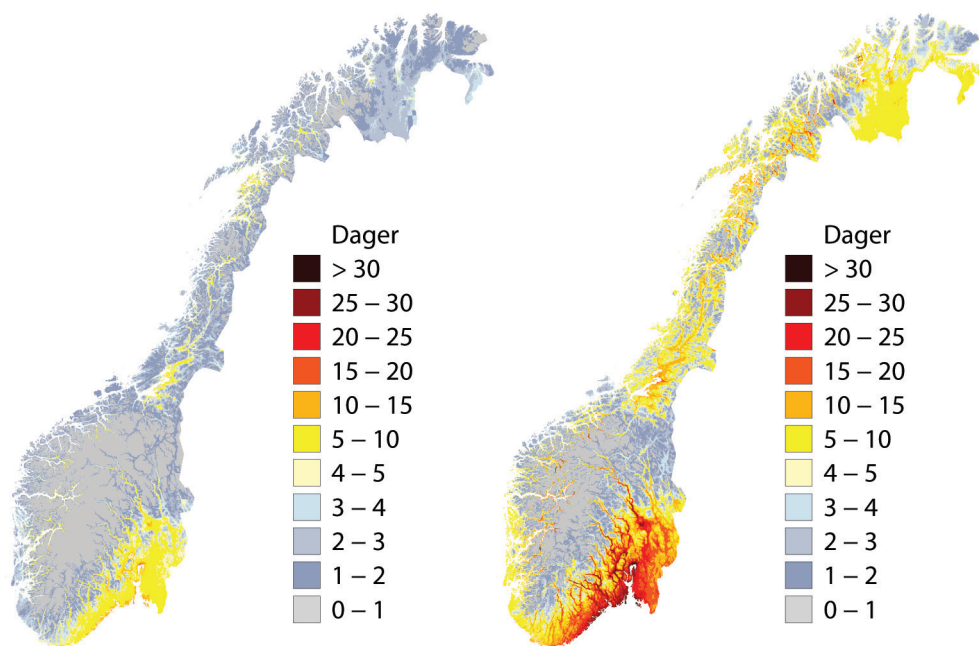
– som for landsgjennomsnittet – er en tendens til at spennet mellom høy og lav framskrivning er noe større for statistisk nedskalering. Dette kan skyldes at ensemblet på 10 framskrivninger ikke representerer hele spennet i de globale modellene. På den annen side tilsier det gode samsvaret i medianverdi- er at medianestimatene er representative på årsbasis.



Figur 5.2.3 Beregnet forandring (RCM) i årstids- og årstemperatur (°C) for Norge fra 1971-2000 til 2031-2060 (a) og til 2071-2100 (b) for utslippsscenarioene RCP4.5 (blå) og RCP8.5 (rød). Median framskrivning er gitt som svart strek, mens lav og høy framskrivning er henholdsvis nedre og øvre del av boksen. Verdiene for alle temperatur- regioner og årstider er gitt i appendiks A.5.2.



Figur 5.2.4 Beregnet forandring (ESD) i årstids- og årstemperatur (°C) for Norge fra 1971-2000 til 2031-2060 (a) og 2071-2100 (b) for utslippsscenarioene RCP2.6 (gul), RCP4.5 (blå) og RCP8.5 (rød). Median framskrivning er gitt som svart strek, mens lav og høy framskrivning er henholdsvis nedre og øvre del av boksen. Verdiene for alle temperatur- regioner og årstider er gitt i appendiks A.5.2.



Figur 5.2.5 Antall dager med døgnmiddeltemperatur over 20 °C i perioden 2071–2100 ifølge medianframskrivningen for RCP4.5 (venstre) og RCP8.5 (høyre).

Årstidsverdier

Framskrivningene av temperatur viser en økning for alle årstider i hele Norge (tabell 5.2.1/5.2.2 og figur 5.2.3/5.2.4). Dette gjelder også for hver enkelt av de 6 temperaturregionene. Verdier tilsvarende tabell 5.2.1 og 5.2.2 er gitt for alle regioner og årstider, og for begge tidsrom (endringer fram til 2031-2060 og til 2071-2100) i appendiks A.5.2.

Et generelt trekk er at det beregnes større oppvarming om vinteren (DJF) enn om sommeren (JJA). Dette er mer utpreget i innlandet enn langs kysten, mer utpreget i nord enn sør, og mest utpreget for RCP8.5. Sammenligning av resultatene fra dynamisk og empirisk statistisk nedskalering viser at statistisk nedskalering tenderer til å gi enda større forskjeller mellom beregnet temperaturøkning sommer og vinter enn det dynamisk nedskalering gir. Generelt gir statistisk nedskalering større oppvarming om vinteren og mindre oppvarming om sommeren enn det dynamisk nedskalering gir. Disse forskjellene må sees som en del av usikkerheten i beregningene.

I de følgende beregningene av avledede verdier av temperatur er det kun medianverdien fra dynamisk nedskalering som ligger til grunn. Dette skyldes at

disse beregningene krever døgnverdier, noe som foreløpig ikke er beregnet med statistisk nedskalering.

5.2.2 Varme døgn

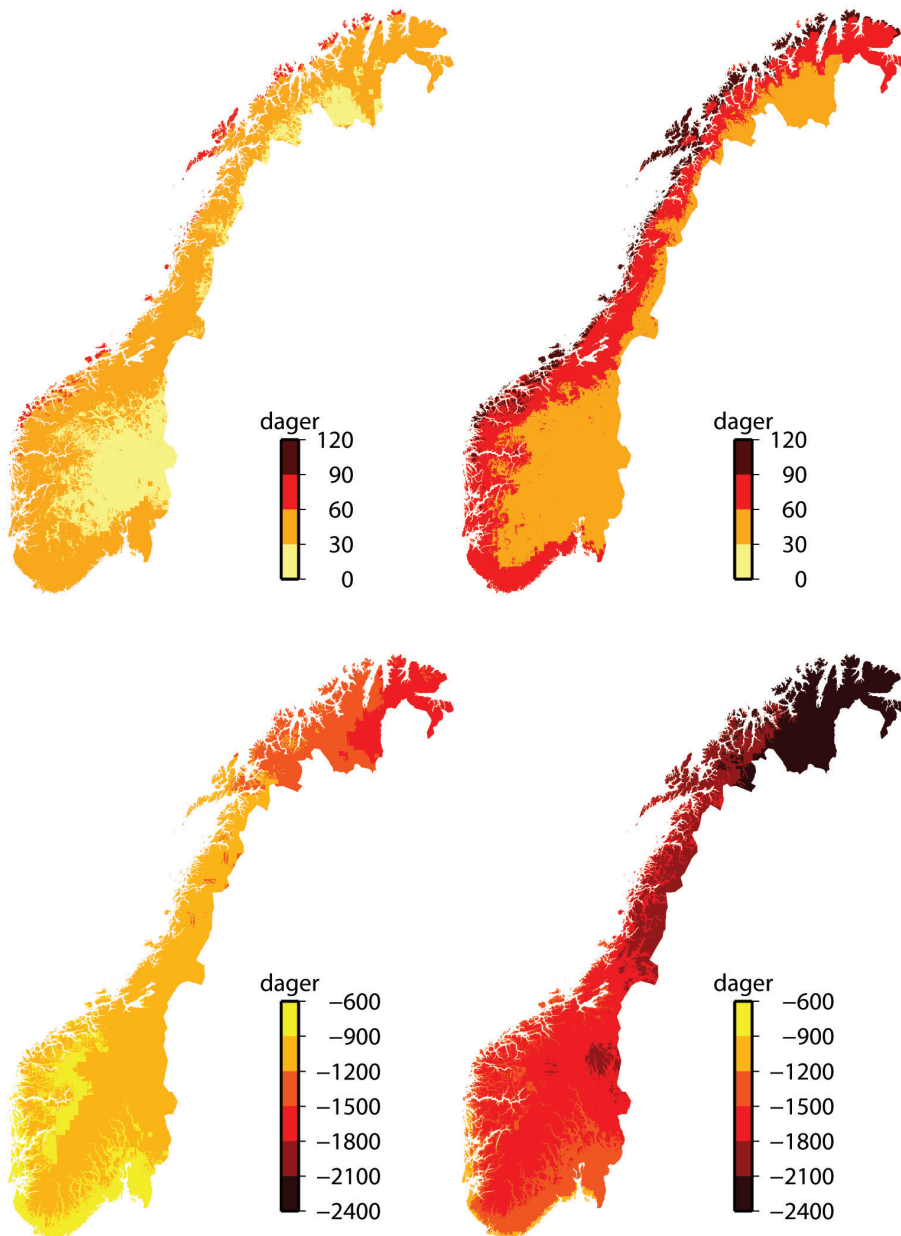
For å vurdere endringen i antall dager med høy temperatur har eksempelframskrivningene blitt benyttet til å beregne antall dager med middeltemperatur over 20 °C (se kapittel 3.2.1). Figur 3.2.6 viser at det bare er kystområder og enkelte dalstrøk på Øst- og Sørlandet som i normalperioden 1971–2000 i gjennomsnitt hadde mer enn to varme døgn per år, men at det i perioden 1985-2014 også fantes slike områder lenger opp i dalførene på Øst- og Sørlandet, i enkelte kystnære områder på Vestlandet og rundt indre strøk av Trondheimsfjorden.

Figur 5.2.5 viser at medianen for RCP4.5- framskrivningene tilsier at enda større områder i Øst- og Sør-Norge, samt en del fjord- og dalstrøk i våre tre nordligste fylker vil få flere slike dager mot slutten av århundret. Medianen for RCP8.5 tilsier en betydelig økning i antall slike dager i disse områdene. I noen områder rundt Oslofjorden, i en del dalstrøk og innerst i fjordarmene på Vestlandet og Nordvestlandet gir beregningene ca. 30 slike dager i et gjennomsnittår. I tillegg tilsier medianen for RCP 8.5 at vi vil få 5 eller flere slike dager pr. år også i en del innlandsstrøk fra Trøndelag og nordover til Finnmark.

5.2.3 Vekstsesong

Definisjonen av termisk vekstsesong for gress er gitt i kapittel 3.2.1, der også kart for vekstsesongens lengde i perioden 1971–2000 er vist. Både vekstsesongens lengde og endringer av denne relativt til perioden 1971–2000 er beregnet for perioden 2071–2100 på grunnlag av medianverdiene av framskrivningene for RCP4.5 og RCP8.5 (figur 5.2.6). Medianverdiene for RCP4.5 gir en økning i vekstsesongen på opptil 1 måned i indre strøk av Østlandet og i en del innlandsstrøk i Nord-Norge, mens 1 – 2 måneders økning stort sett beregnes i landet forøvrig. Mer enn to måneders økning av vekstsesongen beregnes i enkelte ytre kyststrøk fra Nord-Vestlandet og nordover til Finnmark.

For RCP8.5 gir medianverdiene en økning i vekstsesongen som i grove trekk ligger en måned høyere enn det RCP4.5 gir. Det vil si 1 – 2 måneders økning i indre strøk av Østlandet og i en del innlandsstrøk i Nord-Norge, mens en økning på 2-3 måneder beregnes i mesteparten av landet for øvrig, og over 3 måneders økning beregnes i enkelte ytre kyststrøk fra Nordvestlandet og nordover til Finnmark. Arealet med vekstsesong på over 6 måneder beregnes for median temperaturøkning å øke fra ca. 45 000 km² til ca. 105 000 og 165 000 km² for henholdsvis RCP4.5 og RCP8.5.



Figur 5.2.6 Antall dager økning i vekstsesongen fra perioden 1971-2000 til 2071–2100 ifølge medianframskrivningen for RCP4.5 (venstre) og RCP8.5 (høyre).

Figur 5.2.7 Fyringsgraddager i perioden 2071-2100 ifølge medianframskrivningen for RCP4.5 (venstre) og RCP8.5 (høyre).

5.2.4 Fyringsgraddager

Definisjonen fyringsgraddager er gitt i kapittel 3.2.1, der også kart for fyringsgraddager i perioden 1971–2000 er vist. For RCP4.5 gir medianverdien mot slutten av dette århundret en reduksjon på 600-900 fyringsgraddager i kyststrøk i Sør-Norge og enkelte innlandsstrøk på Vestlandet. I Sør-Norge for øvrig og i Nordland beregnes en reduksjon på 900-1200 graddager, mens en reduksjon på 1200-1500 graddager beregnes i Troms og Vest-Finnmark. På Finnmarksvidda og i Varanger beregnes en reduksjon på 1500-1800 graddager (figur 5.2.7, venstre panel). Medianen for RCP8.5 viser et geografisk mønster som ligner resultatene for RCP4.5, men reduksjonen ligger rundt 500 fyringsgraddager høyere i Sør-Norge, og minst 600 graddager høyere i Nord-Norge (figur 5.2.7, høyre panel).

5.2.5 Sammenligning med temperaturframskrivningene i Klima 2100 [2009]

Forrige versjon av «Klima i Norge 2100» [3] var basert på en sammenstilling av utslippsscenarioer som i gjennomsnitt ligger mellom scenarioene som brukes i denne rapporten, men nærmere RCP8.5 enn RCP4.5. Dynamisk nedskalering gir for Norge som helhet, og for regionene Østlandet og Vestlandet, medianverdier for RCP4.5 som ligger mellom «lav» og «middels» framskrivning fra forrige rapport, mens medianverdiene for RCP8.5 ligger mellom «middels» og «høy». For regionene lenger nord ligger medianverdien for sommersesongen for RCP4.5 i overkant av «middels» verdi fra forrige rapport, mens medianverdiene for RCP8.5 ligger høyere enn «høy» framskrivning i forrige rapport for flere sesonger og på årsbasis i de nordligste regionene. Dette tyder i store trekk på en god konsistens mellom modellgrunnlaget for de to rapportene, men at det nok er en tendens til at de nye framskrivningene gir noe større temperaturøkning under tilsvarende utslippsscenario i de nordlige landsdelene.

For avledede verdier, som antall varme dager og vekstsesong, ble det i forrige rapport ikke presentert medianverdier, men kun «eksempelframskrivninger» basert på enkeltmodeller for utslippsscenarioene A2 og B2. For antall varme dager ligger medianresultatene for RCP8.5 litt i overkant av

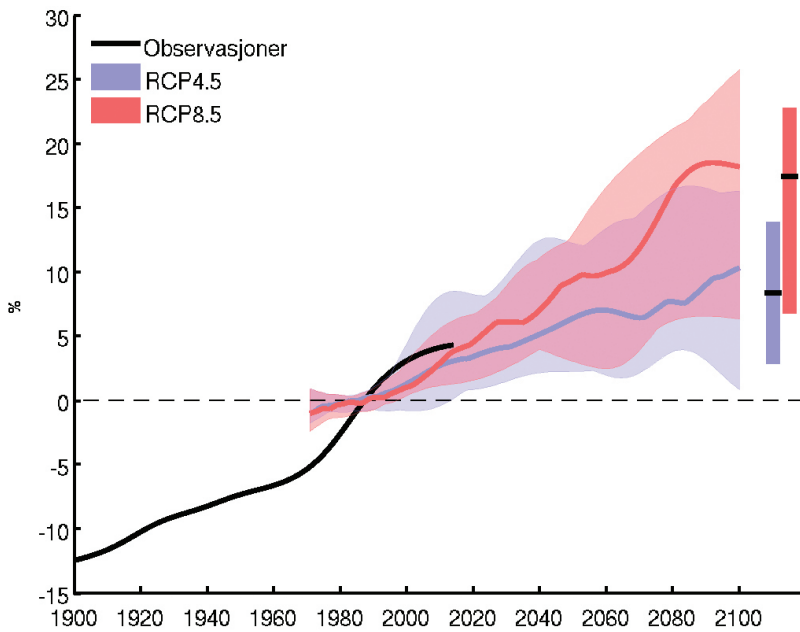
resultatene som ble beregnet for eksempelprosjeksjonen basert på «A2» i [3]. Resultatene for RCP4.5 ligger litt i underkant av resultatene som ble beregnet for «B2» i samme rapport. Dette er konsistent med at utslippsscenarioet RCP8.5 ligger litt i overkant av A2 (se figur 5.1.1), mens RCP4.5 ligger noe lavere enn B2.

Også for vekstsesong gir medianen for RCP8.5 stort sett litt større økning enn eksemplframskrivningen basert på utslippsscenarioet A2, mens medianen for RCP4.5 gir samme eller litt mindre økning enn B2. Her er det imidlertid også noen forskjeller i romlige mønstre. Resultatene her antyder størst økning i ytre kyststrøk fra Mørkekysten og nordover, mens forrige rapport antydte størst økning lenger inn i landet på Vestlandet og i Nordland. Det kan her bemerkes at resultatene i denne rapporten antagelig er mer robuste enn i forrige rapport, da de er basert på et ensemble av framskrivninger, og ikke på en enkelt modell.

For fyringsgraddager ligger reduksjonen for RCP4.5 stort sett i underkant av resultatene fra eksempelprosjeksjonen basert på utslippsscenarioet B2, mens resultatene fra RCP8.5 stort sett ligger i overkant av resultatene fra A2. Her er også de romlige mønstrene konsistente.

5.2.6 Årsnedbør og sesongnedbør

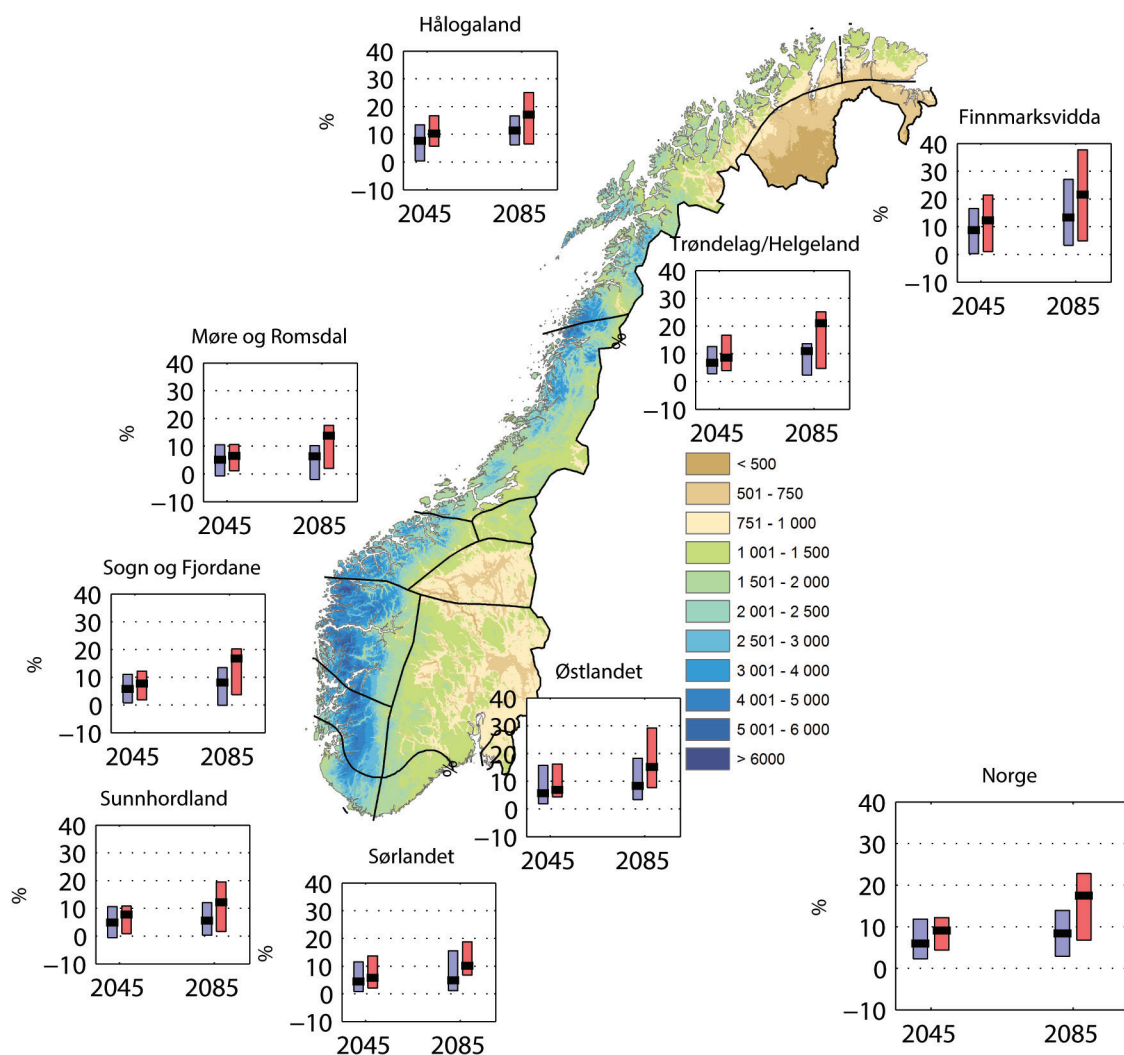
Beregnet medianverdi for forandring i årsnedbør for Norge som helhet ved slutten av århundret er henholdsvis 8 % og 18 % for utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5 med hovedtyngden av simuleringer mellom 3 % og 14 % og 7 % og 23 % for RCP4.5 og RCP8.5 (figur 5.2.8 og tabell 5.2.3). Median framskrivningen for RCP8.5 gir forandringer som er sammenlignbare med langtidstrenden gjennom forrige århundre (tabell 3.2.3), mens RCP4.5 framskrivningen indikerer at nedbørforandringene vil gå betydelig saktere i framtiden enn det som historisk er observert. Dette blir diskutert mer i underkapittel 5.2.7. De største relative forandringene i årsnedbør er beregnet for nordlige deler av Norge (figur 5.2.9). Gitt i absolutte tall er forandringene størst på Vestlandet og i Midt-Norge.



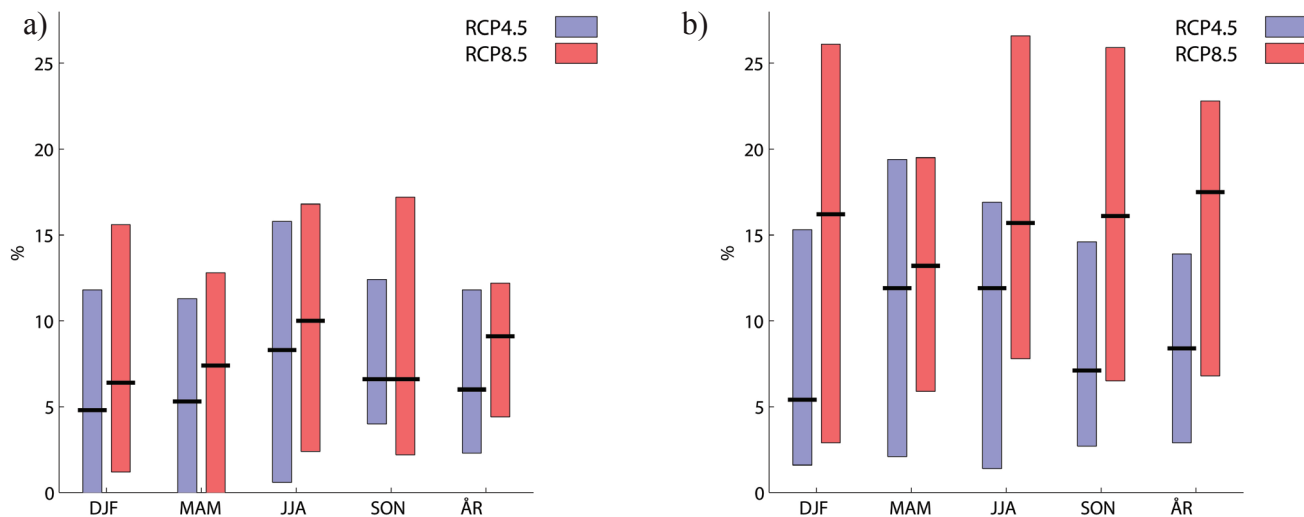
Figur 5.2.8 Årsnedbør for Norge gitt som avvik i % fra perioden 1971–2000. Svart kurvelinje viser observasjonene (1900–2014), rød og blå kurvelinje viser medianverdien for ensemblet av ti RCM-simuleringer for utslippsscenario RCP8.5 og RCP4.5. Alle kurvene er glattet som beskrevet i kapittel 5.1.4. Skraveringene indikerer spredningen mellom lav og høy klimasimulering (10 og 90-persentil). Boksplottet til høyre viser verdiene for 2071–2100 (som også er gitt i tabell 5.2.2) for begge scenarioene.

Region	Sesong	RCP 4.5			RCP 8.5		
		Med	Lav	Høy	Med	Lav	Høy
Norge	År	8	3	14	18	7	23
	Vinter DJF	5	2	15	16	3	26
	Vår MAM	12	2	19	13	6	20
	Sommer JJA	12	1	17	16	8	27
	Høst SON	7	3	15	16	7	26

Tabell 5.2.3 Relativ forandring (%) i års og årstids nedbør fra 1971–2000 til 2071–2100 for de to utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5 ifølge median (med), lav og høy framskrivning.



Figur 5.2.9 Relativ forandring (%) i årsnedbør fra 1971–2000 til periodene 2031–2060 («2045») og 2071–2100 («2085») for ulike regioner for utslippsscenarioene RCP4.5 (blå) og RCP8.5 (rød). Median framskrivning er gitt som svart strek, mens lav og høy framskrivning er henholdsvis nedre og øvre ende av boksen. Kartet viser årsnedbør i mm/år i referanseperioden 1971-2000, og grensene mellom de ulike regionene er markert med svarte streker. Figuren viser bare utvalgte regioner. Verdier for alle regioner og årstider er gitt i appendiks A.5.2.



Figur 5.2.10 Relativ forandring (%) i årstidsnedbør for Norge fra perioden 1971–2000 til 2031–2060 (a) og 2071–2100 (b) for utslippsscenarioene RCP4.5 (blå) og RCP8.5 (rød). Medianframskrivning er gitt som svart strek, mens lav og høy framskrivning er henholdsvis nedre og øvre del av boksen.

Framskrivningene viser på landsbasis en økning for alle årstider (tabell 5.2.3). Spredningen blant de forskjellige modellene er imidlertid stor, og det er ikke samsvar mellom modeller og scenarioer når det gjelder hvilken årstid den relative nedbørsforandringen beregnes å bli størst (figur 5.2.10). For eksempel viser medianen for RCP8.5 at den relative forandringen ved slutten av århundret er størst vinter og høst, mens RCP4.5 gir størst økning vår og sommer (figur 5.2.10). Det er også regionale forskjeller. Den største relative økningen beregnes øst for vannskillet om vinteren, og i Midt- og Nord-Norge om sommeren (se figur A.5.2.4 i appendiks).

5.2.7 Samvariasjon mellom framtidig temperatur og middelnedbørsforandring

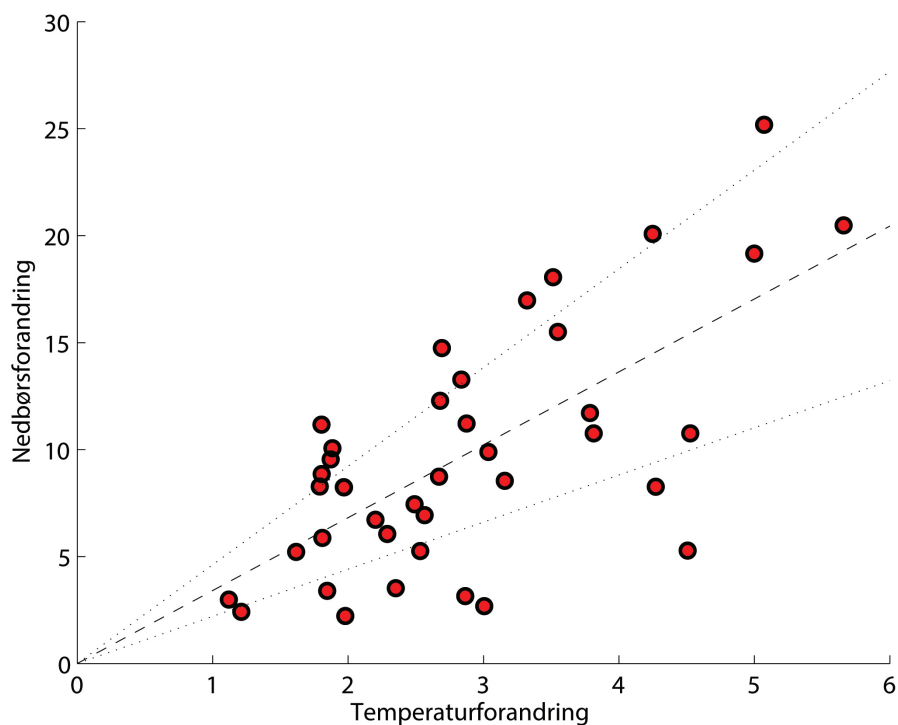
Det ble i forrige versjon av «Klima i Norge 2100» [3] påpekt at framskrivningene for årstidsnedbør for dette århundret gir en økning som er sammenlignbar med langtidstrenden gjennom forrige århundre, selv om den beregnede temperaturøkningen for dette århundret er 3 til 5 ganger større enn den observerte økningen de siste 100 år. Atmosfærens kapasitet til å holde på vann avhenger av temperatur, og den teoretiske sammenhengen beskrives av den såkalte Clausius-Clapeyron-ligningen. I enkelte land benyttes denne sammenhengen til enkle projeksjoner av nedbør kun basert på temperaturendringer [145].

For norske klimaforhold gir den teoretiske sammenhengen en økning i vanninnhold på 6 - 8 % per °C. Figur 5.2.11 viser den modellerte forandring i årstidsnedbør og temperatur for hele Norge for alle de regionale simuleringene (begge tidsperioder og begge utslippsscenarioer). Forandringen i årstidsnedbør følger til en viss grad temperaturforandringen. Tilpasser man en regresjonslinje til verdiene får man en tilnærming som tilsier at for hver grad man øker temperaturen følger en 3.4 % økning i årstidsnedbør (statistisk usikkerhet: 2.2 % – 4.6 %), dvs. vesentlig lavere enn den teoretiske sammenhengen.

Det er verdt å merke seg at hvis man gjør en tilsvarende analyse for observasjonene over de siste 100 år vil man - avhengig av hvor mange år man midler over - få en regresjonslinje som indikerer en nedbørsøkning på 8-11 % per 1 °C oppvarming. Dette indikerer en 2 til 3 ganger så stor nedbørsfølsomhet for temperatur som det modellene gir i et framtidig klima. Dette avviket mellom de historiske observasjonene og modellframskrivningene er ikke godt forstått og kan skyldes flere faktorer: Det er mulig modellene er for konservative i hvor følsom nedbør er for temperaturforandring, eller at den observerte forandringen i nedbør siste 100 år bare delvis er knyttet til temperaturforandring. Vanninnholdet i atmosfæren vil bl.a. også være avhengig

av storstilt atmosfæresirkulasjon, og en systematisk endring i lavtryksbaner i våre områder vil dermed kunne påvirke sammenhengen mellom temperatur og nedbør. Men både resultatene i figur 5.2.11 og

sammenhengen mellom historisk nedbør- og temperaturøkning, indikerer at vi med dagens kunnskap ikke kan se bort fra at modellene underestimerer responsen i årsnedbør på et varmere klima.



Figur 5.2.11 Forandring i årsnedbør (%) og temperatur (°C) for Norge relativt til 1971-2000 for alle modeller, perioder og utslippsscenarioer vurdert i denne rapporten (10 modeller, 2 perioder (2031-2060 og 2071-2100) og 2 utslippsscenarioer (RCP4.5 og RCP8.5)). Stiplet linje viser regresjonslinjen mellom nedbør og temperatur.

Region	Sesong	RCP 4.5			RCP 8.5		
		Med	Lav	Høy	Med	Lav	Høy
Norge	År	49	30	75	89	66	132
	Vinter DJF	73	27	89	143	74	168
	Vår MAM	65	22	94	91	62	116
	Sommer JJA	59	38	90	98	76	164
	Høst SON	49	38	111	111	96	155

Tabell 5.2.4 Relativ forandring (%) i antall dager med “kraftig nedbør” fra 1971–2000 til 2071–2100 for de to utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5 ifølge median (med), lav og høy framskrivning. En verdi på 100 % indikerer en dobling av antall dager.

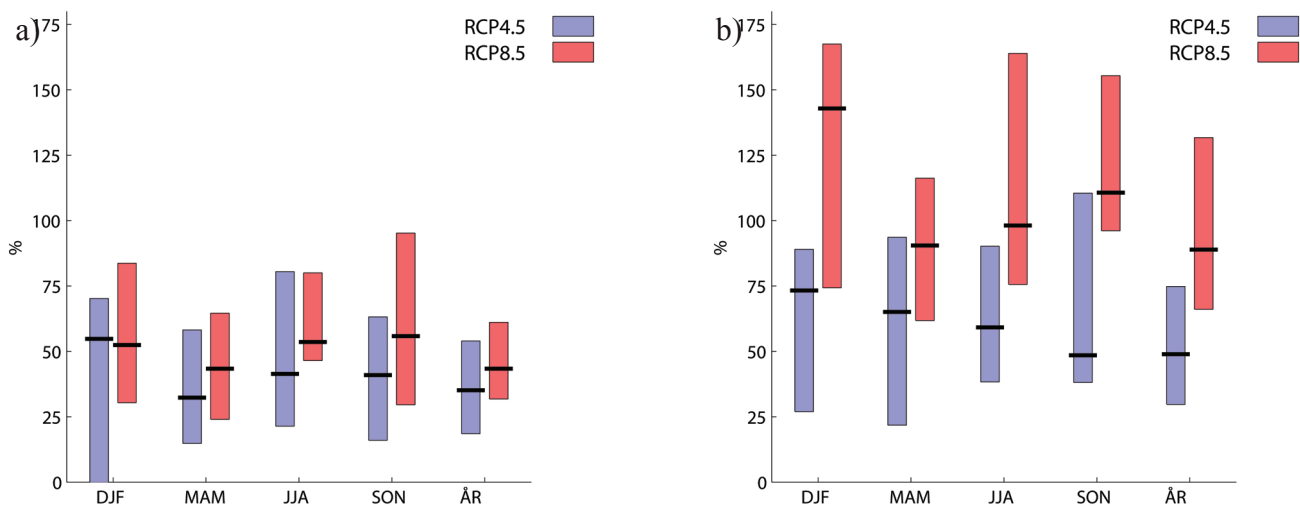
5.2.8 Dager med høye nedbørverdier

Nedbørframskrivningene i det dynamiske ensemblet har også blitt benyttet til å vurdere endringer i hyppighet av dager med kraftig nedbør, samt nedbørmengdene på slike dager for Norge (tabell 5.2.4) og i forskjellige norske nedbørsregioner (tabell A.5.2.7 og A.5.2.8 i appendiks).

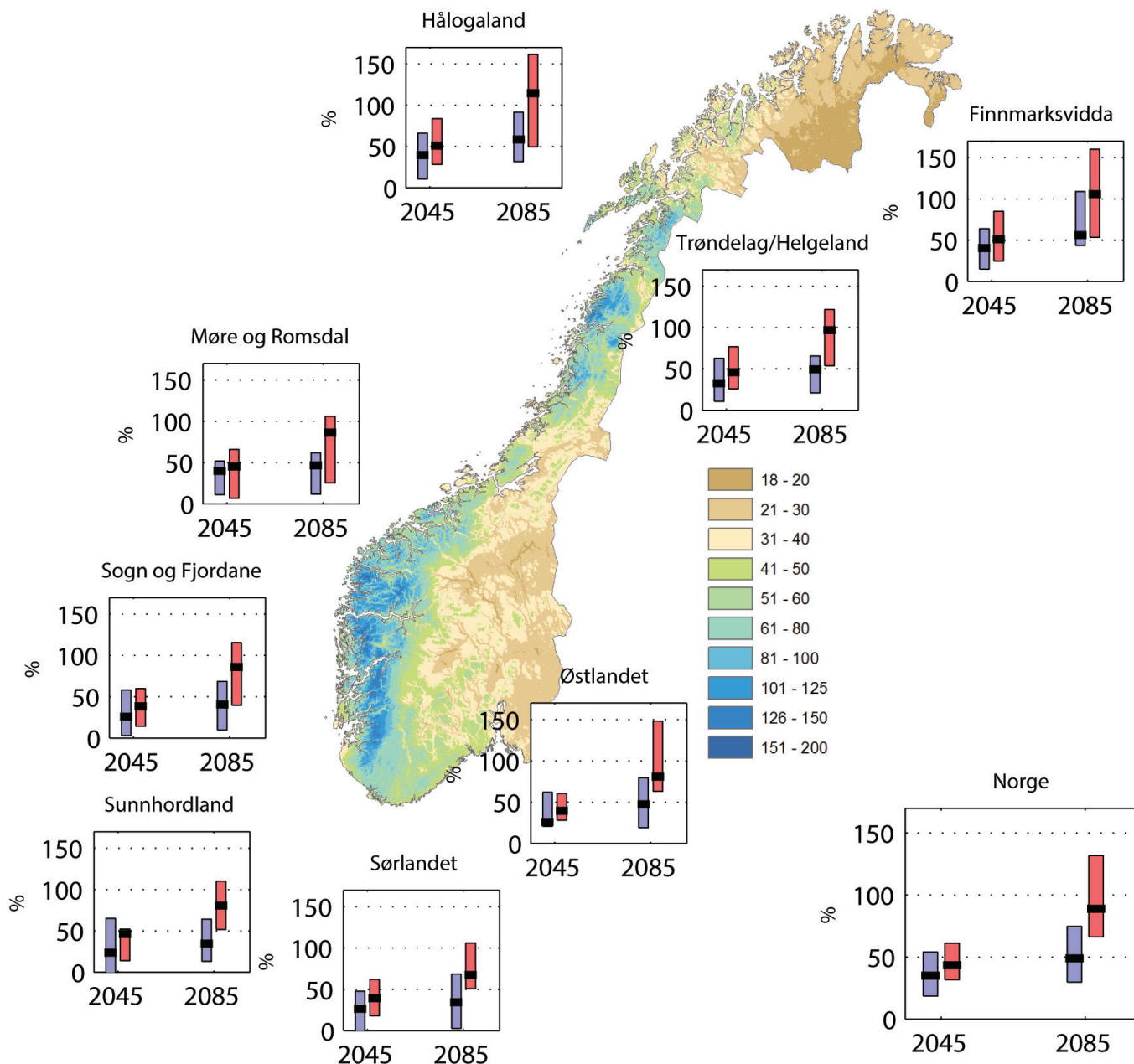
I denne rapporten har vi definert kraftig døgnet nedbør som ettdøgnsnedbør som ble overskredet i 0,5 % av dagene i perioden 1971–2000 (det vil si den døgnerverdien som ble overskredet ca. to ganger per år på årsbasis og en gang pr andre år på årstidsbasis). For slike dager tilsier medianframskrivningen på lands- og årsbasis en økning i antall på 89 % ved slutten av århundret for RCP8.5 scenarioet og 49 % for RCP4.5 scenarioet. Det største utslaget ses om vinteren (143 % i RCP8.5). Alle modellene viser en økning for alle årstider (figur 5.2.12) og det kan ikke utelukkes at antall dager med kraftig nedbør vil mer enn fordobles ved slutten av århundret i alle årstider (høyt estimat ligger over 100 % for alle

årstider) under RCP8.5 scenarioet. Det estimeres en økning i antall dager med kraftig nedbør i alle nedbørregioner for alle årstider (appendiks, tabell A.5.2.8). De største forandringene ses i nordlige deler av Norge der temperaturøkningen er størst (figur 5.2.13).

I tillegg til at antall dager med kraftig nedbør øker, er det også beregnet en økning i nedbørmengde på dager med kraftig nedbør (tabell 5.2.5). På lands- og årsbasis er forandringene for medianframskrivningen for RCP8.5 scenarioet +19 % ved slutten av århundret. For RCP4.5 scenarioet er det +12 %. Økningen ses i alle årstider (figur 5.2.14) og i alle regioner med noe større verdier om sommeren. Forandringen midlet over hele året er størst i nordlige Norge (figur 5.2.15), mens i absolutte verdier (forandring i antall millimeter) er forandringene kraftigst i kystnære strøk og spesielt på Vestlandet (figur A.5.2.7 i appendiks). Om vinteren er de relative forandringene størst på Østlandet og i Nord-Norge, mens sommerforandringene er størst fra Trøndelag og nordover (figur A.5.2.8 i appendiks).



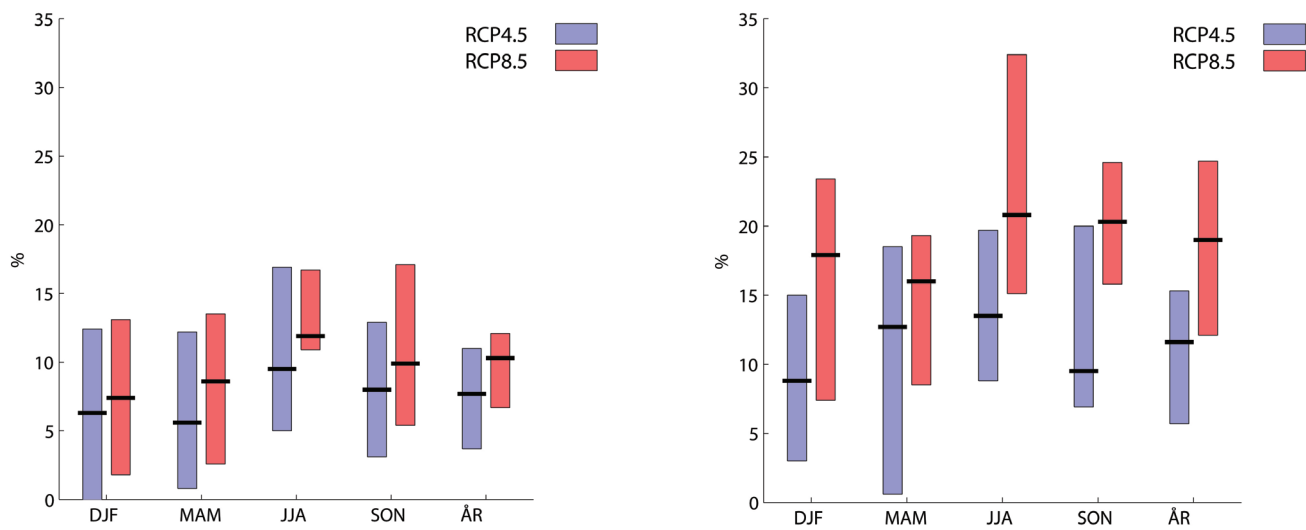
Figur 5.2.12 Relativ forandring (%) i antall dager med «kraftig nedbør» fra perioden 1971–2000 til 2031-2060 (a) og 2071–2100 (b) for utslippsscenarioene RCP4.5 (blå) og RCP8.5 (rød). Median framskrivning er gitt som svart strek, mens lav og høy framskrivning er henholdsvis nedre og øvre del av boksen. Verdiene er gitt i appendiks i tabell A.5.2.7 og A.5.2.8.



