



Klima i Norge

Kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning
oppdatert i 2025

NORSK **KLIMASERVICE**SENTER

NCCSreport

01/2025

Klima i Norge

Kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning
oppdatert i 2025

Redaktører

Dyrddal, A.V., Bakke, S.J., Hanssen-Bauer, I., Mayer, S., Nilsen, I.B., Nilsen, J.E.Ø., Paasche, Ø., Saloranta, T., Årthun, M.

Tittel Klima i Norge – Kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert i 2025	Dato 27.10.2025
ISSN nr. 2704-1018	Rapport nr. 1/2025
Redaktører Dyrddal, A.V., Bakke, S.J., Hanssen-Bauer, I., Mayer, S., Nilsen, I.B., Nilsen, J.E.Ø., Paasche, Ø., Saloranta, T. og Årthun, M.	Classification ☒ Free ☐ Restricted
Oppdragsgiver Miljødirektoratet	Oppdragsgivers referanse 2025/9990
Beskrivelse I kjølvannet av FNs klimapanelers sjette hovedrapport, og nedskalerte europeiske klimaframskrivninger, har Norsk klimaservicesenter fått i oppdrag å oppdatere rapporten Klima i Norge – Kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert i 2025. Dette er den tredje utgaven av "Klima i Norge"-rapporten, som er utarbeidet for å gi et oppdatert vitenskaplig kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning i Norge. Klima i Norge beskriver hvordan klimaendringer påvirker Norge, basert på målinger og klimaframskrivninger. Rapporten omhandler primært nasjonale forhold og definerer klimaendringer som endringer i atmosfære, kryosfære, hydrologi, skred og hav. Både rapport og grunnlagsdata blir tilgjengelig via klimaservicesenter.no.	
Stikkord Klima i Norge, klimaendringer, klimaframskrivninger, temperatur, nedbør, vind, lyn, solressurser, avrenning, fordampning, flom, tørke, snø, is, isbre, permafrost, skred, hav, havklima, havnivå, kystarter, klimavarsling, Svalbard, Antarktis	

Innhold

① Innledning og forord		⑥ Skred	185
Forord	6	6.1 Skred i snø – snøskred	188
1.0 Innledning	8	6.2 Skred i snø – sørpeskred	188
1.1 Bakgrunn og formål	8	6.3 Skred i løsmasser – jordskred og flomskred	190
1.2 Nasjonale framskrivninger	10	6.4 Skred i løsmasser – leirskred og kvikkleireskred	190
1.3 Innhold i rapporten	14	6.5 Skred i fast fjell – steinsprang, steinskred og fjellskred	191
② De lange linjene i klimautviklingen	16	6.6 Elveløpsendringer, skred- og flomprosesser	191
2.1 Klimautviklingen gjennom millioner av år	19	⑦ Hav	192
2.2 Klimautviklingen de siste 2,65 millioner år: To regimer	21	7.1 Storskala sirkulasjon i Atlanterhavet	193
2.3 Klimautviklingen siden siste istid: Holocen	21	7.2 Norskehavet og Barentshavet	196
2.4 Menneskeskapt klima: Antropocen?	23	7.3 Viktige kystvannsarter	207
③ Atmosfæreklima	25	7.4 Havnivåendring, stormflo og bølger	213
3.1 Temperatur	27	⑧ Svalbard og Antarktis	219
3.2 Temperaturbaserte indekser	43	8.1 Introduksjon	221
3.3 Nedbør	57	8.2 Hav og havis	222
3.4 Nedbørbaserte indekser	71	8.3 Atmosfære	223
3.5 Korttidsnedbør	78	8.4 Hydrologi, kryosfære og skred	227
3.6 Lynaktivitet	87	8.5 Antarktis	231
3.7 Vind	92	⑨ Klimavarssling	232
3.8 Solstråling og solenergi	102	⑩ Datasett og modellverktøy	236
3.9 Klimalaster	110	10.1 Om meteorologiske og hydrologiske datasett for historisk klima	237
④ Hydrologi	114	10.2 Modellverktøy – fra globale utslippsscenarioer til effektmodellering	239
4.1 Avrenning og fordampning	119	10.3 Hydrologiske framskrivninger	249
4.2 Flom	133	10.4 Framskrivninger for breer	254
4.3 Tørke	147	10.5 Om usikkerhet i klimaframskrivninger	255
⑤ Kryosfære	157	10.6 Indeksberegninger	256
5.1 Snø	158	Referanser	260
5.2 Bre	166	Appendiks	294
5.3 Is på innsjøer og elver	177	Forfattere og bidragsyttere	343
5.4 Permafrost	179		