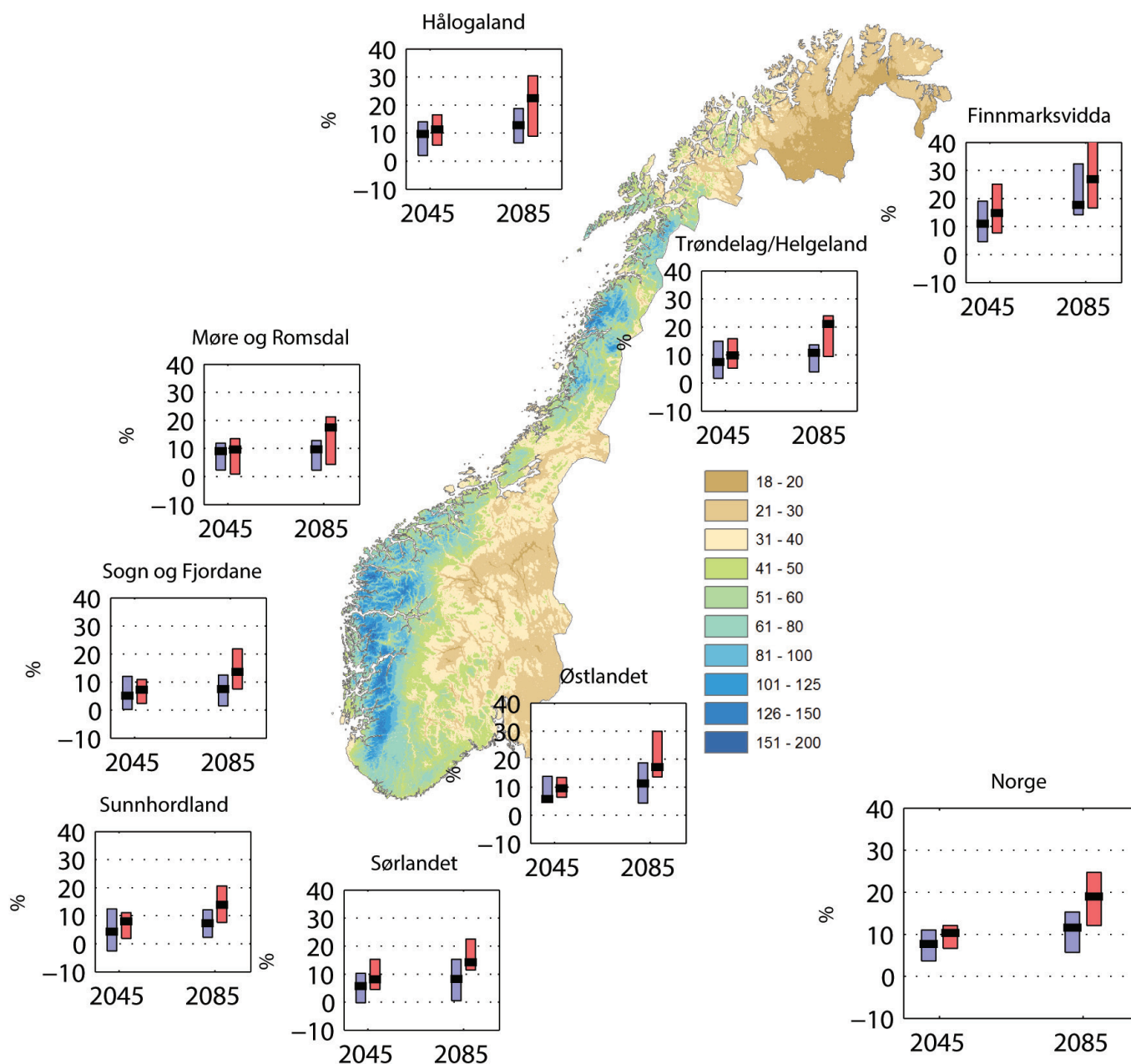
Figur 5.2.13 Relativ forandring (%) i antall dager med «kraftig nedbør» fra 1971–2000 til 2031-2060 («2045») og 2071–2100 («2085») for ulike regioner for utslippsscenarioene RCP4.5 (blå) og RCP8.5 (rød). Median framskrivning er gitt som svart strek, mens lav og høy framskrivning er henholdsvis nedre og øvre ende av boksen. (En verdi på 100 % indikerer en dobling av antall dager.) Figuren viser bare utvalgte regioner. Verdier for alle regioner og årstider er gitt i appendiks i tabell A.5.2.7 og A.5.2.8. Bakgrunnskartet viser verdien (mm) for 1-døgns «kraftig nedbør» i perioden 1971–2000.

Region	Sesong	RCP4.5			RCP8.5		
		Med	Lav	Høy	Med	Lav	Høy
Norge	År	12	6	15	19	12	25
	Vinter DJF	9	3	15	18	7	23
	Vår MAM	13	1	19	16	9	19
	Sommer JJA	14	9	20	21	15	32
	Høst SON	10	7	20	20	16	25

Tabell 5.2.5 Relativ forandring (%) i nedbørintensitet for dager med «kraftig nedbør» fra 1971–2000 til 2071–2100 for de to utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5 ifølge median (med), lav og høy framskrivning.



Figur 5.2.14 Relativ forandring (%) i nedbørintensiteten på dager med «kraftig nedbør» fra perioden 1971–2000 til 2031–2060 (a) og 2071–2100 (b) for utslippsscenarioene RCP4.5 (blå) og RCP8.5 (rød). Median framskrivning er gitt som svart strek, mens lav og høy framskrivning er henholdsvis nedre og øvre del av boksen. Verdiene er gitt i appendiks i tabell A.5.2.9 og A.5.2.10.



Figur 5.2.15 Relativ forandring (%) i nedbørintensitet på dager med «kraftig nedbør» fra 1971–2000 til periodene 2031-2060 («2045») og 2071–2100 («2085») for ulike regioner for utslippsscenarioene RCP4.5 (blå) og RCP8.5 (rød). Median framskrivning er gitt som svart strek, mens lav og høy framskrivning er henholdsvis nedre og øvre ende av boksen. Figuren viser bare utvalgte regioner. Verdier for alle regioner og årstider er gitt i appendiks i tabell A.5.2.9 og A.5.2.10. Bakgrunnskartet viser verdien (mm) for 1-døgns «kraftig nedbør» i perioden 1971–2000

5.2.9 Foreløpige resultater for nedbørintensitet («klimafaktor»)

Det er intens nedbør i løpet av noen få timer («korttidsnedbør») som forårsaker de fleste skadene i tettbygde strøk (kap. 3.2.2). Det er usikkert hvor realistisk beskrivelse nedskalerte verdier fra klimamodeller gir av korttidsnedbør i Norge, og det pågår arbeid med å etablere et bedre grunnlag for projeksjoner av intens korttidsnedbør og styrtflommer. Imidlertid foreligger det nedskalerte 3-timers nedbørverdier for fem av EURO-CORDEX klimaframskrivningene (12x12 km² romlig oppløsning, se kap. 5.1.5) som er benyttet i analysene av døgnverdier i denne rapporten. For å få en foreløpig indikasjon på framtidige endringer i korttidsnedbør, er disse 3-timersverdiene analysert for de 13 nedbørregionene [71]. Analysene omfatter endringer både for verdier som overskrides i 0,5 % av tilfellene (tabell 5.2.5) og for verdier med gjentaksintervall på 5 og 200 år. Resultatene er oppsummert i tabell 5.2.6.

For å dimensjonere for framtidig klimautvikling benyttes ofte en såkalt klimafaktor, K_f [145]. Med klimafaktor forstås den faktor en må multiplisere dagens dimensjonerende nedbørverdier (se kapittel 3.2.2) med for å få et mål for framtidig dimensjonerende nedbørverdi. (For flomverdier i kapittel 5.3.5 benyttes det ikke klimafaktor, men et «klimapåslag» som adderes til dagens verdi.) Klimafaktoren avhenger

bl.a. av gjentaksintervall, nedbørvarighet, lokalitet, referanseperiode, scenarioperiode og klimamodell (global/regional). Klimafaktorer fra analysene av 3-timers nedbør, og for dager med kraftig nedbør (fra tabell 5.2.5) er i tabell 5.2.6 angitt som endring i nedbørintensitet fra perioden 1976-2005 til 2071-2100. På grunn av det begrensede datatilfanget, er verdiene i tabell 5.2.6 kun gitt som middelværdi av årsverdier for Norge (verdier for de enkelte nedbørregionene er presentert i [71]).

Klimafaktoren er høyere for RCP8.5 enn for RCP4.5. Ett-døgns verdien for det begrensede utvalg (6) modeller det foreligger 3-timers verdier for, er i godt samsvar med de 10 modellene som er brukt for 1 døgns verdier i denne rapporten. For nedbørmengder som overskrides i 0,5 % av dagene er det liten forskjell mellom klimafaktorer for 3 timer og 1 døgn. For estimatene av gjentaksintervall på 5 og 200 år (M5 og M200) er det en klar tendens til høyere klimafaktor for 3 timer enn for 1 døgn, og en tendens til høyere verdi for høyere gjentaksintervall. Disse tendensene til høyere klimafaktor for kortere varigheter og for økende gjentaksintervall er i overenstemmelse med resultat fra andre land [145, 146]. Det pågår arbeid med å etablere bedre grunnlag for beregning av klimafaktorer for ulike regioner i Norge, og oppdaterte klimafaktorer og IVF-verdier (se faktaboks 3.2.2) for dagens klima vil bli gjort tilgjengelige på Klimaservicesenterets hjemmesider (www.klimaservicesenter.no).

Metode	RCP 4.5			RCP 8.5		
	3 timer	1 døgn (6 modeller)	1 døgn (10 modeller)	3 timer	1 døgn (6 modeller)	1 døgn (10 modeller)
q99,5	1,11	1,11	1,12	1,20	1,20	1,19
M5	1,16	1,13	x	1,28	1,22	x
M200	1,19	1,14	x	1,38	1,26	x

Tabell 5.2.6 Klimafaktor for endring i 3-timers og 1-døgns nedbør fra 1976-2005 til 2071-2100 for de to utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5. Verdiene er middelværdi for Norge, og er basert på endring i hhv. nedbørmengde som overskrides i 0,5 % av dagene (q99,5), og verdier med gjentaksintervall på 5 år (M5) og 200 år (M200).

5.2.10 Sammenligning med nedbørframskrivningene i Klima 2100 (2009)

Forrige versjon av «Klima i Norge 2100» [3] var basert på en sammenstilling av utslippsscenarioer som i gjennomsnitt ligger mellom scenarioene som brukes i denne rapporten, men nærmere RCP8.5 enn RCP4.5. I 2009-rapporten ga median framskrivningen en økning i årsnedbør på 18 % for fastlands Norge frem til slutten av århundret, det vil si samme økning som for RCP8.5 i denne rapporten (tabell 5.2.3). Det er imidlertid forskjeller i endringer for regioner og årstider, bl.a. en tendens til mindre økning høst, vinter og vår, men større økning om sommeren. Det er også en tendens til mindre økning i årsnedbør på Vestlandet og større økning på Østlandet enn i forrige rapport. Forskjellene er ikke større enn at alle verdiene fra 2009-rapporten ligger godt innenfor usikkerhetsestimatenes gitt i denne rapporten.

Forandringen i antall dager med kraftig nedbør for Norge var i forrige rapport 76 %, det vil si noe lavere enn for RCP8.5 (89 %, tabell 5.2.4), men høyere enn for RCP4.5 (49 %). For sommer-sesongen ligger de aller fleste RCP8.5-verdiene høyere enn verdiene i forrige rapport. For de andre sesongene varierer dette regionalt. På Vestlandet er det klar tendens til mindre økning vår og høst enn det som ble beregnet i forrige rapport.

Endringen i nedbørmengde på dager med kraftig nedbør var i forrige rapport 16 % for Norge, dvs. mellom

RCP4.5 og RCP8.5 verdiene i denne rapporten (hhv. 12 og 19 %, tabell 5.2.5). Også for denne variabelen er det endringer fra forrige rapport for enkelte regioner og årstider, bl.a. en tendens til lavere verdier om våren på Vestlandet og i Trøndelag, og høyere verdier om sommeren, særlig østafjells, men også i et flertall av de andre regionene.

I 2009-rapporten var referanseperioden 1961-1990, slik at forandringene er beregnet over 110 år og ikke 100 år som i denne rapporten. På grunn av forskjeller i referanseperiode og utslippsscenarioer er resultatene i 2009-rapporten og i denne rapporten ikke direkte sammenlignbare. Hovedtrekkene i sammenligningen er at for landet som helhet tilsvarende økningen i årsnedbør fra forrige rapport økningen for utslippsscenario RCP8.5, mens økningen i ekstremnedbør er noe større enn i 2009-rapporten.

5.2.11 Vind

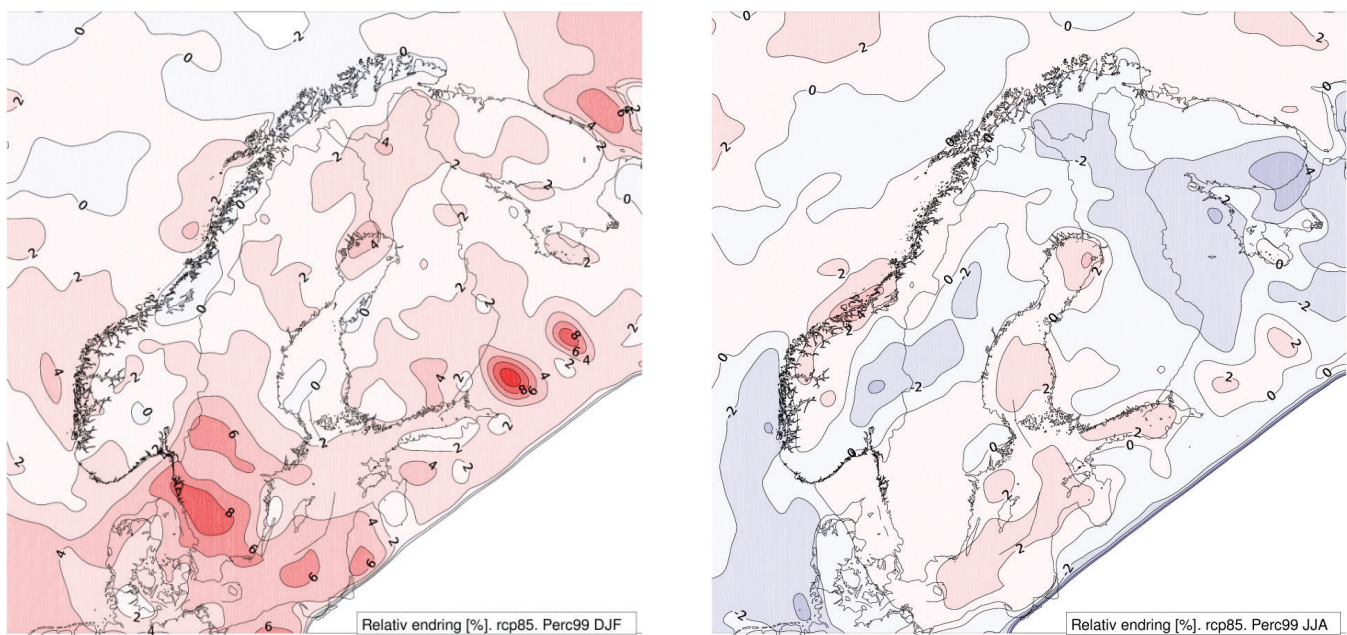
Vindanalysene er basert på de ti EURO-CORDEX klimaframskrivningene for RCP4.5 og RCP8.5 som er beskrevet i kapittel 5.1.1. Til tross for forbedret informasjon i de regionale klimaframskrivningene sammenliknet med de globale, vil de også inneholde systematiske feil; både fra den regionale klimamodellen selv, og fra den drivende globale klimamodellen. Det er derfor behov for statistisk kalibrering av framskrivningene før de brukes i virkningsstudier. I vindanalysen er det brukt en bias-korrigeringsmetode som kalles quantil-mapping, se [71].

		1971–2000 til 2071–2100: Endring (%) i vindhastighet					
		RCP 4.5			RCP 8.5		
Region	Sesong	Med	Lav	Høy	Med	Lav	Høy
Norge	År	-0,8	-2,6	0,9	-0,9	-3,6	0,9
	Vinter DJF	1,2	-0,1	2,6	1,2	-0,5	2,5
	Vår MAM	-1,5	-2,6	-0,6	-2,0	-3,9	-0,8
	Sommer JJA	-1,9	-4,0	-0,3	-2,7	-5,5	-1,2
	Høst SON	-0,3	-2,1	0,8	0,1	-2,4	1,1

Tabell 5.2.7 Endring (%) i 99-percentilen for vindhastighet år og årstid fra 1971–2000 til 2071–2100 for de to utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5 ifølge median (med), lav og høy framskrivning fra dynamisk nedskalering.

På årsbasis viser framskrivningene en meget svak minking i medianverdien for vindhastigheten som overskrides i 1 % av tiden både for RCP4.5 og RCP8.5. Tendensen til lavere verdier er sterkest vår og sommer. Vinterstid er det derimot en tendens til økende verdier både for median og høy framskrivning. På vinteren er hele vindfordelingen forskjøvet mot høyere verdier, mens det motsatte er tilfelle på våren og sommeren. For de absolutte maksimumsverdiene er det økning for alle årstider; og for vinter og sommer en økning på over 20 % for enkelte framskrivninger [71].

Vinterstid gir medianverdien en svak økning (0-2 %) i 99-persentilverdien for vindhastighet over store deler av hele Norge (figur 5.2.16a), mens det sommerstid (figur 5.2.16b) er en svak minking over østlige deler av landet. Reduksjonen i vindstyrke om sommeren stemmer overens med resultatene fra vindanalyser i prosjektet ECLISE [147], basert på regionale klimaframskrivninger fra CMIP3-modeller [41]. Flere detaljer om vindanalysene finnes i [71].



Figur 5.2.16 Relativ forandring (%) i 99-persentilen for vindhastighet fra 1971-2000 til 2071-2100 for utslipps-scenarioet RCP8.5 for a). Vinter (DJF) og b). Sommer (JJA).

5.3 Hydrologi

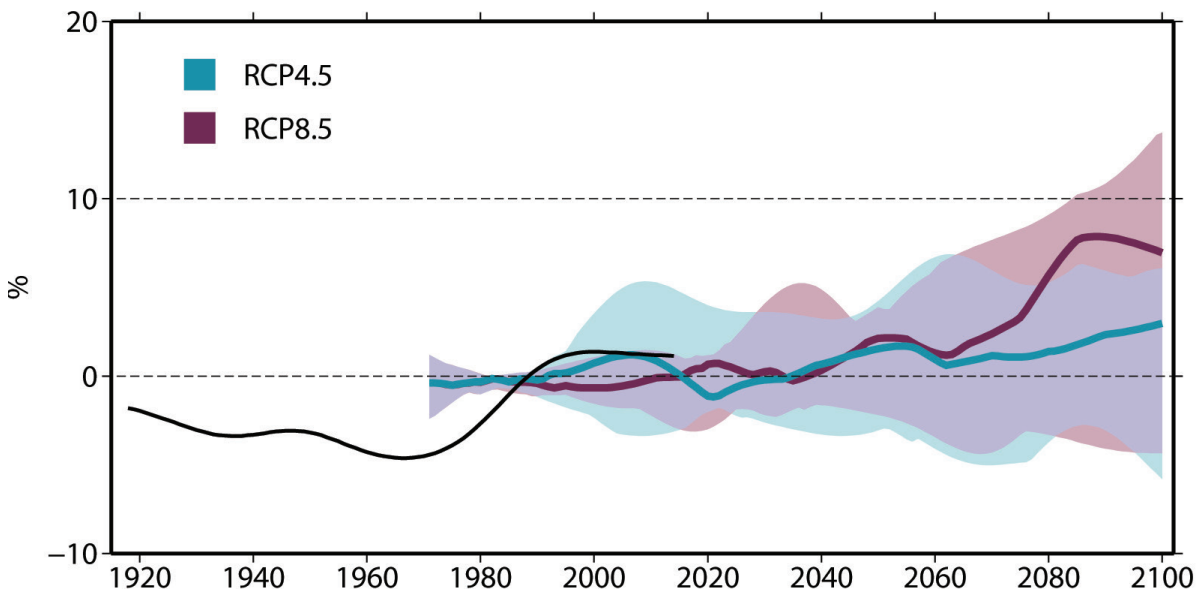
I denne rapporten vises resultater for hydrologiske variabler basert på de dynamiske framskrivningene av klimaet. Resultatene som presenteres er beregnet ved bruk av to versjoner av HBV-modellen [87, 143]; en versjon som utfører beregninger for hele landet for gridruter på 1x1 km², og en versjon som utfører beregninger for gitte nedbørfelt. Resultatene fra den gridbaserte modellen vises på kart, både i form av separate kart over ulike hydrologiske variabler, og kart som viser endringen mellom forskjellige perioder. Disse resultatene er landsdekkende, og danner grunnlaget for tidsserier som omfatter større regioner og hele landet. Det er også utarbeidet framskrivninger av flommer i 115 norske nedbørfelt for periodene 2031–2060 og 2071–2100, og for avrenning fra utvalgte brefelt. Disse framskrivningene er utført ved bruk av den nedbørfeltbaserte HBV-modellen.

Inngangsdata til HBV-modellen er døgnverdier av nedbør og temperatur, som er tatt fra klimamodellene beskrevet i kapittel 5.1. Før disse dataene kan brukes i HBV-modellen er de tilpasset et rutenett på 1x1 km² og justert som beskrevet i kapittel 5.1.3.

5.3.1 Avrenning

Figur 5.3.1 viser prosentvis avvik i årsavrenning for hele Norge fram mot slutten av århundret, sammenlignet med referanseperioden 1971-2000. I tillegg er historisk utvikling i avrenning for Norge tatt med i figuren. Medianen av alle framskrivningene gir relativt liten endring i årsavrenningen for Norge de neste 50 år, og indikerer også små forskjeller mellom de to utslippsscenarioene. Imidlertid er det stor spredning (representert ved 10- og 90-persentilene) i resultatene innenfor hvert utslippsscenario. Dette skyldes forskjeller i nedbør- og temperaturutvikling i de ulike klimamodellene som er benyttet i de hydrologiske simuleringene. Mot slutten av århundret antyder resultatene en økning i avrenningen på årsbasis, spesielt for det høye utslippsscenarioet (RCP8.5).

Sesongendringene i avrenning er betydelig større enn endringen i årsavrenningen, se også tabell 5.3.1 og figur 5.3.2. Dette skyldes endringer i nedbør- og temperaturforholdene i de ulike årstidene, se også kapittel 5.2. Størst relativ endring ventes om vinter-



Figur 5.3.1 Årsavrenning for Norge gitt som avvik i prosent fra referanseperioden 1971-2000. Svart linje viser observasjonene (1917-2014), rød og blå linje viser medianverdien for ti RCM-simuleringer for utslippsscenario RCP8.5 og RCP4.5. Alle kurvene er glattet som beskrevet i kapittel 5.1.4. Skraveringene indikerer spredningen mellom de forskjellige simuleringene gitt som 10- og 90-persentiler. Boksplottene til høyre viser median framskrivning (svart strek) og spredningen mellom de forskjellige simuleringene ved slutten av århundret (2071-2100) for de to utslippsscenarioene.

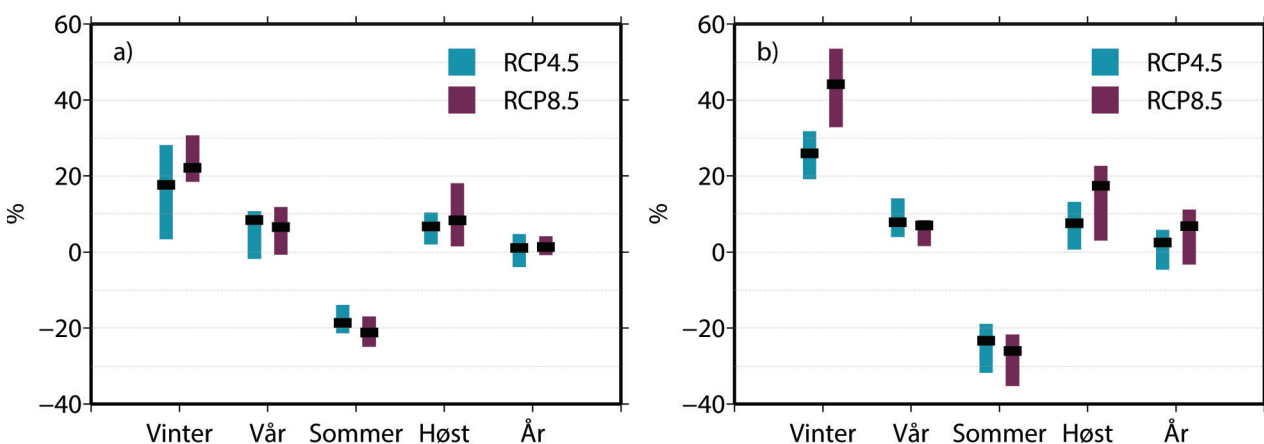
en og om sommeren; om vinteren ventes mer avrenning enn i dag, mens det om sommeren ventes redusert avrenning. Avrenningen om vinteren øker som følge av økt nedbør og høyere temperatur. Dette gir flere perioder med mildvær, snøsmelting og nedbør i form av regn. Økt temperatur vil også føre til at snøen smelter tidligere, noe som direkte påvirker avrenningen om våren og sommeren. Nedbøren beregnes å øke også om sommeren (se kapittel 5.2), men tidligere snøsmelting og økt fordampning fører til at sommeravrenningen på landsbasis er ventet å minke.

Det er regionale forskjeller i endringene i årsavrenning både for RCP4.5 og RCP8.5, se figur 5.3.3. Medianen av framskrivningene antyder en liten økning i årsavrenningen for RCP4.5 og RCP8.5 i forhold til 1971-2000 både for perioden 2031-2060 og perioden 2071-2100 på Østlandet, Vestlandet og i Nordland, mens det beregnes en liten minking i Trøndelag, se figur 5.3.3. På Sørlandet og i Troms og Finnmark er det små endringer i medianen.

Resultatene er imidlertid ikke entydige på landsdelsbasis, da 90-persentilen er positiv for alle

1971–2000 til 2071–2100: Endring (%) i total avrenning							
Region	Sesong	RCP4.5			RCP8.5		
		Med	Lav	Høy	Med	Lav	Høy
Norge	År	3	-5	6	7	-3	11
	Vinter DJF	26	19	32	44	33	53
	Vår MAM	8	4	14	7	2	8
	Sommer JJA	-23	-32	-19	-26	-35	-22
	Høst SON	8	1	13	17	3	23

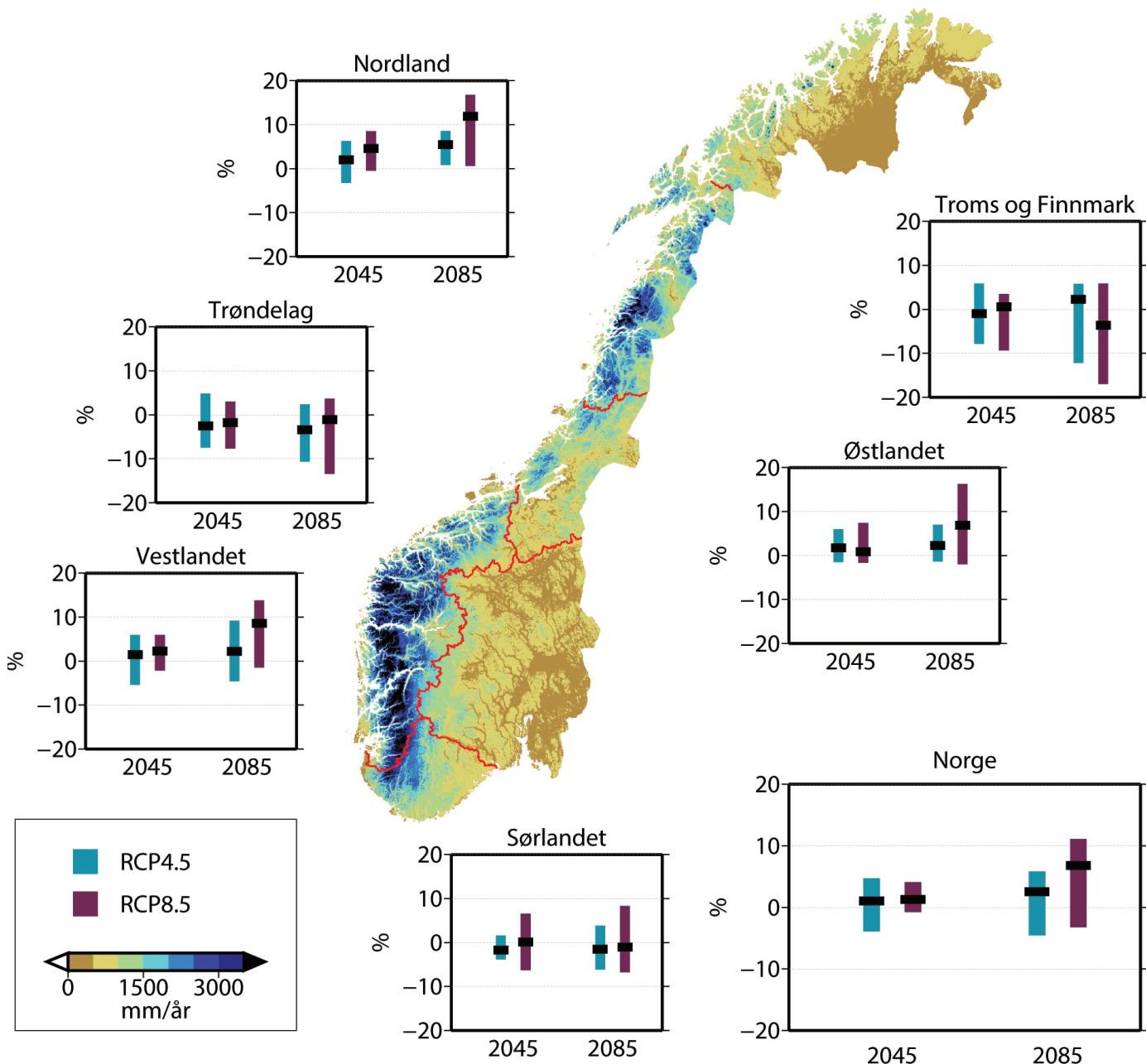
Tabell 5.3.1 Relativ endring (%) i års- og årstidsavrenning for Norge fra 1971–2000 til 2071–2100 for de to utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5 ifølge median (med), lav og høy framskrivning. Tilsvarende tall for 2031–2060 finnes i appendiks A.5.3.



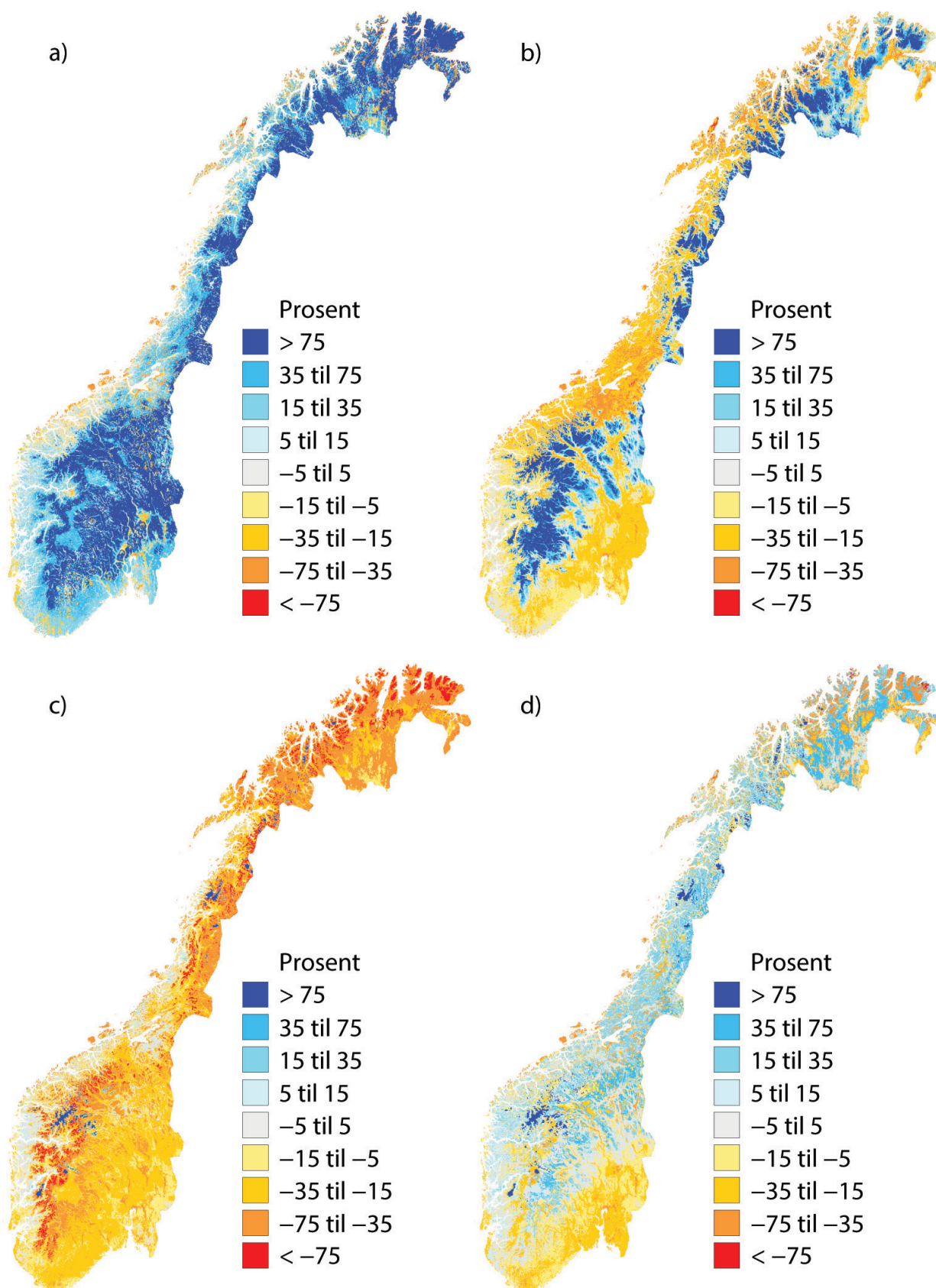
Figur 5.3.2 Relativ endring (%) i årstidsavrenning for Norge fra perioden 1971–2000 til a) 2031–2060 og b) 2071–2100 for utslippsscenarioene RCP4.5 (blå) og RCP8.5 (rød). Median framskrivning er gitt som svart strek, mens lav og høy framskrivning er henholdsvis nedre og øvre del av boksen. Tallene bak plottet er gitt i appendiks A.5.3.

landsdeler og alle perioder, mens 10-persentilen er negativ, med unntak av for Nordland. Dette betyr at de 10 framskrivningene ikke alltid er enige om avrenningen vil øke eller minke. Dette er illustrert i figurene A5.3.1 og A5.3.2 (appendiks), som viser hvor i landet de fleste av framskrivningene er enige

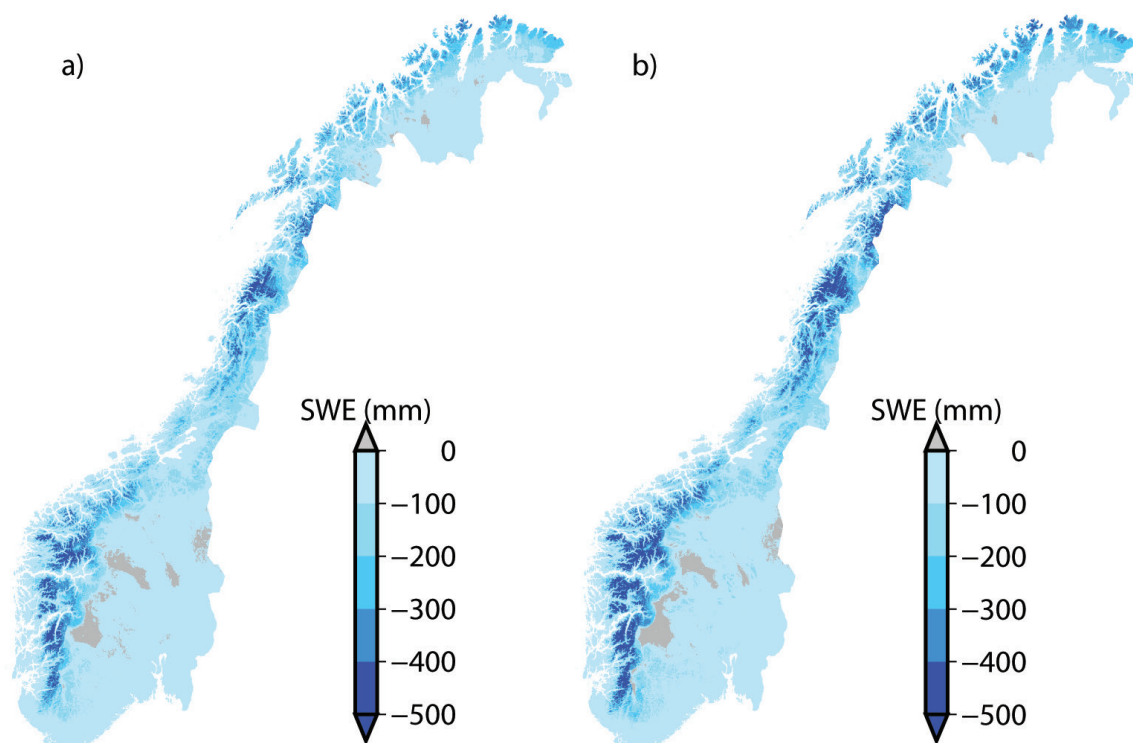
om at årsavrenningen vil øke eller avta mot slutten av århundret. Det må også påpekes at endringer i avrenningen innenfor $\pm 10\%$ er forholdsvis små sammenliknet med naturlig variabilitet mellom ulike 30-årsperioder.



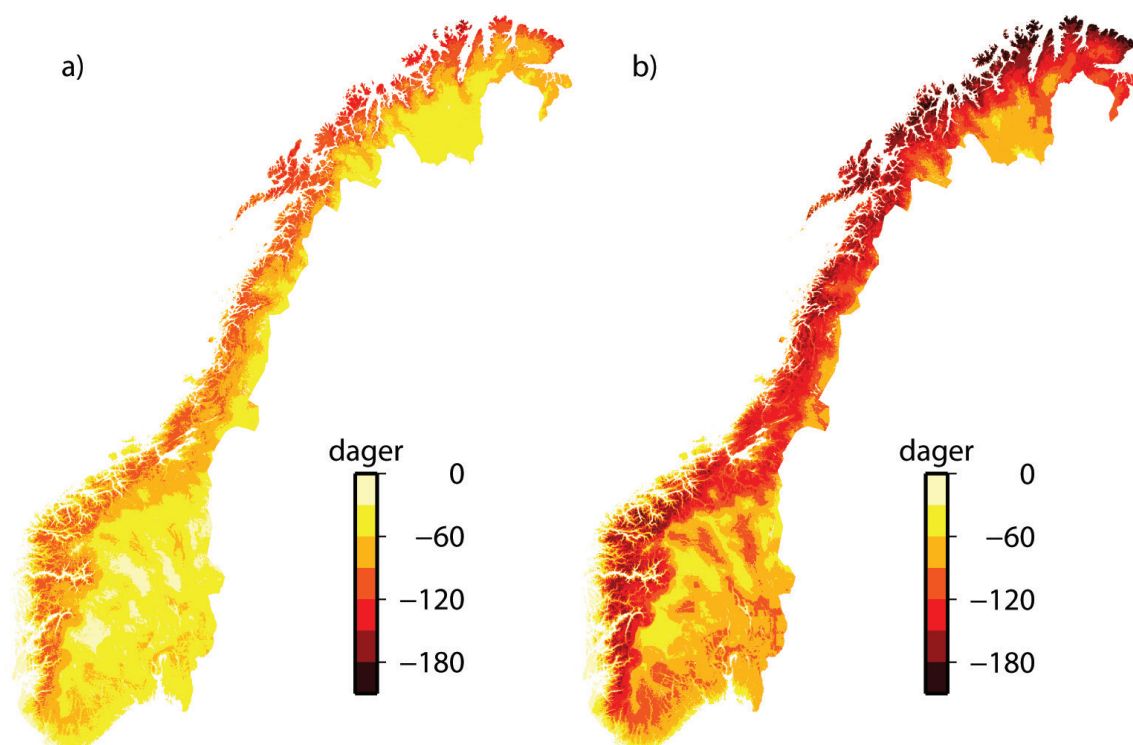
Figur 5.3.3 Relativ endring (%) i årsavrenning fra perioden 1971–2000 til 2031–2060 («2045») og 2071–2100 («2085») for ulike regioner for utslippsscenarioene RCP4.5 (blå) og RCP8.5 (rød). Median framskrivning er gitt som svart strek, mens lav og høy framskrivning er henholdsvis nedre og øvre ende av boksen. Kartet viser årsavrenningen i mm/år i referanseperioden 1971–2000, og grensene mellom regionene er markert med røde streker.



Figur 5.3.4 Median sesongendringer (%) i avrenning fra 1971-2000 til 2071-2100, for RCP8.5. a) Vinter (DJF), b) vår (MAM), c) sommer (JJA), og d) høst (SON). Tilsvarende Figur for RCP4.5 er gitt i appendiks figur A.5.3.3.



Figur 5.3.5 Endring i maksimal årlig vannekvivalent (mm) av snømagasinet fra 1971-2000 til 2071-2100 for a) RCP4.5 og b) RCP8.5. Figurene viser median endring for de ti framskrivningene i hvert utslippsscenario.



Figur 5.3.6 Endring i antall dager med snødekke fra 1971-2000 til 2071-2100 for a) RCP4.5 og b) RCP8.5. Figurene viser median endring i antall dager for de ti framskrivningene i hvert utslippsscenario.

Som nevnt over er det på sesongbasis framskrivningene viser størst endring i avrenning. Endringen av sesongfordelingen er imidlertid ikke lik i hele landet. Mot slutten av århundret, gitt RCP8.5, øker avrenningen om vinteren i det meste av landet, se figur 5.3.4. Om våren øker avrenningen i felt med sein snøsmelteflom, dvs. i Finnmark og i høyreliggende strøk i resten av landet. Dette skyldes at tidspunktet for vårflommen i disse områdene forskyves fra juni/juli og inn i vårmånedene. Avrenningen om våren avtar i lavereliggende områder, og minker relativt mest i Trøndelag. Dette skjer i hovedsak fordi vårflommen kommer tidligere, og bidrar til økt avrenning om vinteren. Om sommeren minker avrenningen i hele landet bortsett fra i breområder. Dette skyldes tidligere snøsmelting, tidligere vår-flom, og økt temperatur som fører til økt fordampning. Om høsten er det økning i avrenningen i store deler av landet, bortsett fra i deler av Sør- og Østlandet. Relativ endring i års- og årstidsavrenning for avrenningsregioner fra perioden 1971–2000 til 2031–2060 og 2071–2100 er gitt i tabell A5.3.2 i appendiks.

I beregningene som ligger bak figur 5.3.4 er brearealet holdt konstant på dagens nivå. Ettersom kapittel 5.3.3 indikerer at breene blir mindre i fremtiden betyr dette at sommeravrenningen for breområdene er overestimert.

5.3.2 Snø

Figur 5.3.5 viser beregnet endring i maksimal snømengde for perioden 2071–2100, i forhold til referanseperioden. Hovedtrenden for Norge er minking i maksimal snømengde. Reduksjonen i antall mm vannekvivalent er størst i høyreliggende strøk på Vestlandet og i Nordland, samt på kysten av Troms og Finnmark. Dette skjer som følge av økte temperaturer som gir en senere start og tidligere avslutning av akkumulasjonssesongen. Framskrivningene av vinternedbøren viser en klar økning (kapittel 5.2), noe som tilsier økt snøfall i høytliggende områder så lenge temperaturen ikke stiger for mye. Figur 5.3.5 viser at det i enkelte høytliggende områder er ventet en økning i maksimal snømengde også så langt fram i tid som mot slutten av århundret.

Det blir også færre dager per år med snødekke i framtida, se figur 5.3.6. Økt temperatur fører til senere snølegging og tidligere snøsmelting. I tillegg vil økt temperatur føre til flere smelteepisoder om vinteren. Fram mot 2100 vil oppvarmingen bli sterkere, og det blir mer mildvær også i fjellet, noe som etter hvert vil føre til et redusert snømagasin. I lavtliggende områder vil snøen bli nesten borte i mange år, men det vil fortsatt være enkelte år med betydelig snøfall i kystnære lavlandsområder.

5.3.3 Isbreer

Det er en god del usikkerhet knyttet til utvikling av breene i Norge fram mot 2100, siden endringer i temperatur, nedbør og kombinasjonen av dette spiller inn. Breenes utvikling reguleres i hovedsak av endringer i sommertemperatur som styrer avsmeltingen, og vinternedbør i form av snø, som styrer akkumulasjonen. Både endring i nedbørmengde og lengden på snøsesongen har betydning. Endringer i atmosfærisk sirkulasjonsmønster og dermed lokale og regionale nedbørforhold vil kunne ha stor betydning for breene. I tillegg vil endringer i skydekke og vind påvirke utviklingen. Innlandsbreene, for eksempel i Jotunheimen, vil mest sannsynlig fortsette å minke i takt med den beregnede temperaturøkningen, som vil forlenge smelte-sesongen og redusere snøakkumuleringssesongen. Utviklingen til de kystnære breene vil i større grad være avhengig av endringer i vinternedbøren. Temperatur- og nedbørframskrivningene indikerer både økt vintertemperatur og økt vinternedbør fram mot 2070–2100. Dette vil føre til at overgangssonen fra snø til regn heves betydelig i forhold til nivået i referanseperioden (1971–2000). Snøen forventes å legge seg senere og smelte tidligere i de lavtliggende områdene på breene. Samtidig beregnes økt snømagasin i en mange områder i høyfjellet og på de høytliggende deler av breen i en periode. Etter hvert som oppvarmingen fortsetter beregnes også her redusert snømagasin de fleste steder. Økt temperatur og mindre snø i lavereliggende deler av breene vil gi økt avsmelting.

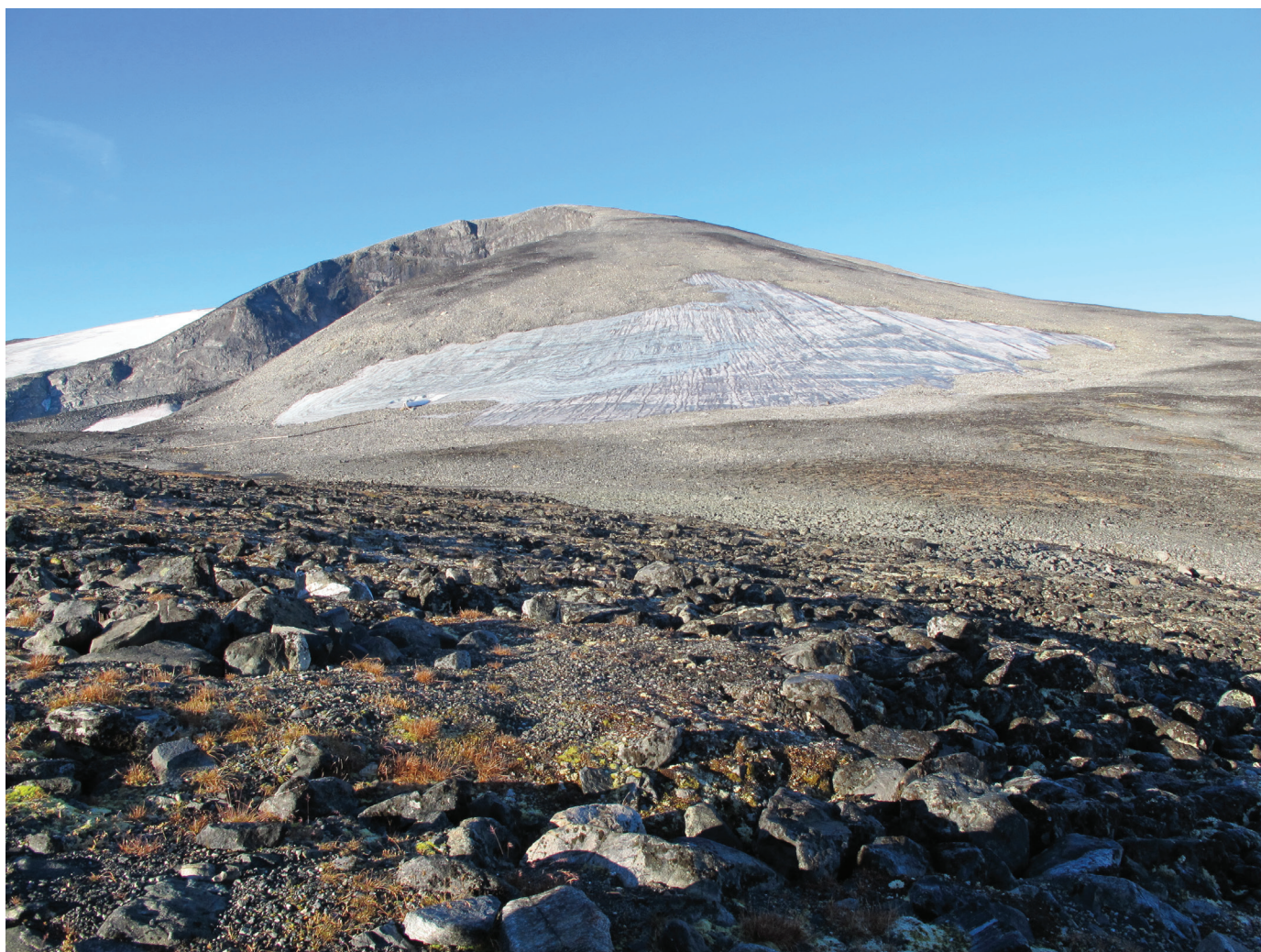
Modellering av fremtidig massebalanse for Storbreen (kontinental bre i Jotunheimen i Oppland), Hardangerjøkulen (maritim bre i Hordaland) og Engabreen (utløper fra Vestre Svartisen i Nordland) antyder at

for å kompensere for en temperaturøkning på 2 til 3 grader må vinternedbøren øke opp mot 100 prosent [148, 149, 150, 151]. Selv om vinternedbøren beregnes å øke, gir ingen av framskrivingene slike nedbørendringer, så norske breer forventes å minke i utbredelse og volum fram mot 2071-2100.

For å simulere hvordan breutviklingen vil bli, er modeller tatt i bruk i flere studier. Slike modeller kjøres med temperatur- og nedbørframskrivinger og simulerer fremtidig avrenning og endringer i breutbredelse og isvolum. F.eks. vil Briksdalsbreen, en utløper fra Jostedalbreen, smelte tilbake slik at brefronten som nå ligger ved ca. 350 moh. blir liggende 1300-1400 moh [152]. Volumet og arealet av iskappene Hardangerjøkulen og Spørteggbreen

vil reduseres med mer enn to tredjedeler innen 2100 [150, 153, 151]. Mange breer i Norge er små og tynne, og mange vil antagelig smelte helt vekk. Et eksempel på en slik bre er vist i figur 5.3.7. De større og tykkere breene vil bli tynnere og smelte tilbake til høytliggende forsenkninger i terrenget slik at breene i sin helhet blir begrenset til høyere-liggende fjellpartier.

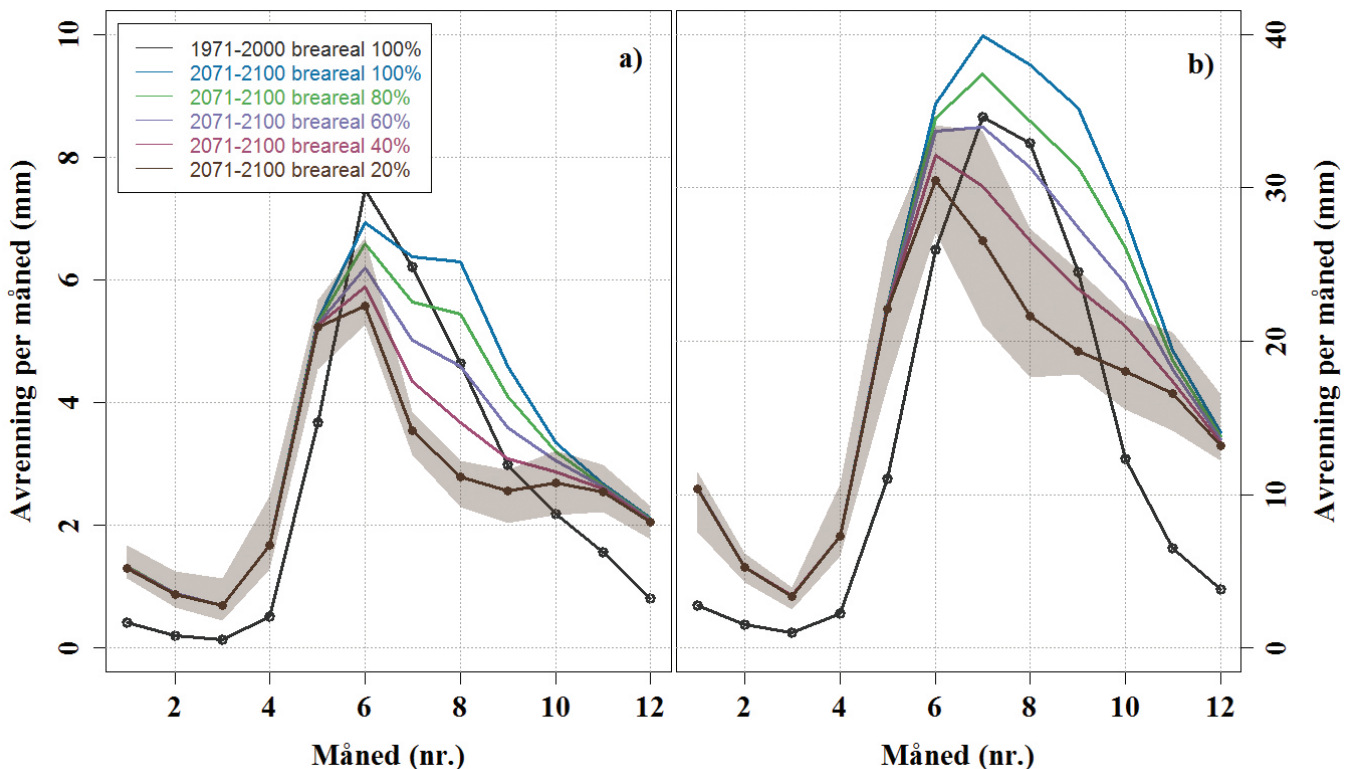
Med de nye framskrivingene er det undersøkt hvilke endringer som kan forventes i avrenningen fra breelver i periodene 2031-60 og 2071-2100, sammenliknet med perioden 1971-2000. Simuleringen er utført med den nedbørfeltbaserte HBV-modellen, og klimaframskrivinger for de to utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5 er benyttet. Simuleringene



Figur 5.3.7 Mange av dagens breer og isfonner kan forsvinne allerede de neste tiårene. Den lille Juvfonne i Jotunheimen nær Galdhøpiggen har opplevd kraftig nedsmelting de siste årene, og er en av ismassene som står i fare for å forsvinne. Foto: Liss M. Andreassen, NVE, september 2014.

har tatt utgangspunkt i dagens breareal. Siden man forventer en betydelig reduksjon i brearealet, er simuleringene utført med ulike prosentandeler breareal i forhold til dagens areal. Figur 5.3.8 viser hvordan simulert avrenning fra to utvalgte nedbørfelt i perioden 2071-2100 beregnes å variere avhengig av breandel (spesielt i juni, juli og august). Hvis brearealene ikke endres (100 % kurven) vil man få en betydelig økning av avrenningen i perioden. Bildet endrer seg når breandelen avtar ved at avrenningen blir mindre enn i referanseperioden. Riktige anslag for breareal er derfor viktig for å angi forventet avrenning fra felt med bre. Med basis i studiene beskrevet over kan man anslå at brearealene i perioden 2031-60 med RCP4.5 vil være mellom 80-60 prosent av dagens areal, mens for RCP8.5 vil de være 50-40 prosent. For perioden 2071-2100 blir tallene 40-20 prosent for RCP4.5, mens for RCP8.5 er tallene 20-0 prosent.

Sesongfordelingen av avrenning i breelvene avhenger av temperatur, endringer i breareal, høydefordelingen til breene, og utvikling av snømagasinet. Om sommeren og tidlig på høsten vil avrenningen i breelver avta (20-40 prosent) for perioden 2071-2100, da mengden smeltevann fra isbreene vil bli betydelig redusert som følge av at brearealet reduseres i forhold til i dag. For de maritime breene i Vest-Norge vil økt nedbør i noe grad kompensere for redusert smeltevann, spesielt for det høye utslippsscenarioet. I en periode fram mot år 2031-2060 vil man få en midlertidig økning i avrenningen på 5-20 %, spesielt i Vest-Norge, som følge av økt temperatur og dermed økt bresmelting mens breene fremdeles dekker et betydelig areal. I Nord- og Sørøst-Norge er signalene svake. Sent på høsten og om vinteren vil man få den største prosentvise endringen i avrenning. I dag har mange av feltene liten avrenning da feltene ligger høyt og nedbøren kommer som snø. Dette vil endre seg fram



Figur 5.3.8 Endringer i avrenning fra måned til måned ved a) Akslen (Lom, Oppland) og b) Fynderdalsvatnet (vannmerke Fønnerdalsvatn, på vestsiden av Søndre Folgefonna, Hordaland) for perioden 2071-2100. Svart kurve viser simuleringen for referanseperioden (1971-2000) de fargede kurvene viser simuleringene med forskjellig breandel. Kurvene viser medianverdien for 10 klimaframskrivninger for utslippsscenario RCP8.5. Skraveringene indikerer spredningen mellom de forskjellige simuleringene gitt som 10- og 90-persentiler for breareal på 20 %. Tilsvarende beregninger er også utført for de andre brearealene, men dette er ikke vist.

mot 2071-2100 og man vil få økt avrenning både på senhøsten og om vinteren. Dette skyldes at man får flere mildværsperioder med regn og snøsmelting selv midtvinters. Signalene er sterkere for de høye utslippsscenarioet (RCP8.5) enn det lave (RCP4.5). Tidspunkt for maksimum avrenning framskyndes fra juli til mai/juni.

5.3.4 Is på innsjøer og elver

Økte temperaturer vil føre til at isganger vil bli mer vanlig høyere til fjells og lengre inn i landet enn det som er vanlig i dag. Det vil også medføre at perioden med islagte innsjøer vil bli betydelig kortere enn i dag, og istykkelsen vil bli redusert. Den islagte perioden kan bli 3 til 14 uker kortere enn i dag; de minste endringene vil man få i innlandet og høyt til fjells [154]. Et endret klima vil føre til flere vinterflommer som følge av mer mildvær og regn om vinteren (se også kapittel 5.3.5). Ekstremregn om vinteren etter at isen har lagt seg kan forårsake alvorlige isganger med oversvømmelser og flommer. Økt temperatur vil gi kortere og mindre kalde kuldeperioder om vinteren. Dermed blir sesongen for isgang kortere, men år- til årvariasjonen vil være stor. Det er derfor fare for isganger også i fremtiden [99].

Litt inn fra kysten er det i dag en sone hvor det ofte skifter mellom mildvær og kulde, og hvor isen kan komme og gå flere ganger i løpet av en vinter. Denne sonen vil flytte seg lenger inn i landet, og til større høyde over havet. Dette innebærer at isganger kan utløses høyere oppe i vassdraget enn i dag, og dermed endres også områdene som er utsatt for isgangsskader. I innlandet, spesielt i Finnmark, vil det være små endringer i isgangene i forhold til dagens klima. I områder med mer maritimt klima vil isen kunne forsvinne, eller isleggingsesongen avta.

5.3.5 Flom

Endring i nedbør og temperatur vil også føre til at flommene endrer seg. Hydrologiske framskrivninger kan, sammen med flomfrekvensanalyse, brukes for å analysere endringer i flomstørrelser. Metoden som er brukt her, tilsvarer den som ble brukt for å beregne endring i flomstørrelser i [155]. Her er det fokusert på 200-årsflommen, dvs. en flom som i

gjennomsnitt vil opptre én gang hvert 200. år dersom klimaet ikke endrer karakter. Det betyr at det er 0.5 % sannsynlighet for at en slik flom vil opptre i et gitt år. Endring i 200-årsflommen er valgt som «flomindeks» fordi de fleste bygg ifølge «Veiledning om tekniske krav til byggkvalitet (TEK10)» [156] skal være sikre mot en 200-årsflom.

Endring i størrelsen på 200-årsflommen er beregnet for 115 uregulerte nedbørfelt av ulike størrelser og med ulike flomforhold. Beregningene er basert på en flomfrekvensanalyse av simulerte tidsserier for vannføring for hver klimaframskrivning for de to utslippsscenarioene, RCP4.5 og RCP8.5. Figur 5.3.9 viser prosentvis endring i størrelsen på 200-årsflom for framtidperioden 2071-2100, relativt til referanseperioden 1971-2000. Verdiene vist i figuren er medianen av de samlede resultatene for hvert nedbørfelt. Prosentvis endring for framtidperiode 2031-2060, relativt til referanseperioden 1971-2000, finnes i figur A.5.3.4 i appendiks.

Figur 5.3.9 viser ganske store regionale forskjeller i klimaendringers betydning for flomstørrelsen mot slutten av århundret. For utslippsscenarioet RCP4.5 er de største økningene (dvs. mellom 20 og 40 % for framtidperioden 2071-2100) på Vestlandet og i Nordland, men også på Østlandet nær kysten. I innlandet er det små endringer (dvs. < 10 % økning eller reduksjon) de fleste stedene, mens på Finnmarksvidda er reduksjonen i flomstørrelse minst 20 % for framtidperioden 2071-2000. For RCP8.5 tilsier framskrivningene både større økning (opp mot 40-60 % noen steder) og reduksjon, men det regionale mønstret er ganske likt det for RCP4.5. Økninger på 20-30 % finnes også i noen høytliggende nedbørfelt på Østlandet, og på 10-20 % i Sør-Trøndelag mot slutten av århundret for RCP8.5.

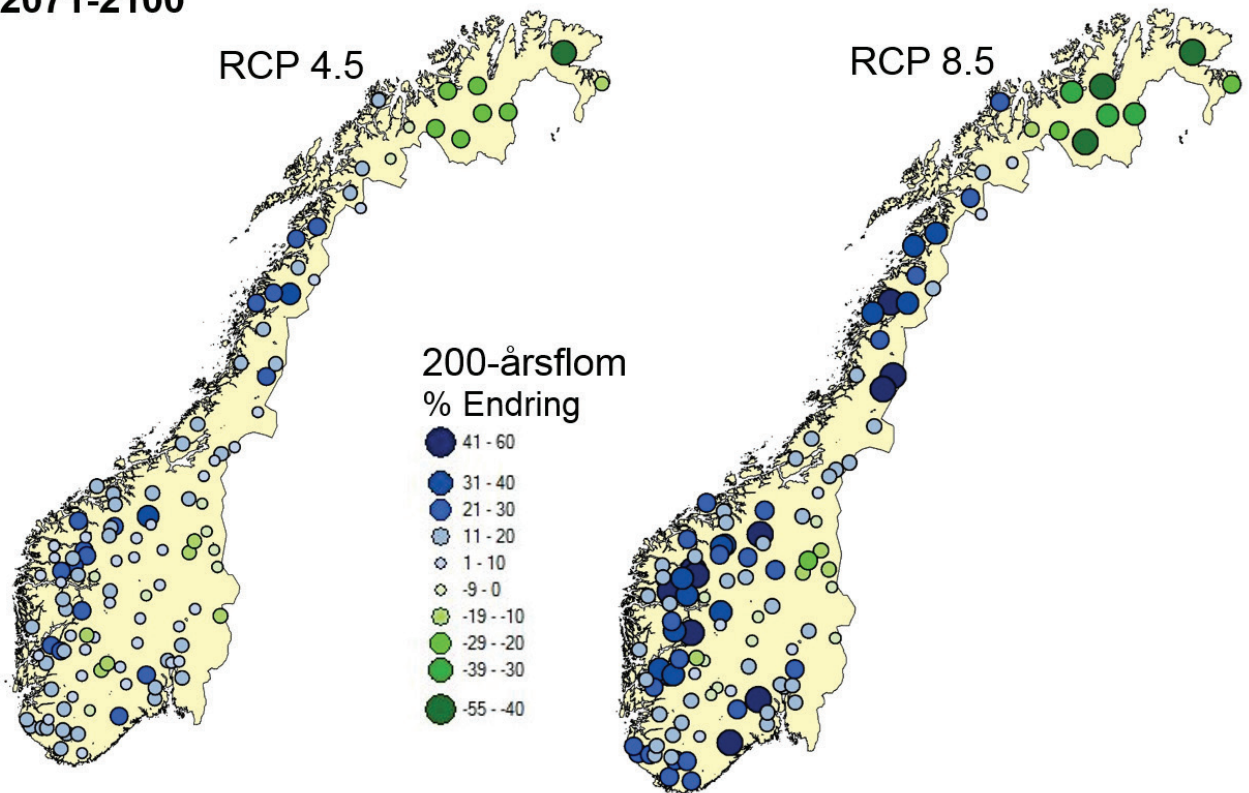
Endringer i flomstørrelse i nær framtid, dvs. perioden 2031-2060, er mindre enn for perioden 2071-2100, og forskjellene mellom regionene er mindre framtrædende. I tillegg er forskjellene mellom endringer for RCP4.5 mot RCP8.5 ganske små. For perioden 2031-2060 viser de fleste nedbørfeltene endringer i størrelse på 200-årsflommen som er mindre enn 20%, med unntak av noen nedbørfelt

på Vestlandet og i Nordland der økningen er mellom 20 og 30% (se figur A.5.3.4 i appendiks). Endringer i middelflom, dvs. den gjennomsnittlige maksimalvannføringen som opptrer hvert år, er også beregnet for de 115 nedbørfeltene (ikke vist). De er nær sammenfallende med endringene i 200-års flom, men i de fleste tilfellene er endringene 2 til 5 prosentenheter mindre.

Forandringer i flomforhold som følge av klimaendringer har flere årsaker, bl.a. endringer i sesongnedbør, sekvens av dager med kraftig nedbør og nedbørintensitet. I tillegg har endringer i snømagasin og snøsmelteperiode en særlig betydning for sannsynligheten av sammenfall av stor vannføring og kraftig nedbør. Snøsmelteflommen vil komme tidligere og kan nesten forsvinne i kystnære nedbørfelt etter hvert som oppvarmingen blir sterkere. Framskrivningene for nedbør (se kapittel 5.2) indikerer også at vinternedbøren vil øke, og det kan føre til større snømagasin, f.eks. i fjellområder på

Østlandet (figur 5.3.5). Det regionale mønstret av økninger og reduksjoner i flomstørrelse gjenspeiler balansen mellom disse forskjellige prosessene. De store økningene på Vestlandet og i Nordland henger tett sammen med økt antall dager med kraftig nedbør (figur 5.2.13) og nedbørintensitet (figur 5.2.15), særlig om høsten og vinteren (appendiks 5.2), og økt vannføring i disse områdene mot slutten av århundret (figur 5.3.3). I Finnmark og i noen store vassdrag på Østlandet vil reduksjonen i snømagasinet og en tidligere vårflom føre til en reduksjon av de største flommene til tross for økt nedbørmengde og kraftige nedbørhendelser i framtiden. I andre regioner er endringene for RCP8.5 mellom -10 og +20 % for framtidsperioden 2071-2100. I de minste nedbørfeltene er det likevel forventet at økt nedbørintensitet kan føre til flere og større flommer i framtiden uavhengig av hvor i landet de ligger, fordi slike felt ofte reagerer raskt på kraftig korttidsnedbør. Denne effekten er ikke tatt med i resultatene

2071-2100



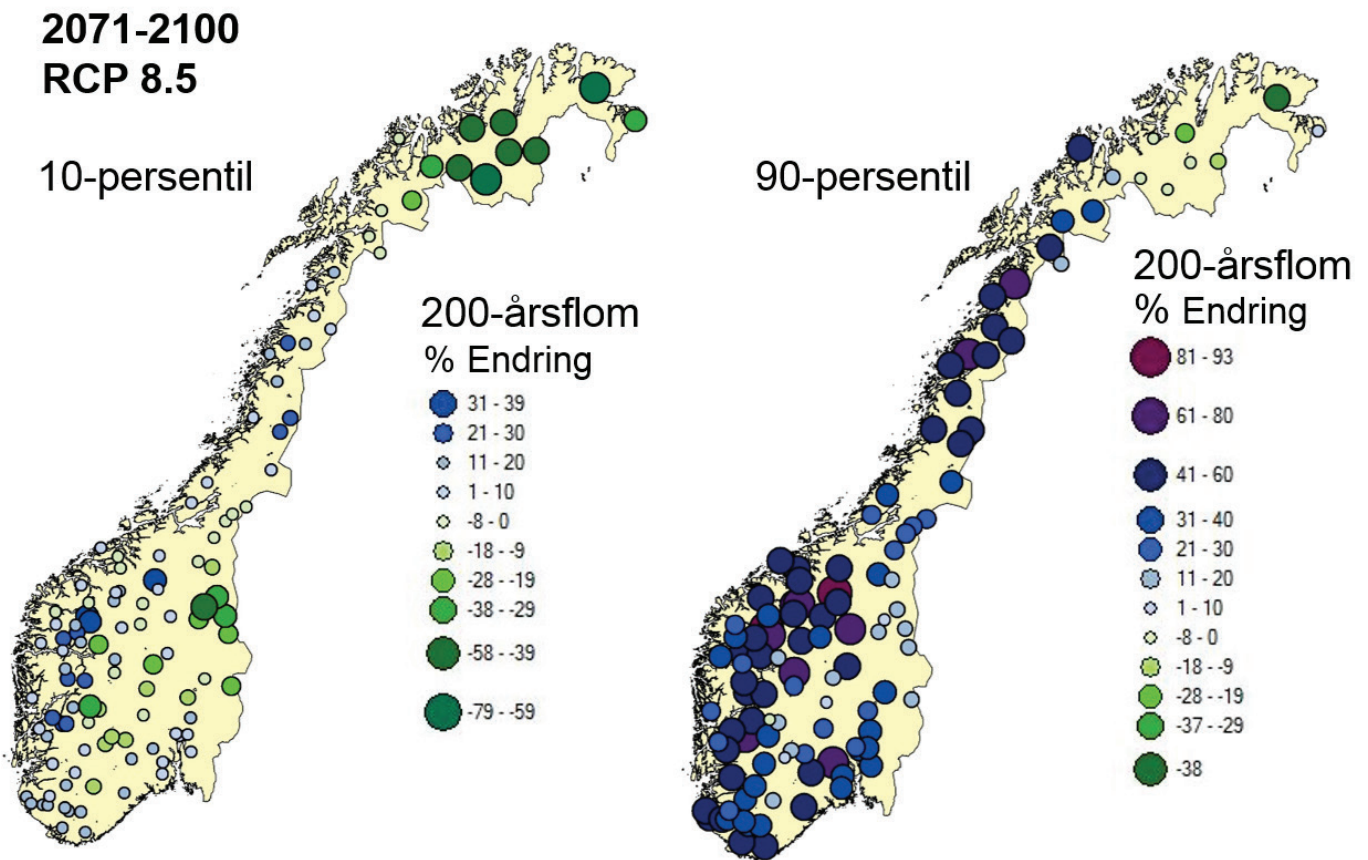
Figur 5.3.9 Prosentvis endring i 200-årsflom fra 1971-2000 til 2071-2100 i for RCP4.5 og RCP8.5 for 115 nedbørfelt. Verdien som vises er medianen av 500 framskrivninger for hvert nedbørfelt. Tilsvarende figur for perioden 2031-2060 finnes i appendiks A.5.3.

vist i figur 5.3.9. Med økt forekomst av intense nedbørepisoder (se kapittel 5.2), vil det bli flere lokale regnflommer til alle årstider. Små, bratte vassdrag og urbane områder vil være spesielt utsatt.

Endringene i 200-årsflommen er tidligere blitt brukt som grunnlag for anbefalinger for et såkalt «klimapåslag» for å ta høyde for endringer i flomstørrelse i forbindelse med behov for klimatilpasning [155]. Anbefalingene er gitt som tre ulike «klimapåslag» (0 %, 20 % og 40 %) avhengig av region og dominerende flomtype. I de store vassdragene dominert av snøsmelteflom i innlandet er det, for eksempel, ikke forventet at vårflommen kommer til å øke i framtiden slik at et 0 % påslag er anbefalt. I andre områder er bruk av et 20 % eller 40 % påslag anbefalt, avhengig av hvor i landet vassdraget ligger, prosesser som fører til flom, og størrelsen på nedbørfeltet.

Spredningen i estimatene for forandringer i flomstørrelse på 200-årsflommen mot slutten av århundret for RCP8.5 er vist i figur 5.3.10, der 10- og 90-persentilene fra de samlede framskrivningene er beregnet for hvert nedbørfelt. Forskjellen mellom 10- og 90-persentilen for et gitt nedbørfelt er ganske stor (i gjennomsnitt 20-40 prosentenheter). Samtidig indikerer figuren at områdene der en betydelig økning er ventet basert på medianen (f.eks. på Vestlandet og i Nordland), også viser en økning i 10-persentilen. Dette betyr at minst 90% av framskrivningene tilsier økt flomstørrelse de fleste steder. Unntaket er Finnmark, der 90-persentilen viser en reduksjon de fleste stedene.

Med utgangspunkt i de beregnede prosentvise endringene i 200-års flom for RCP8.5 (figur 5.3.9), er det definert tre klasser med «klimapåslag» (se kapittel 5.2.9) som brukes i tilknytning til ulike flomberegninger, inkludert de som danner grunnlaget



Figur 5.3.10 'Lav' (10-persentil) og 'Høy' (90-persentil) for framskrivninger for 200-årsflom for perioden 2071-2100 i forhold til 1971-2100 for RCP8.5 for de 115 nedbørfeltene. 10 prosent av simuleringene har lavere (10-persentil) eller høyere (90-persentil) verdier enn det som er vist. Det betyr også at 80 prosent av de 500 framskrivningene ligger mellom verdiene som er vist for et gitt nedbørfelt.

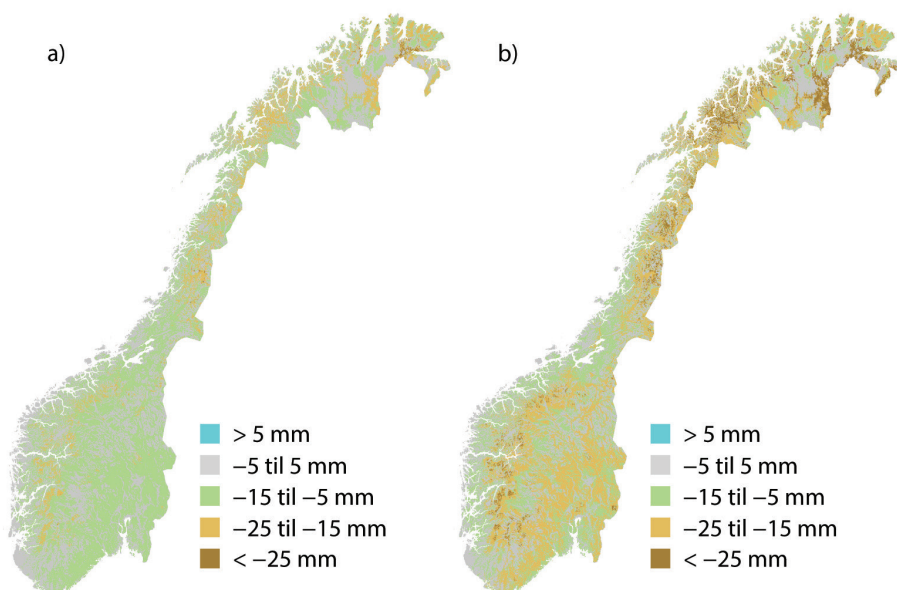
for flomsonekart. I store elver som i dag domineres av snøsmelteflommer og hvor en forventer en reduksjon i årets største flom i fremtiden, er det ikke behov for et «klimapåslag». I vassdrag hvor det forventes en økning på mer enn 20 % i 200-årsflommen mot slutten av århundret, legges det på et klimapåslag på 20 %. Også i små vassdrag og urbane områder skal det benyttes et klimapåslag på 20 %. I vassdraget hvor det ventes særlig stor økning i 200-årsflommen mot slutten av århundret, bør også et påslag på 40% vurderes.

5.3.6 Markvannsunderskudd og tørke

Økt nedbør betyr ikke nødvendigvis at det over tid blir mer fuktighet i bakken eller større vannføring i elvene. I figur 5.3.11 er det vist framskrivninger for endring i markvannsunderskudd om sommeren (juni, juli, august). Kartene viser et høyere markvannsunderskudd, dvs. mer negative verdier, mot slutten av århundret. I lavlandet i Sør-Norge er dette i hovedsak et resultat av økt fordampning, mens endringen i høytliggende områder og i deler av Nord-Norge også er påvirket av at det er ventet at snøsmeltningen i framtida vil skje tidligere på året. Figur 5.3.11 viser også at det er betydelig forskjell i endringen i markvannsunderskuddet avhengig av utslippsscenario. Det er for eksempel ventet vesentlig tørrere somre mot slutten av århundret med utslippsscenarioet RCP8.5 enn med

utslippsscenarioet RCP4.5 i de lavereliggende jordbruksområdene på Østlandet.

Basert på de framskrivningene som ble presentert i den forrige utgaven av «Klima i Norge 2100» [3], har endringer i sommertørke blitt analysert [140]. Resultatene viser at endringer i temperatur er avgjørende for endringer i hydrologisk tørke, definert som underskudd på markvann, lav grunnvannstand og lange perioder med lav vannføring i elver. I studien så man at selv i regioner hvor nedbøren forventes å øke, kan økt fordampning gi mer alvorlig hydrologisk sommertørke. I deler av landet er det beregnet at gjennomsnittlig markvannstørke om sommeren kan bli 1 til 2 måneder lengre mot slutten av århundret. Perioden med lav grunnvannstand kan øke enda mer og perioder med lav vannføring i elvene om sommeren vil også øke mange steder. Også for tørke er resultatet avhengig av hvilken klimamodell som ligger til grunn for de hydrologiske framskrivningene. Avhengig av valgt framskrivning viser resultatene at slike tørker vil variere fra å dekke stort sett hele Sørøst-Norge til kun å ramme områder i deler av Telemark, Buskerud, Oppland, Hordaland og Sogn og Fjordane [140]. Økt markvannsunderskudd og lengre varighet på tørkehendelsene vil ha følger for blant annet jord- og skogbruk, vanningsbehov og skogbrannfare.



Figur 5.3.11 Endring i markvannsunderskudd om sommeren for perioden 2071-2100 i forhold til 1971-2100 for a) RCP4.5 og b) RCP8.5. Figurene viser median endring i mm markvannsunderskudd for de ti framskrivningene i hvert utslippsscenario.

5.4 Permafrost og skred

5.4.1 Permafrost

Tinende permafrost vil ha konsekvenser for stabiliteten i bratte fjellskråninger og i fjellvegger. Som det framkom i kapittel 3.4.1, har det vært en betydelig oppvarming og arealreduksjon av permafrosten i Norge de siste tiårene. Modellsimuleringer av permafrosten i Sør-Norge, med utgangspunkt i empirisk-statistisk nedskalerte data fra A1B utslippsscenarioet [41], viser at denne trenden vil forsterkes ytterligere. Permafrostframskrivingene viser at permafrost som i dag har årsmiddeltemperatur mellom -1 og 0 °C, vil tine fullstendig innen 2050 [157]. Det simuleres også at permafrostgrensen vil stige med 200-300 høydemeter fram mot år 2100 i fjellområdene i Sør-Norge og at permafrosten dermed vil tine i de fleste områder som ligger under 1800 m o.h. Det er foreløpig ikke gjort tilsvarende simuleringer for Nord-Norge, men det er sannsynlig at endringene der blir minst like store eller større sammenliknet med Sør-Norge, da den største temperaturøkningen beregnes i klimaframskrivingene for Nord-Norge. Dette indikerer at permafrost mot slutten av århundret kun vil være å finne i de høyeste fjelltoppene i Sør- og Nord-Norge. Men også her vil det skje en betydelig oppvarming, og det aktive laget som tiner om sommeren kan øke med 5 til 8 meter. I store deler av permafrostområdene på Finnmarksvidda er årsmiddeltemperaturen i dag mellom -1 og 0 °C og vil dermed være svært utsatt for å tine allerede mot midten av århundret.

Oppvarmingen av permafrosten avhenger i stor grad av bakkens termiske egenskaper og særlig isinnholdet. Når bakketemperaturen stiger, og nærmer seg 0 °C vil mye av energien gå med til å smelte is, og i mindre grad til å heve temperaturen. For å øke kunnskapen om permafrostens respons på framtidige klimaendringer er det behov for bedre kunnskap om klimaendringer som skjer i det norske høyfjellet. Spesielt endringer i snødekkets termiske egenskaper, tykkelse og varighet vil ha stor innvirkning på permafrostens framtidige tilstand og utbredelse [158].

5.4.2 Skred

Været er en av de viktigste utløsningsfaktorene for skred. Derfor vil klimaendringer påvirke skred, selv om skredfaren er sterkt knyttet til lokale terrengforhold. Gjennom GeoExtreme- og InfraRisk-prosjektene er sammenhengen mellom ulike værelementer og terrengforhold og ulike skredtyper undersøkt [159, 160]. Resultatene fra prosjektene viser også hvordan skredfaren kan endre seg i fremtiden som følge av klimautviklingen. Vurdering av effekten av klimaendringer på fremtidig hyppighet og intensitet av skred er overveiende basert på kvalitative vurderinger.

Det er en klar sammenheng mellom nedbør, temperatur, vind og ulike former for snøskred. Gradvis høyere temperatur vil etter hvert gi kortere snøsesong og kystnære strøk i lavlandet kan bli helt snøfrie (se figur 5.3.6). Ellers vil faren for tørrsnøskred etter hvert reduseres fordi temperaturstigning vil føre til både høyere snøgrense og høyere tregrense, mens faren for våtsnøskred og sørpeskred i skredutsatte områder vil øke. Skredene kan også ramme andre steder enn tidligere.

Forutsatt at det blir flere store nedbørhendelser i brattlendt terreng, vil faren for jord- og flomskred øke. En viktig årsak til grunne jordskred er høyt porevanntrykk som følge av snøsmelting og/eller store nedbørmengder. Som nevnt i kapittel 5.3.5, opptrer de største nedbørintensitetene om høsten og vinteren i bratte nedbørfelt i Vest- og Nord-Norge. Med økt temperatur vil mer av nedbøren falle som regn i de høyere delene av nedbørfeltet, og dette vil kunne øke skredfaren.

De fleste kvikkleireskred utløses av menneskelig aktivitet eller erosjon i elver og bekker. Økt erosjon som følge av hyppigere og større flommer, kan føre til utløsning av flere kvikkleireskred.

Store fjellskred er hovedsakelig forårsaket av langsiktige geologiske prosesser og forhold, for eksempel sprekkssystemer. Selv om oppvarming og tining

av permafrost kan være en medvirkende faktor for utløsning av enkelte store fjellskred, er det foreløpig ikke grunnlag for å si at klimaendringen vil føre til økt hyppighet av store fjellskred.

Steinsprang og steinskred utløses ofte av økt vanntrykk i sprekkssystemer i forbindelse med intens nedbør. Hyppigere episoder av kraftig nedbør, vil derfor kunne øke hyppigheten av denne skredtypen. Også en temperaturøkning kan påvirke hyppigheten av steinskred/steinsprang. For eksempel kan man i en periode få flere fryse-tine episoder i områder som

tidligere har hatt mer stabil temperatur. Dette kan påvirke skråningsstabiliteten i høyfjellet og bidra til flere steinsprang og steinskred.

Noen faktorer bidrar også til å redusere skredfaren, som heving av skoggrensen. Skoggrensen påvirkes av klimatiske forhold, beiting og skogdrift. Samtidig kan menneskelige inngrep i terrenget også øke faren for skred. For eksempel har uheldig bygging av adkomstveier med utilstrekkelig drenering i fjell-lier ført til lokale flommer og jordskred.

5.5 Havklima og sjøis

5.5.1 Framtidige klimaendringer

Innstrømmingen av varmt vann med Atlanterhavsstrømmen er som nevnt i kapittel 2.2.3 av stor betydning for det regionale klima i Norge og havområdene utenfor [159]. Varmetransporten i havet er et ledd i den såkalte atlantiske meridionale omveltningen (AMOC) hvor varmt og salt vann føres nordover nær overflaten, avkjøles, for deretter å synke ned og returnere sørover i dypet. Barentshavets beliggenhet er sentral i forhold til denne utvekslingen av varme mellom hav og atmosfære da en av de to hovedgrenene av atlantisk vann inn i Arktis passerer der. Disse vertikale varmeffluksene er de sterkeste i den arktiske regionen og dominerer det arktiske varmebudsjettet. Store mengder dypvann genereres her, synker ned i Polhavet, og er dermed et viktig ledd i den storstilte omveltningen. En økning i overflatetemperaturen som følge av global oppvarming og en reduksjon i saltholdigheten som følge av tilhørende ismelting og økt nedbør vil sannsynligvis føre til at AMOC blir svakere i løpet av det 21. århundret [2], men basert på direkte observasjoner er det så langt ikke funnet noen tegn på en reduksjon hverken i AMOC [2] eller i grenen av Atlanterhavsstrømmen inn de Nordiske hav eller ved Stadt [160, 161].

Endringer i salt og temperatur vil altså kunne forårsake endringer i den vertikale stratifisering eller tetthetsfordelingen i havet, noe som er viktig for mange økosystemprosesser [162]. Iskanten er også viktig for det marine økosystemet da den biologiske produksjonen er spesielt stor når isen smelter og lystilgangen øker. Den siste IPCC rapporten [2] viser en projisert reduksjon i sjøisutbredelsen i Arktis mot slutten av dette århundret, selv om spredningen i modellresultatene fra de globale klimamodellene er store. Det er også store forskjeller mellom kjøringene med ulike utslipps-scenarioer (RCP). På grunn av betydelige reduksjoner i sjøistykkelsen, er de prosentvise tap i sjøisvolum større enn i sjøisutbredelse.