Forord

Arbeidet med rapporten Klima i Norge har vært et stort lagarbeid. Over 70 forskere fra elleve institusjoner har bidratt: Meteorologisk institutt (MET), Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE), NORCE, Bjerknessenteret, Universitetet i Bergen (UiB), Norges Geotekniske Institutt (NGI), Kartverket, Havforskningsinstituttet (HI), Norsk institutt for vannforskning (NIVA), Nansensenteret (NERSC) og Norconsult Norge AS. Se fullstendig liste over forfattere og bidragsyttere bakerst i rapporten.

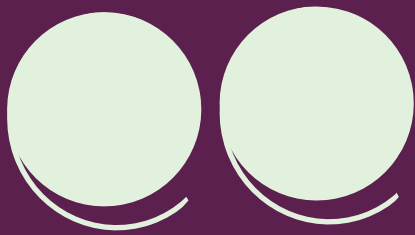
Rapporten er bestilt og delvis finansiert av Miljødirektoratet, men partnerne i Norsk klimaservicesenter har også bidratt med betydelig egeninnsats.

En stor takk til de som har lest og gitt verdifulle innspill til ulike deler av manuskriptet: Kikki Kleiven (Bjerknessenteret), Eirik Førland (tidligere MET), Helge Drange (UiB), Lena Merete Tallaksen (Universitetet i Oslo; UiO), Klaus Vormoor (Universitetet i Potsdam), Jon Ove Methlie Hagen (UiO), Kristoffer Aalstad (UiO), Louise Vick (Universitetet i Tromsø; UiT), Denise Christina Rüther (Høgskulen på Vestlandet; HVL) og Frank Nilsen (Universitets-senteret på Svalbard; UNIS).

Takk rettes også til Miljødirektoratet for gode språklige tilbakemeldinger og til Mai-Linn Finstad Svehagen (MET) som har hatt ansvar for grafisk design og utforming av rapporten. Foto på forsiden: Marie Kristine Dinessen.

Rapporten kan lastes ned fra Norsk klimaservicesenter sin nettportal. Her ligger i tillegg mye informasjon som ikke kom med i selve rapporten, for eksempel klimaframskrivninger for alle tre utslippsscenarioer.

Oslo, oktober 2025



–Norge er ikke tilpasset
framtidens klima.

Menneskeskapte
klimaendringer gjør verden
varmere og endrer været vi
kjenner. Dette har konsekvenser
for mennesker, natur
og samfunn.



Innledning

1.1 Bakgrunn og formål

Klimaet har til alle tider variert av naturlige årsaker, men i løpet av de siste 100–150 år har menneskelig påvirkning vært den viktigste driveren av klimaendringer. FNs klimapanel skriver i sin sjette hovedrapport (AR6; IPCC, 2023) at menneskelig aktivitet siden førindustriell tid har ført til en global oppvarming på omtrent 1,1 °C. Oppvarmingen har vært

størst på høye nordlige breddegrader, spesielt over land. I Norge har vi fått merke temperaturøkningen ved blant annet kortere og mildere vintre og lengre vekstsesong. Videre er det observert mer nedbør, særlig i de kraftige regnskyllene, som igjen påvirker flom- og skredforhold. FNs klimapanel slår fast at ekstremvær som hetebølger og kraftig nedbør blir vanligere. Ettersom den globale oppvarmingen fortsetter, vil vi oppleve

ekstremhendelser utenfor det som tidligere er observert. Dette vil utfordre både infrastruktur og natur, men også varslingen av slike hendelser blir mer krevende.

Denne rapporten er tredje utgave av "Klima i Norge"-rapporten (heretter "KiN-2025"). Den første "Klima i Norge 2100"-rapporten (Hanssen- Bauer mfl., 2009) ble skrevet som underlags-materiale for NOU 2010:10 "Tilpassing til eit klima i endring" (NOU, 2010:10). Rapporten ga et felles klimavitenskapelig grunnlag for de vurderingene av samfunnets sårbarhet og tilpasningsbehov som ble presentert i NOUen. Den ble oppdatert i 2015 (Hanssen-Bauer mfl., 2015; heretter "KiN-2015") med ny kunnskap om historisk klimautvikling og med klimaframskrivninger både på global og regional skala fra blant annet FNs klimapanel's femte hovedrapport (AR5; IPCC, 2014).