5.5.2 Nedskalering av klimamodeller

Regionale effekter på klimaet kan bli kraftig modifisert av intern variabilitet, noe som enten kan dempe eller forsterke effektene av global oppvarming. En dominerende effekt av klimaendringen i Barentshavet er minkende sjøisutbredelse. Den mellomårlege variabiliteten av sjøisutbredelse i Barentshavet er i stor grad bestemt av innstrømmingen av relativt varmt atlantisk vann gjennom Barentshavsåpningen (BSO) [163, 164, 165, 166, 167], men sammenlignet med observasjoner, er ingen av de globale modellene i CMIP5 i stand til å simulere

tilstrekkelig transport av varme gjennom BSO [166, 168]. En viktig årsak er at disse modellene har for grov oppløsning til å beskrive topografien og den tilhørende sirkulasjonen godt nok. Dette har vært forsøkt løst ved dynamisk nedskalering hvor atmosfære- og havkomponentene til en global klimamodelle brukes til å styre en regional havmodell på overflaten og på rendene.

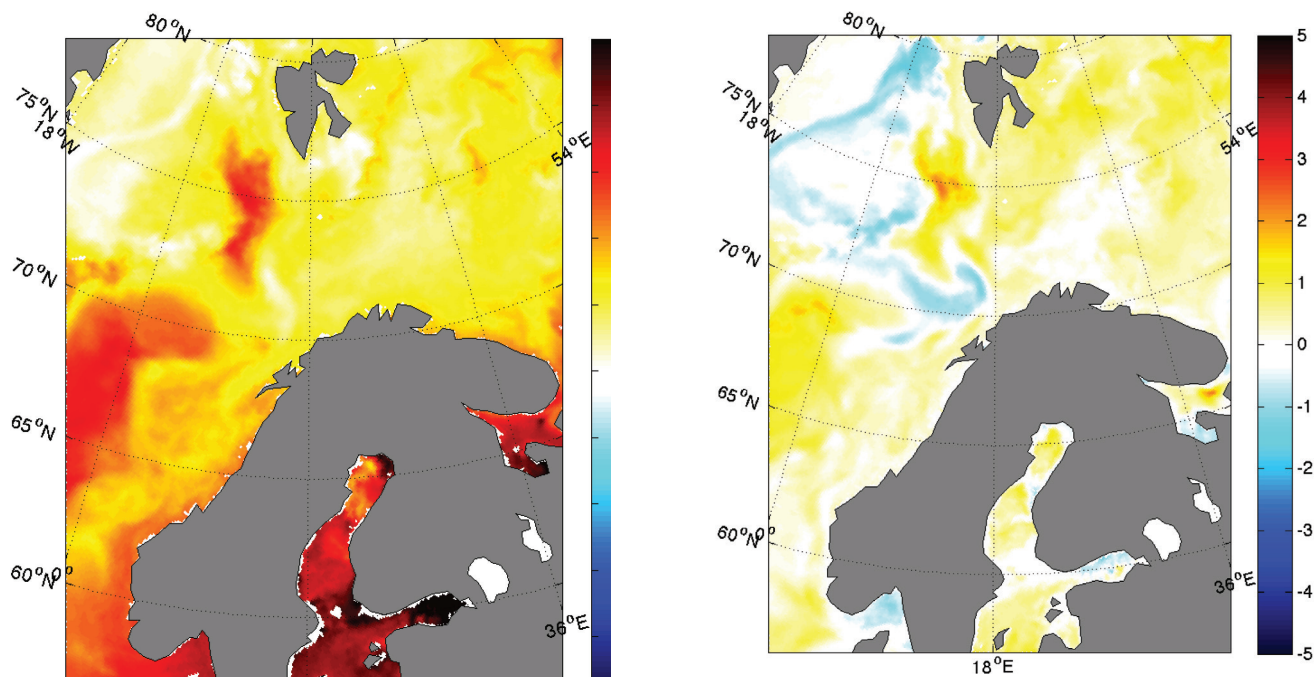
Resultater av nedskalering for dagens klima viser at selv om regionale havmodeller er drevet med atmosfærisk pådrag fra globale klimamodeller som har betydelige avvik fra observert isutbredelse, blir hydrografien og isutbredelsen betydelig forbedret [167, 169]. Denne forbedringen tilskrives en mer realistisk innstrømning av atlantisk vann gjennom BSO på grunn av bedre oppløsning av topografien i disse modellene.

Kan tilsvarende forbedringer forventes om man nedskalere fremtidens klima? En sammenligning av to ulike CMIP3 modeller (GISS AOM og NCAR CCSM3), som begge ble nedskalert med den samme regionale modellen (ROMS, [170] og for det samme framtidsscenarioet (A1B), viste relativt god over-

ensstemmelse med hensyn til temperaturøkning, mens det ble avdekket store forskjeller i saltholdighet [167]. Disse forskjellene ble tilskrevet anomalier i de respektive globale modellene.

Anomaliene ble overført til de regionale modellene gjennom initial- og grenseflatebetingelser. På tross av bedre oppløsning, vil derfor urealistiske avvik i de globale projeksjonene også påvirke de nedskalerte resultatene og dermed være en kilde til usikkerhet.

Figur 5.5.1 viser endring i overflatetemperatur mellom dagens klima og framtidsscenarioet RCP4.5 (se faktaboks 5.1.1). Resultatene er fra den regionale havmodellen ROMS som er nedskalert fra den globale CMIP5 klimamodellen NorESM for perioden 2006 til 2070. Ti år i begynnelsen (2010-2019) og slutten (2060-2069) av kjøringen ble brukt til å se på endringene. I farvannene langs Norskekysten viser disse simuleringene at den største økningen i temperatur de neste 50 år finner sted i Oslofjorden og Skagerrak, hvor økningen er 3-4 °C om vinteren og betydelig mindre om sommeren (figur 5.5.1).



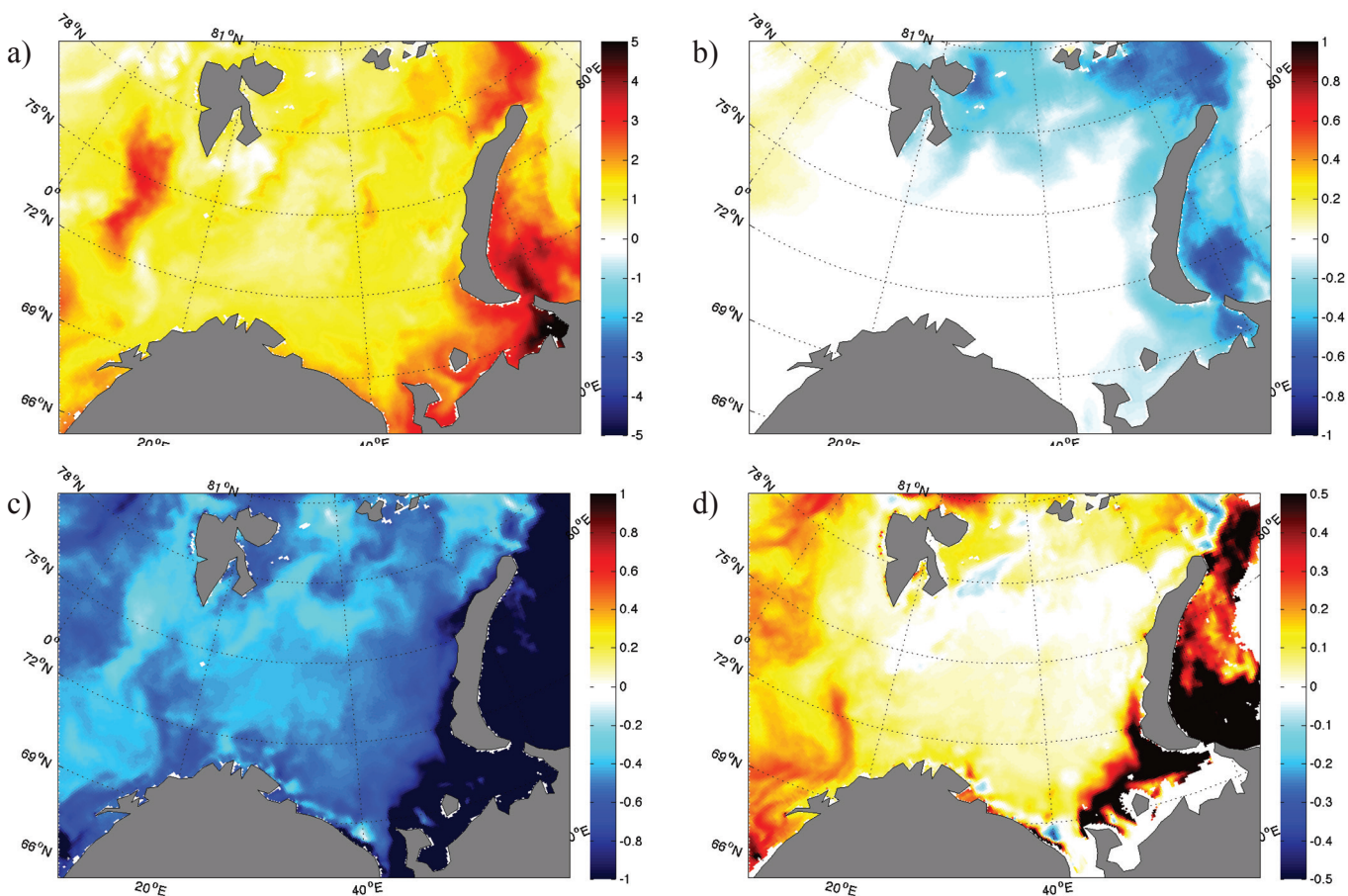
Figur 5.5.1 Endring i overflatetemperatur (°C) i mars (venstre) og september (høyre) mellom periodene 2010-2019 og 2060-2069 i framtidsscenarioet RCP4.5. Resultatene er fra den regionale havmodellen ROMS som er nedskalert fra den globale klimamodellen NorESM

Sammenligningen av relativt korte perioder gjør at naturlige variasjoner på dekadiskala kan ha betydelig innflytelse på resultatene. Også naturlig variabilitet på lengre tidsskalaer bidrar til usikkerhet i modellresultatene. Dette gjelder for eksempel Den atlantiske multidekadiske oscillasjon (AMO), en indeks som representerer storskala temperaturvariasjoner i Atlanterhavet. Langtidsvariasjoner i Barentshavet følger denne indeksen [161]. Avhengig av hvor man befinner seg i AMO-fasen, vil de naturlige variasjonene dempe eller forsterke temperaturanomaliene som er knyttet til global oppvarming.

Nedskaleringene som er gjort spesielt for Nordsjøen er grundig beskrevet og sammenlignet [171]. De fokuserer på endringene frem mot slutten av det 21. århundret og viser at overflatetemperaturen øker med 1-3 °C. På tross av store forskjeller i modelloppsett,

hvilken global modell som nedskaleres, bias-korreksjon o.l., er modellene relativt konsistente selv om forskjeller selvsagt forekommer. Det ble gjort forsøk der man nedskalerte én klimamodell med ulike regionale modeller, og forsøk der man brukte én regional modell til å nedskalere flere ulike globale modeller. Temperaturendringene i tilfellet med ulike regionale modeller var da svært like, mens ensemblene hvor bare én regional modell ble brukt viste at størrelsen på de beregnede endringene var avhengig av hvilken global modell som ble brukt.

I Barentshavet ligger temperaturøkningen for det meste på 1 °C (figur 5.5.2a), men er over 2 °C i de østligste delene. Dette gjenspeiles i reduksjonen av sjøis som er størst i de nordligste og østligste delene av Barentshavet (figur 5.5.2b). Både endringer i isutbredelse, og dermed lysforholdene i de øverste vannmassene, og endringer i hydrografi og



Figur 5.5.2 Endring i overflatetemperatur (venstre øverst), sjøiskonsentrasjon (høyre øverst), overflatesaltholdighet (venstre nederst), og stratifisering i de øverste 50 m (høyre nederst) i mars mellom periodene 2010-2019 og 2060-2069 i fremtidsscenarioet RCP4.5. Resultatene er fra den regionale havmodellen ROMS som er nedskalert fra den globale klimamodellen NorESM.

stratifisering (figur 5.5.2d), kan gi store endringer i planktonproduksjon, som igjen er viktig for resten av økosystemet [172]. Likeledes påvirker temperaturendringer i de store havområdene utbredelsen av mange fiskebestander over tid [173].

Graden av framtidig oppvarming vil avhenge av tilbakekobling i klimasystemet. To typer tilbakekoblingsmekanismer er lansert; én basert på tilbakekobling i havet, og én på tilbakekobling i atmosfæren. Den første er relatert til økt varmetransport av varme inn gjennom BSO, som igjen gir redusert sjøisdekke, større varmekulser til atmosfæren, økt dypvannsdannelse, økt eksport av dypt vann til Polhavet, og dermed økt innstrømning av varmt atlantisk vann, som lukker den første positive tilbakekoblingssløyfen. Den andre tilbakekoblingssløyfen er også basert på forholdet mellom økt innstrømning av varme inn i Barentshavet og økte varmekulser til atmosfæren. I denne sløyfen vil økt varmetap til atmosfæren føre til redusert overflatetrykk, syklonisk atmosfæresirkulasjon over Barentshavet, og dermed sterkere vestlige vinder og påfølgende økt innstrømning av atlantisk vann gjennom BSO. Disse tilbakekoblingsmekanismene ble grundig utforsket i en lang kontrollkjøring med Bergen Climate Model [165]. Bare den førstnevnte ble støttet i alle ledd og dermed funnet å være stabil og selvopprettholdende, mens den i atmosfæren brøt sammen. I hvilken grad denne konklusjonen også gjelder for et varmere framtidig klima med mindre sjøisdannelse er uvis og krever ytterligere undersøkelser.

Det er med andre ord en del usikkerheter forbundet med framtidens havklima i norske havområder, men nedskaleringene som har vært gjort de siste årene har likevel noen fellestrekk til tross for at ulike globale modeller med tildels svært ulike resultater har vært brukt som pådriv. I Barentshavet gir både CMIP3 og CMIP5 nedskaleringene en temperaturøkning på rundt 1°C for mars, men med større romlige variasjoner i CMIP3 enn i CMIP5. Resultatene for september spriker mer, og CMIP3 gir en mye større temperaturøkning i nord og øst enn CMIP5 og skyldes trolig for mye is i CMIP3 kontrollkjøringen.

5.5.3 Havforsuring

Den gjennomsnittlige *pH*-verdien i overflaten av verdenshavene har avtatt fra rundt 8.2 før den industrielle revolusjon til nåtidens gjennomsnitt på rundt 8.1 [174, 175]. Denne havforsuringen er resultat av oppløst CO₂ tilsvarende omtrent 1/3 av den CO₂ som er sluppet ut i atmosfæren som følge av forbrenning av fossilt brensel, industriell sementproduksjon, og ved endring i bruk av landjorden [176, 177]. Overflatevannet fra Nord-Atlanteren som entrer De nordiske hav er per i dag i likevekt med atmosfærens innhold av CO₂ og har liten eller ingen kapasitet til videre opptak i De nordiske hav [178]. En tidsserie av karbonkjemi fra en målestasjon i Norskehavet (66°N, 2°E) viste en årlig endring i *pH* på -0.001 *pH*-enheter per år i overflatevannet mellom 2001 og 2005 [179].

En stor del av marine livsformer innlemmer kalsiumkarbonat i beskyttelseslag som skall og klør, og havforsuring fører til mindre fordelaktige betingelser for dannelse av disse. Overflatelaget i havet er i dag stort sett overmettet med hensyn til kalsiumkarbonat, men metningsnivået faller når mer CO₂ oppløses i vannet. Endringer i metningsnivået til disse mineralene er derfor viktig for å forstå hvordan forsuring vil kunne påvirke fremtidige økosystemer.

Overflatevannet i Polhavet, som har lav temperatur og høye naturlige konsentrasjoner av ikke-organisk karbon, er ventet å bli undermettet med hensyn til aragonitt innen få tiår [180]. Noen områder er allerede undermettet deler av året, spesielt over kontinentalsoklene [180, 181]. For å undersøke effekten av videre økning i atmosfærisk CO₂ i et framtidig klima har numeriske modeller blitt et viktig verktøy. Ved å bruke nedskalert fysikk fra en global klimamodell, er det utført en sammenligning av det simulerte karbonatsystemet i 2000 og 2065 i de Nordiske hav og Barentshavet under utslipps-scenarioet A1B [182]. Det ble funnet at grensene for metningsgraden til sjøvann med hensyn til aragonitt forflyttes 1200 m oppover i vannsøylen i De nordiske hav, og at områder med undermettet sjøvann i overflaten øker. Den simulerte *pH*-verdien i overflaten endres med -0.19 fra 2000 til 2065, mens atmosfære-hav fluksen i Barentshavet økes fra 23 til 37 gC per m² per år.

5.5.4 Framtidig sjøis i Arktis basert på klimamodeller

Sjøisen i Arktis minker både i utstrekning og tykkelse. I tillegg til bidrag fra menneskeskapt oppvarming er det også naturlige faktorer i klimaet vårt som bidrar til tapet av sjøis [183,184]. De nyeste globale klimamodellene [2] viser også at Arktis mister sjøis [185; figur 1&2]. Men modellene viser generelt en reduksjon i sjøisdekket som er mindre enn den observerte [186]. Sjøisens tykkelse er enda vanskeligere å simulere realistisk, og generelt er også reduksjonen av tykkelsen i modellene mindre enn den observerte [168, 187].

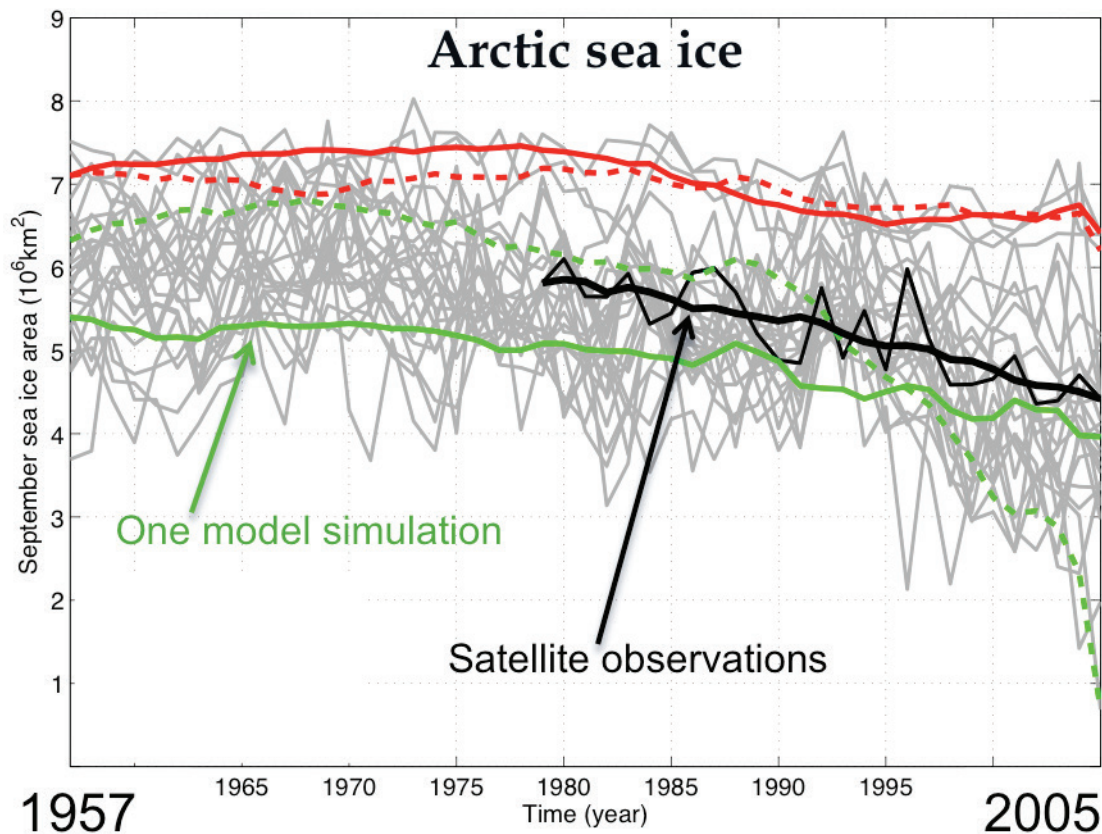
Definisjonen av et «isfritt Arktis» er ikke totalt fravær av is, men at det er mindre enn 1 million km² sjøis igjen på ettersommeren (rundt 17% av observert sjøis i september 2014). Klimamodellene viser en stor spredning i når dette kan inntreffe; alt fra år 2011 til 2098 under det høye scenarioet RCP8.5 [188]. Spredningen i tidspunktet for et isfritt Arktis avhenger blant annet av hvilken klimamodell som brukes, da de ulike modellene har ulik oppbygning og ulik beskrivelse av småskalaprosesser. På grunn av intern klimavariabilitet i modellene ksn spredningen i tidspunktet også være stor for én enkelt modell [189, 190]. Dette illustreres i figur 5.5.3, der grønne kurver viser at to simuleringer fra samme modell har et veldig ulikt sjøistap. En prosess som kan bidra til denne spredningen er sjøiseksporten i Framstredet. Mesteparten av sjøisen som forlater Arktis eksporteres gjennom Framstredet. På 2000-tallet har denne eksporten vært større enn i tidligere tiår siden 1950-tallet. I en studie vises det at denne økningen i sjøiseksporten bidrar til sjøistapet i Arktis [191]. Dette betyr at hvis modellene hadde klart å simulere den faktiske

økningen i sjøiseksporten, er det mulig at reduksjonen i sjøistykkelsen ville vært mer realistisk [168]. Det samme ble foreslått i en tidligere studie [192], som brukte den forrige generasjonen av klimamodeller [41].

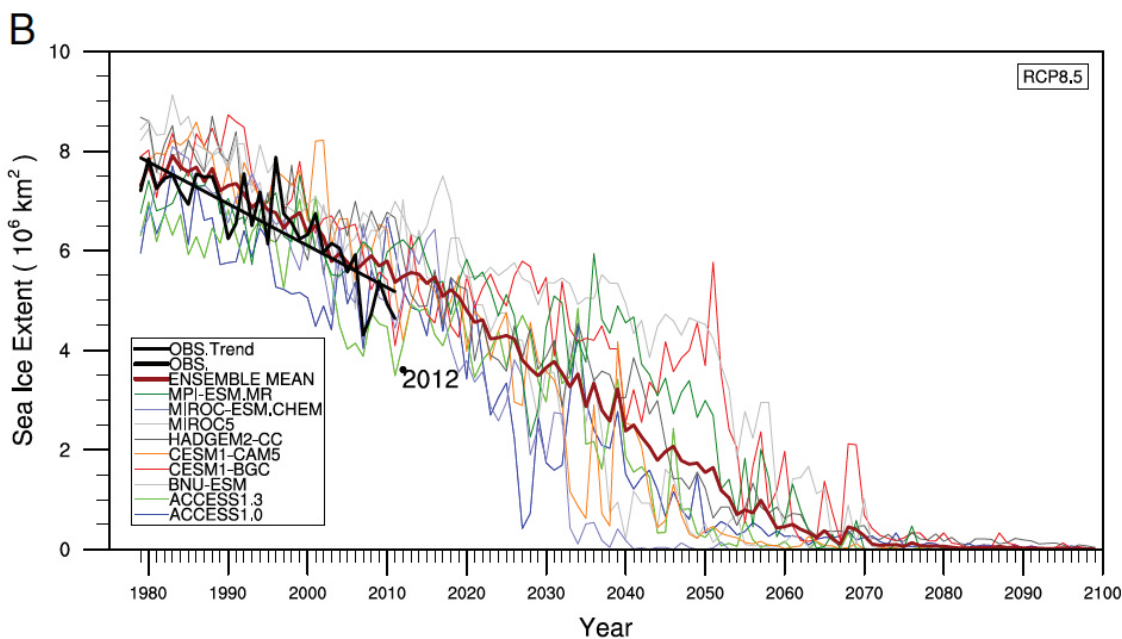
Spredningen i tidspunktet for et isfritt Arktis avhenger også av hvor store menneskeskapt klimagassutslipp vi får i framtiden. De første tiårene skyldes spredningen i tidspunktet først og fremst hvilken modell som brukes og den interne klimavariabiliteten til modellene, men på lengre sikt er det størrelsen på menneskeskapt utslipp av klimagasser som bestemmer spredningen [193].

Den store spredningen i tidspunktet for et isfritt Arktis er basert på 30 ulike klimamodeller. Det er imidlertid vel kjent at mange klimamodeller er konservative når det gjelder sjøistap [194]. Ved å begrense antallet klimamodeller til de som best simulerer de observerte endringene i sjøisdekket, viser klimamodellene et isfritt Arktis i september 2054-2058 under et høyt utslippsscenario (figur 5.5.4; [187, 188]).

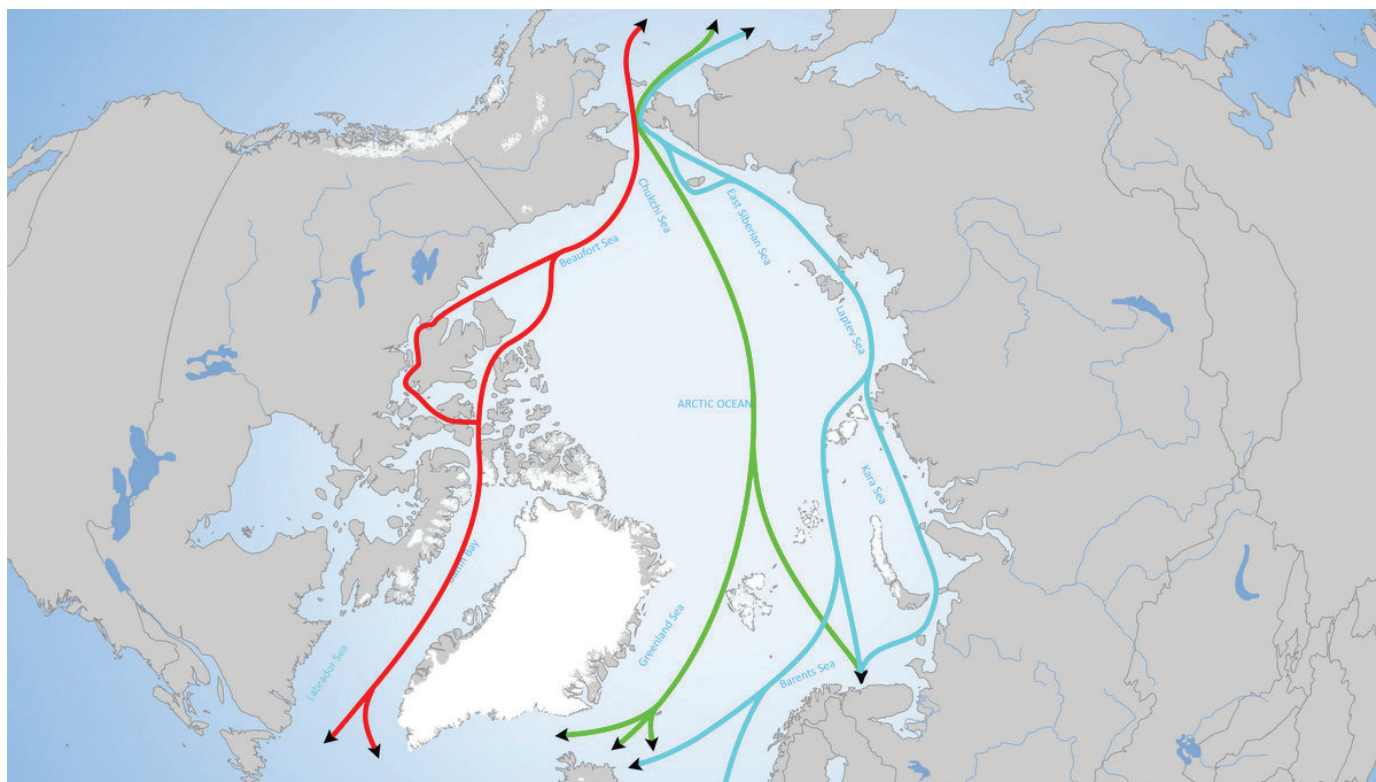
Det fremtidige sjøistapet kan muliggjøre nye marine ruter i Arktis. En fersk studie bruker én av klimamodellene til å se nærmere på hvilke ruter som blir tilgjengelige om sommeren for ulike typer skip og forskjellige utslippsscenarioer fram mot slutten av det 21. århundret [195]. Antall dager per år man kan navigere langs de tre rutene som er vist i figur 5.5.5 øker for alle typer skip og for alle utslippsscenarioene. Det er imidlertid ingen klimasimuleringer som indikerer at disse rutene vil være tilgjengelige om vinteren eller om våren innen år 2100 [189].



Figur 5.5.3 Historisk reduksjon i sjøisdekket basert på satellitt data (svart kurve) og 6 ulike klimamodeller (grå kurver), hvor hver modell har flere realiseringer. De to grønne/røde kurvene er fra én modell. Spredningen i de grønne/røde kurvene viser hvor stor påvirkning den interne klimavariabiliteten i modellen kan ha på sjøistapet. Modifisert fra [168].



Figur 5.5.4 Beregnet framtidig reduksjon i september sjøisdekket basert på 9 ulike klimamodeller (fargede kurver) under et høyt CO₂-utslipp (RCP8.5). Den tykke røde kurven viser modell middel, mens svart kurve viser satellitt data. Figuren er hentet fra [188].



Figur 5.5.5 Mulige skipsruter i Arktis i framtiden, kart fra The Arctic Institute.

5.6 Framtidig havnivå i Norge

5.6.1 Framskrivninger av relativt havnivå

En ny rapport er utarbeidet med oppdaterte framskrivninger av endringer i havnivå i forhold til land (relativt havnivå) i Norge [136], basert på funn i den femte hovedrapporten til FNs klimapanel [2] og fra klimamodellprosjektet CMIP5. De tre utslippsscenarioene RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 er vurdert. Framskrivningene tar hensyn til regionale variasjoner i (1) havets tetthet, omfordeling av vannmasser og sirkulasjon, (2) totale masseendringer i havet og tilhørende gravitasjonseffekter, og (3) landheving og tilhørende gravitasjonseffekter. Det er anvendt egne beregninger for punkt (3). I tillegg er det gjort beregninger for gravitasjonseffekter av masseomfordeling i havet.

Framskrivningene viser at det regionale mønsteret for relative havnivåendringer i Norge domineres av landhevingen i Skandinavia. Landhevingen medfører også at beregnet relativ havstigning i Norge er noe lavere enn det globale gjennomsnittet. Framskrivningenes middelverdier for endringer fra 1986–2005 til 2081–2100 er, for

- RCP2.6, mellom -10 og 30 cm, avhengig av sted.
- RCP4.5, mellom 0 og 35 cm, avhengig av sted.
- RCP8.5, mellom 15 og 55 cm, avhengig av sted.

De regionale ulikhetene, samt størrelsen på intervallene for sannsynlige utfall, kan beskrives med noen eksempler. Middelverdiene (mest sannsynlige utfall) for utslippsscenarioet RCP8.5 avrundet til nærmeste 10 cm, legges til grunn:

- 20 cm med et usikkerhetsintervall på -10 – 50 cm for Oslo.
- 50 cm med et usikkerhetsintervall på 30 – 80 cm for Stavanger.
- 50 cm med et usikkerhetsintervall på 20 – 70 cm for Bergen.
- 30 cm med et usikkerhetsintervall på 10 – 60 cm for Heimsjø (Trøndelagskysten).
- 30 cm med et usikkerhetsintervall på 10 – 60 cm for Tromsø.
- 40 cm med et usikkerhetsintervall på 10 – 80 cm for Honningsvåg.

Framskrivningene for alle scenariene indikerer at det meste av Norge vil oppleve stigende relativt havnivå før slutten av dette århundret. Tallene over gir det generelle bildet for Norge, men framskrivningene og deres usikkerheter bør vurderes fra kommune til kommune. Det komplette tallmaterialet finnes i havnivårapportens tillegg [136]. Det oppgis også tall for perioden 2041–2060 og for året 2100, relativt til 1986–2005. Se figur 5.6.1 for grafisk fremstilling av middelverdiene for alle kommunene for de tre ulike scenariene.

For tiden etter 2100 er det ikke gjort regionale framskrivninger av havnivå. Men som nevnt i [2] er det ”så godt som helt sikkert” (det høyeste konfidensnivået til IPCC) at gjennomsnittlig globalt havnivå vil fortsette å stige, og framskrivninger for 2300 spenner fra mindre enn 1 meter til mer enn 3 meter henholdsvis for scenarier tilsvarende RCP2.6 og RCP8.5. Denne uttrykte vissheten om fortsatt stigning, uavhengig av klimagassutslipp, er knyttet til tregheten i havets opptak av varme og tilhørende termisk ekspansjon, samt smelting av de store iskappene under framtidig varmere klima. Det er vanskelig å beregne hva dette vil kunne bety for Norge siden de relative bidragene kan endre seg over tid. Utslagene langs Norskekysten kan derfor avvike fra det globale gjennomsnittet.

5.6.2 Stormflo under framtidige havnivåendringer

Ekstreme høyder av havnivå opptrer som regel i forbindelse med stormflohendelser. De norske vannstands målerne registrerer havnivået kontinuerlig, og på bakgrunn av registreringene har Kartverket utført statistiske beregninger av returnivåer for ulike gjentaksintervaller for alle kystkommuner i Norge. Sannsynligheten for ekstremhendelser i dag er altså kjent. For eksempel er returnivået (over middelvannstand) for et 200 års gjentaksintervall

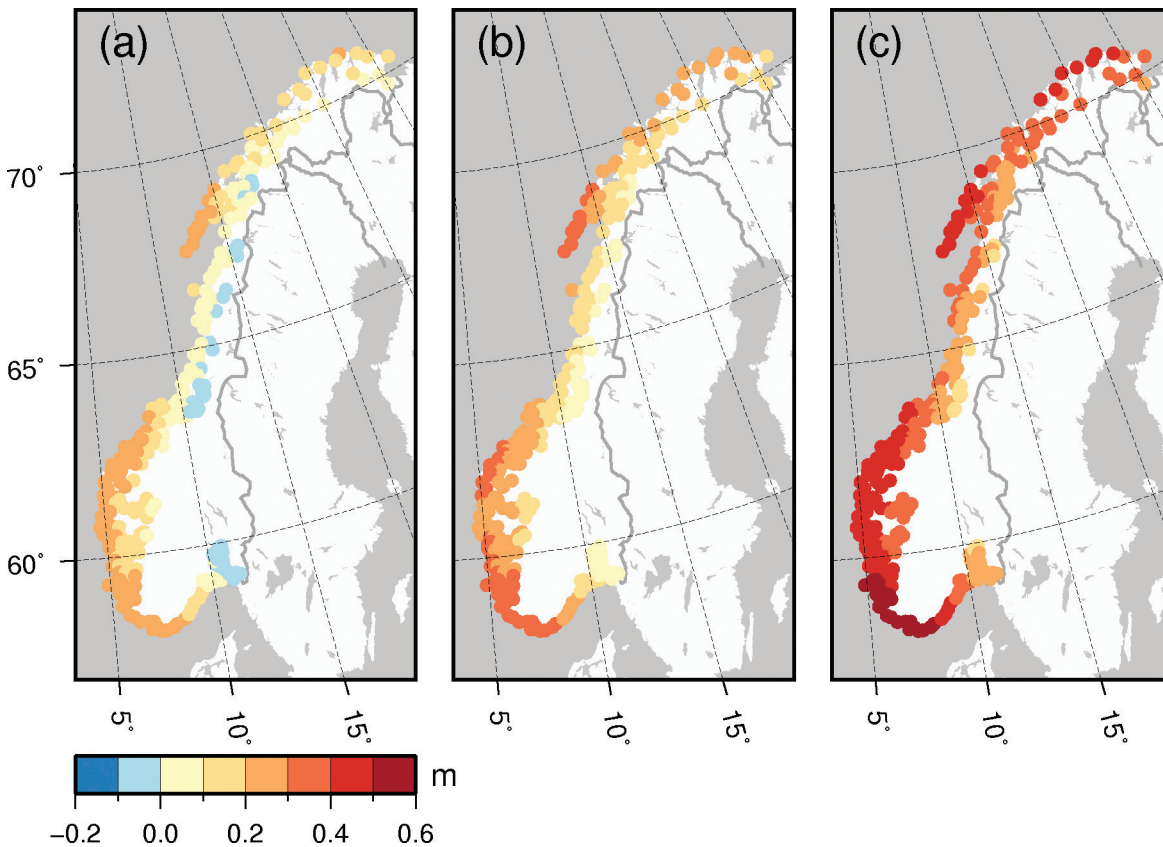
- 1,9 m i Oslo.
- 1,2 m i Stavanger.
- 1,4 m i Bergen.
- 2,1 m i Heimsjø (Trøndelagskysten).
- 2,2 m i Tromsø.
- 2,2 m i Honningsvåg.

Returnivået er her det havnivået som i gjennomsnitt overstiges en gang i løpet av en 200 års periode. Det komplette tallmaterialet finnes i havnivårapportens tillegg [136], sammen med omregningstall til ulike kartreferansenivåer.

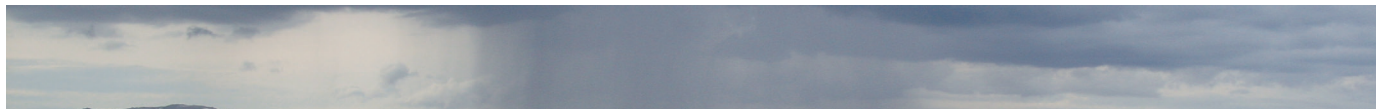
Framskrivninger av stormaktivitet er ansett som svært usikre, og er derfor ikke tatt i betraktning i [136]. Men de ekstreme høydene vil endre seg dersom middelvannstanden endrer seg. Returnivåene vil altså stige tilsvarende den fremtidige havnivå-økningen som er angitt over. En viktig konsekvens av den beregnede havnivåøkningen er at sannsynligheten for å overstige dagens returnivåer kan øke dramatisk. For eksempel beregner

vi i Stavanger og Bergen ved RCP8.5 at dagens 200 års returnivå vil bli overskredet i 40 av de gjestående år i dette århundre.

I [136] demonstreres også hvordan de beregnede returnivåene kan kombineres med de regionale framskrivningene av havnivå for å angi klimapåslag. Denne typen klimapåslag for havnivå angir for eksempel høyden man må løfte et gitt byggverk for at sannsynligheten for oversvømmelse ved ekstremhendelser skal forbli den samme for en gitt endring i havnivå. Dette kan være nyttig kunnskap ved prosjektering av bygg som skal tåle fremtidige havnivåendringer.



Figur 5.6.1 Framskrivninger (modellmiddel) av endring i relativt havnivå i Norge fra 1986–2005 til 2081–2100 for (a) RCP2.6, (b) RCP4.5 og (c) RCP8.5. Fra [136].



6. Vurdering og bruk av framskrivningene

6.1 Usikkerhet knyttet til globale og regionale klimaframskrivninger

Usikkerhet kan defineres som ufullstendig kunnskap som et resultat av mangel på sikker informasjon eller uenigheter om hva som er kjent (eller hva man faktisk kan ha kjennskap om). Usikkerheter knyttet til klimaframskrivninger skiller seg fra usikkerheter knyttet til værvarsling ved at usikkerheter i dagens atmosfæriske sirkulasjon ikke påvirker usikkerhetene i klimaframskrivningene. Vi kan si at atmosfæren har svært «kort hukommelse». Havet har noe «bedre hukommelse», og dagens tilstand kan derfor ha betydning noen år framover. Den gjeldende oppfatningen er likevel at manglende informasjon om havets eksakte dynamiske tilstand i dag i liten grad gir usikkerheter for klimaframskrivninger som strekker seg forbi de neste 10-20 årene. I motsetning til værvarsling som delvis er et *startverdi*problem (usikkerheter i varselet knyttet til at dagens tilstand bare er delvis kjent) er klimaframskrivninger et *grenseverdi*problem. Grenseverdiene i dette tilfellet er det som er med å bestemme jordens energibalanse som f.eks. solinnstråling og mengden langbølget stråling («varmestråling») som sendes tilbake til rommet. Det er forandringene i disse grenseverdiene som gjør det mulig å simulere fremtidige klimaforandringer.

Man står da igjen med grovt sagt tre hovedkategorier usikkerheter:

- Usikkerhet knyttet til framtidige menneskeskapte utslipp
- Usikkerhet knyttet til naturlige variasjoner
- Modellusikkerhet

6.1.1 Usikkerhet knyttet til framtidige menneskeskapte utslipp

Usikkerheter om framtidige menneskeskapte utslipp er i hovedsak knyttet til usikkerhet i framtidig økon-

omisk aktivitet, folketallsøkning, valg av energikilder, energieffektivitet og andre sosioøkonomiske faktorer som til en viss grad er politisk styrt. Dette er faktorer som gjenspeiler seg i:

Usikkerhet i utslipp av drivhusgasser

- Dette er primært usikkerhet knyttet til framtidige utslipp av karbondioksid (CO₂), metan (CH₄), dinitrogenoksid (N₂O) og en rekke klor-fluor-karbon-forbindelser (KFK-gasser). Mens usikkerheten i menneskeskapte utslipp av karbondioksid primært er forbundet med utviklingen av forbrenning av fossile brenslere er usikkerheten i metanutslipp i tillegg avhengig av fremtidig utvikling i landbruksproduksjon (dyrehold, risproduksjon etc.) og behandlingen av utslipp fra søppelfyllinger. Usikkerhetene i dinitrogenoksidutslipp er i stor grad knyttet til framtidig bruk av kunstgjødsel og forbrenning av fossile brenslere.

Usikkerhet i utslipp av kortlivede forurensningsgasser og partikler

- Usikkerhet i framtidige menneskeskapte utslipp av små finforstøvede partikler (såkalte aerosoler) i fast stoff eller væske er i hovedsak knyttet til forbrenning av fossilt brensel (f.eks. sotpartikler). Partikler kan også være et resultat av at gasser går over til partikler ved kjemiske reaksjoner. Disse reaksjonene er ofte knyttet til utslipp av gassene svoveldioksid (SO₂), nitrogendioksid og monoksid (NO_x) og karbonholdige gasser som stammer fra forbrenning av fossile brenslere og biomasse (for eksempel skogbranner og vedfyring).

- Det er også knyttet usikkerhet til utslipp av gassers som ikke er direkte drivhusgasser, men som inngår i dannelsen av drivhusgasser som for eksempel utslipp av karbonmonoksid (CO) og flyktige organiske komponenter (VOC) som inngår i dannelsen av ozon (O₃) som er en drivhusgass.

6.1.2 Usikkerhet knyttet til naturlige variasjoner

Usikkerheter knyttet til naturlig variasjoner skyldes delvis at klimasystemet er ikke-lineært og kaotisk, og delvis at framtidige forandringer i naturlige pådrag som solinnstråling og vulkanutbrudd ikke er kjent.