I forrige stortingsmelding om klimatilpasning (Meld. St. 33 (2012–2013)) legges det opp til at kunnskapsgrunnlaget for Norge skal oppdateres i tilknytning til hovedrapportene fra FNs klimapanel, dersom vesentlig ny kunnskap foreligger. I forbindelse med at AR6 ble lansert i 2021–2023, har Miljødirektoratet, med sin koordineringsrolle innen klimatilpasning i Norge, bestilt en oppdatert rapport. Vi har gitt rapporten undertittel "kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert i 2025". Enkelte deler av KiN-2025 er basert på de tidligere utgavene eller fra bakgrunnsrapporter. Likelydende formuleringer kan derfor forekomme i de tre utgavene uten kildehenvisning.

KiN-2025 beskriver hvordan klimaendringene rammer Norge, basert på målinger og klimaframskrivninger. Rapporten presenterer oppdaterte analyser av observert klimautvikling, samt resultater fra moderne atmosfæriske- og hydrologiske modeller og statistiske metoder for å fremstille framtidig klimautvikling i Norge. Kunnskapen som presenteres i rapporten danner grunnlaget for klimatilpasning i Norge, ved å beskrive

de klimaendringene, eller klimafarene, samfunnet bør tilpasse seg. Rapporten beskriver derimot ikke hvordan klimaendringer i andre land kan gi konsekvenser for Norge, for eksempel ved endrede betingelser for matproduksjon i andre deler av verden. I denne rapporten definerer vi klimaendringer som endringer i atmosfære, kryosfære (is og snø), hydrologi, skred og hav. Merk at begrepet "klimaendringer" ikke trenger å innebære endringer overalt – og heller ikke at hvert enkelt år er forskjellig fra foregående år, men at statistikken, både gjennomsnitt og ekstremhendelser, endrer seg på sikt.

Hvor stor den menneskeskapte globale oppvarmingen vil bli fram mot 2100 og videre, bestemmes av følsomheten i klimasystemet, men også av hvor mye vi klarer å redusere våre klimagassutslipp. Selv om vi kutter alle utslipp i dag, vil det som allerede er sluppet ut til atmosfæren bidra til at den globale temperaturen fortsetter å stige i lang tid framover. Det skyldes treghet blant annet i oppvarming av hav, breer og permafrost. Det viktigste tiltaket for å redusere graden av klimaendringer er utslippskutt. Men selv med kraftige utslippskutt vil historiske og framtidige klimagassutslipp føre til klimaendringer. For å redusere risikoen forbundet med klimaendringene, er det behov for klimatilpasning.

I stortingsmeldingen "Klima i endring – sammen for et klimarobust samfunn" (Meld. St. 26 (2022–2023)) beskrives klimatilpasning som å "forstå konsekvensene av at klimaet endrer seg, og iverksette tiltak for å, på den ene siden, hindre eller redusere skade, og på den andre siden utnytte mulighetene som endringene kan innebære". Klimatilpasning handler om å unngå areal- og samfunnsutvikling som øker risikoen, og å forebygge tap og skade gjennom tiltak som reduserer risikoen. Langsiktig planlegging og dimensjonering for framtidens vær lønner seg. Samfunnet har mye å spare på klimatilpasning, da kostnadene ved gjenoppbygging etter skade kan være mye høyere enn investeringen i forebyggende tiltak (Pedersen mfl., 2022). Til slutt handler

klimatilpasning om å forberede samfunnet på ekstreme hendelser, gjennom god varslings og beredskap, og dermed begrense skadeomfanget når en slik hendelse inntreffer.

KiN-2025 vil danne grunnlaget for oppdaterte regionale klimaprofiler, som anbefales som kunnskapsgrunnlag i lokal klimatilpasning. Rapporten fokuserer på forventede endringer nasjonalt og i klimatologisk definerte regioner, mens de fylkesvise klimaprofilene vil ta utgangspunkt i administrative grenser og presentere forventede endringer i de respektive fylkene. Oppdaterte klimapåslag for kraftig nedbør og flom basert på kunnskapsgrunnlaget i rapporten vil også komme i en senere oppdatering av klimaprofilene.

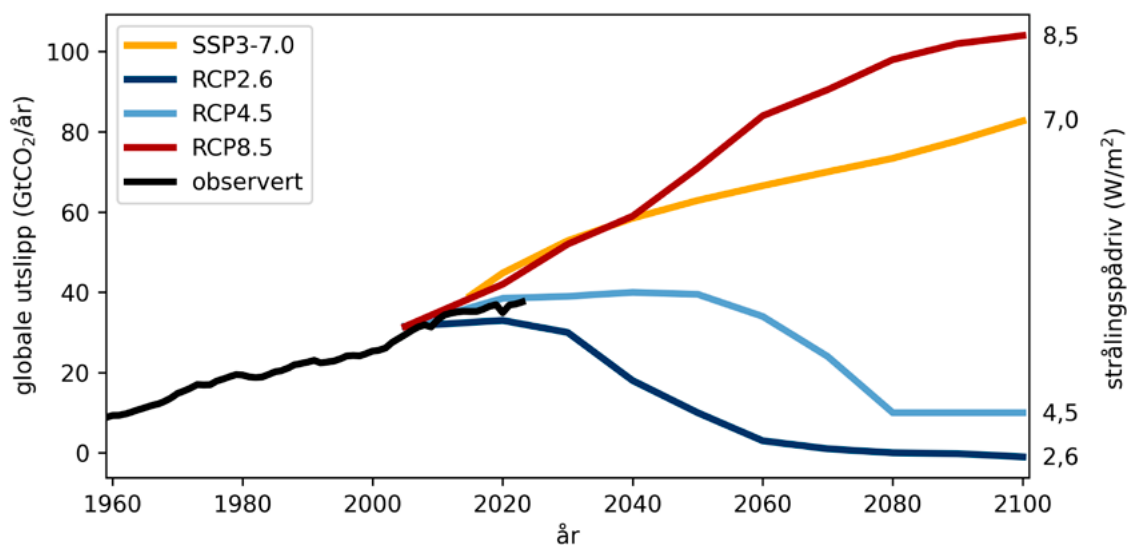
1.2 Nasjonale framskrivninger

Sammen med FNs klimapanel sine rapporter er globale framskrivninger gjort tilgjengelig gjennom prosjektet Coupled Model Intercomparison Project ("CMIP"). Disse datasettene gir det beste kunnskapsgrunnlaget vi har for klimaendringer på global skala, men regionale og lokale endringer er ikke tilstrekkelig representert. De globale klimaframskrivninger fra CMIP har i etterkant blitt nedskalert over Europa gjennom initiativet EURO-CORDEX (Jacob mfl., 2014). De regionale framskrivningene over Europa er likevel ikke tilrettelagt for lokal klimatilpasning i Norge – et land med store forskjeller mellom kyst og innland og mellom fjell og daler, der mange områder både er flom- og skredutsatt. For at norsk forvaltning og næringsliv skal kunne møte et klima i endring, lager Norsk klimaservice-senter nasjonale klima- og hydrologiske framskrivninger som bedre beskriver lokale effekter av global oppvarming. Det er primært disse nasjonale framskrivningene som analyseres og presenteres i denne rapporten.