Usikkerhet knyttet til interne variasjoner i klimasystemet

- På grunn av klimasystemets ikke-lineære og kaotisk natur er det ikke mulig å beregne forandringer fra et år til det neste, eller fra et tiår til det neste med den typen modeller som brukes i denne rapporten. Grunnen er at ikke-forutsigbare interne variasjoner i klimasystemet kan være betydelig større enn de forandringen i klima som skyldes forandringer i drivhusgasser og andre pådriv på disse tidsskalaene. Interne variasjoner er prosesser som i liten grad forandrer den totale mengden energi i klimasystemet, men som omfordeler energien mellom forskjellige deler av systemet eller geografisk. Dette gir utslag på klimatiske variable som temperatur og nedbør. Eksempler på interne variasjoner i klimasystemet er variasjoner i mengden energi som går ned i dyphavet, naturlige regionale svingninger som omfordeler energi mellom hav og atmosfære (for eksempel El Nino), og naturlige variasjoner i storstilte havstrømmer og atmosfæresirkulasjonen.

- Siden mange av de interne variasjonene i hovedsak omfordeler energi geografisk, er de kraftigere på regional skala enn global.

- Globale klimamodeller simulerer mange av de kjente interne klimavariasjonene, som for eksempel El Nino relativt godt. I og med at de er ikke-predikerbare vil det imidlertid være helt tilfeldig når de oppstår i modellene, og generelt vil de ikke samvariere i tid med observerte interne variasjoner.

Usikkerhet knyttet til naturlige eksterne pådrag

- Med unntak av en velkjent 11-års syklus i solinnstrålingen har vi i dag få muligheter til å predikere framtidige variasjoner i solinnstråling og frekvensen av store vulkanutbrudd. Hvis variasjonen i solens innstråling i dette århundret blir av tilsvarende størrelsesorden som det vi har sett siste 100 år utgjør dette en usikkerhet som er mindre enn mange av de andre usikkerhetene som er omtalt i dette kapitlet. Det samme er delvis riktig for vulkanaktivitet, selv om disse kan ha

store, men kortvarige (2–4 år) effekter på klimaet og dermed på ekstreme klimatiske hendelser.

6.1.3 Modellusikkerhet

Modellusikkerhet er knyttet til vår manglende forståelse av klimasystemet, begrenset evne til å implementere forståelsen i et numerisk matematisk rammeverk samt begrenset regnekapasitet på dagens superdatamaskiner. Man kan dele denne usikkerheten i en parametrisk og en strukturell del.

Parametrisk usikkerhet

- Skyldes at en rekke parametere i klimamodeller er dårlig kjent. For eksempel er det ikke enighet om hvordan man best kan beskrive skyer. Den vanligste måten å kartlegge denne type usikkerheter på er å kjøre mange simuleringer med samme modell, men med ulike parametersettinger (såkalt Perturbed Physics Ensemble (PPE)). Dette er ikke gjort i denne rapporten.

Strukturell usikkerhet er vanskeligere å håndtere og er knyttet til:

- Usikkerheter i modellsystemets struktur. Dvs. hvilke prosesser er tatt med, i hvor stor grad de er forenklet og om de er basert på korrekt kunnskap. Man kan få en ufullstendig kartlegging av denne type usikkerheter ved å foreta en rekke beregninger med samme utslippsscenario, men forskjellige klimamodeller (såkalt Multi Model Ensemble; MME). MME vil ikke favne usikkerheter som skyldes felles mangler, feil og prosesser som ikke er tatt med. For eksempel kan global oppvarming føre til utslipp av metan fra smeltende tundra og fra havbunnen. Dette vil eventuelt forsterke oppvarmingen. Manglende kunnskap om disse prosessene gjør imidlertid at de ikke er tatt med i dagens modeller.

- Valg av metode for etterbehandling av primære klimatiske variabler (som nedbør og temperatur) for å redusere systematiske feil (biaskorrigerings) før beregning av avledede variabler (for eksempel snødybde, vekstsesong, fyringsdager, avrenning etc.) vil også bidra til usikkerhetene i modellsystemet. Biaskorrigerings vil introdusere en tilleggsusikkerhet i klimaforandringssignalet for de avledede variablene.

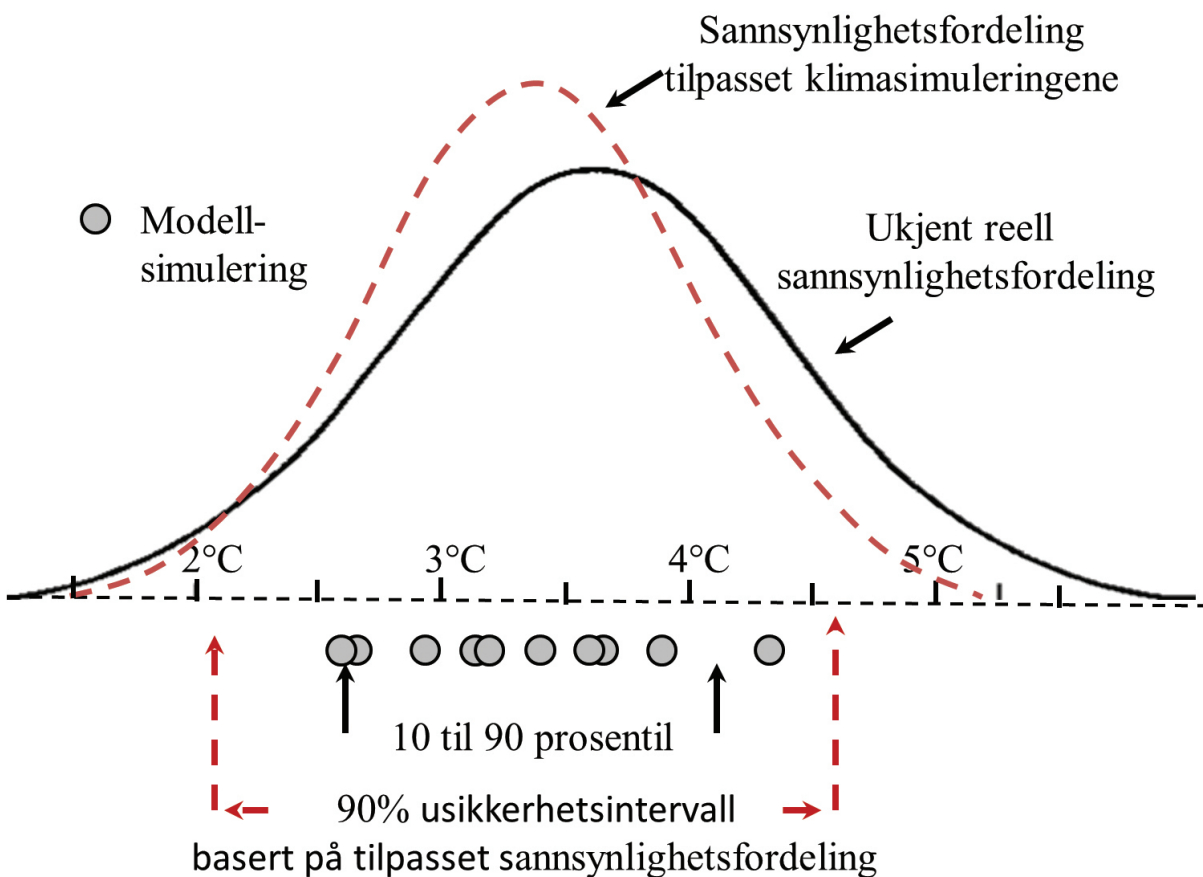
- Den andre delen av den strukturelle usikkerheten kommer fra usikkerheter knyttet til prosesser vi ikke kjenner.

6.2 Hvilke usikkerheter er tatt høyde for i denne rapporten?

I denne rapporten er usikkerhet behandlet forskjellig for forskjellige variable. De har til felles at de er basert på et valgt spredningsmål beregnet utfra en rekke klimasimuleringer. Dette spredningsmålet spenner ut deler av det reelle usikkerhetsrommet knyttet til usikkerhetene beskrevet i seksjon 6.1.

rapporten og den fulle ukjente usikkerheten. For enkelte variabler er spredningsmålet gitt ved hjelp av persentiler for andre er en sannsynlighetsfordeling tilpasset til simuleringene, og usikkerheten er gitt utfra denne sannsynlighetsfordelingen (konfidensintervall). Begge målene er basert direkte på et utvalg av klimasimuleringer og tar ikke hensyn til alle usikkerhetene listet i seksjon 6.1.

Figur 6.2.1 gir et skjematisk bilde som viser forskjellen mellom spredningsmålene gitt i denne



Figur 6.2.1 Illustrasjon som viser 10 fiktive klimasimuleringer av temperaturforandring (grå sirkler) for en foreskrevet utslippsforandring, og eksempler på to spredningsmål brukt i denne rapporten. Den ene er gitt ved 10 og 90 persentilen beregnet direkte fra klimasimuleringene og den andre et spredningsmål basert på en sannsynlighetsfordeling tilpasset klimasimuleringene (rød stiplet kurve). Heltrukken svart linje representerer den reelle (men ukjente) sannsynlighetsfordelingen* der alle usikkerhetsfaktorene knyttet til naturlige variasjoner og modell usikkerheter (se seksjon 6.1) er tatt med.

*Sannsynlighetsfordelingskurven beskriver hvordan temperaturforandringen fordeler seg. I dette fiktive eksempelet er sannsynligheten størst for at temperaturforandringen +3.6°C (toppen av den svarte kurven), men pga de forskjellige usikkerhetene kan man ikke utelukke at det kan bli mindre enn +2°C eller større enn +5.5°C, selv om sannsynligheten for dette er lav.

Resultatene i denne rapporten er sort sett basert på de nye utslippsbanene utviklet i forbindelse med FNs klimapanel 5. hovedrapport [2] (se faktaboks i kapittel 5.1). Utslippsusikkerhet er delvis dekket gjennom at man har simuleringer for flere framtidige utslippsforløp. RCP8.5 (kraftig folketallsøkning, relativ lav velstandsøkning og stor økning i bruk av fossile brensler) og RCP4.5 (mindre folketallsøkningen, men velstanden noe høyere og bruken av kull betraktelig lavere enn i RCP8.5) gir begge global oppvarming på mer enn 20°C i forhold til preindustrielt nivå når de brukes i modeller med middels klimafølsomhet. De ligger altså an til ikke å oppfylle «to-graders målet» som Norge og en del andre land jobber mot. På grunn av manglende regionale klimasimuleringer for den eneste av RCPene som med stor sikkerhet vil tilfredsstille dette målet (RCP2.6), spenner utslippsscenarioene ikke et lavt scenario for andre variable enn lufttemperatur (nedskalert med ESD) og havnivå. Resultatene for lufttemperatur antyder at klimaendringene under RCP2.6 mot slutten av århundret kan bli litt mindre enn det som beregnes under RCP4.5 mot midten av århundret.

6.2.1 Usikkerhet i de primære meteorologiske variablene

I denne rapporten opererer man med en median, 10- og 90-persentil (se kapittel 5.1.2). Ti modellberegninger er det som ligger til grunn for det meste av beregningene. Dette er et relativt lite utvalg, og spredningsmålet er ikke et uttrykk for den fulle usikkerheten selv om den er relatert til noen av de usikkerhetene som er angitt i seksjon 6.1. Sammenligning med ESD-resultater (som bygger på 64-107 modeller) viser imidlertid for lufttemperatur en spredning som for årstemperaturen i Norge kun er rundt 20% større enn det de 10 modellene gir under RCP8.5.

Deler av usikkerhetene knyttet til interne klimavariasjoner og modellusikkerhet er dekket gjennom at man bruker klimasimuleringer fra 10 forskjellige globale-regionale modellpar, midlet over 30 års perioder. Dessverre er ikke 10 simuleringer for hvert utslippsscenario nok til å spenne ut det reelle usikkerhetsrommet knyttet til interne klimavariasjoner og modell usikkerheter. Sammenligningen

med ESD-resultatene antyder likevel at spredningen mellom de 10 modellene kan gi et brukbart relativt mål på usikkerhetsrommet. I hvor stor grad det er valget av regional eller global modell som er avgjørende for den simulerte klimaforandringen er i stor grad avhengig av hvor mye den storstilte atmosfæresirkulasjonen forandres i den globale modellen. Hvis det brukes en global modell som har klare forandringer i den storstilte atmosfæresirkulasjonen vil dette ofte styre klimaforandringen i den regionale modellen og valg av regional modell vil være mindre viktig. Velger man derimot en global modell som har liten forandring i storstilt sirkulasjon vil valget av regional modell være mer avgjørende. Figur 6.2.2 viser eksempler på dette.

Parametriske usikkerheter er i liten grad dekket (selv om noen modeller har samme måte å beregne en del fysiske prosesser på, men forskjellige parametere). Usikkerheter knyttet til framtidige eksterne naturlige pådrag, usikkerheter knyttet til prosesser som ikke er modellert og usikkerheter knyttet til prosesser vi ikke kjenner til, er ikke estimert.

6.2.2 Usikkerhet i de avledede meteorologiske og hydrologiske variablene

Klimaendringenes effekt på de avledede meteorologiske og hydrologiske variablene, bortsett fra for flom, er vist på kart med en oppløsning på 1 x 1 km². De samme klimasimuleringene som dekker de primære meteorologiske variablene er brukt for de avledede variablene, men metoden for etterbehandling (biaskorleksjon; se kapittel 5.1.3) gir en ekstra usikkerhet i klimaforandringssignalet som ikke eksisterer i de primære variablene. På den andre siden sørger biaskorleksjonene for at en rekke systematiske feil i simuleringene av dagens klima er korrigert. Usikkerheter knyttet til valg av biaskorleksjonsmetode for de primære variablene er diskutert i [139].

For å beregne hydrologiske framskrivninger benyttes en hydrologisk modell. Et nytt bidrag til usikkerheten kommer fra parameteriseringen av de hydrologiske modellene [200]. I analysene av endring i flom er parameterusikkerheten tatt inn gjennom bruk av 25 ulike parameteriseringer av den hydrologiske modellen for hvert nedbørfelt.

For framskrivning av avrenning, som er gitt i kartform på 1 x 1 km², er det tatt med tilhørende usikkerhetsestimater for regioner og årstider (figur 5.3.3 og tabell A.5.3.1 og A.5.3.2). I tillegg er det angitt hvor mange av framskrivningene som gir økt avrenning (figur A.5.3.1 og A.5.3.2). De fleste resultatene på 1 x 1 km² grid er imidlertid ikke illustrert med tilhørende usikkerhetsestimater. Kartene gir en detaljrikdom som gjør det lett å glemme at den beregnede klimaendringseffekten er beheftet med relativt stor usikkerhet. For flom vises resultatene for 115 nedbørfelt. Der er usikkerheten illustrert ved å vise 10- og 90-persentilene (figur 5.3.10). Selv om forskjellen i *absoluttverdien* i forventet endring kan være stor, er det godt samsvar i *retningen* på endringen.

6.2.3 Usikkerhet i havnivåestimatene

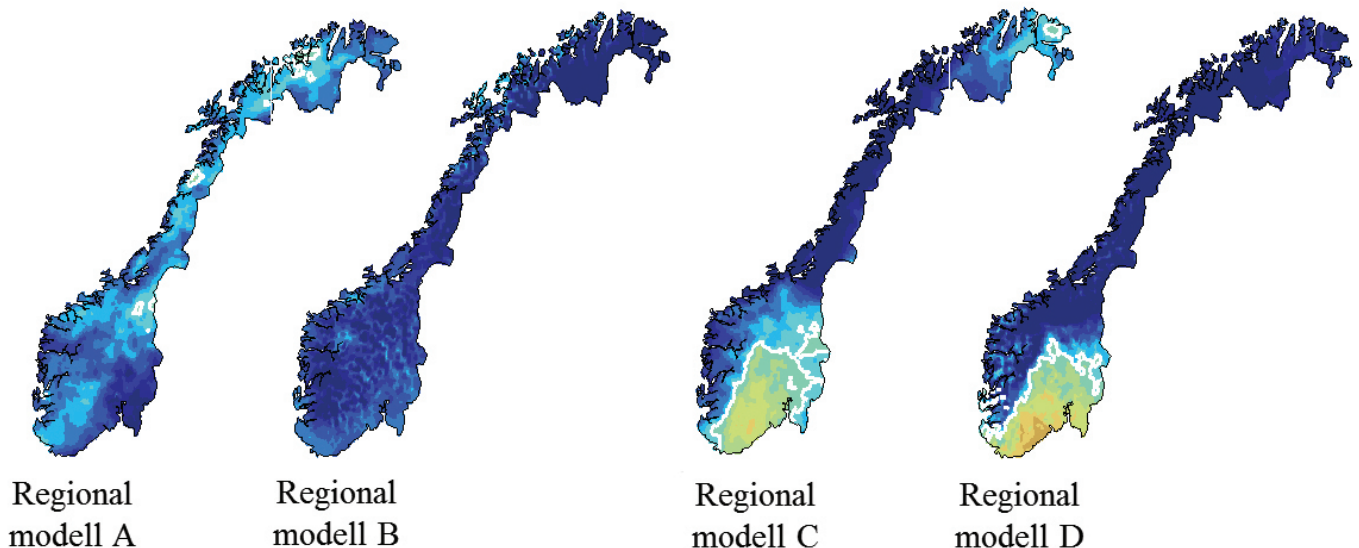
Framskrivningene som presenteres i denne rapporten er, på samme måte som i [2], angitt med et 5 til 95 % modellintervall (model range). På grunn av at en rekke usikkerheter ikke er fullt ut modellert (se seksjon 6.1) konkluderer FNs klimapanel med at fremtidig havnivåstigning med 66 % sannsynlighet vil ligge innenfor dette intervallet [2]. Det finnes foreløpig ikke et tilstrekkelig grunnlag for å kvantifisere sannsynlighet utenfor intervallet, men det bør bemerkes at eventuelle hendelser som involverer isdynamikk og påfølgende tap av landbasert is, spesielt i Antarktis, vil kunne medføre havnivåer over det beregnede intervallet. Dette er spesielt relevant ved et scenario som RCP8.5. En full beskrivelse av

Nedbørforandring som i hovedsak er styrt av forandringer i lokale forhold

Nedbørforandring som i hovedsak er styrt av forandring i storskala atmosfærisk sirkulasjon

Samme globale modell, ulike regionale modeller

Samme globale modell, ulike regionale modeller



Figur 6.2.2 Kartene viser eksempel på nedbørsforandring for fire forskjellige kombinasjoner av globale og regionale modeller. Til venstre er det to regionale modeller som begge bruker randbetingelser fra en global klimamodell som har liten forandring i storskala sirkulasjon. Dermed er det geografiske mønsteret i forandringene i hovedsak styrt av de to regionale modellene som er brukt. Til høyre er et eksempel der det er relativt store forandringer den storskala sirkulasjonen i den globale modellen. Hvilken regional modell man bruker blir da mindre viktig. Verdiene viser forandring (%) i nedbørsum for sommeren (JJA) beregnet som forandring mellom perioden 1971-2000 og 2071-2100 for RCP8.5 scenarioet.

usikkerhetsestimaterne knyttet til havnivåstigning er gitt i [136].

Effekten av å inkludere isdynamikk i Antarktis er demonstrert i [136] ved å benytte en skjev sannsynlighetsfordeling for dette bidraget, med grenser basert på eksisterende studier som tar høyde for kollaps av ismasser i Antarktis. Resultatet er at øvre sannsynlige grense for havstigning i Norge blir betydelig høyere i forhold til de oppgitte framskrivningene. Kunnskapen om utviklingen i Antarktis er imidlertid svært usikker og vi gjør oppmerksom på at disse resultatene først og fremst har til hensikt

å illustrere muligheten for å inkludere slike hendelser. En fullstendig beregning av havstigning utenfor usikkerhetsintervallene i [2] vil måtte behandle alle bidragene på liknende måte og med et sikrere tallgrunnlag.

6.2.4 Usikkerhet i primære oseanografiske variabler

På grunn av manglende regionale simuleringer av havklima er det ingen spredningsmål på de primære oseanografiske verdiene som havtemperatur og salt.

6.3 Anbefalinger for bruk av rapportens resultater

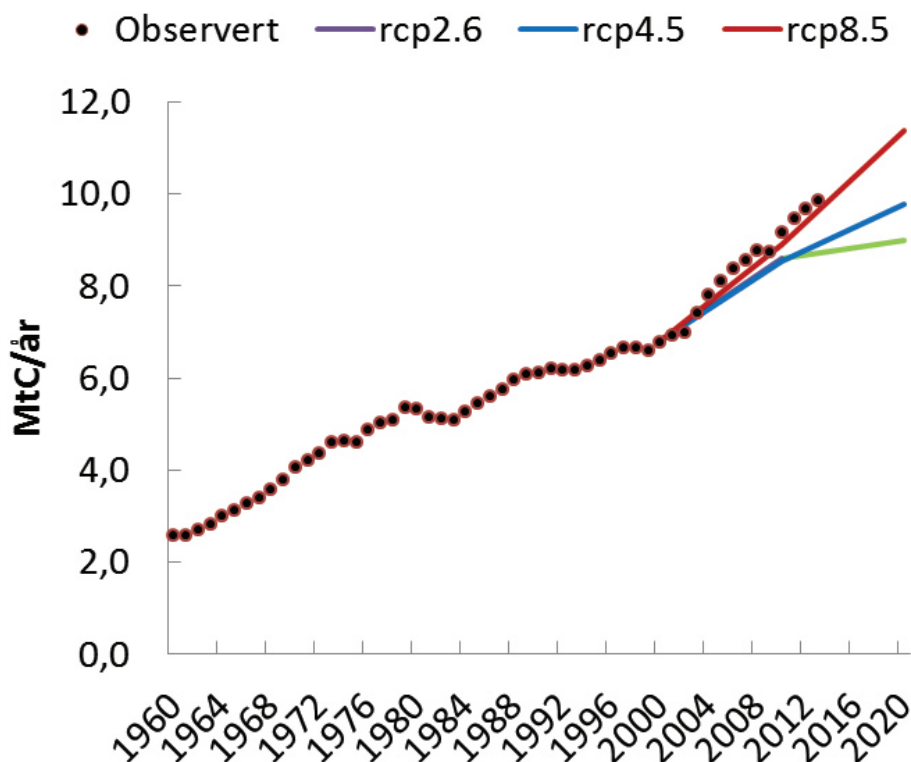
Framtidige utslipp av drivhusgasser og forurensningspartikler er i stor grad et politisk spørsmål. Det er derfor per i dag ikke mulig å si hvilket av utslippsscenario som er mest realistisk. Per i dag følger de reelle utslippene RCP8.5 scenariet (figur 6.3.1), men dette kan raskt endres hvis man oppnår bindende klimaavtaler internasjonalt eller som et resultat av at fornybar energi blir konkurransedyktig med energi fra fossile kilder.

Fordi lav, median og høy framskrivning innenfor hvert utslippsscenario bare spenner en del av den totale usikkerheten (se diskusjon i seksjon 6.2), er det vanskelig å gi noe kvantitativt mål på sannsynligheten og det kan ikke utelukkes at framtidig klimaendring kan bli liggende under «lav» eller over «høy» framskrivning.

Resultatene bør derfor vurderes i forhold til hva de skal brukes til. I den grad de går inn i risiko-

vurderinger (mål som kombinerer sannsynligheten og virkningen av en hendelse) vil det være naturlig å se de forskjellige framskrivningene i sammenheng med konsekvens for å gjøre seg opp et bilde av hva risikoen er. Stor risiko vil kunne inntreffe som en kombinasjon av middels konsekvenser, men stor sannsynlighet for at hendelsen skjer. Det er for eksempel stor sannsynlighet for at temperaturen vil stige mer enn med den lave framskrivningen. Stor risiko er det også ved en kombinasjon av svært store konsekvenser, men lav sannsynlighet for at hendelsen skjer (en høy framskrivning av en klimaforandring).

Vi anbefaler sterkt at brukere tar kontakt med de miljøene som lager og analyserer klimaframskrivningene for tolkning og vurdering av resultatene, og for tilgang til ny kunnskap.



Figur 6.3 Utslipp av CO₂ (fossile brensler og sementproduksjon) gitt i millioner tonn karbon per år (MtC/år) observert fra 1960 til 2013 (punkter) og de tre utslippsscenariene RCP2,6 (grønn), RCP4.5 (blå) og RCP8.5 (rød) fra 2000 til 2020. Observasjonsbaserte data tatt fra Global Carbon Budget prosjektet [200].

Appendiks

Dette appendikset inneholder tabeller og figurer som gir utfyllende informasjon om klimaframskrivningene i kapittel 5. Tabellene og figurene presenteres med tallkode som angir hvilket underkapittel de gir utfyllende informasjon til. A.5.1 gir utfyllende informasjon om modellgrunnlag, A.5.2

gir utfyllende informasjon om atmosfæriske framskrivninger, og A.5.3 gir utfyllende informasjon om hydrologiske framskrivninger.

A.5.1 Klimamodeller

Institutt	Global klimamodell	Ensemble medlem	Regional klimamodell
Climate Limited-area Modelling Community (CLM-Community)	CNRM-CER- FACS-CM5	r1i1p1	CCLM4-8-17
Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI), Rossby Centre	CNRM-CER- FACS-CM5	r1i1p1	RCA4
SMHI	IPSL-CM5A-MR	r1i1p1	RCA4
Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI)	ICHEC-EC-EARTH	r1i1p1	RACMO22E
Danish Meteorological Institute (DMI)	ICHEC-EC-EARTH	r3i1p1	HIRHAM5
SMHI	ICHEC-EC-EARTH	r12i1p1	RCA4
CLM-Community	ICHEC-EC-EARTH	r12i1p1	CCLM4-8-17
SMHI	MPI-ESM-LR	r1i1p1	RCA4
CLM-Community	MPI-ESM-LR	r1i1p1	CCLM4-8-17
SMHI	MOHC-HadG- EM2-ES	r1i1p1	RCA4

Tabell A.5.1.1 Oversikt over regionale klimaframskrivninger som er hentet fra Euro-CORDEX. Alle klimaframskrivninger ble beregnet på en 12x12 km grid for utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5. Data kan lastes ned fra <http://pcmdi9.llnl.gov/esgf-web-fe/>.

Institutt	Global klima- modell	Utslippsscenario		
		RCP2.6	RCP4.5	RCP8.5
Commonwealth Scientific and Industrial Re- search Organization (CSIRO) and Bureau of Meteorology (BOM), Australia	ACCESS1.3	0	1	1
	ACCESS-1-1	0	1	1
Beijing Climate Center, China Meteorological Administration	BCC-CSM1.1	0	1	1
	BCC-CSM1.1(m)	1	1	0
College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University	BNU-ESM	1	1	1
Canadian Centre for Climate Modeling and Analysis	CanESM2	5	5	5
	CanCM4	0	6	0
National Center for Atmospheric Research	CCSM4	6	6	6
Community Earth System Model Contributors	CESM1(BGC)	0	1	1
	CESM1(CAM5)	3	3	2
Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici	CMCC-CM	0	1	1
	CMCC-CMS	0	1	0
Centre Nation. de Rech. Météorologiques/ Cen- tre Européen de Rech. et Formation Avancée en Calcul Scientifique	CNRM-CM5	1	1	5
Commonwealth Scientific and Industrial Res. Org. in collaboration with Queensland Climate Change Centre of Excellence	CSIRO-Mk3.6.0	10	10	10
EC-EARTH consortium	EC-EARTH	2	7	8
LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chi- nese Academy of Sciences and CESS, Tsinghua University	FGOALS-g2	1	1	1
The First Institute of Oceanography, SOA, China	FIO-ESM	3	3	3
NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	GFDL-CM3	1	1	1
	GFDL-ESM2G	1	1	1
	GFDL-ESM2M	1	1	1

KLIMA I NORGE 2100

NASA Goddard Institute for Space Studies	GISS-E2-H	3	15	3
	GISS-E2-H-CC	0	2	0
	GISS-E2-R	3	17	3
	GISS-E2-R-CC	0	1	0
National Institute of Meteorological Research/ Korea Meteorological Adm.	HadGEM2-AO	1	1	1
Met Office Hadley Centre (additional HadG- EM2-ES realizations contributed by Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais)	HadGEM2-CC	0	1	1
	HadGEM2-ES	4	4	4
Institute for Numerical Mathematics	INM-CM4	0	1	1
Institut Pierre-Simon Laplace	IPSL-CM5A-LR	4	4	4
	IPSL-CM5A-MR	1	1	1
	IPSL-CM5B-LR	0	1	1
Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), and National Institute for Environmental Studies	MIROC-ESM	1	1	1
	MIROC-ESM- CHEM	1	1	1
Atmosphere and Ocean Research Institute (Uni. of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Techn.	MIROC5	3	3	3
Max-Planck-Institut für Meteorologie (Max Planck Institute for Meteorology)	MPI-ESM-MR	1	3	1
	MPI-ESM-LR	3	3	3
Meteorological Research Institute	MRI-CGCM3	1	1	1
Norwegian Climate Centre	NorESM1-M	1	1	1
	NorESM1-ME	1	1	1

Tabell A.5.1.2 Oversikt over globale klimaframskrivninger som ble brukt for empirisk statistisk nedskalering av temperatur for utslippsscenarioene RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5

A.5.2 Tabeller og figurer - atmosfærevariable

		1971–2000 til 2031–2060: Endring (°C) i temperatur					
		RCP4.5			RCP8.5		
Region	Sesong	Med	Lav	Høy	Med	Lav	Høy
Norge	År	1,8	0,9	2,8	2,4	1,5	3,4
	Vinter DJF	1,9	0,3	3,8	2,6	0,8	4,6
	Vår MAM	1,9	0,4	3,6	2,3	1,0	3,9
	Sommer JJA	1,7	0,6	2,7	2,1	1,0	3,3
	Høst SON	2,0	0,6	3,3	2,4	1,1	3,7
TR1: Østlandet	År	1,6	0,7	2,6	2,1	1,2	3,2
	Vinter DJF	1,8	-0,0	3,7	2,5	0,3	4,6
	Vår MAM	1,7	0,0	3,5	2,1	0,7	3,7
	Sommer JJA	1,4	0,3	2,6	1,7	0,8	3,1
	Høst SON	1,8	0,3	3,2	2,2	0,8	3,6
TR2: Vestlandet	År	1,5	0,7	2,4	2,0	1,1	3,0
	Vinter DJF	1,6	-0,2	3,2	2,0	0,0	3,9
	Vår MAM	1,5	0,1	3,1	1,9	0,7	3,3
	Sommer JJA	1,5	0,3	2,7	1,8	0,7	3,2
	Høst SON	1,8	0,4	3,1	2,1	0,7	3,4
TR3: Trøndelag	År	1,7	0,7	2,7	2,2	1,3	3,2
	Vinter DJF	1,7	0,0	3,4	2,3	0,4	4,2
	Vår MAM	1,9	0,3	3,7	2,3	0,9	3,9
	Sommer JJA	1,5	0,3	2,9	2,0	0,6	3,4
	Høst SON	1,9	0,4	3,2	2,2	0,9	3,5
TR4: Nordland-Troms	År	2,0	1,1	3,2	2,7	1,8	3,8
	Vinter DJF	2,2	0,4	4,2	3,1	1,1	4,9
	Vår MAM	2,1	0,5	4,1	2,6	1,2	4,2
	Sommer JJA	1,9	0,7	3,3	2,5	1,1	4,0

KLIMA I NORGE 2100

	Høst SON	2,1	0,7	3,7	2,7	1,3	4,1
TR5: Finnmarksvidda	År	2,5	1,3	4,0	3,2	2,2	4,7
	Vinter DJF	3,1	0,7	5,8	4,1	1,9	6,7
	Vår MAM	2,8	0,7	5,1	3,2	1,6	5,4
	Sommer JJA	2,0	0,8	3,4	2,5	1,2	4,0
	Høst SON	2,5	0,9	4,2	3,1	1,5	4,8
TR6: Varanger	År	2,6	1,5	4,1	3,3	2,3	4,8
	Vinter DJF	3,0	1,0	5,4	3,7	2,1	6,1
	Vår MAM	3,0	1,1	5,0	3,4	1,9	5,4
	Sommer JJA	2,4	1,1	3,9	3,0	1,7	4,6
	Høst SON	2,6	1,2	4,1	3,2	1,8	4,7

Tabell A.5.2.1 Temperaturendring fra 1971-2000 til 2031-2060 for Norge og temperaturregionene (TR) beregnet fra de 10 Euro-CORDEX klimaframskrivningene som er vist i Tabell A.5.1.1.

		1971–2000 til 2071–2100: Endring (°C) i temperatur					
		RCP4.5			RCP8.5		
Region	Sesong	Med	Lav	Høy	Med	Lav	Høy
Norge	År	2,7	1,6	3,7	4,5	3,4	6,0
	Vinter DJF	2,9	1,3	5,0	5,1	3,2	7,1
	Vår MAM	2,8	1,2	4,4	4,6	3,1	6,3
	Sommer JJA	2,5	1,2	3,8	3,9	2,7	5,8
	Høst SON	2,8	1,4	4,1	4,7	3,0	6,1
TR1: Østlandet	År	2,5	1,4	3,5	4,2	3,0	5,6
	Vinter DJF	2,7	0,8	4,8	4,8	2,8	7,0
	Vår MAM	2,5	0,8	4,3	4,2	2,6	6,0
	Sommer JJA	2,1	0,9	3,6	3,6	2,4	5,4
	Høst SON	2,6	1,1	3,9	4,3	2,6	5,8
TR2: Vestlandet	År	2,3	1,3	3,2	3,9	2,9	5,2
	Vinter DJF	2,4	0,5	4,1	4,1	2,2	5,9
	Vår MAM	2,3	0,8	3,7	3,8	2,4	5,4
	Sommer JJA	2,2	1,0	3,7	3,6	2,4	5,5
	Høst SON	2,5	1,1	3,8	4,1	2,6	5,6
TR3: Trøndelag	År	2,6	1,4	3,5	4,2	3,1	5,5
	Vinter DJF	2,6	0,8	4,5	4,6	2,7	6,5
	Vår MAM	2,8	1,1	4,5	4,6	2,9	6,3
	Sommer JJA	2,3	0,9	3,7	3,5	2,1	5,4
	Høst SON	2,7	1,1	3,9	4,4	2,8	5,8
TR4: Nordland-Troms	År	3,0	1,9	4,1	5,0	3,8	6,6
	Vinter DJF	3,3	1,4	5,6	5,6	3,4	7,7
	Vår MAM	3,1	1,6	4,8	5,0	3,4	6,9
	Sommer JJA	2,9	1,3	4,4	4,5	2,9	6,6
	Høst SON	3,2	1,5	4,6	5,2	3,4	6,7

KLIMA I NORGE 2100

TR5: Finnmarksvidda	År	3,6	2,3	5,0	6,0	4,4	7,9
	Vinter DJF	4,4	2,2	7,4	7,2	4,6	10,4
	Vår MAM	3,9	2,1	6,0	6,1	4,1	8,5
	Sommer JJA	2,9	1,5	4,4	4,6	3,2	6,7
	Høst SON	3,6	1,8	5,3	5,8	4,0	7,7
TR6: Varanger	År	3,7	2,4	5,2	6,1	4,5	7,9
	Vinter DJF	4,2	2,4	6,9	6,7	4,7	9,5
	Vår MAM	4,1	2,4	6,0	6,3	4,6	8,5
	Sommer JJA	3,5	1,8	5,1	5,3	3,6	7,3
	Høst SON	3,7	2,0	5,2	5,8	4,1	7,6

Tabell A.5.2.2 Temperaturendring fra 1971-2000 til 2071-2100 for Norge og temperaturregionene (TR) beregnet fra de 10 Euro-CORDEX klimaframskrivningene som er vist i Tabell A.5.1.1.

		1971–2000 til 2031–2060: Endring (°C) i temperatur								
		RCP2.6			RCP4.5			RCP8.5		
Region	Sesong	Med	Lav	Høy	Med	Lav	Høy	Med	Lav	Høy
Norge	År	1,5	1,0	2,9	2,0	1,3	3,1	2,2	1,5	3,7
	Vinter DJF	1,8	0,6	3,6	2,4	1,1	3,9	2,8	1,6	5,1
	Vår MAM	1,6	0,8	3,0	2,1	1,4	3,5	2,2	1,2	3,6
	Sommer JJA	0,8	0,2	2,1	1,2	0,3	2,1	1,4	0,5	2,9
	Høst SON	1,8	1,0	3,3	2,5	1,5	3,5	2,5	1,6	4,0
TR1: Østlandet	År	1,4	0,8	2,6	1,8	1,1	2,9	2,2	1,4	3,5
	Vinter DJF	1,6	0,3	3,3	2,1	0,8	4,1	2,9	1,7	5,0
	Vår MAM	1,6	0,7	2,4	1,9	1,1	2,7	2,0	1,0	2,9
	Sommer JJA	0,7	0,1	1,8	0,9	0,1	1,7	1,5	0,9	2,8
	Høst SON	1,8	0,8	3,3	2,4	1,3	3,5	2,5	1,3	3,6
TR2: Vestlandet	År	1,2	0,5	2,2	1,6	0,9	2,7	1,7	0,8	3,0
	Vinter DJF	1,6	-0,1	3,4	1,9	0,3	3,7	2,3	-0,1	4,4
	Vår MAM	1,3	0,3	2,1	1,7	1,0	2,7	1,8	0,8	2,8
	Sommer JJA	0,4	-0,8	1,3	0,6	-0,5	1,4	0,7	-0,4	1,9
	Høst SON	1,7	0,9	3,0	2,3	1,2	3,3	2,4	1,2	3,8
TR3: Trøndelag	År	1,4	0,6	2,8	1,8	1,0	3,0	1,9	1,1	3,5
	Vinter DJF	1,6	0,3	3,3	2,1	0,8	3,7	2,2	0,4	4,4
	Vår MAM	1,3	0,5	2,5	1,8	0,8	2,8	1,9	1,0	3,2
	Sommer JJA	0,9	-0,7	2,0	1,2	-0,0	2,2	1,2	-0,4	2,5
	Høst SON	1,9	1,0	3,4	2,6	1,4	3,9	2,5	1,4	4,1
TR4: Nordland-Troms	År	1,6	0,7	2,9	2,2	1,1	3,7	2,1	1,2	4,1
	Vinter DJF	1,8	0,3	4,2	2,6	0,9	4,6	2,7	1,5	5,6
	Vår MAM	1,7	0,9	3,5	2,3	1,3	4,2	2,3	1,3	4,5
	Sommer JJA	1,0	-0,1	2,0	1,5	0,4	2,5	1,3	0,0	3,2
	Høst SON	1,9	0,8	3,1	2,4	1,2	3,5	2,3	1,4	3,8

KLIMA I NORGE 2100

TR5: Finnmarksvidda	År	2,4	1,1	4,4	3,3	1,8	5,1	3,5	2,0	6,5
	Vinter DJF	2,6	0,2	6,7	3,6	1,2	7,5	3,6	1,5	10,8
	Vår MAM	2,7	1,5	5,0	3,4	2,0	6,3	3,5	2,1	6,4
	Sommer JJA	2,0	0,7	3,7	2,4	1,2	4,0	2,9	1,2	4,9
	Høst SON	2,4	1,0	4,1	3,1	1,5	4,3	3,3	1,8	6,5
TR6: Varanger	År	2,1	1,1	3,8	2,7	1,6	4,6	3,1	1,7	5,4
	Vinter DJF	2,0	0,3	4,5	2,7	1,0	5,9	2,6	1,2	8,2
	Vår MAM	2,3	1,2	4,2	2,7	1,6	5,4	3,0	1,8	5,3
	Sommer JJA	2,3	1,0	4,1	2,8	1,5	4,6	3,4	1,3	5,8
	Høst SON	1,9	0,9	3,2	2,4	1,2	3,8	2,7	1,5	5,2

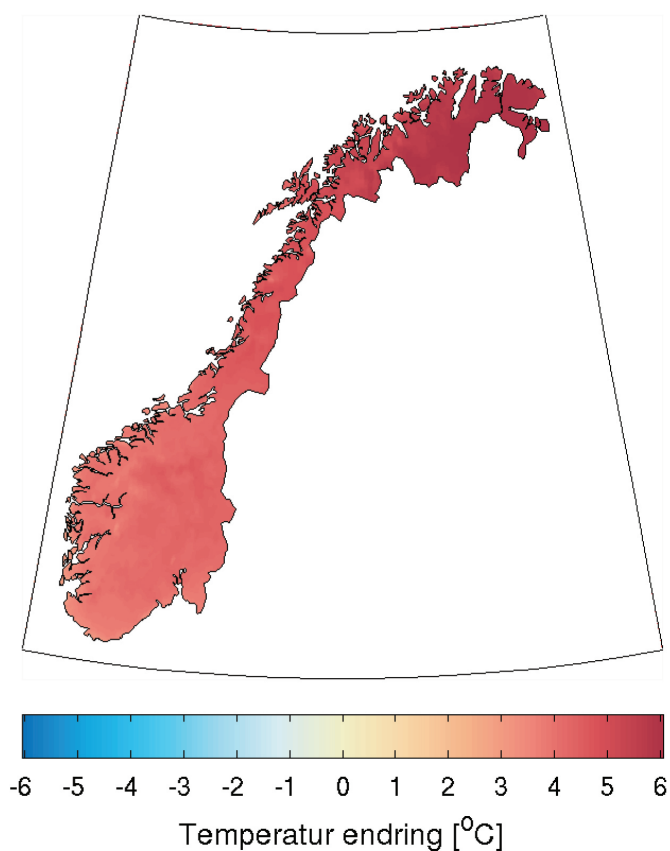
Tabell A.5.2.3 Temperaturendring fra 1971-2000 til 2031-2060 for Norge og temperaturregionene (TR) beregnet fra empiriske klimaframskrivninger som er vist i Tabell A.5.1.2.