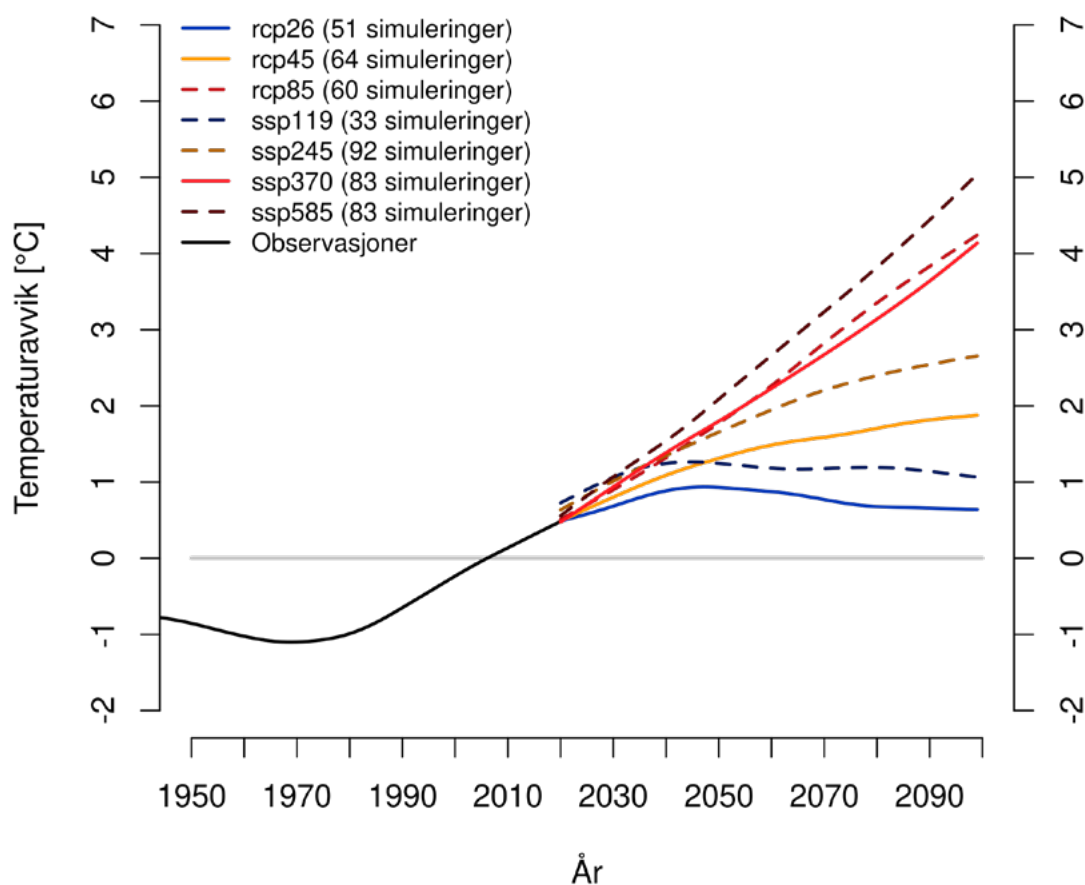
Gitt usikkerheten i framtidige klimagassutslipp presenterer vi i denne rapporten resultater for tre ulike utslippsscenarioer; et lavt, et middels og et høyt (kapittel 10.2.1). For å kunne levere et

robust kunnskapsgrunnlag for alle tre utslippsscenarioer, er det benyttet data fra både CMIP5 og CMIP6. Det vil si de globale framskrivningene som ble produsert i forbindelse med FNs klimapanel sin femte hovedrapport (AR5; IPCC, 2014) og sjette hovedrapport (AR6; IPCC, 2023). Begrunnelsen for å kombinere CMIP5 og CMIP6 er hovedsakelig at EURO-CORDEX initiativet prioriterer nedskalering av utslippsscenarioet SSP3-7.0; et av de høye scenarioene fra CMIP6/AR6 (kapittel 10.2.1 for beskrivelse av utslippsscenarioer), og det regionale datagrunnlaget for andre scenarioer brukt i CMIP6 er fortsatt svært tynt. Det regionale datagrunnlaget basert på CMIP5 er derimot omfattende, hvilket muliggjorde et balansert utvalg av simuleringer for å representere utfallsrommet av klimaendringer i Norge på en god måte. I tillegg har det de siste årene skjedd stor utvikling i nedskalering og det er kommet ny forskning basert på CMIP5, som også ble benyttet for å beskrive regionalt klima i AR6.

I Meld. St. 26 (2022–2023) ble føre-var-prinsippet for klimatilpasning videreført. Dette innebærer at høye alternativer fra de nasjonale klimaframskrivningene skal legges til grunn når hensynet til et klima i endring vurderes (balansert mot andre viktige samfunnshensyn). KiN-2025 framhever derfor det høye utslippsscenarioet SSP3-7.0 ved slutten av århundret. SSP3-7.0 ble i samråd med Miljødirektoratet, DSB og CICERO valgt som det nye føre-var-scenarioet for Norge. Bakgrunnen for valget er dels at det høyeste scenarioet fra forrige rapport (RCP8.5) har blitt kritisert for å være urealistisk høyt (f.eks. Hausfather og Peters, 2020), og dels at SSP3-7.0 er prioritert for regional nedskalering i EURO-CORDEX. SSP3-7.0 scenarioet viser en jevn økning i utslipp av drivhusgasser fram mot slutten av århundret. I tillegg til SSP3-7.0 har vi valgt å ta i bruk framskrivninger fra CMIP5/AR5 for lavt og middels utslippsscenario, henholdsvis RCP2.6 og RCP4.5. Sammenligning av utslipp under de tre utvalgte scenarioene, i tillegg til