		1971–2000 til 2071–2100: Endring (°C) i temperatur								
Region	Sesong	RCP2.6			RCP4.5			RCP8.5		
		Med	Lav	Høy	Med	Lav	Høy	Med	Lav	Høy
Norge	År	1,6	0,9	3,1	2,7	1,8	4,2	4,6	3,3	6,4
	Vinter DJF	1,9	0,8	3,6	3,3	1,8	5,2	5,6	3,8	8,5
	Vår MAM	1,8	0,9	3,2	2,9	1,9	4,5	4,3	3,2	6,2
	Sommer JJA	0,7	0,0	1,9	1,5	0,5	2,8	2,9	1,7	4,9
	Høst SON	2,0	0,8	3,3	3,3	2,2	4,8	4,7	3,5	7,1
TR1: Østlandet	År	1,4	0,8	2,6	2,2	1,0	3,5	4,4	3,2	5,9
	Vinter DJF	1,6	0,5	3,7	2,5	0,7	5,0	5,9	4,1	8,0
	Vår MAM	1,6	0,7	2,6	2,2	1,3	3,5	3,7	2,5	5,0
	Sommer JJA	0,7	-0,1	1,5	0,6	-0,9	1,9	3,1	2,2	5,1
	Høst SON	1,9	0,5	3,5	3,1	2,0	4,7	4,5	3,1	6,7
TR2: Vestlandet	År	1,2	0,4	2,4	2,4	1,6	4,0	3,5	2,1	5,1
	Vinter DJF	1,6	0,2	3,3	2,9	0,9	5,9	4,7	2,0	7,4
	Vår MAM	1,4	0,5	2,4	2,6	1,3	3,6	3,4	2,2	4,6
	Sommer JJA	0,3	-1,0	1,1	1,0	0,1	2,2	1,1	-0,3	2,5
	Høst SON	1,7	0,6	3,2	3,1	2,1	4,8	4,7	3,1	7,3
TR3: Trøndelag	År	1,4	0,5	2,8	2,4	1,5	4,0	3,8	2,6	6,0
	Vinter DJF	1,6	0,3	3,2	2,5	1,2	4,6	4,9	2,5	7,5
	Vår MAM	1,3	0,6	2,6	2,4	1,5	3,8	3,7	2,5	5,4
	Sommer JJA	0,8	-1,1	1,8	1,5	0,1	2,6	2,0	-0,7	3,9
	Høst SON	1,9	0,7	3,5	3,4	2,1	5,2	5,0	3,5	7,7
TR4: Nordl.-Troms	År	1,6	0,8	3,3	3,1	1,8	4,6	4,4	3,0	7,1
	Vinter DJF	1,9	0,2	3,8	3,4	1,4	6,0	5,4	3,2	9,0
	Vår MAM	1,8	0,7	3,8	3,6	2,0	5,6	4,9	3,4	7,5
	Sommer JJA	1,0	-0,2	2,3	2,0	0,9	3,4	2,7	1,4	4,6
	Høst SON	2,1	0,7	3,4	3,2	1,9	4,6	4,6	3,1	7,1

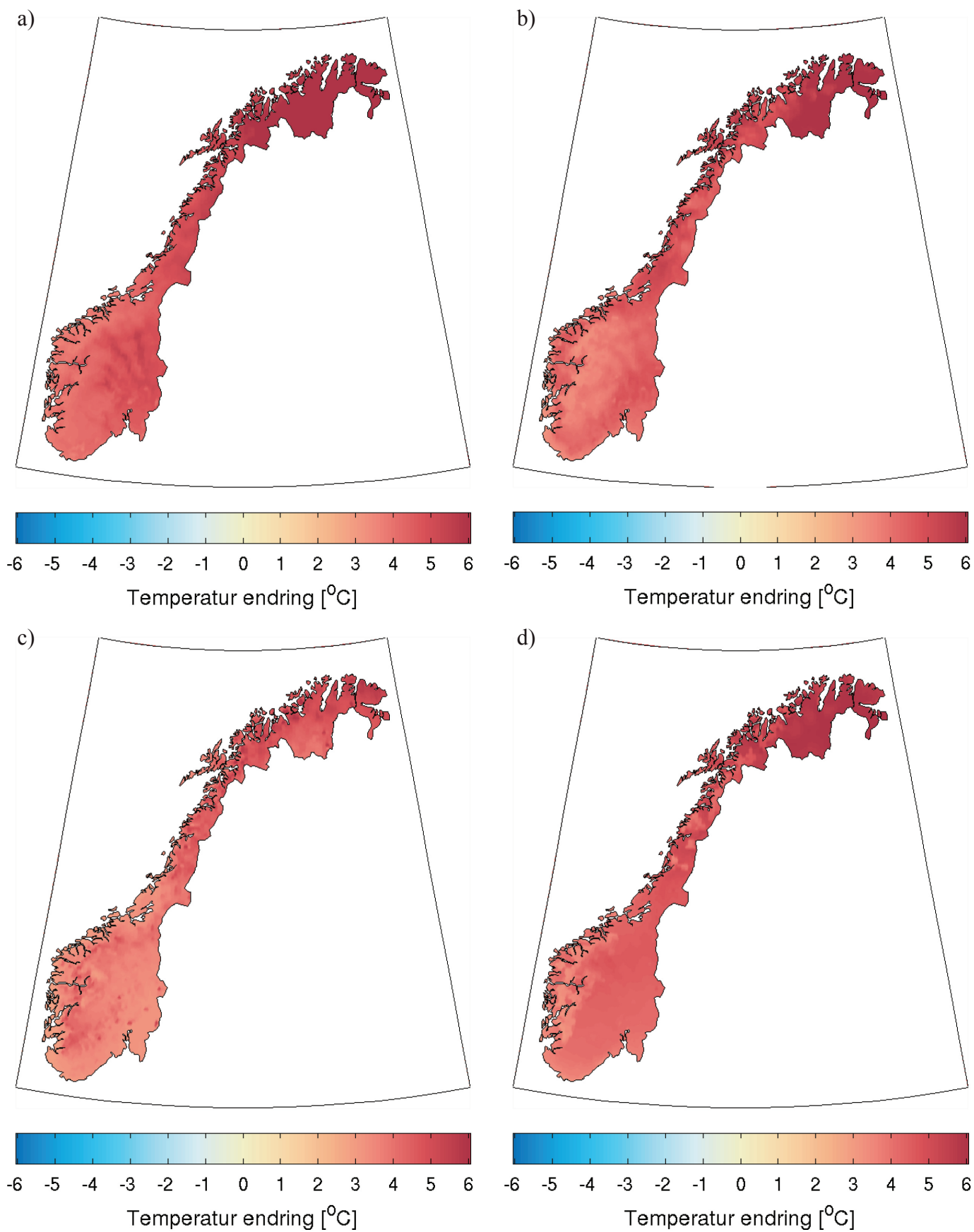
KLIMA I NORGE 2100

TR5: Finnm.vidda	År	2,3	1,3	4,7	4,5	2,6	6,7	6,7	4,7	11,3
	Vinter DJF	2,7	0,4	6,2	5,3	2,0	9,1	6,5	3,3	19,7
	Vår MAM	2,7	1,3	5,0	5,0	3,1	8,2	7,2	5,0	10,4
	Sommer JJA	2,0	0,4	4,3	3,6	1,8	5,5	5,5	3,7	8,9
	Høst SON	2,5	0,9	4,2	4,0	2,2	6,0	6,5	3,9	10,4
TR6: Varanger	År	2,1	1,3	4,0	3,9	2,4	5,9	6,2	4,0	9,0
	Vinter DJF	1,9	0,4	4,5	3,9	1,4	6,9	5,1	2,3	13,6
	Vår MAM	2,5	1,2	4,1	4,0	2,5	6,8	6,2	4,3	9,1
	Sommer JJA	2,4	0,8	4,8	4,2	2,1	6,4	6,6	3,7	10,4
	Høst SON	2,0	0,7	3,2	3,2	1,7	5,1	5,2	3,0	8,2

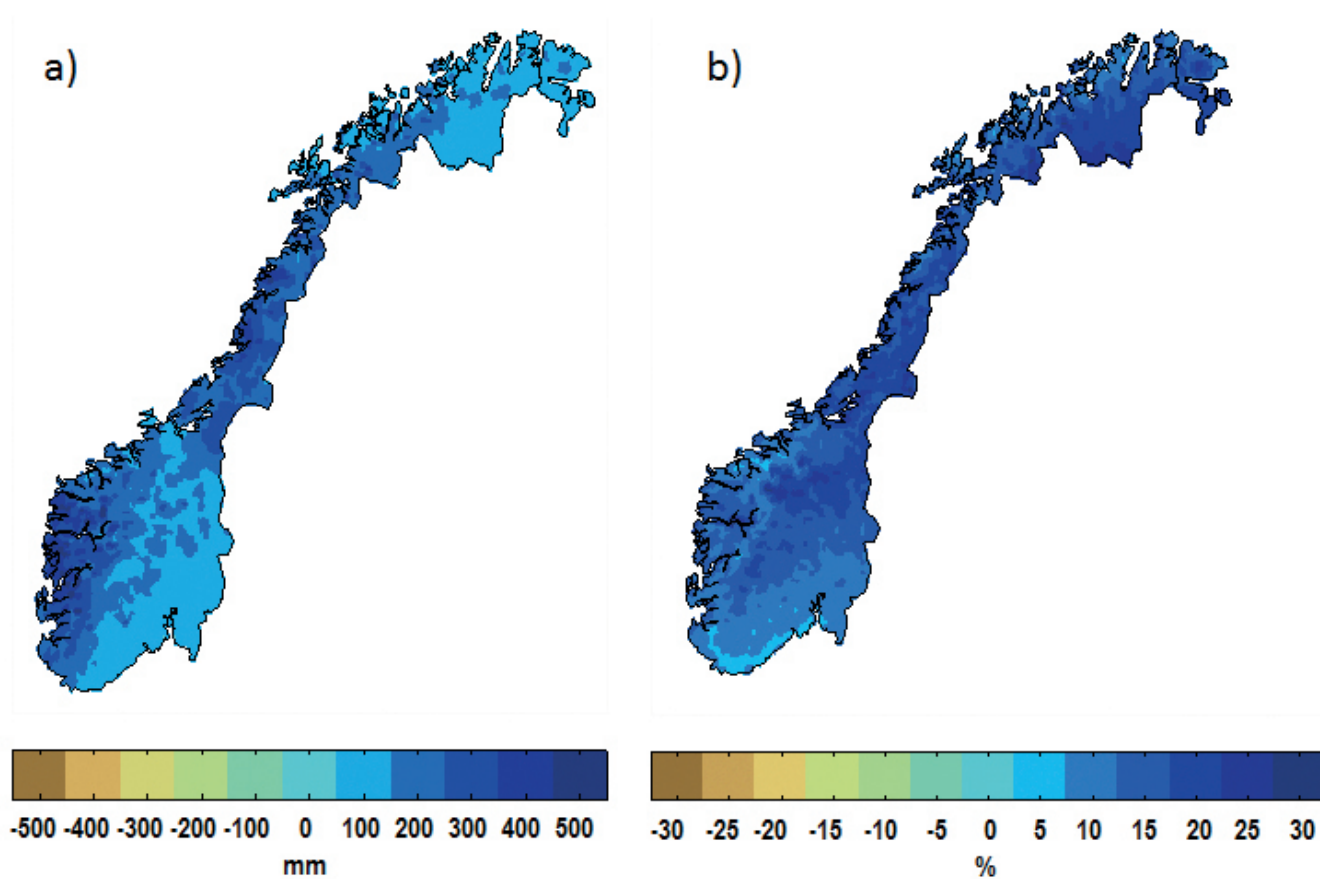
Tabell A.5.2.4 Temperaturendring fra 1971-2000 til 2071-2100 for Norge og temperaturregionene (TR) beregnet fra empiriske klimaframskrivninger som er vist i tabell A.5.1.2.



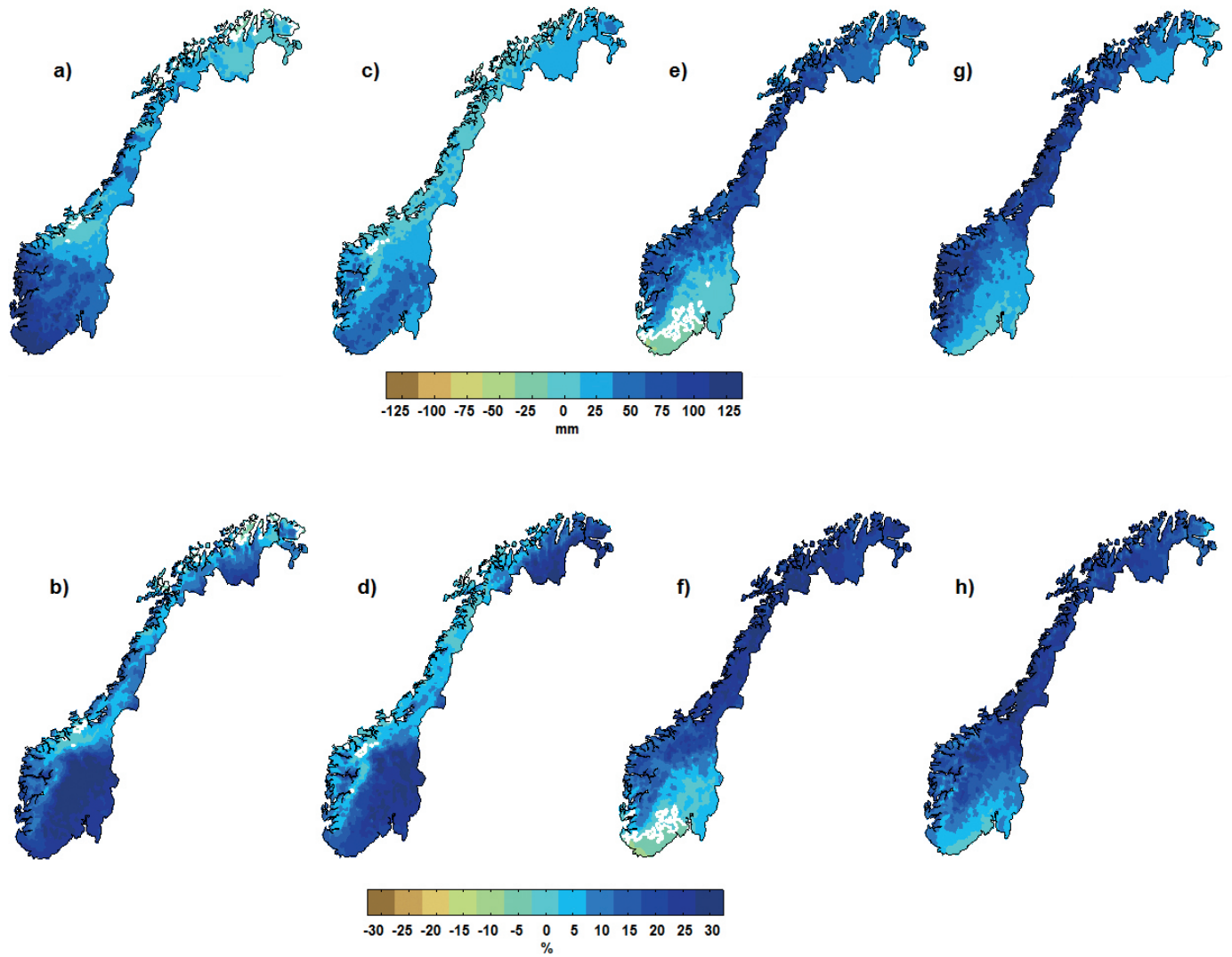
Figur A.5.2.1 Median forandring i årstemperatur ($^{\circ}\text{C}$) for 2071-2100 relativt til 1971-2000 for utslippsscenarioet RCP8.5.



Figur A.5.2.2 Median forandring i årstidtemperatur (°C) for 2071–2100 relativt til 1971–2000 for utslippsscenarioet RCP8.5. Vinter (DJF) i a.), vår (MAM) i b.), sommer (JJA) i c.) og høst (SON) i d.)



Figur A.5.2.3 Median absolutt i mm (a) og relativ forandring i % (b) i årsnedbør fra perioden 1971–2000 til 2071–2100 for utslippsscenarioet RCP8.5.



Figur A.5.2.4 Median absolutt (mm) og relativ (%)forandring i årstidsnedbør fra 1971–2000 til 2071–2100 for utslippsscenarioet RCP8.5. Vinter (DJF) i a.) og b.), vår (MAM) i c.) og d.), sommer (JJA) i e.) og f.) og høst (SON) i g.) og h.)

		1971–2000 til 2031–2060: Endring (%) i total nedbørsmengde					
		RCP 4.5			RCP 8.5		
Region	Sesong	Med	Lav	Høy	Med	Lav	Høy
NR-1: Østfold	År	4	0	12	7	3	13
	Vinter DJF	6	-1	16	10	-1	22
	Vår MAM	13	6	24	18	-1	26
	Sommer JJA	2	-9	18	1	-8	17
	Høst SON	-1	-8	8	6	-6	13
NR-2: Østlandet	År	6	2	16	7	4	16
	Vinter DJF	9	-4	20	14	1	29
	Vår MAM	14	5	24	18	4	21
	Sommer JJA	4	-7	21	1	-4	17
	Høst SON	0	-4	12	5	-5	19
NR-3: Sørlandet	År	4	1	12	6	2	14
	Vinter DJF	7	-3	20	10	3	30
	Vår MAM	15	1	35	15	2	27
	Sommer JJA	6	-11	14	1	-9	16
	Høst SON	-4	-11	9	0	-9	16
NR-4: Sørvestlandet	År	4	1	10	7	2	12
	Vinter DJF	8	-5	14	8	-1	28
	Vår MAM	10	4	16	11	-2	22
	Sommer JJA	7	-6	10	6	-7	10
	Høst SON	-1	-2	9	4	-5	12
NR-5: Sunnhordland	År	5	-1	11	8	1	11
	Vinter DJF	5	-12	11	5	-5	24
	Vår MAM	6	-2	11	10	-6	14
	Sommer JJA	9	-3	12	8	-4	13
	Høst SON	3	0	12	5	0	15

KLIMA I NORGE 2100

NR-6: Sogn og Fjord.	År	6	1	11	8	2	12
/Nordhordland	Vinter DJF	4	-13	11	4	-5	19
	Vår MAM	6	-10	9	7	-10	11
	Sommer JJA	9	-1	14	7	1	20
	Høst SON	8	4	14	6	1	19
NR7: Dovre	År	8	1	18	11	4	17
/Nord Østerdal	Vinter DJF	9	-6	15	10	2	22
	Vår MAM	5	-1	17	7	1	16
	Sommer JJA	8	-3	23	10	1	25
	Høst SON	9	3	18	12	-2	21
NR8: Møre og Romsdal	År	5	-1	11	7	1	11
	Vinter DJF	2	-13	10	4	-8	12
	Vår MAM	3	-19	9	0	-13	9
	Sommer JJA	7	1	20	13	1	22
	Høst SON	10	4	17	11	-3	22
NR9: Inntrøndelag	År	8	3	13	9	2	15
	Vinter DJF	2	-7	10	7	-4	10
	Vår MAM	3	-17	12	0	-7	8
	Sommer JJA	10	-4	26	18	0	27
	Høst SON	14	8	23	13	-1	28
NR-10: Trøndelag	År	7	3	13	9	4	17
/Helgeland	Vinter DJF	0	-10	9	4	-5	11
	Vår MAM	2	-14	11	4	-7	10
	Sommer JJA	10	2	24	16	5	29
	Høst SON	13	10	18	13	1	30
NR-11: Hålogaland	År	8	0	13	10	6	17
	Vinter DJF	3	-8	16	5	-2	15
	Vår MAM	2	-13	13	7	-5	14
	Sommer JJA	11	0	21	15	4	27

	Høst SON	11	1	20	14	4	27
NR-12: Finnmarksvidda	År	9	0	17	12	1	21
	Vinter DJF	8	0	20	13	-1	16
	Vår MAM	8	-3	12	11	0	16
	Sommer JJA	11	4	24	13	2	29
	Høst SON	8	-6	14	9	-2	23
NR-13: Varanger	År	6	-4	23	11	-4	30
	Vinter DJF	8	-11	30	7	-16	30
	Vår MAM	2	-5	18	7	-5	29
	Sommer JJA	11	6	30	15	5	43
	Høst SON	1	-10	19	10	-9	20

Tabell A.5.2.5 Relativ forandring (%) i års og årstid nedbør fra perioden 1971–2000 til 2031–2060 for de 13 norske nedbørsregionene (NR) (se Figur 3.2.12) for de to utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5 ifølge median (med), lav og høy framskrivning. Årstidsoppdelingen: JJA: Juni-August; MAM: Mars-Mai; DJF: Desember-Februar; SON: September-November.

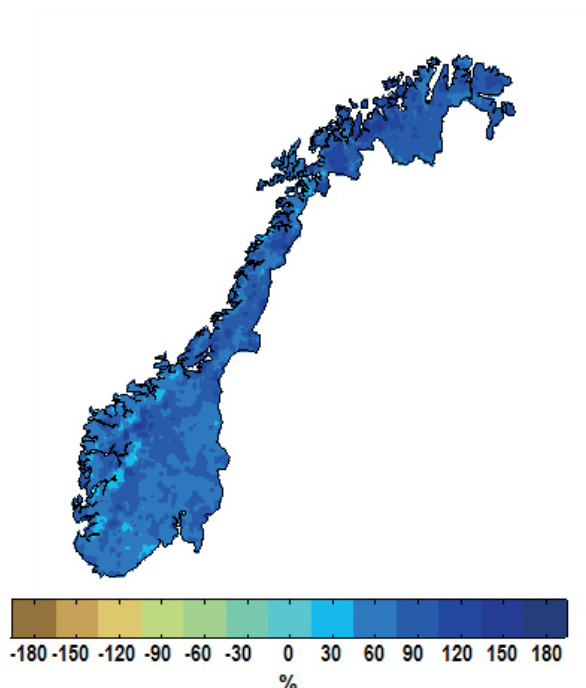
		1971–2000 til 2071–2100: Endring (%) i total nedbørsmengde					
		RCP 4.5			RCP 8.5		
Region	Sesong	Med	Lav	Høy	Med	Lav	Høy
NR-1: Østfold	År	6	4	15	11	7	24
	Vinter DJF	12	4	30	27	11	38
	Vår MAM	17	10	22	25	9	35
	Sommer JJA	2	-11	18	8	-17	24
	Høst SON	4	-6	12	9	-10	23
NR-2: Østlandet	År	8	3	18	15	8	29
	Vinter DJF	17	2	27	28	22	38
	Vår MAM	14	7	24	25	13	42
	Sommer JJA	2	-5	18	4	-9	28
	Høst SON	8	-6	17	12	-8	23
NR-3: Sørlandet	År	5	1	16	10	7	18
	Vinter DJF	18	3	24	28	17	34
	Vår MAM	12	3	22	23	4	36
	Sommer JJA	-1	-15	18	-1	-23	16
	Høst SON	2	-8	14	4	-10	16
NR-4: Sørvestlandet	År	6	1	12	11	3	20
	Vinter DJF	8	0	23	23	4	33
	Vår MAM	9	4	17	18	4	23
	Sommer JJA	3	-12	9	-2	-16	11
	Høst SON	3	-2	10	10	-8	24
NR-5: Sunnhordland	År	6	0	12	12	2	20
	Vinter DJF	3	0	18	16	0	28
	Vår MAM	8	-3	21	13	3	19
	Sommer JJA	5	-6	13	7	-8	18
	Høst SON	4	1	14	12	-5	30

KLIMA I NORGE 2100

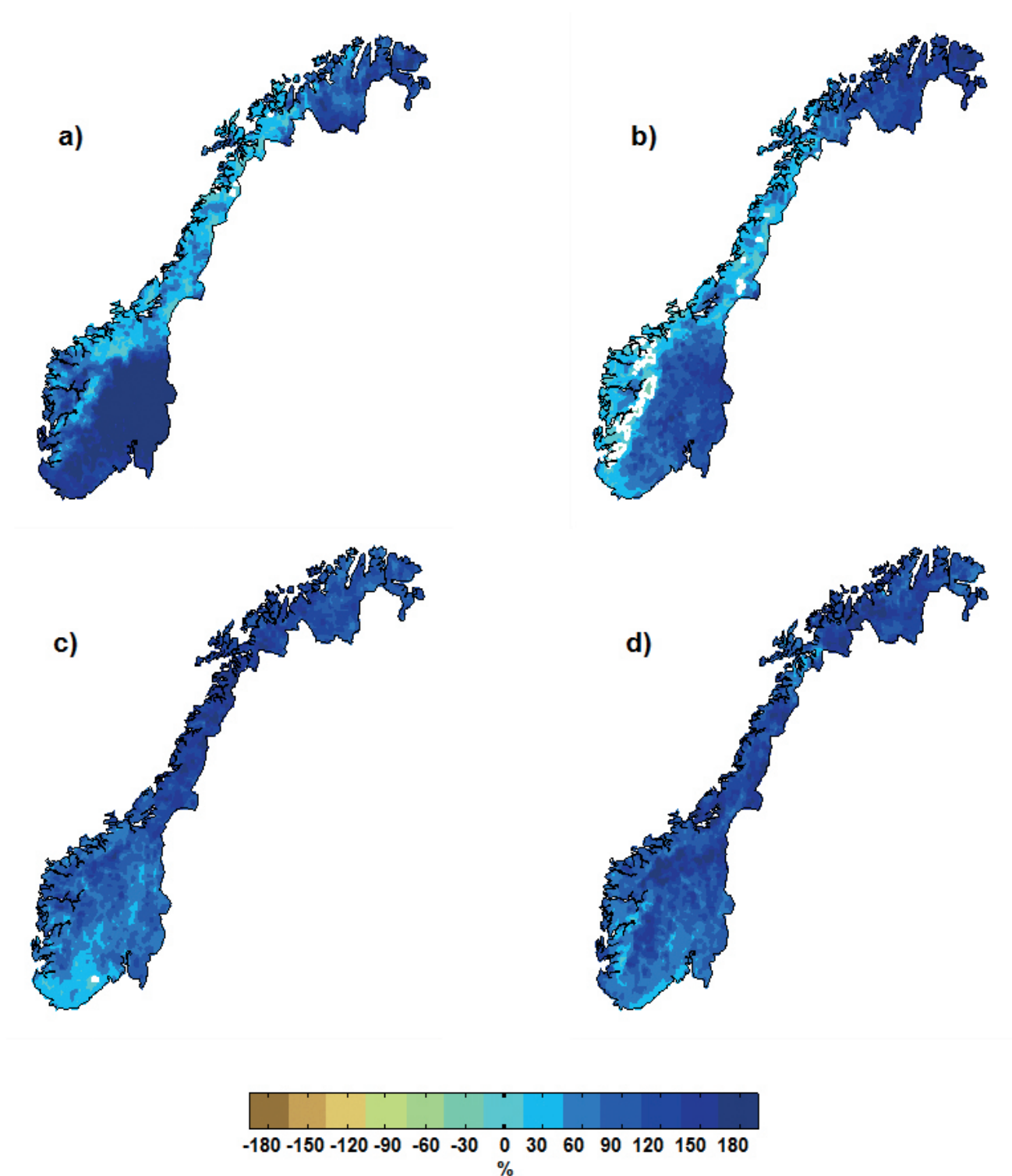
NR-6: Sogn og Fjord.	År	8	0	14	17	4	20
/Nordhordland	Vinter DJF	1	-2	16	13	-3	28
	Vår MAM	6	-5	24	8	2	18
	Sommer JJA	8	-3	19	16	4	23
	Høst SON	8	3	19	14	6	33
NR7: Dovre	År	13	3	20	22	7	36
/Nord Østerdal	Vinter DJF	10	3	17	20	8	32
	Vår MAM	10	1	23	23	4	32
	Sommer JJA	10	-1	24	18	5	47
	Høst SON	11	0	23	23	4	32
NR8: Møre og Romsdal	År	6	-2	10	14	2	18
	Vinter DJF	-2	-6	9	5	-12	18
	Vår MAM	7	-9	20	5	-3	13
	Sommer JJA	8	0	25	17	11	36
	Høst SON	9	-5	21	18	7	27
NR9: Inntrøndelag	År	11	1	15	21	7	25
	Vinter DJF	3	-3	6	7	-6	21
	Vår MAM	10	-1	22	8	3	25
	Sommer JJA	11	-2	30	23	7	46
	Høst SON	12	0	26	23	15	35
NR-10: Trøndelag	År	11	2	14	21	5	25
/Helgeland	Vinter DJF	1	-1	8	10	-5	20
	Vår MAM	9	0	24	6	0	20
	Sommer JJA	10	1	30	26	13	46
	Høst SON	10	5	21	27	10	38
NR-11: Hålogaland	År	11	6	17	17	7	25
	Vinter DJF	5	-1	19	11	-4	22
	Vår MAM	9	2	20	7	-1	16

	Sommer JJA	20	3	30	32	8	51
	Høst SON	9	4	21	23	11	34
NR-12: Finnmarksvidda	År	13	3	27	22	5	38
	Vinter DJF	14	-2	29	13	-1	40
	Vår MAM	13	4	28	27	2	40
	Sommer JJA	15	3	34	24	8	45
	Høst SON	10	-7	26	22	1	34
NR-13: Varanger	År	11	-5	33	17	-7	40
	Vinter DJF	9	-22	39	5	-21	48
	Vår MAM	12	-4	26	21	-11	40
	Sommer JJA	16	8	39	25	3	49
	Høst SON	5	-12	33	16	-13	33

Tabell A.5.2.6 Relativ forandring (%) i års og årstid nedbør fra perioden 1971–2000 til 2071–2100 for de 13 norske nedbørsregionene (NR) (se Figur 3.2.12) for de to utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5 ifølge median (med), lav og høy framskrivning. Årstidsoppdelingen: JJA: Juni-August; MAM: Mars-Mai; DJF: Desember-Februar; SON: September-November.



Figur A.5.2.5 Relativ forandring i % i antall dager med kraftig nedbør fra 1971–2000 til 2071–2100 for median for utslippsscenarioet RCP8.5. «Dager med kraftig nedbør» er her definert som dager med nedbørmengder som i perioden 1971–2000 ble overskredet i 0.5 % av dagene.



Figur A.5.2.6 Relativ forandring (%) i antall på dager med kraftig nedbør fra 1971–2000 til 2071–2100 for median for utslippsscenarioet RCP8.5 «Dager med kraftig nedbør» er her definert som dager med nedbørmengder som i perioden 1971–2000 ble overskredet i 0.5 % av dagene. Vinter (DJF) i a.), vår (MAM) i b), sommer (JJA) i c.) og høst (SON) i d).

		1971–2000 til 2031–2060: Endring (%) i antall dager med kraftig nedbør						
		RCP 4.5			RCP 8.5			
Region	Sesong	Med	Lav	Høy	Med	Med	Lav	Høy
NR-1: Østfold	År	25	2	78	44	44	23	74
	Vinter DJF	54	7	119	47	47	24	86
	Vår MAM	52	16	109	60	60	16	102
	Sommer JJA	38	-22	97	46	46	-10	76
	Høst SON	3	-18	58	45	45	-7	94
NR-2: Østlandet	År	26	21	62	40	40	28	61
	Vinter DJF	66	3	118	82	82	37	118
	Vår MAM	55	21	89	69	69	39	79
	Sommer JJA	25	10	98	45	45	17	62
	Høst SON	23	9	59	48	48	22	88
NR-3: Sørlandet	År	26	-2	48	39	39	18	62
	Vinter DJF	29	-20	106	56	56	14	132
	Vår MAM	39	3	150	53	53	15	102
	Sommer JJA	38	-26	90	36	36	-5	88
	Høst SON	-2	-36	82	25	25	-11	85
NR-4: Sørvestlandet	År	19	2	41	33	33	15	50
	Vinter DJF	38	9	92	44	44	6	116
	Vår MAM	12	-27	57	21	21	-5	62
	Sommer JJA	28	-21	73	30	30	-8	73
	Høst SON	7	-13	57	43	43	-10	65
NR-5: Sunnhordland	År	23	-9	65	46	46	14	52
	Vinter DJF	28	-41	96	53	53	-6	89
	Vår MAM	0	-36	41	29	29	-20	45
	Sommer JJA	47	-6	86	36	36	19	73
	Høst SON	23	-9	58	35	35	7	82

KLIMA I NORGE 2100

NR-6: Sogn og Fjord.	År	26	3	58	38	38	14	60
/Nordhordland	Vinter DJF	49	-46	78	38	38	-27	80
	Vår MAM	4	-20	42	20	20	-19	73
	Sommer JJA	47	20	69	52	52	29	82
	Høst SON	38	-5	69	46	46	13	80
NR7: Dovre	År	35	12	77	37	37	24	85
/Nord Østerdal	Vinter DJF	52	11	97	60	60	22	134
	Vår MAM	41	18	74	46	46	20	87
	Sommer JJA	41	0	91	51	51	31	100
	Høst SON	50	9	94	68	68	3	125
NR8: Møre og Romsdal	År	40	11	52	45	45	7	66
	Vinter DJF	25	-2	92	33	33	-19	94
	Vår MAM	12	-45	68	19	19	-34	81
	Sommer JJA	38	15	75	49	49	20	93
	Høst SON	65	-2	101	60	60	-8	129
NR9: Inntrøndelag	År	45	23	55	43	43	16	71
	Vinter DJF	14	-11	89	26	26	-25	90
	Vår MAM	26	-33	64	18	18	-38	54
	Sommer JJA	49	3	134	59	59	14	107
	Høst SON	63	15	108	64	64	-4	142
NR-10: Trøndelag	År	33	11	63	46	46	26	77
/Helgeland	Vinter DJF	6	-36	44	13	13	-27	55
	Vår MAM	13	-16	76	18	18	-6	86
	Sommer JJA	55	13	90	79	79	33	118
	Høst SON	73	10	94	60	60	19	171

KLIMA I NORGE 2100

NR-11: Hålogaland	År	39	11	66	51	51	28	83
	Vinter DJF	30	-31	73	27	27	-1	66
	Vår MAM	43	-19	111	49	49	3	121
	Sommer JJA	51	12	86	76	76	43	125
	Høst SON	51	28	84	58	58	40	139
NR-12: Finnmarksvidda	År	40	15	64	51	51	25	85
	Vinter DJF	61	9	108	84	84	-1	119
	Vår MAM	36	19	63	59	59	13	78
	Sommer JJA	48	15	80	68	68	32	111
	Høst SON	43	-14	97	49	49	18	133
NR-13: Varanger	År	43	15	81	53	53	33	112
	Vinter DJF	80	44	169	82	82	26	216
	Vår MAM	60	8	100	97	97	17	136
	Sommer JJA	52	-11	122	69	69	31	189
	Høst SON	42	4	95	42	42	9	121

Tabell A.5.2.7 Relativ forandring (%) i antall dager med kraftig nedbør fra perioden 1971–2000 til 2031–2060 for de 13 norske nedbørsregionene (NR) (se Figur 3.2.12) for de to utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5 ifølge median (med), lav og høy framskrivning. «Dager med kraftig nedbør» er her definert som dager med nedbørmengder som i perioden 1971–2000 ble overskredet i 0.5 % av dagene. En verdi på 100 % indikerer en dobling av antall dager. Årstidsoppdelingen: JJA: Juni-August; MAM: Mars-Mai; DJF: Desember-Februar; SON: September-November.

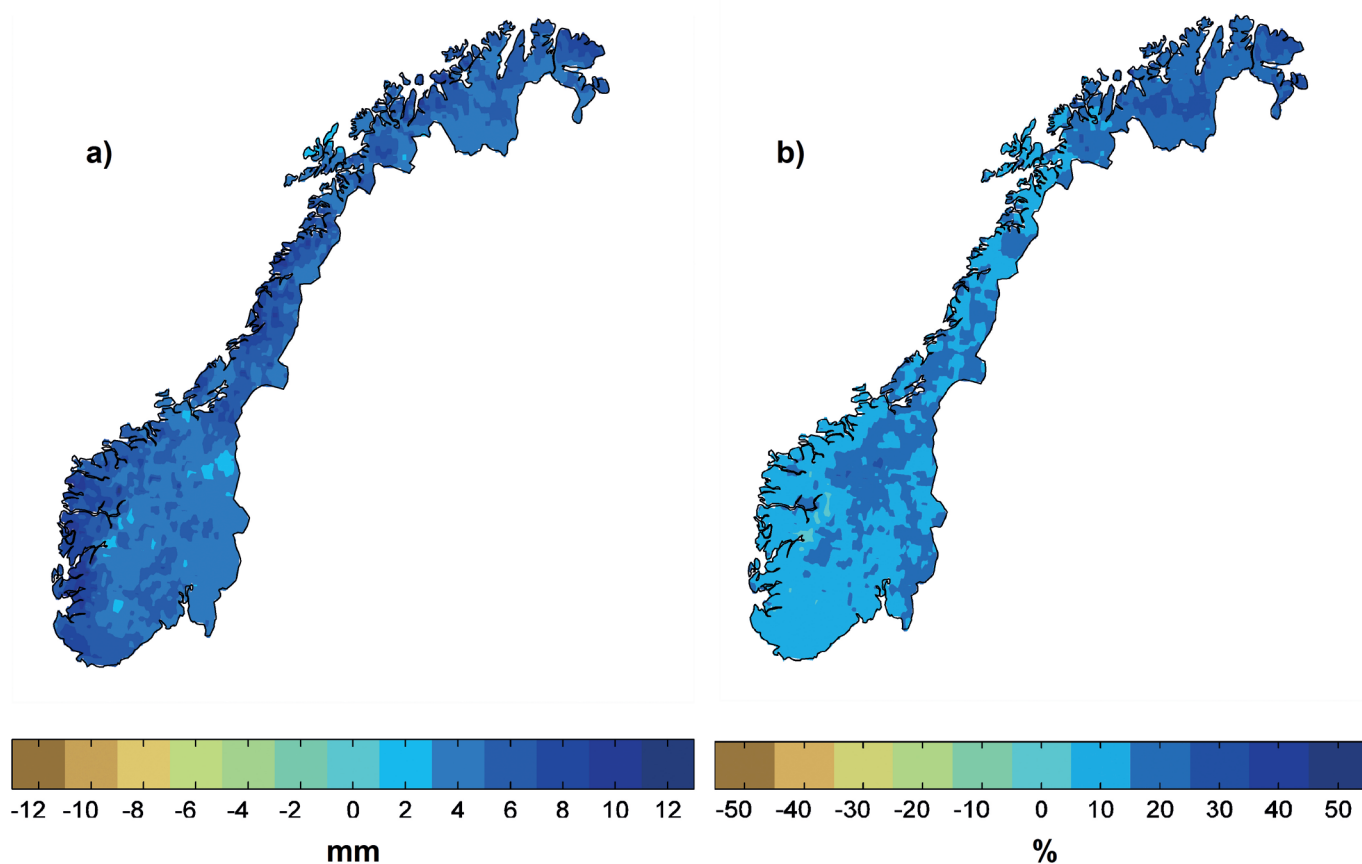
		1971–2000 til 2071–2100: Endring (%) i antall dager med kraftig nedbør					
		RCP 4.5			RCP 8.5		
Region	Sesong	Med	Lav	Høy	Med	Lav	Høy
NR-1: Østfold	År	45	18	109	87	66	171
	Vinter DJF	68	19	141	157	87	264
	Vår MAM	82	13	149	105	49	183
	Sommer JJA	42	1	126	103	25	161
	Høst SON	39	-28	112	91	20	164
NR-2: Østlandet	År	48	19	80	81	63	148
	Vinter DJF	108	31	188	212	145	316
	Vår MAM	76	43	103	120	83	179
	Sommer JJA	42	16	93	75	25	158
	Høst SON	47	11	119	103	41	153
NR-3: Sørlandet	År	34	3	69	67	51	106
	Vinter DJF	73	8	132	144	76	232
	Vår MAM	56	-1	118	86	6	189
	Sommer JJA	24	-16	98	49	-7	115
	Høst SON	26	-31	92	70	12	127
NR-4: Sørvestlandet	År	33	14	66	81	56	121
	Vinter DJF	75	29	156	154	100	212
	Vår MAM	28	-20	72	36	20	98
	Sommer JJA	30	5	57	58	0	79
	Høst SON	25	-14	68	81	32	159
NR-5: Sunnhordland	År	35	13	64	81	52	110
	Vinter DJF	70	3	128	122	85	181
	Vår MAM	24	-36	85	52	-2	64
	Sommer JJA	38	30	56	76	33	116
	Høst SON	27	4	75	72	47	149

KLIMA I NORGE 2100

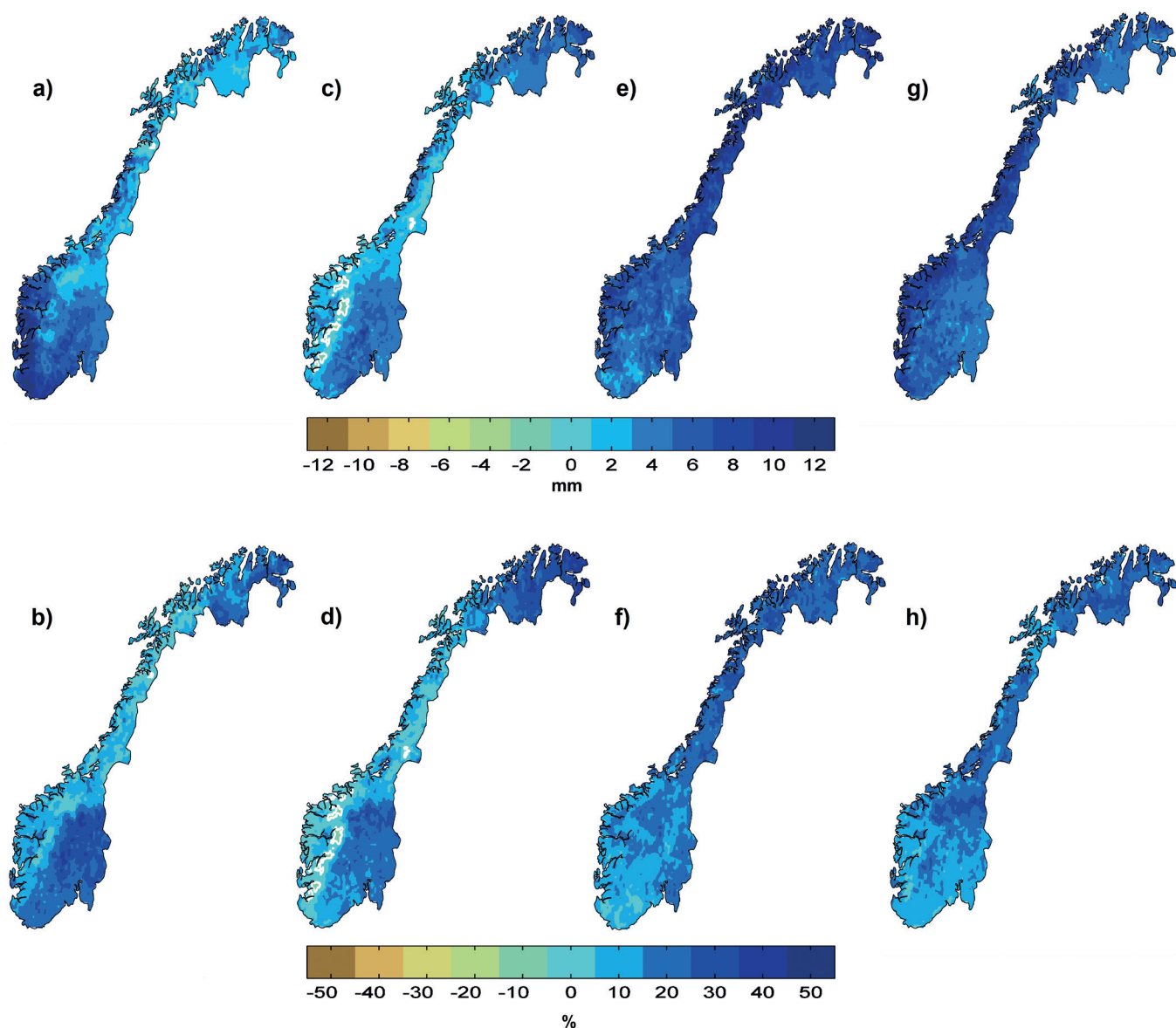
NR-6: Sogn og Fjord.	År	41	10	69	86	40	116
/Nordhordland	Vinter DJF	47	-20	81	93	23	194
	Vår MAM	13	-34	109	32	-13	90
	Sommer JJA	58	33	81	101	76	128
	Høst SON	52	21	86	100	63	128
NR7: Dovre	År	42	24	98	86	63	185
/Nord Østerdal	Vinter DJF	81	25	126	139	55	233
	Vår MAM	66	27	126	125	63	184
	Sommer JJA	49	7	101	85	60	227
	Høst SON	72	24	164	150	94	210
NR8: Møre og Romsdal	År	47	12	62	86	26	106
	Vinter DJF	12	-16	75	79	-18	121
	Vår MAM	43	-34	95	35	-34	119
	Sommer JJA	56	8	100	106	55	136
	Høst SON	54	-1	126	119	66	162
NR9: Inntrøndelag	År	53	10	79	95	52	131
	Vinter DJF	29	-31	93	61	-22	138
	Vår MAM	36	-30	85	77	0	107
	Sommer JJA	53	6	126	113	56	197
	Høst SON	69	7	153	122	86	216
NR-10: Trøndelag	År	49	21	66	97	54	122
/Helgeland	Vinter DJF	19	-7	50	58	8	89
	Vår MAM	37	-1	114	52	12	86
	Sommer JJA	62	33	146	137	72	230
	Høst SON	58	4	135	145	78	210
NR-11: Hålogaland	År	58	32	91	114	50	161
	Vinter DJF	41	9	91	63	-4	153
	Vår MAM	69	15	123	94	49	138
	Sommer JJA	58	48	126	139	80	257
	Høst SON	78	39	110	130	85	207

NR-12: Finnmarksvidda	År	56	44	109	106	54	160
	Vinter DJF	84	19	172	138	48	229
	Vår MAM	74	47	142	141	58	250
	Sommer JJA	86	47	133	98	76	186
	Høst SON	49	17	134	136	37	211
NR-13: Varanger	År	55	39	119	111	57	176
	Vinter DJF	80	2	231	120	44	376
	Vår MAM	81	34	213	157	59	299
	Sommer JJA	62	37	161	106	42	231
	Høst SON	50	16	133	114	32	198

Tabell A.5.2.8 Relativ forandring (%) i antall dager med kraftig nedbør fra perioden 1971–2000 til 2071–2100 for de 13 norske nedbørsregionene (NR) (se Figur 3.2.12) for de to utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5 ifølge median (med), lav og høy framskrivning. «Dager med kraftig nedbør» er her definert som dager med nedbørmengder som i normalperioden 1971–2000 ble overskredet i 0.5 % av dagene. En verdi på 100 % indikerer en dobling av antall dager. Årstidsoppdelingen: JJA: Juni-August; MAM: Mars-Mai; DJF: Desember-Februar; SON: September-November.



Figur A.5.2.7 Årlig median absolutt i mm (a) og relativ forandring i % (b) i nedbørintensiteten på dager med kraftig nedbør fra perioden 1971–2000 til 2071–2100 for utslippsscenarioet RCP8.5. «Dager med kraftig nedbør» er her definert som dager med nedbørmengder som i normalperioden 1971–2000 ble overskredet i 0.5 % av dagene.



Figur A.5.2.8 Median absolutt (mm) og relativ forandring (%) i nedbørintensiteten på dager med kraftig nedbør fra perioden 1971–2000 til 2071–2100 for utslippsscenarioet RCP8.5 «Dager med kraftig nedbør» er her definert som dager med nedbørmengder som i normalperioden 1971–2000 ble overskredet i 0.5 % av dagene. Vinter (DJF) i a.) og b.), vår (MAM) i c.) og d.), sommer (JJA) i e.) og f.) og høst (SON) i g.) og h.)

		1971–2000 til 2031–2060: Endring (%) i nedbørmengde på dager med kraftig nedbør					
Region	Sesong	RCP 4.5			RCP 8.5		
		Med	Lav	Høy	Med	Lav	Høy
NR-1: Østfold	År	7	1	15	9	5	15
	Vinter DJF	10	2	20	10	5	18
	Vår MAM	10	3	22	11	2	22
	Sommer JJA	10	-6	20	10	-3	19
	Høst SON	0	-4	10	9	-2	19
NR-2: Østlandet	År	6	5	14	10	6	14
	Vinter DJF	11	0	20	12	6	18
	Vår MAM	11	5	18	14	8	17
	Sommer JJA	6	2	20	11	4	15
	Høst SON	5	2	13	10	6	17
NR-3: Sørlandet	År	6	0	10	8	5	15
	Vinter DJF	5	-3	20	10	3	23
	Vår MAM	9	0	28	12	3	22
	Sommer JJA	10	-6	21	10	-1	20
	Høst SON	-1	-9	17	6	-2	18
NR-4: Sørvestlandet	År	4	0	8	6	3	10
	Vinter DJF	6	1	16	7	2	19
	Vår MAM	3	-6	9	4	-2	12
	Sommer JJA	6	-5	16	7	-2	16
	Høst SON	1	-3	10	7	-3	12
NR-5: Sunnhordland	År	4	-3	12	8	2	11
	Vinter DJF	4	-11	15	9	-5	15
	Vår MAM	-2	-9	8	3	-6	10
	Sommer JJA	11	-1	16	8	4	14

KLIMA I NORGE 2100

	Høst SON	5	-2	10	6	0	15
NR-6: Sogn og Fjord.	År	5	0,	12	7	2	11
/Nordhordland	Vinter DJF	9	-13	15	9	-8	13
	Vår MAM	1	-6	9	3	-6	16
	Sommer JJA	9	4	15	10	6	15
	Høst SON	7	-2	16	7	3	13
NR7: Dovre	År	10	3	19	10	7	20
/Nord Østerdal	Vinter DJF	10	3	20	10	2	21
	Vår MAM	10	3	18	11	4	19
	Sommer JJA	12	0	19	13	8	23
	Høst SON	12	3	20	15	0	25
NR8: Møre og Romsdal	År	9	2	12	10	1	14
	Vinter DJF	7	-1	21	8	-5	19
	Vår MAM	3	-13	15	4	-11	17
	Sommer JJA	9	4	17	11	5	18
	Høst SON	12	-2	22	12	-3	23
NR9: Inntrøndelag	År	10	6	14	10	4	16
	Vinter DJF	4	-3	19	7	-6	24
	Vår MAM	5	-10	14	3	-10	11
	Sommer JJA	11	1	32	13	5	23
	Høst SON	13	3	24	14	-1	27
NR-10: Trøndelag	År	8	2	15	10	5	16
/Helgeland	Vinter DJF	2	-12	8	2	-8	14
	Vår MAM	2	-5	21	2	-3	20
	Sommer JJA	13	2	19	16	7	23
	Høst SON	13	2	20	11	3	29
NR-11: Hålogaland	År	10	2	14	11	6	17
	Vinter DJF	5	-13	16	5	-4	14
	Vår MAM	10	-7	23	9	-3	24

	Sommer JJA	11	2	20	17	10	25
	Høst SON	10	6	15	12	7	26
NR-12: Finnmarksvidda	År	11	5	19	15	8	25
	Vinter DJF	14	3	20	17	0	25
	Vår MAM	10	5	18	16	3	21
	Sommer JJA	13	5	19	18	9	27
	Høst SON	10	-3	23	12	5	29
NR-13: Varanger	År	13	5	24	17	12	31
	Vinter DJF	18	11	32	19	7	39
	Vår MAM	16	2	26	23	5	35
	Sommer JJA	16	-4	35	21	9	48
	Høst SON	10	0	24	10	3	29

Tabell A.5.2.9 Relativ forandring (%) i nedbørintensiteten på dager med kraftig nedbør fra perioden 1971–2000 til 2031–2060 for de 13 norske nedbørsregionene (NR) (se Figur 3.2.12) for de to utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5 ifølge median (med), lav og høy framskrivning. «Dager med kraftig nedbør» er her definert som dager med nedbørmengder som i normalperioden 1971–2000 ble overskredet i 0.5 % av dagene. Årstidsoppdelingen: JJA: Juni-August; MAM: Mars-Mai; DJF: Desember-Februar; SON: September-November.

		1971–2000 til 2071–2100: Endring (%) i nedbørmengde på dager med kraftig nedbør					
Region	Sesong	RCP 4.5			RCP 8.5		
		Med	Lav	Høy	Med	Lav	Høy
NR-1: Østfold	År	10	4	23	19	14	32
	Vinter DJF	14	3	24	23	15	39
	Vår MAM	19	4	29	22	11	36
	Sommer JJA	12	1	30	25	5	41
	Høst SON	8	-6	19	18	4	25
NR-2: Østlandet	År	11	4	19	17	14	30
	Vinter DJF	17	5	26	28	21	43
	Vår MAM	16	9	22	23	18	35
	Sommer JJA	12	4	23	19	6	33
	Høst SON	11	2	23	19	9	27
NR-3: Sørlandet	År	8	1	15	14	11	23
	Vinter DJF	12	3	22	24	13	43
	Vår MAM	14	0	23	16	1	37
	Sommer JJA	6	-4	25	14	-2	27
	Høst SON	6	-7	19	14	3	23
NR-4: Sørvestlandet	År	6	3	13	16	11	22
	Vinter DJF	13	5	24	23	16	27
	Vår MAM	6	-5	15	8	4	18
	Sommer JJA	6	1	12	11	0	19
	Høst SON	4	-3	14	15	5	26
NR-5: Sunnhordland	År	7	2	12	14	8	21
	Vinter DJF	9	-2	19	16	11	30
	Vår MAM	1	-13	18	7	-3	11
	Sommer JJA	9	5	10	15	6	21
	Høst SON	4	1	14	12	6	23

KLIMA I NORGE 2100

NR-6: Sogn og Fjord.	År	8	2	13	14	8	22
/Nordhordland	Vinter DJF	7	-6	14	14	5	33
	Vår MAM	1	-12	21	6	-6	17
	Sommer JJA	12	6	16	18	13	25
	Høst SON	9	4	14	16	12	21
NR7: Dovre	År	11	6	24	21	15	40
/Nord Østerdal	Vinter DJF	14	3	21	19	10	36
	Vår MAM	16	6	27	27	13	41
	Sommer JJA	12	2	22	20	13	41
	Høst SON	16	6	34	28	20	39
NR8: Møre og Romsdal	År	10	2	13	18	4	21
	Vinter DJF	3	-4	18	14	-6	26
	Vår MAM	10	-11	21	6	-11	25
	Sommer JJA	13	2	21	19	13	27
	Høst SON	11	-1	21	21	12	31
NR9: Inntrøndelag	År	13	3	18	22	11	28
	Vinter DJF	9	-8	21	16	-5	32
	Vår MAM	8	-8	17	15	-1	22
	Sommer JJA	10	-1	25	22	13	38
	Høst SON	16	2	33	23	16	44
NR-10: Trøndelag	År	11	4	14	21	10	24
/Helgeland	Vinter DJF	3	-2	12	13	0	19
	Vår MAM	8	0	23	9	3	16
	Sommer JJA	13	7	28	28	15	39
	Høst SON	13	0	26	24	14	38
NR-11: Hålogaland	År	13	7	19	23	9	30
	Vinter DJF	9	0	17	9	-5	28
	Vår MAM	13	2	24	17	8	25

	Sommer JJA	13	11	27	30	16	47
	Høst SON	14	8	22	23	13	31
NR-12: Finnmarksvidda	År	18	14	32	27	17	42
	Vinter DJF	17	4	31	27	11	37
	Vår MAM	21	14	39	33	16	61
	Sommer JJA	21	14	35	25	19	46
	Høst SON	13	4	33	29	11	45
NR-13: Varanger	År	17	13	36	29	18	48
	Vinter DJF	16	0	37	23	12	53
	Vår MAM	23	9	52	38	19	69
	Sommer JJA	21	10	49	29	13	64
	Høst SON	15	5	30	26	5	41

Tabell A.5.2.10 Relativ forandring (%) i nedbørintensiteten på dager med kraftig nedbør fra 1971–2000 til 2071–2100 for de 13 norske nedbørsregionene (NR) (se Figur 3.2.12) for de to utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5 ifølge median (med), lav og høy framskrivning. «Dager med kraftig nedbør» er her definert som dager med nedbørmengder som i perioden 1971–2000 ble overskredet i 0.5 % av dagene. Årstidsoppdelingen: JJA: Juni-August; MAM: Mars-Mai; DJF: Desember-Februar; SON: September-November.

A.5.3 Tabeller og figurer – hydrologiske variable

		1971–2000 til 2031–2060: Endring (%) i total avrenning					
Region	Sesong	RCP 4.5			RCP 8.5		
		Med	Lav	Høy	Med	Lav	Høy
Norge	År	1	-4	5	1	-1	4
	Vinter (DJF)	18	3	28	22	18	31
	Vår (MAM)	8	-2	11	7	-1	12
	Sommer (JJA)	-19	-21	-14	-21	-25	-17
	Høst (SON)	7	2	10	8	1	18
Østlandet	År	2	-1	6	1	-2	7
	Vinter (DJF)	24	7	30	29	19	45
	Vår (MAM)	10	3	14	7	-1	17
	Sommer (JJA)	-11	-15	-2	-12	-17	-5
	Høst (SON)	1	-3	7	4	-4	17
Sørlandet	År	-2	-4	2	0	-6	7
	Vinter (DJF)	13	-1	17	16	8	31
	Vår (MAM)	3	-4	7	2	-5	7
	Sommer (JJA)	-13	-17	-6	-15	-21	-7
	Høst (SON)	-6	-8	-1	-4	-7	8
Vestlandet	År	1	-5	6	2	-2	6
	Vinter (DJF)	14	-2	26	16	7	29
	Vår (MAM)	5	-11	9	3	-8	11
	Sommer (JJA)	-16	-18	-10	-20	-22	-13
	Høst (SON)	6	2	10	8	0	15
Trøndelag	År	-3	-8	5	-2	-8	3
	Vinter (DJF)	18	6	32	20	14	30
	Vår (MAM)	-5	-14	3	-7	-16	0
	Sommer (JJA)	-20	-29	-12	-21	-30	-17

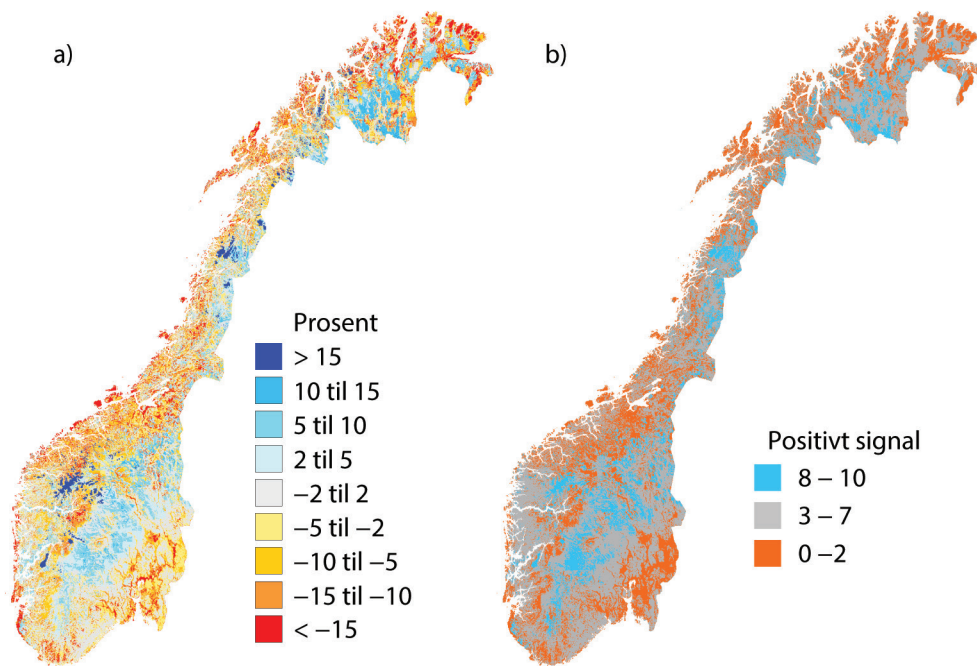
	Høst (SON)	12	3	16	7	-5	27
Nordland	År	2	-3	6	5	0	9
	Vinter (DJF)	20	8	38	27	20	40
	Vår (MAM)	11	-5	14	7	-2	19
	Sommer (JJA)	-20	-24	-17	-21	-28	-17
	Høst (SON)	12	5	24	15	8	35
Troms og Finnmark	År	-1	-8	6	1	-9	4
	Vinter (DJF)	40	19	52	47	25	69
	Vår (MAM)	27	17	40	29	19	37
	Sommer (JJA)	-30	-37	-26	-34	-38	-30
	Høst (SON)	8	-1	20	14	4	22

Tabell A.5.3.1 Relativ forandring (%) i års- og årstidsavrenning for avrenningsregioner fra perioden 1971–2000 til 2031–2060 for de to utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5 ifølge median (Med), Lav og Høy framskrivning.

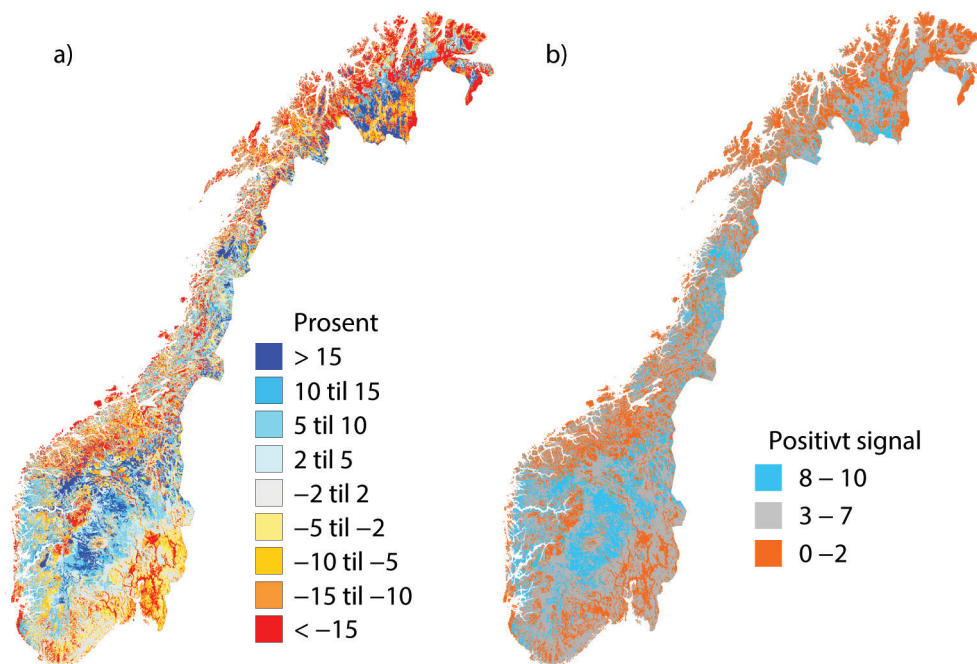
		1971–2000 til 2071–2100: Endring (%) i total avrenning					
		RCP 4.5			RCP 8.5		
Region	Sesong	Med	Lav	Høy	Med	Lav	Høy
Norge	År	3	-5	6	7	-3	11
	Vinter (DJF)	26	19	32	44	33	53
	Vår (MAM)	8	4	14	7	2	8
	Sommer (JJA)	-23	-32	-19	-26	-35	-22
	Høst (SON)	8	1	13	17	3	23
Østlandet	År	2	-1	7	7	-2	16
	Vinter (DJF)	44	19	55	74	67	91
	Vår (MAM)	15	7	18	19	11	25
	Sommer (JJA)	-16	-24	-11	-23	-32	-14
	Høst (SON)	4	-4	13	10	-5	16
Sørlandet	År	-1	-6	4	-1	-7	8
	Vinter (DJF)	19	12	30	40	26	42
	Vår (MAM)	1	-5	4	0	-6	7
	Sommer (JJA)	-21	-31	-15	-31	-38	-25
	Høst (SON)	-6	-9	0	-9	-17	7
Vestlandet	År	2	-5	9	9	-1	14
	Vinter (DJF)	17	11	24	31	21	41
	Vår (MAM)	1	-5	21	2	-4	14
	Sommer (JJA)	-21	-27	-13	-18	-26	-14
	Høst (SON)	7	-2	18	16	2	25
Trøndelag	År	-3	-11	2	-1	-13	4
	Vinter (DJF)	21	16	30	40	29	48
	Vår (MAM)	-7	-13	4	-17	-26	-9
	Sommer (JJA)	-24	-36	-18	-32	-38	-23
	Høst (SON)	7	-5	21	17	2	27

Nordland	År	5	1	9	12	1	17
	Vinter (DJF)	32	25	36	52	32	61
	Vår (MAM)	13	4	17	7	1	14
	Sommer (JJA)	-23	-29	-17	-24	-32	-14
	Høst (SON)	15	8	23	33	12	40
Troms og Finnmark	År	2	-12	6	-4	-17	6
	Vinter (DJF)	49	31	71	60	43	97
	Vår (MAM)	34	19	39	17	6	28
	Sommer (JJA)	-37	-46	-30	-46	-55	-40
	Høst (SON)	13	1	21	19	3	28

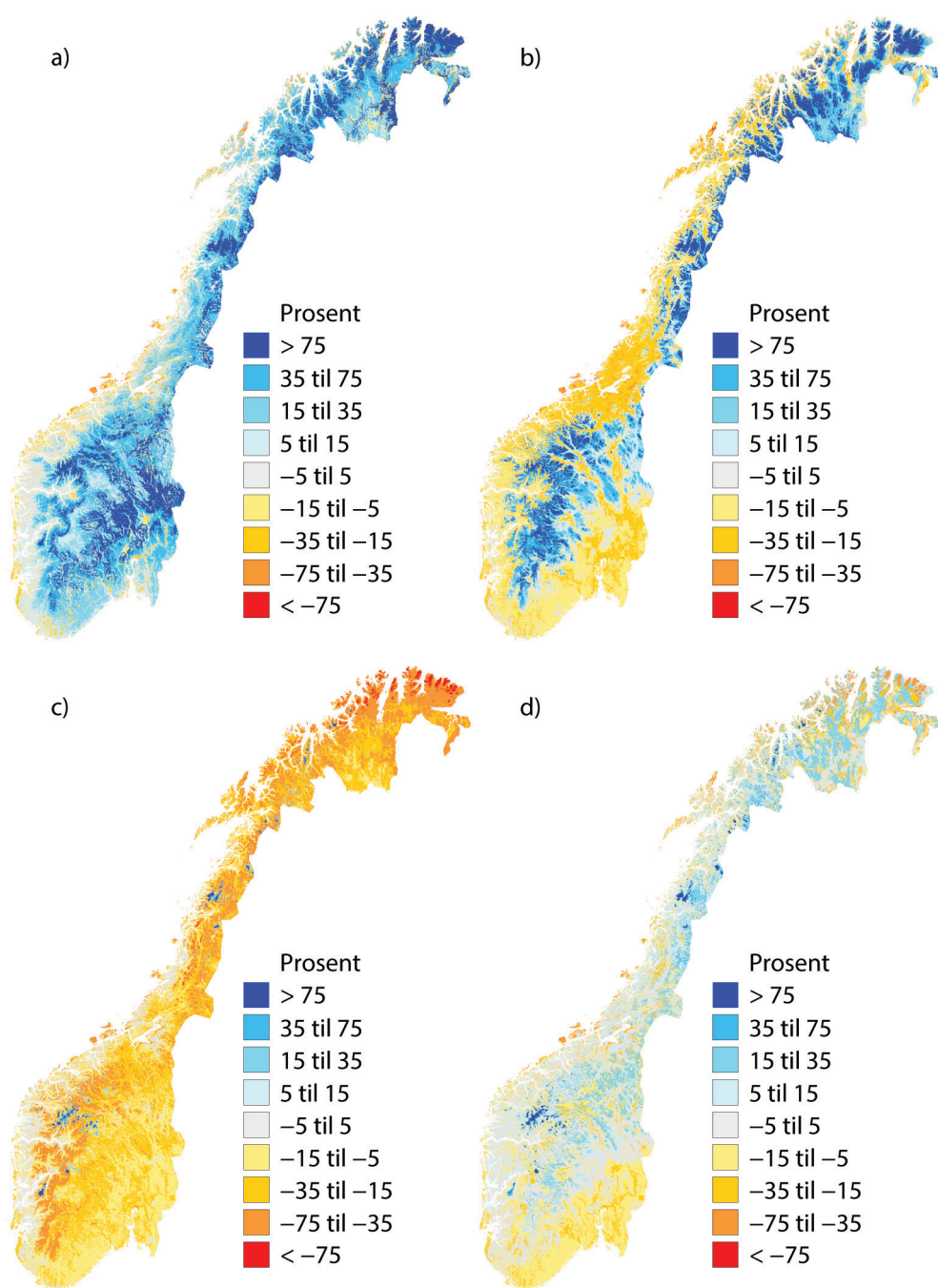
Tabell A.5.3.2 Relativ forandring (%) i års- og årstidsavrenning for avrenningsregioner fra perioden 1971–2000 til 2031–2070 for de to utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5 ifølge median (med), lav og høy framskrivning.



Figur A.5.3.1 a) Median endring i avrenning, 2071-2100 sammenlignet med 1971-2000, RCP4.5. b) Antall framskrivninger (av 10 totalt) som gir økning (positivt signal) i avrenningen.

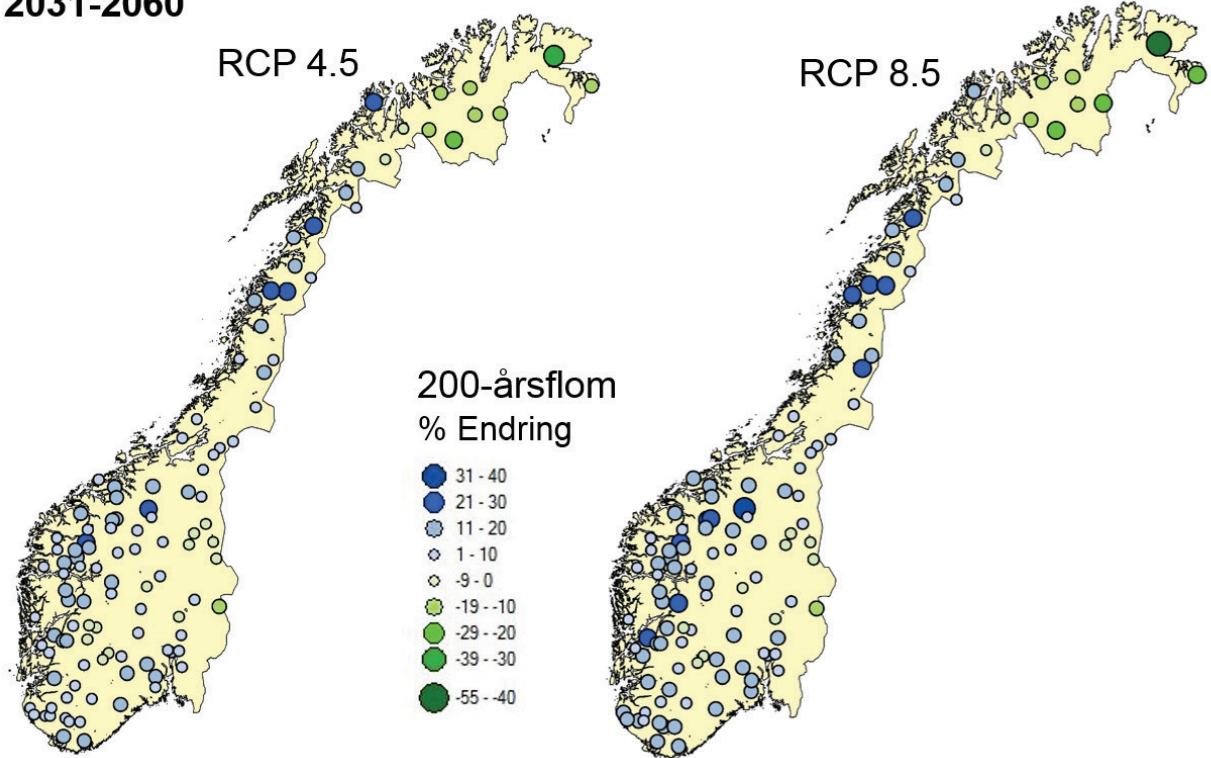


Figur A.5.3.2 a) Median endring i avrenning, 2071-2100 sammenlignet med 1971-2000, RCP8.5. b) Antall framskrivninger (av 10 totalt) som gir økning (positivt signal) i avrenningen.



Figur A.5.3.3 Median sesongendringer i avrenning, 2071-2100 i forhold til 1971-2100, for RCP4.5. a) Vinter (DJF), b) vår (MAM), c) sommer (JJA), og d) høst (SON).

2031-2060



Figur A.5.3.4 Prosentendring i 200-årsflom for perioden 2031-2060 i forhold til 1971-2100 for RCP4.5 og RCP8.5 for de 115 nedbørfeltene tatt med i analysen. Verdien som vises er medianen av 500 framskrivninger for hvert nedbørfelt.

Referert litteratur

- 1 NOU:10-2010 (2010) Tilpassing til eit klima i endring, ISBN 978-82-583-1065-2 <https://www.regjeringen.no/no/dokumenter/nou-2010-10/id624355/>
- 2 IPCC (2013) Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Stocker, TF, D Qin, G-K Plattner, M Tignor, SK Allen, J Boschung, A Nauels, Y Xia, V Bex and PM Midgley (eds.); Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp. http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/wg1/WG1AR5_ALL_FINAL.pdf
- 3 Hanssen-Bauer, I, H Drange, EJ Førland, LA Roald, KY Børsheim, H Hisdal, D Lawrence, A Nesje, S Sandven, A Sorteberg, S Sundby, K Vasskog og B Ådlandsvik (2009) Klima i Norge 2100. Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilpassing, Norsk klimasenter, september 2009, Oslo https://klimaservicesenter.files.wordpress.com/2015/02/klimainorge2100_hoyoppl.pdf
- 4 Jacob, D, J Petersen, B Eggert, A Alias, OB Christensen, LM Bouwer, A Braun, A Colette, M Deque, G Georgievski, E Georgopoulou, A Gobiet, L Menut, G Nikulin, A Haensler, N Hempelmann, C Jones, K Keuler, S Kovats, N Kröner, S Kotlarski, A Kriegsmann, E Martin, E v Meijgaard, C Moseley, S Pfeifer, S Preuschmann, C Radermacher, K Radtke, D Rechid, M Rounsevell, P Samuelsson, S Somot, J-F Soussana, C Teichmann, R Valentini, R Vautard, B Weber, P Yiou (2014) EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research, *Regional Environmental Change*, 14 (2), 563-578, doi:10.1007/s10113-013-0499-2).
- 5 Hurrell, JW (1995) Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* 269, 676–679
- 6 Nordli, PØ, Ø Lie, A Nesje, SO Dahl (2003) Spring–summer temperature reconstruction in western Norway 1734–2003: a data-synthesis approach. *Int. J. Climatol.* 23, 1821–1841. doi:10.1002/joc.980
- 7 Pontoppidan, E (1752) *Norges naturlige historie*, København, 1752.
- 8 Marcott, SA, JD Shakun, PU Clark, AC Mix (2013) A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. *Science* 339, 1198-1201.
- 9 Nordli, Ø, E Lundstad, AEJ Ogilvie (2007) A Late Winter-Early Spring Temperature Reconstruction for Southeastern Norway from 1758 to 2006. *Ann. Glaciol.* 46, 404–408.
- 10 Eldevik, T, B Risebrobakken, AE Bjune, C Andersson, HJB Birks, T Dokken, H Drange, M Glessmer, C Li, JEØ Nilsen, OH Otterå, K Richter og Ø Skagseth (2014) A brief history of climate – the northern seas from the Last Glacial Maximum to global warming. *Quaternary Science Reviews* 106, 225-246
- 11 Bjune, AE, HJB Birks og H Seppä (2004) Holocene vegetation and climate history on a continental - oceanic transect in northern Fennoscandia based on pollen and plant macrofossils. *Boreas* 33, 211-223.
- 12 Bjune, A (2005) Holocene vegetation history and tree-line changes on a north – south transect crossing major climatic gradients in southern Norway – evidence from pollen and plant macrofossils in lake sediments. *Review of Palaeobotany and Palynology* 133, 249-275.

- 13 Aas, B og T Faarlund (1988) Postglasiale skoggrenser i sentrale sørnorske fjelltrakter. 14C-datering av subfossile furu- og bjørkerester. (Post-glacial forest limits in the central south Norwegian mountains. Radiocarbon datings of subfossil pine and birch specimens). Norsk geografisk Tidsskrift 42, 25-61.
- 14 Öberg, L og L. Kullman (2011) Recent glacier recession – a new source of postglacial treeline and climate history in the Swedish Scandes. Landscape Online 26, 1-38.
- 15 Kullman, L (1981) Recent tree-limit dynamics of Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) in the southern Swedish Scandes. *Wahlenbergia* 8, 1-67.
- 16 Dahl, SO og A Nesje, (1996) A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium-line altitudes and pine-tree limits: a case study from Hardangerjøkulen, central southern Norway. *The Holocene* 6, 381-398.
- 17 Helama, S, H Seppä, AE Bjune og HJB Birks (2012) Fusing pollen-stratigraphic and dendroclimatic proxy data to reconstruct summer temperature variability during the past 7.5 ka in subarctic Fennoscandia. *Journal of Paleolimnology* 48, 275-286.
- 18 Lauritzen, S-E og J Lundberg (1999) Calibration of the speleothem delta function: an absolute temperature record for the Holocene in northern Norway. *The Holocene* 9, 659-669.
- 19 Grudd, H, KR Briffa, W Karlén, TS Bartholin, PD Jones og B Kromer (2002) A 7400-year tree-ring chronology in northern Swedish Lapland: natural climatic variability expressed on annual to millennial timescales. *The Holocene* 12, 657-665.
- 20 Linderholm, HW, JA Björklund, K Seftigen, BE Gunnarson, H Grudd, J-H Jeong, I Drobyshev og Y Liu (2010) Dendroclimatology in Fennoscandia – from past accomplishments to future potential. *Climate of the Past* 6, 93-114.
- 21 Helama S, M Lindholm, M Timonen, J Merilänen og M Eronen (2002) The supra-long Scots pine tree-ring record for Finnish Lapland: Part 2, interannual to centennial variability in summer temperatures for 7500 years. *The Holocene* 12, 681-687.
- 22 Gunnarson BE (2008) Temporal distribution pattern of subfossil pines in central Sweden: perspective on Holocene humidity fluctuations. *The Holocene* 18, 569-577.
- 23 Kirchhefer, AJ (2001) Reconstruction of summer temperatures from tree-rings of Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) in coastal northern Norway. *The Holocene* 11, 41-52.
- 24 Linderholm HW, JA Björklund, K Seftigen, BE Gunnarson og M Fuentes (2014) Fennoscandia revisited: a spatially improved tree-ring reconstruction of summer temperatures for the last 900 years. *Climate Dynamics*, DOI 10.1007/s00382-014-2328-9.
- 25 Young, GHF, D McCarroll, NJ Loader, MH Gagen, AJ Kirchhefer og JC Demmler (2012) Changes in atmospheric circulation and the arctic Oscillation preserved within a millennial length reconstruction of summer cloud cover from northern Fennoscandia. *Climate Dynamics* 39, 495-507.
- 26 Loader, NJ, GHF Young, H Grudd og D McCarroll (2013) Stable carbon isotopes from Torneträsk, northern Sweden provide a millennial length reconstruction of summer sunshine and its relationship to Arctic circulation. *Quaternary Science Reviews* 62, 97-113.
- 27 Seppä, H, M Nyman, A Korhola og J Weckström (2002) Changes of tree lines and alpine vegetation in relation to post-glacial climate dynamics in northern Fennoscandia based on pollen and chironomid records. *Journal of Quaternary Science* 17, 287-301.

- 28 Korhola, A, K Vasko, HTT Toivonen og H Olander (2002) Holocene temperature changes in northern Fennoscandia reconstructed from chironomids using Bayesian modelling. *Quaternary Science Reviews* 21, 1841-1860.
- 29 Brooks, SJ (2003) Chironomid analysis to interpret and quantify Holocene climate change. In: Mackay, A., Battarbee, R.W., Birks, H.J.B., Oldfield, F. (Eds.): *Global Change in the Holocene*. Arnold, London, 328-341.
- 30 Velle, G, AE Bjune, J Larsen og HJB Birks (2010) Holocene climate and environmental history of Brur-skardstjørne, a lake in the catchment of Øvre Heimdalsvatn, south-central Norway. *Hydrobiologia* 642, 13-34.
- 31 Linge, H, S-E Lauritzen, C Andersson, JK Hansen, RØ Skoglund og HS Sundqvist (2009) Stable isotope records for the last 10 000 years from Okshola cave (Fauske, northern Norway) and regional comparisons. *Climate of the Past* 5, 667-682.
- 32 Jansen, E., Andersson, C., Moros, M., Nisancioglu, K.H., Nyland, B. og Telford, R.J. (2008) The early to mid-Holocene thermal optimum in the North Atlantic. In: Battarbee, R.W. and H.A. Binney (Eds.): *Natural climate variability and global warming: A Holocene perspective*. Wiley Blackwell, 123-137.
- 33 Andersson, C, FSR Pausata, E Jansen, B Risebrobakken og RJ Telford (2010) Holocene trends in the foraminifer record from the Norwegian Sea and the North Atlantic Ocean. *Climate of the Past* 6, 179-193
- 34 Risebrobakken, B, E Jansen, C Andersson, E Mjelde og K Hevrøy (2003) A high-resolution study of Holocene paleoclimate and paleoceanographic changes in the Nordic Seas. *Paleoceanography* 18, 1017, doi:10.1029/2002PA000706.
- 35 Cunningham, LK., WEN Austin, KL Knudsen, J Eiríksson, JD Scourse, AD Wanamaker Jr, PG Butler, A Cage, T Richter, K Husum, M Hald, C Andersson, E Zorita, HW Linderholm, BE Gunnarson, MA Sicre, HP Sejrup, H Jiang og RJS Wilson (2013) Reconstructions of surface ocean conditions from the North East Atlantic and Nordic Seas during the last millennium. *The Holocene* 23, 921-935.
- 36 Bakke, J, SO Dahl, Ø Paasche, R Løvlie og A Nesje (2005) Glacier fluctuations, equilibrium-line altitudes and palaeoclimate in Lyngen, northern Norway, during the Lateglacial and Holocene. *The Holocene* 15, 518-540.
- 37 Bakke, J, SO Dahl, Ø Paasche, JR Simonsen, B Kvisvik, K Bakke og A Nesje (2010) A complete record of Holocene glacier variability at Austre Okstindbreen, northern Norway: an integrated approach. *Quaternary Science Reviews* 29, 1246-1262.
- 38 Nesje, A, JA Matthews, SO Dahl, MS Berrisford og C Andersson (2001) Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter precipitation changes in the Jostedalbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine records. *The Holocene* 11, 267-280.
- 39 Vasskog K., Ø Paasche, A Nesje, JF Boyle og HJB Birks (2012) A new approach for reconstructing glacier variability based on lake sediments recording input from more than one glacier. *Quaternary Research* 77, 192-204.
- 40 Dahl, SO og A Nesje (1994) Holocene glacier fluctuations at Hardangerjøkulen, central-southern Norway: a high resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits. *The Holocene* 4, 269-277.
- 41 IPCC (2007) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (S. Solomon, D. Quin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor og H.L. Miller (red.)). Cambridge University Press

- 42 Bakke, J, SO Dahl og A Nesje A (2005) Lateglacial and early Holocene palaeoclimatic reconstruction based on glacier fluctuations and equilibrium-line altitudes at northern Folgefonna, Hardanger, western Norway. *Journal of Quaternary Science* 20, 179-198.
- 43 Matthews, JA og PQ Dresser (2008) Holocene glacier variation chronology of the Smørstabbtinden massif, Jotunheimen, southern Norway, and the recognition of century- to millennial-scale European Neoglacial events. *The Holocene* 18, 181-201.
- 44 Nesje, A. (2009) Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia. *Quaternary Science Reviews* 28, 2119-2136.
- 45 Andrews, JT, D Darby, D Eberle, AE Jennings, M Moros og A Ogilvie (2009) A robust, multisite Holocene history of drift ice off northern Iceland: implications for North Atlantic climate. *The Holocene* 19, 71-77.
- 46 Müller, J, K Werner, R Stein, K Fahl, M Moros og E Jansen (2012) Holocene cooling culminates in sea ice oscillations in Fram Strait. *Quaternary Science Reviews* 47, 1-14.
- 47 Bjune, AE, J Bakke, A Nesje og HJB Birks (2005) Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from palynological and glaciological lake-sediment proxies. *The Holocene* 15, 177-189.
- 48 Bjune, AE og HJB Birks (2008) Holocene vegetation dynamics and inferred climate changes at Svanåvatnet, Mo i Rana, northern Norway. *Boreas* 37, 146-156.
- 49 Paasche, Ø og EWN Støren (2014) How Does Climate Impact Floods? Closing the Knowledge Gap. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 95, 253-254.
- 50 Wilson, D, H Hisdal og D Lawrence (2010) Has streamflow changed in the Nordic countries? – Recent trends and comparisons to hydrological projections. *Journal of Hydrology* 394, 334–346.
- 51 Roald, LA (2013) *Flom i Norge*. Forlaget Tom & Tom, Vestfossen, Norway.
- 52 Støren, EN, EW Kolstad og Ø Paasche (2012) Linking past flood frequencies in Norway to regional atmospheric circulation anomalies. *Journal of Quaternary Science* 27, 71–80.
- 53 Blikra, LH og SF Selvik (1998) Climatic signals recorded in snow-avalanche-dominated colluvium in western Norway: depositional facies successions and pollen records. *The Holocene* 8, 631-658.
- 54 Vasskog, K, A Nesje, EWN Støren, DN Waldmann, E Chapron og D Ariztegui (2011) A Holocene record of snow-avalanche and flood activity reconstructed from a lacustrine sedimentary sequence in Oldevatnet, western Norway. *The Holocene* 21, 597-614.
- 55 Nesje, A, J Bakke, SO Dahl, Ø Lie og AG Bøe (2007) A continuous, high-resolution 8500-yr snow-avalanche record from western Norway. *The Holocene* 17, 269-277.
- 56 Matthews, JA., SO Dahl, PQ Dresser, MS Berrisford, Ø Lie, A Nesje og G Owen (2009) Radiocarbon chronology of Holocene colluvial (debris-flow) event at Sletthamn, Jotunheimen, southern Norway: a window on the changing frequency of extreme climatic events and their landscape impact. *The Holocene* 19, 1107-1129.
- 57 Blikra, LH og A Nesje (1997) Holocene avalanche activity in western Norway: chronostratigraphy and palaeoclimatic implications. In: Matthews, J.A., Brunnsden, D., Frenzel, B., Gläser, B. and Weiss, M.M. (Eds.): *Rapid Mass Movement as a Source of Climatic Evidence for the Holocene*. *Paläoklimaforschung* 19, 299-312. Gustav Fischer Verlag: Stuttgart.

- 58 Sletten, K, LH Blikra, CK Ballantyne, A Nesje og SO Dahl (2003) Holocene debris flows recognized in a lacustrine sedimentary succession: sedimentology, chronostratigraphy and cause of triggering. *The Holocene* 13, 907-920.
- 59 Sletten, K og LH Blikra (2007) Holocene colluvial (debris-flow and water-flow) processes in eastern Norway: stratigraphy, chronology and palaeoenvironmental implications. *Journal of Quaternary Science* 22, 619-635.
- 60 Bøe, AG, SO Dahl, Ø Lie og A Nesje (2006) Holocene river floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments. *The Holocene* 16, 445-455.
- 61 Støren, EN, SO Dahl og Ø Lie (2008) Separation of late-Holocene episodic paraglacial events and glacier fluctuations in eastern Jotunheimen, central southern Norway. *The Holocene* 18, 1179-1191.
- 62 Støren, EN og Ø Paasche (2014) Scandinavian floods: From past observations to future trends. *Global and Planetary Change* 113, 34-43.
- 63 Lohne, ØS, S Bondevik, J Mangerud, JI Svendsen (2007). Sea-level fluctuations imply that the Younger Dryas ice-sheet expansion in western Norway commenced during the Allerød. *Quaternary Science Reviews* 26, doi: 10.1016/j.quascirev.2007.04.008.
- 64 Ruddiman, W (2013) *Earth's climate, past and future*. New York. ISBN-13: 978-1429255257 ISBN-10: 1429255250
- 65 Beer, J og B v Geel (2008) Holocene climate change and the evidence for solar and other forcings. In: Batterbee, R.W. and H.A. Binney (Eds.): *Natural climate variability and global warming*. 138-162. Wiley Blackwell.
- 66 Otterå, OH, M Bentsen, H Drange og L Suo (2010) External forcing as a metronome for Atlantic multidecadal variability. *Nature Geoscience* 3, 688-694.
- 67 Steinhilber, F, JA Abreu, J Beer, I Brunner, M Christl, H Fischer, U Heikkilä, PW Kubik, M Mann, KG McCracken, H Miller, H Miyahara, H Oerter og F Wilhelms (2012) 9,400 years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. doi:10.1073/pnas.1118965109.
- 68 Bryson, R (1988) Late Quaternary Volcanic Modulation of Milankovitch Climate Forcing. *Theoretical and Applied Climatology* 39, 115-125.
- 69 Marzeion, B og A Nesje (2012) Spatial patterns of North Atlantic Oscillation influence on mass balance variability of European glaciers. *The Cryosphere* 6, 661-673.
- 70 Hanssen-Bauer, I og Ø Nordli (1998): «Annual and seasonal temperature variations in Norway 1876–1997.» *Klima-Report 25/98*, Norwegian Meteorological Institute
- 71 Førland E (ed.), AV Dyrddal, H Haakenstad, I Hanssen-Bauer, JE Haugen, HO Hygen, K Isaksen (2015) *Grunnlagsanalyser for "Klima i Norge 2100"*, NCCS report 3/2015, under utarbeidelse
- 72 Carter, TR (1998) «Changes in the thermal growing season in Nordic countries during the past century and prospects for the future.» *Agricultural and Food Science in Finland* 7(2): 161–179
- 73 Aune, B, G Bjørnbæk og EJ Førland (1993) *Nasjonalatlas for Norge*. Hovedtema 3: Klima. Statens kartverk

- 74 Høgda, KA, SR. Karlsen og H Tømmervik (2006) «Changes in growing season in Fennoscandia 1982–1999.» Arctic Alpine Ecosystems and People in a Changing Environment (JB Ørbæk, R Kallenborn, I Tombre, EN Hegseth, S Falk-Petersen og AH Hoel (red.)). Springer-Verlag, s. 71–84
- 75 Nordli, Ø, FE Wielgolaski, AK Bakken, SH Hjeltnes, F Måge, A Sivle og O Skre (2008) «Regional trends for bud burst and flowering of woody plants in Norway as related to climate change.» International Journal of Biometeorology 52, 625–639, doi: 10.1007/s00484-008-0156-5
- 76 Skaugen, TE og OE Tveito (2002) «Heating degree-days. Present conditions and scenario for the period 2021–2050.» Report 01/02 Climate, met.no
- 77 Førland, EJ, T Engen-Skaugen, RE Benestad, I Hanssen-Bauer og OE Tveito (2004) «Variations in Thermal Growing, Heating, and Freezing Indices in the Nordic Arctic, 1900–2050.» Arctic, Antarctic, and Alpine Research vol. 36, nr. 3, s. 346–355
- 78 Hanssen-Bauer, I og EJ Førland (1998): «Annual and seasonal precipitation variations in Norway 1896–1997» Klima-Report 27/98, Norwegian Meteorological Institute
- 79 Førland, EJ, H Amundsen og GK Hovelsrud (2007) «Utviklingen av naturulykker som følge av klimaendringer.» Cicero Report 2007:3
- 80 Lindholm, O, S Endresen, S Thorolfsson, S Sægrov, G Jakobsen og L Aaby (2008) «Veiledning i klimatilpasset overvannshåndtering.» Norsk Vann Rapport 162/2008
- 81 Førland, EJ, J Mamen, L Grinde, AV Dyrrdal og S Myrabø (2015) Dimensjonerende korttidsnedbør, MET report x/2015, under utarbeidelse
- 82 NGI - Norges geotekniske institutt NGI (2013) Impacts of extreme weather events on infrastructure in Norway (InfraRisk) - Sluttrapport til NFR-prosjekt 200689. Utarbeidet av: Frauenfelder, R, A Solheim, K Isaksen, B Romstad, AV Dyrrdal, KHH Ekseth, R Gangstø, A Harbitz, CB Harbitz, JE Haugen, HO Hygen, H Haakenstad, C Jaedicke, Á Jónsson, R Klæboe, J Ludvigsen, NM Meyer, R Rauken, K Sverdrup-Thygeson, A Aaheim, NGI Report no. 20091808-05-R.94s.
- 83 Reistad, M., Ø Breivik, H Haakenstad, OJ Aarnes, BG Furevik, J Bidlot (2011) A high-resolution hindcast of wind and waves for The North Sea, The Norwegian Sea and The Barents Sea. J.Geophysical Res. 11/2011; 116. DOI: 10.1029/2010JC006402
- 84 Feser, F, M Barcikowska, O Krueger, F Schenk, R Weisse and L Xiae. (2014) IPCC (2014), Review Article Storminess over the North Atlantic and northwestern Europe, Q. J. R. Meteorol. Soc., DOI:10.1002/qj.2364
- 85 Tveito, OE (2014) Klimaendringer og betydning for skogbruket, MET report 25/2014, http://met.no/Forskning/Publikasjoner/MET_report/2014/filestore/rapport_25.2014.pdf
- 86 Aarnes, OJ, S Abdalla, J-R Bidlot, Ø Breivik (2015) Marine Wind and Wave Height Trends at Different ERA-Interim Forecast Ranges, J.Clim. 28, 819-837, DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00470.1
- 87 Beldring, S, K Engeland, LA Roald, NR Sælthun og A Voksø (2003) Estimation of parameters in a distributed precipitation-runoff model for Norway. Hydrol. Earth Syst. Sci., 7, 304-316, doi:10.5194/hess-7-304-2003
- 88 Pettersson, L (2012) Totalavløpet fra Norges vassdrag 1900-2010, NVE-Rapport 39-2012, Norges vassdrags- og energidirektorat, Oslo, 130 s.
- 89 Hanssen-Bauer, I and PØ Nordli (1998) Annual and seasonal temperature variations in Norway 1876-1997. DNMI Report no. 25/98, Meteorologisk institutt

- 90 Skaugen T, HB Stranden og T Saloranta. (2012) Trends in snow water equivalent in Norway (1931-2009). *Hydrology Research*, 43(4), doi:10.2166/nh.2012.109
- 91 Dyrredal, AV, T Saloranta, T Skaugen, and HB Stranden (2013) Changes in snow depth in Norway during the period 1961-2010. *Hydrology Research*, 44.1.doi:10.2166/nh.2012.064
- 92 Dyrredal, AV og D Vikhamar-Schuler. (2009) Analysis of long-term snow series at selected stations in Norway. MET report 5/2009 Climate, Meteorologisk institutt
- 93 Andreassen, L.M. og S.H. Winsvold (eds.). (2012) Inventory of Norwegian glaciers. NVE Rapport 38—2012, Norges vassdrags- og energidirektorat, Oslo, 236 s.
- 94 Andreassen, LM, M Huss, K Melvold, H Elvehøy og SH Winsvold (2015) Ice thickness measurements and volume estimates for glaciers in Norway. *Journal of Glaciology*. Accepted.
- 95 Andreassen, LM, H Elvehøy, B Kjøllmoen, RV Engeset, N Haakensen (2005) Glacier mass-balance and length variation in Norway. *Annals of Glaciology* 42, 317-325
- 96 Andreassen, LM, B Kjøllmoen, A Rasmussen, K Melvold and Ø Nordli (2012) Langfjordjøkelen, a rapidly shrinking glacier in northern Norway. *Journal of Glaciology*, 58 (209), 581-593.
- 97 Winsvold, SH, LM Andreassen og C Kienholz (2014) Glacier area and length changes in Norway from repeat inventories. *The Cryosphere*, 8, 1885-1903.
- 98 Wong m.fl. (2015) Bias correction of daily temperature and precipitation. NVE Report no. X/2015
- 99 Asvall, RP og AS Kvambekk, 2007. Expected changes in ice cover. In "Climate change and natural disasters in Norway" Førland EJ (red). MET report 6/207 Climate
- 100 Solvang, T (2013) Historical trends in lake and river ice cover in Norway. Master thesis, Department of Geosciences, University of Oslo.
- 101 Kvambekk, AS og K Melvold (2010) Long-term trends in water temperature and ice cover in the, Øvre Heimdalsvatn, and nearby lakes and rivers. *Hydrobiologica*. DOI 10.1007/s10750-010-0158-2
- 102 Sandlund, OT, G Halvorsen, AG Finstad (2010) Klima og hydrologi i Atnavassdraget. I «Nettverk for biologisk mangfold i ferskvann – samlerapport 2010». NINA rapport 598
- 103 Sivertsen, S, H N Solum, K O Aamodt, M Elster, B Kjøllmoen, L A Roald og V Svenne (2008) Vatnet vårt http://www.nve.no/PageFiles/597/nve_vatnetvaart_2008.pdf?epslanguage=no
- 104 Wilson, D, H Hisdal, D Lawrence (2014) Trends in floods in small Norwegian catchments – instantaneous vs. daily peaks, In: *Hydrology in a Changing World: Environmental and Human Dimensions*, Proceedings of FRIEND-Water 2014, Montpellier, France, October 2014, IAHS Publ. 363, 42-47.
- 105 Tallaksen, LM og HAJ van Lanen (2004) Hydrological drought – processes and estimation methods for streamflow and groundwater. *Developments in Water Science* 48, Elsevier, Amsterdam
- 106 Killingtveit, Å, H Hisdal, LA Roald, T Skaugen, T Væringstad og E Holmqvist (2003) Tørrårsberegninger. Analyse av forløp, hyppighet og utbredelse av tørke i Norge og Sverige. NVE Oppdragsrapport A 10/2003.
- 107 Stahl, K, H Hisdal, J Hannaford, LM Tallaksen, HAJ van Lanen, E Sauquet, S Demuth, M Fendekova, and J Jódar (2010) Streamflow trends in Europe: evidence from a dataset of near-natural catchments, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 2367–2382, doi:10.5194/hess-14-2367-201

- 108 Gisnås, K, B Etzelmüller, H Farbrøt, T Schuler and S Westermann (2013) CryoGRID 1.0: Permafrost distribution in Norway estimated by a spatial numerical model, *Permafrost Periglac.*, 24, 2–19
- 109 Farbrøt H, K Isaksen, B Etzelmüller, K Gisnås (2013) Ground Thermal Regime and Permafrost Distribution under a Changing Climate in Northern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*. DOI: 10.1002/ppp.1763
- 110 Furseth, A (2006) *Skredulykker i Norge*. Tun forlag. ISBN 82-529-3043-3
- 111 Riksen, S (1969) Privatarkiv nr 273: Kronologisk fortegnelse om skader forvoldt ved fjellskred, stensked, flom, snesked og jordfall. Riksarkivet, Oslo
- 112 Helland-Hansen, B og F Nansen (1909) The Norwegian Sea. Its physical oceanography based upon Norwegian Researches 1900-1904. Report on Norwegian Fishery and Marine Investigations, 2(2), 1-360.
- 113 ACIA (2005) Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge University Press, New York, 1042 pp
- 114 Orvik, KA, Ø Skagseth and M Mork (2001) Atlantic inflow to the Nordic Seas: Current structure and volume fluxes from moored current meters, VM-ADCP and SeaSoar-CTD observations, 1995–1999. *Deep Sea Research, Part I*, 48, 937–957.
- 115 Loeng, H, J Blindheim, B Ådlandsvik and G Ottersen (1992) Climatic variability in the Norwegian and Barents Seas. *ICES Marine Science Symposia* 195, 52–61.
- 116 Blindheim, J, V Borovkov, B Hansen, SA Malmberg, WR Turrell, and S Østerhus (2000) Upper layer cooling and freshening in the Norwegian Sea in relation to atmospheric forcing, *Deep Sea Research, Part I*, 47, 655–680.
- 117 Dickson, RR, TJ Osborn, JW Hurrell, J Meincke, J Blindheim, B Aadlandsvik, T Vinje, G Alekseev and W Maslowski (2000) The Arctic Ocean Response to the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 13, 2671–2696.
- 118 Ingvaldsen, RB, L Asplin and H Loeng (2004). Velocity field of the western entrance to the Barents Sea. *Journal of Geophysical Research*, 109, C03021, doi:10.1029/2003JC001811.
- 119 Skagseth, Ø, K Drinkwater and E Terrile (2011) Wind and buoyancy induced transport of the Norwegian Coastal Current in the Barents Sea, *J. Geophys. Res.*, 116, C08007, doi:10.1029/2011JC006996, 2011
- 120 Bochkov, YA (1982) Water temperature in the 0–200 m layer in the Kola-Meridian section in the Barents Sea, 1900–1981. *Sb. Nauchn. Trud. PINRO* 46, 113–122 (in Russian).
- 121 Tereshchenko, VV (1999) Hydrometeorological conditions in the Barents Sea in 1985–1998. Murmansk: PINRO Publ. 176 pp. (in Russian).
- 122 Tereshchenko, VV (1997) Seasonal and year-to-year variation in temperature and salinity of the main currents along the Kola section in the Barents Sea. Murmansk: PINRO Publ. 71 pp. (in Russian).
- 123 Sutton, RT and DLR Hodson (2005) Atlantic forcing of the North American and European Summer Climate. *Science*, 309, 5731, 115–118.
- 124 KA Mork, Ø Skagseth, V Ivshin, V Ozhigin, SL Hughes and H Valdimarsson (2014) Advective and atmospheric forced changes in heat and fresh water content in the Norwegian Sea, 1951–2010 *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1002/2014GL061038

- 125 Dickson, RR, J Meincke, S-A Malmberg and AJ Lee (1988) The Great salinity anomaly in the northern North Atlantic 1968–1982. *Progress in Oceanography*, 20, 103–151.
- 126 Skagseth, Ø and KA Mork (2012) Heat content in the Norwegian Sea, 1995–2010. – *ICES Journal of Marine Science*, doi:10.1093/icesjms/fss026.full.pdf
- 127 Häkkinen, S and PB Rhines (2004) Decline of Subpolar North Atlantic circulation during the 1990s. *Science*, 304, 5670, 555–559, doi:10.1126/Science 1094917.
- 128 Hátun, H, AB Sandø, H Drange, B Hansen and H Valdimarsson (2005) Influence of the Atlantic Subpolar Gyre on the thermohaline circulation, *Science*, 309, 1841–1844.
- 129 Skagseth, Ø, A Slotte, EK Stenevik, RDM Nash (2015) Characteristics of the Norwegian Coastal Current during years with high recruitment of Norwegian spring spawning herring (*Clupea harengus* L.), Submitted
- 130 Ivanova, N, OM Johannessen, LT Pedersen, RT Tonboe (2014) Retrieval of Arctic Sea Ice Parameters by Satellite Passive Microwave Sensors: A Comparison of Eleven Sea Ice Algorithms . *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* . 11. Vol.: 52 (DOI: 10.1109/TGRS.2014.2310136)
- 131 Kwok, R and N Untersteiner (2011), The thinning of Arctic sea ice, *Phys. Today*, 64(4), 36-41
- 132 Kwok, R, GF Cunningham, M Wensnahan, I Rigor, HJ Zwally, and D Yi (2009), Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008, *J. Geophys. Res.*, 114, C07005, doi:10.1029/2009JC005312.
- 133 Lindsay, R and A Schweiger (2015) Arctic sea ice thickness loss determined using subsurface, aircraft, and satellite observations. *The Cryosphere*, 9, 269–283, www.the-cryosphere.net/9/269/2015/, doi:10.5194/tc-9-269-2015
- 134 Ricker, R, S Hendricks, V Helm, H Skourup, and M Davidson (2014) Sensitivity of CryoSat-2 Arctic sea ice freeboard and thickness on radar-waveform interpretation. *The Cryosphere*, 8, 1607–1622, www.the-cryosphere.net/8/1607/2014/, doi:10.5194/tc-8-1607-2014.
- 135 Zygmuntowska, M, P Rampal, N Ivanova and LH Smedsrud (2014) Uncertainties in Arctic sea ice thickness and volume: new estimates and implications for trends, *The Cryosphere*, 8, 705–720, doi:10.5194/tc-8-705-2014
- 136 Simpson, MJR, JEØ Nilsen, OR Ravndal, K Breili, H Sande, HP Kierulf, H Steffen, E Jansen, M Carson and O Vestøl (2015). *Sea Level Change for Norway: Past and Present Observations and Projections to 2100*. Norwegian Centre for Climate Services report 1/2015. ISSN 2387-3027, Oslo, Norway.
- 137 Richter K., JEØ Nilsen, H Drange (2012) Contributions to sea level variability along the Norwegian coast for 1960-2010. *J. Geophys. Res.*, 117, doi:10.1029/2009JC007826.
- 138 Benestad, RE, Hanssen-Bauer, I and Chen, D (2008) *Empirical-Statistical Downscaling*, World Scientific Publishers, ISBN 978-981-281-912-3
- 139 Sorteberg A., I Haddeland, JE Haugen, S Sobolowski and WK Wong (2014) Evaluation of distribution mapping based bias correction methods. Norwegian Centre for Climate Services report 1/2014. ISSN 2387-3027, Oslo, Norway
- 140 Wong, WK, S Beldring, T Engen-Skaugen, I Haddeland og H Hisdal (2011) Climate change effects on spatiotemporal patterns of hydroclimatological summer droughts in Norway, *J. Hydrometeor.*, doi: 10.1175/2011JHM1357.1.

- 141 Jaedicke, C, A Solheim, LH Blikra, K Stalsberg, A Sorteberg, A Aaheim, K Kronholm, D Vikhamar-Schuler, K Isaksen, K Sletten, K Kristensen, I Barstad, C Melchiorre, ØA Høydal, H Mestl (2008) Spatial and temporal variations of Norwegian geohazards in a changing climate, the GeoExtreme project. *Natural Hazards and Earth Science Systems*, Vol. 8, pp. 893-904. www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/8/893/2008/
- 142 Benestad, RE (2011) A new global set of downscaled temperature scenarios, *J. Climate*, Vol. 24, No. 8, 2080-2098. doi: 10.1175/2010JCLI3687.1
- 143 Bergström, S (1976) Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments, SMHI Report RHO 7, Norrköping, Sverige, 134 s.
- 144 Mayer, S, A Sorteberg, I Hanssen-Bauer, S Sobolowski og A Mezghani (2015) Analysis of future atmospheric changes in Norway, Norwegian Centre for Climate Services report, under utarbeidelse
- 145 Paus, KH, EJ Førland, A Fleig, O Lindholm og SO Åstebøl (2015) Metoder for beregning av klimafaktorer for fremtidig nedbørintensitet. Miljødirektoratet, Rapport M-292/2015
- 146 Westra, S, HJ Fowler, JP Evans, LV Alexander, P Berg, F Johnson, EJ Kendon, G Lenderink, and NM Roberts (2014) Future changes to the intensity and frequency of short duration extreme rainfall, *Rev. Geophys.*, 52, 522–555, doi:10.1002/2014RG000464.
- 147 Haakenstad, H, JE Haugen (2014) A calibrated wind speed dataset for present and future climate conditions for offshore Scandinavian areas. ECLISE-Project-report. D6.09.
- 148 Johannesson, T, O Sigurdsson, T Laumann, og MKennett (1995) Degree-day glacier mass-balance modelling applications to glaciers in Iceland, Norway and Greenland. *Journal of Glaciology*, 41(138), 345-358.
- 149 Andreassen LM og J Oerlemans (2009) Modelling long-term summer and winter balances and the climate sensitivity of Storbreen, Norway. *Geogr. Ann.* 91 A (4): 233–251.
- 150 Giesen. R og J Oerlemans (2010) Response of the ice cap Hardangerjøkulen in southern Norway to the 20th and 21st century climates. *The Cryosphere*, 4, 191–213.
- 151 Laumann, T og A Nesje (2014) Spørteggbreen, western Norway, in the past, present and future: Simulations with a two-dimensional dynamical glacier model. *The Holocene*, 24(7) 842– 852.
- 152 Laumann, T and A Nesje (2009) A simple method of simulating the future frontal position of Briksdalsbreen, western Norway. *The Holocene*, 19(2), 221–228.
- 153 Melvold, K and T Laumann (2010) A coupled mass-balance and ice-flow model for Midtdalsbreen; projection of glacier length based on climate scenarios (CES). Conference proceedings. *Future Climate and Renewable Energy: Impacts, Risks and Adaptation* 31 May – 2 June 2010, Soria Moria Hotel and Conference Center, Oslo Norway. Norwegian Water Resources and Energy Directorate.
- 154 Gebre, S, T Boissy, og K Alfredsen (2014) Sensitivity of lake ice regimes to climate change in the Nordic region, *The Cryosphere*, 8, 1589-1605
- 155 Lawrence, D and H Hisdal (2011) Hydrological projections for floods in Norway under a future climate. NVE Report no. 2011-5, 47 pp.
- 156 Direktoratet for byggekvalitet (2014) Veiledning om tekniske krav til byggverk, HO-2/2011, Direktoratet for byggekvalitet, Oslo, 291 s.

- 157 Hipp, T, B Etzelmüller, H Farbrod, TV Schuler and S Westermann (2012) Modelling borehole temperatures in Southern Norway – insights into permafrost dynamics during the 20th and 21st century, *The Cryosphere*, 6, 553-571, doi:10.5194/tc-6-553-2012
- 158 Westermann, S, TV Schuler, K Gisnås and B Etzelmüller (2013) Transient thermal modeling of permafrost conditions in Southern Norway, *The Cryosphere*, 7, 719-739, doi:10.5194/tc-7-719-2013
- 159 Østerhus S, T Sherwin, D Quadfasel and B Hansen (2008) The overflow flux east of Iceland: variability, origins, forcing and fate. In: *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes Defining the Role of the Northern Seas in Climate* Dickson, RR; J Meincke; P Rhines (Eds.) 2008, 738 p. 304 illus., 220 in color., Hardcover ISBN: 978-1-4020-6773-0
- 160 Hansen, B, H Hátún, R Kristiansen, SM Olsen, and S Østerhus (2010) Stability and forcing of the Iceland–Faroe inflow of water, heat, and salt to the Arctic, *Ocean Sci.*, 6, 1245–1287.
- 161 Skagseth, Ø, T Furevik, R Ingvaldsen, H Loeng, KA Mork, KA Orvik, and V Ozhigin (2008) Volume and heat transports to the Arctic Ocean via the Norwegian and Barents Seas, in *Arctic–Subarctic Ocean Fluxes (ASOF)*, edited by R. R. Dickson, J. Meincke, and P. Rhines, pp. 1–29, Springer, New York
- 162 Lien, V and B Ådlandsvik (2014) Bottom water formation as a primer for spring-blooms on Spitsbergen-banken?, *J. Mar. Sys.* 130, 2, 241–247.
- 163 Sandø, AB, JEØ Nilsen, Y Gao, and K Lohmann (2010) Importance of heat transport and local air-sea heat fluxes for Barents Sea climate variability, *J. Geophys. Res.*, 115, C07013, doi:10.1029/2009JC005884.
- 164 Årthun, M, T Eldevik, LH Smedsrud, Ø Skagseth, and R Ingvaldsen (2012) Quantifying the influence of Atlantic heat on Barents Sea ice variability and retreat, *J. Clim.*, 25, 4736–4743, doi:10.1175/JCLI-D-11-00466.1.
- 165 Smedsrud, L, I Esau, R Ingvaldsen, T Eldevik, P Haugan, C Li, V Lien, A Olsen, A Omar, O Otterå, B Risebrobakken, AB Sandø, V Semenov, S Sorokina (2013) The role of the Barents Sea in the Arctic climate system, *Review of Geophysics*, 51, 415–449, doi:10.1002/rog.20017
- 166 Sandø, AB, Y Gao and HR Langehaug (2014) Relation between ocean heat transports, sea ice processes and Arctic sea ice variability in NorESM1-M simulations, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, 2095-2108, doi: 10.1002/2013JC009435
- 167 Sandø, AB., Y Gao, A Melsom and WP Budgell (2014) Downscaling IPCC control run and future scenario with focus on the Barents Sea, *Ocean Dynamics*, doi:10.1007/s10236-014-0731-8
- 168 Langehaug, HR, F Geyer, LH Smedsrud, Y Gao (2013) Arctic sea ice decline and ice export in the CMIP5 historical simulations. *Ocean Modelling (Arctic Ocean Special Issue)*, doi: 10.1016/j.oceanmod.2012.12.006
- 169 Melsom A, VS Lien and WP Budgell (2009) Using the Regional Ocean Modeling System (ROMS) to improve the ocean circulation from a GCM 20th century simulation. *Ocean Dyn.*, 59(6), 969-981. doi: 10.1007/s10236-009-0222-5
- 170 Shchepetkin, AF, and JC McWilliams (2005) The Regional Ocean Modeling System (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following coordinates ocean model. *Ocean Model* 9:347–404
- 171 Schrum, C, M Meier, J Lowe. Projected changes in the North Sea, Chapter 3.2, *North Sea Region Climate Change Assessment*, In prep.

- 172 IPCC (2014) *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* Barros, VR, CB Field, DJ Dokken, MD Mastrandrea, KJ Mach, TE Bilir, M Chatterjee, KL Ebi, YO Estrada, RC Genova, B Girma, ES Kissel, AN Levy, S MacCracken, PR Mastrandrea, and LL White (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 688.
- 173 Sundby, S, and O Nakken (2008) Spatial shifts in spawning habitats of Arcto-Norwegian cod related to multidecadal climate oscillations and climate change. – *ICES Journal of Marine Science*, 65: 953–962.
- 174 Caldeira, K, M Wickett 2003. Anthropogenic carbon and ocean ph. *Nature* 425 (6956), 365.
- 175 Orr, J, V Fabry, O Aumont, L Bopp, S Doney, RAG Feely, N Gruber, A Ishida, F Joos, R Key, K Lindsay, E Maier-Reimer, R Matear, P Monfray, A Mouchet, R Najjar, G-K Plattner, K Rodgers, CL Sabine, J Sarmiento, R Schlitzer, R Slater, I Totterdell, M-F Weirig, Y Yamanaka, A Yool (2005) Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. *Nature* 437, 681–686.
- 176 Canadell, J, C Le Quere, M Raupach, C Field, E Buitenhuis, P Ciais, T Conway, N Gillett, R Houghton, G Marland (2007) Contributions to accelerating atmospheric CO₂ growth from economic activity, carbon intensity, and efficiency of natural sinks. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 104 (47), 18866–18870.
- 177 Sabine CL, RA Feely, N Gruber, RM Key, K Lee, JL Bullister, R Wanninkhof, CS Wong, DWR Wallace, B Tilbrook, FJ Millero, T-H Peng, A Kozyr, T Ono, AF Rios (2004) The Oceanic Sink for Anthropogenic CO₂, *Science*, 305 (5682), 367–371
- 178 Olsen, A, A Omar, R Bellerby, T Johannessen, U Ninnemann, K Brown, K Olsson, J Olafsson, G Nondal, C Kivimäe, S Kringstad, C Neill, S Olafsdottir (2006) Magnitude and origin of the anthropogenic CO₂ increase and ¹³C suess effect in the Nordic seas since 1981. *Glob. Biogeochem. Cycles* 20 (GB3027).
- 179 Skjelvan, I, E Falck, F Rey, S Kringstad (2008) Inorganic carbon time series at Ocean Weather Station M in the Norwegian Sea. *Biogeosciences* 5, 549–560.
- 180 Steinacher, M, F Joos, T Frölicher, G-K Plattner, S Doney (2009) Imminent ocean acidification in the Arctic projected with NCAR global coupled carbon cycle climate model. *Biogeosciences* 6, 515–533
- 181 Chierici, M, A Franson (2009) Calcium carbonate saturation in the surface water of the Arctic Ocean: undersaturation in freshwater influenced shelves. *Biogeosciences* 6, 2421–2432.
- 182 Skogen, MD, A Olsen, KY Børsheim, AB Sandø, I Skjelvan. (2014) Modelling ocean acidification in the Nordic and Barents Seas in present and future climate. *J.Mar.Systems* 131, 10-20.
- 183 Overland, JE, M Wang, S Salo (2008) The recent Arctic warm period. *Tellus A* 60, 589–597.
- 184 Kay, J. E., M. M. Holland, and A. Jahn (2011) Inter-annual to multidecadal Arctic sea ice extent trends in a warming world. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L15708, doi:10.1029/2011GL048008.
- 185 Wang, M and JE Overland (2012) A sea ice free summer Arctic within 30 years: An update from CMIP5 models, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L18501, doi:10.1029/2012GL052868.
- 186 Rogers, TS, JE Walsh, M Leonawicz & M Lindgren (2015) Arctic sea ice: use of observational data and model hindcasts to refine future projections of ice extent, *Polar Geography*, 38:1, 22-41, DOI: 10.1080/1088937X.2014.987849
- 187 Massonnet, F, T Fichfet, H Goosse, CM Bitz, G Philippon-Berthier, MM Holland, PY Barriat (2012) Constraining projections of summer Arctic sea ice. *The Cryosphere Discussions* 6, 2931–2959

- 188 Liu, J, M Song, R Horton and Y Hu (2013) Reducing spread in climate model projections of a September ice-free Arctic. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110, p. 31.
- 189 Stroeve, JC, V Kattsov, A Barrett, M Serreze, T Pavlova, M Holland, WN Meier (2012) Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations. *Geophys. Res. Lett.* 39.
- 190 Wettstein JJ and C Deser (2014) Internal Variability in Projections of Twenty-First-Century Arctic Sea Ice Loss: Role of the Large-Scale Atmospheric Circulation. *J. Climate*, 27, 527–550. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00839.1>
- 191 Smedsrud, LH, A Sorteberg and K Kloster (2008) Recent and future changes of the Arctic sea-ice cover. *Geophys. Res. Lett.* DOI:10.1029/2008GL 034813
- 192 Rampal, P, J Weiss, C Dubois, JM Campin (2011) IPCC climate models do not capture Arctic sea ice drift acceleration: Consequences in terms of projected sea ice thinning and decline. *J. Geophys. Res.* 116.
- 193 Meehl, GA, WM Washington, J Arblaster, A Hu, H Teng, C Tebaldi, BM Sanderson, J-F Lamarque, AJ Conley, WG Strand, and JB White (2012) Climate system response to external forcings and climate change projections in CCSM4. *J. Climate*, 25, 3661–3683.
- 194 Overland, JE and M Wang (2013) When will the summer Arctic be nearly sea ice free?, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 2097–2101, doi:10.1002/grl.50316.
- 195 Stephenson, SR, LC Smith, LW Brigham and JA Agnew (2013) Projected 21st century changes to Arctic marine access. *Climatic Change*, 118(3–4), pp. 885–899.
- 196 Trenberth, KE, PD Jones, P Ambenje, R Bojariu, D Easterling, A Klein Tank, D Parker, F Rahimzadeh, JA Renwick, M Rusticucci, B Soden and P Zhai (2007) Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* Solomon, S, D Qin, M Manning, Z Chen, M Marquis, KB Averyt, M Tignor and HL Miller (eds.)
- 197 Seneviratne, SI, N Nicholls, D Easterling, CM Goodess, S Kanae, J Kossin, Y Luo, J Marengo, K McInnes, M Rahimi, M Reichstein, A Sorteberg, C Vera, and X Zhang, (2012) Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. In: *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation* Field, CB, V Barros, TF Stocker, D Qin, DJ Dokken, KL Ebi, MD Mastrandrea, KJ Mach, G-K Plattner, SK Allen, M Tignor, and PM Midgley (eds.). A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, pp. 109-230.
- 198 Hemer, MA, Y Fan, N Mori, A Semedo, XLWang (2013) Projected changes in wave climate from a multi-model ensemble. *Nature Climate Change*. Doi: 10.1038/NCLIMATE1791
- 199 Hunter, J. (2012) A simple technique for estimating an allowance for uncertain sea-level rise. *Climatic Change*, 113, 239-252. Doi: 10.1007/s10584-011-0332-1.
- 200 Lawrence, D og I Haddeland (2011) Uncertainty in hydrological modelling of climate change impacts in four Norwegian catchments, *Hydrol. Res.*, 42, 457-471, doi:10.2166/nh.2011.010

- 201 Le Quéré, C, R Moriarty, RM Andrew, GP Peters, P Ciais, P Friedlingstein, SD Jones, S Sitch, P Tans, A Arneeth, TA Boden, L Bopp, Y Bozec, JG Canadell, F Chevallier, CE Cosca, I Harris, M Hoppema, RA Houghton, JI House, A Jain, T Johannessen, E Kato, RF Keeling, V Kitidis, K Klein Goldewijk, C Koven, CS Landa, P Landschützer, A Lenton, ID Lima, G Marland, JT Mathis, N Metzl, Y Nojiri, A Olsen, T Ono, W Peters, B Pfeil, B Poulter, MR Raupach, P Regnier, C Rödenbeck, S Saito, JE Salisbury, U Schuster, J Schwinger, R Séférian, J Segsneider, T Steinhoff, BD Stocker, AJ Sutton, T Takahashi, B Tilbrook, G.R. van der Werf, N Viovy, Y-P Wang, R Wanninkhof, A Wiltshire, and N Zeng (2014) Global carbon budget 2014. *Earth Syst. Sci. Data Discuss.*, 7, 521-610, 2014; www.earth-syst-sci-data-discuss.net/7/521/2014/ doi:10.5194/essdd-7-521-2014

Hovedforfatterne

Eirik J. Førland

Er fagdirektør ved Meteorologi og Klimadivisjonen på Meteorologisk institutt. Han har ledet flere prosjekt om klimautvikling i fortid og framtid, og deltatt i en rekke prosjekt om virkninger av klimaendringer. Har i de senere år fokusert på analyse av korttidsnedbør, og deltatt i oppbyggingen av norsk Klimaservicesenter.

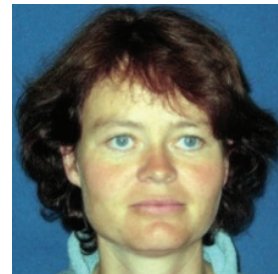
Ansvar i rapporten: Atmosfæreklima og permafrost



Ingjerd Haddeland (Ph.D)

Er forsker ved Seksjon for hydrologisk modellering ved Norges vassdrags- og energidirektorat. Hun har de siste ti årene arbeidet med effekter av klimaendringer i nasjonale og internasjonale prosjekter. Hovedfokus har vært på klimaendringers virkning på vannressurser, både på lokal og global skala.

Ansvar i rapporten: Hydrologi; hydrologisk modellering



Inger Hanssen-Bauer (dr.scient)

Er leder av Norsk Klimaservicesenter, ansatt ved Meteorologisk institutt, og inntil 2015 professor II ved Høgskolen i Telemark. Hun har ledet og deltatt i en rekke prosjekter om klimavariasjoner og virkninger av slike variasjoner. Hun har deltatt i nasjonale og internasjonale klimautredninger, og jobbet aktivt med popularisering av vitenskapelige resultater.

Ansvar i rapporten: Atmosfæreklima og overordnet ansvar



Hege Hisdal (dr.scient.)

Er seksjonssjef ved Seksjon for hydrologisk modellering ved Norges vassdrags- og energidirektorat og er utdannet hydrolog fra Universitetet i Oslo med hovedvekt på flom og tørke. Hun leder for tiden NVEs arbeid i Norsk Klimaservicesenter og NVEs arbeid med klimatilpasning, og deltar i flere nasjonale og internasjonale prosjekter hvor fokuset er effekten av klimaendringer og klimatilpasning.

Ansvar i rapporten: Skred, hydrologi og usikkerhet



Stephanie Mayer [Ph.D]

Er utdannet meteorolog og forsker. Hun er ansatt i Uni Research Klima og tilknyttet Bjerknessenteret i Bergen. Forskningsaktiviteten hennes har fokusert på profilmålingsmetoder i det atmosfæriske grenselaget og dynamisk nedskaleringmetoder for Skandinavia og Europa på regional til lokal skala. Hun leder for tiden Uni Research Klimas arbeid i Norsk Klimaservicesenter.

Ansvar i rapporten: Atmosfæremodellering



Atle Nesje [dr.scient]

Er professor i kvartærgeologi ved Institutt for geovitenskap ved Universitetet i Bergen og tilknyttet Uni Research Klima og Bjerknessenteret for klimaforskning. Han har ledet og deltatt i flere forskningsprosjekter som har gått ut på å rekonstruere klimautvikling og brevariasjoner etter siste istid, med spesiell vekt på «den lille istiden».

Ansvar i rapporten: Paleoklima



Jan Even Øie Nilsen [dr.scient]

Er oseanograf. Han er ansatt som forsker ved Nansen senter for miljø og fjernmåling og tilknyttet Bjerknessenteret i Bergen. Han forsker på klimatiske prosesser i havet, inkludert endringer i havnivå. Han har ledet flere prosjekter om havnivåendringer i Norge og leder samarbeidsprogrammet om havnivå og klimaendringer i European Climate Research Alliance. Nilsen er medforfatter til rapporten som danner det faglige grunnlaget for havnivå i denne rapporten.

Ansvar i rapporten: Havnivå

Foto: Tora Hope/Framtida.no



Stein Sandven

Er direktør ved Nansen Senter for Miljø og Fjernmåling. Han har ledet en rekke nasjonale og internasjonale prosjekter innen marin og polarforskning hvor satelittfjernmåling inngår som en viktig del. Han har arbeidet spesielt med utvikling av metoder for observasjon av sjøis med ulike satelittsensorer. Slike metoder spiller en stadig viktigere rolle i overvåking av sjøisen og hvordan den endrer seg. Han har Prof. II stilling ved UNIS hvor han underviser i satelittfjernmåling.

Ansvar i rapporten: Sjøis



Anne Britt Sandø [dr.scient]

Jobber som forsker på Havforskningsinstituttet på avdeling for Oseanografi og klima og er tilknyttet Bjerknessenteret hvor hun leder forskningsgruppen for Klimavarsling og regionale scenarier. Hun leder og deltar i prosjekter som går ut på å øke forståelsen av klimavariabilitet på mellomårlig til dekadisk tidsskala. Dette er viktig for å kunne varsle klimaendringer og tilhørende effekter på økosystem få år frem i tid.

Ansvar i rapporten: Havmodellering inklusiv havforsuring



Asgeir Sorteberg [dr. scient]

Er professor i meteorologi ved Geofysisk Institutt (GFI), Universitetet i Bergen og tilknyttet Bjerknessenteret for klimaforskning. Han har vært hovedforfatter for FNs klimapanelers spesialrapport på ekstremvær og konsekvenser (SREX: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation), Leder GFIs forskningsgruppe på klimadynamikk og har deltatt i flere forskningsprosjekter knyttet til klimaforandringer i atmosfæren.

Ansvar i rapporten: Atmosfæreklima, atmosfæremodellering og usikkerhet



Bjørn Ådlandsvik [Dr. Philos.]

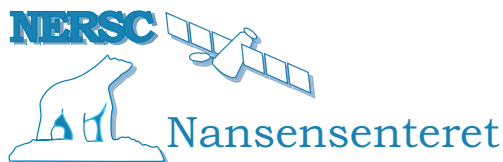
Er forsker ved gruppen for Oseanografi og klima ved Havforskningsinstituttet. Han har tidligere vært leder for denne faggruppen. Han arbeider med regional havmodellering og analyse av oseanografiske data. Hovedfokuset er anvendelser av havmodeller på økologiske problemstillinger. I klimasammenheng har han blant annet arbeidet med marin nedskalering av globale klimamodeller.

Ansvar i rapporten: Havklima



Medforfattere

Navn	Institusjon	Bidrag i rapporten
Liss M. Andreassen	NVE	Isbreer, kap 3.3.3 og 5.3.3
Stein Beldring	NVE	Hydrologi, kap 3.3 og 5.3
Anne Bjune	Uni Research/ Bjerknessenteret	Paleoklima, kap 2.3
Kristian Breili	Statens kartverk	Havnivå, kap 2.3.2, 3.5.3 og 5.6.
Carin Andersson Dahl	Uni Research/ Bjerknessenteret	Paleoklima, kap 2.3
Anita Verpe Dyrørdal	MET	Ekstremnedbør, kap 3.2.2 og 5.2.9
Hilde Haakenstad	MET	Vind, kap 3.2.3 og 5.2.11
Jan Erik Haugen	MET	Vind, kap 3.2.3 og 5.2.11
Hans Olav Hygen	MET	Lufttemperatur, kap 3.2.1
Ketil Isaksen	MET	Permafrost, kap 3.4.1 og 5.4.1
H.R. Langehaug	NERSC	Sjøis, kap 5.5.4
Stein-Erik Lauritzen	UiB/ Bjerknessenteret	Paleoklima, kap 2.3
Deborah Lawrence	NVE	Flom, kap 3.3.5 og 5.3.5
Kjetil Melvold	NVE	Snø, isbreer og is på innsjøer og elver, kap 3.3.2, 3.3.3, 3.3.4, 5.3.2, 5.3.3 og 5.3.4
Abdelkader Mezghani	MET	Empirisk nedskalering, kap 5.1 og 5.2.1
Oda R. Ravndal	Statens kartverk	Havnivå, kap 2.3.2, 3.5.3 og 5.6.
Björg Risebrobakken	Uni Research/ Bjerknessenteret	Paleoklima, kap 2.3
Lars Roald	NVE	Flom, kap 3.3.5
Hilde Sande	Statens kartverk	Havnivå, kap 2.3.2, 3.5.3 og 5.6.
Matthew J. R Simpson	Statens kartverk	Havnivå, kap 2.3.2, 3.5.3 og 5.6.
Øystein Skagseth	HI	Havklima, kap 3.5.1
Thomas Skaugen	NVE	Snø, kap. 3.3.2 og 5.3.2
Morten Skogen	HI	Havforsuring, kap. 5.5.3
Eivind Nagel Støren	UiB/ Bjerknessenteret	Paleoklima, kap 2.3
Ole Einar Tveito	MET	Romlig klimamodellering, kap 3.2
Wai Kwok Wong	NVE	Hydrologi, kap 3.3 og 5.3



Fotografer bildestriper foran hovedkapitlene i rapporten:

Sammendrag og innledning/kapittel 1: Anne Olsen-Ryum, www.hasvikfoto.no

Kapittel 2, 4 og 5: Einar Egeland

Kapittel 3: Arne Trond Hamarsland / NVE

Kapittel 6: Ingve Djuvik