Figur 1.2.1 Tidsserier av globale karbondioksid (CO₂) utslipp til atmosfæren. Data: observasjoner (Friedlingstein mfl., 2024) og framtidige utslippsscenarioer; RCPer (Meinshausen mfl., 2011) og SSPer (Riahi mfl., 2017).



Figur 1.2.2 Observert (sort linje) og framtidig temperaturavvik i Norge i forhold til perioden 1991–2020. Grafikk: Kajsia Parding, Meteorologisk institutt.

forrige føre-var scenario RCP8.5, er fremstilt i figur 1.2.1. Framskrivninger for de tre utslipps-scenarioene vil bli gjort tilgjengelig som datasett. Av plasshensyn framhever rapporten det høye scenarioet og endringer til slutten av århundret. Lavt og middels scenario vises kun for hovedvariablene (temperatur, nedbør og avrenning). Enkelte kapitler beskriver, av ulike grunner, resultater basert på andre utslipps-scenarioer (oversikt i kapittel 10.2.1).

De nasjonale framskrivningene danner grunnlag for å beregne endringer i ulike klima-indeks; det vil si indikatorer eller statistiske mål som beskriver vårt klima, utledet fra en eller flere klimavariabler. Her utvider vi begrepet klima til å inkludere hydrologi, havnivå og naturfare. Noen indekser er ikke kvantifiserbare av ulike årsaker og er dermed ikke statistiske mål, men de omtales likevel som klimaindeks. En liste over klimaindeks som er omtalt i rapporten presenteres i tabell A.1.1–A.1.4 i appendiks. Gjennom forskning og bruker-kontakt over flere år er det avdekket sektor-spesifikke behov som har ledet til nye klima-indeks, blant annet for hetebølge, dager med kraftig nedbør, toppturskidager og tørkevarighet. Brukerbehov er balansert mot faglige vurderinger, praktisk gjennomførbarhet og tilgjengelighet av data for å definere indeksene. Les mer om brukerbehov avdekket i ulike prosjekter i Hanssen-Bauer mfl. (2017) og Nilsen mfl. (2022a,b). Noen klimaindeks prioriteres i denne rapporten, andre gjøres tilgjengelig gjennom klimaservicesenter.no.

Det mangler fortsatt kunnskap om effekten av klimaendringer på indekser som etterspørres innen flere fagområder. For eksempel er kombinasjonen av ulike værrelaterte hendelser, såkalte sammenfallende hendelser, ikke omtalt i denne rapporten, men det er et tema det er stor interesse for. Sammenfallende hendelser oppstår når ulike vær- og klimarelaterte prosesser, som i seg selv ikke trenger å være ekstreme, kombineres, og fører til en ekstrem hendelse. Sammenlignet med isolerte hendelser, kan sammenfallende hendelser føre til høyere

økonomiske tap og tap av flere menneskeliv (Zscheischler mfl., 2020). Eksempler kan være sterk vind og tørke som fører til økt brannfare, store nedbørmengder på jordsmonn som allerede er metta med vann kan forsterke faren for flom, eller stormflo som sammenfaller med store nedbørmengder i en kystby. Siden 1950-tallet har menneskelig påvirkning på klimaet sannsynligvis økt sjansen for sammenfallende ekstremhendelser (IPCC, 2021a). Hvis den globale oppvarmingen øker, vil noen sammenfallende ekstreme hendelser med lav sannsynlighet i tidligere og nåværende klima bli hyppigere, og det vil være større sannsynlighet for at hendelser med økt intensitet, varighet og/eller romlig utstrekning vil forekomme (IPCC, 2021a).

Basert på de nasjonale framskrivningene, beregnes det i denne rapporten framtidige endringer for midten (2041–2070) og slutten (2071–2100) av århundret, sammenlignet med en oppdatert referanseperiode (1991–2020). Det innebærer at endringene representerer en kortere periode (50 og 80 år) sammenlignet med forrige rapport, som presenterte endringer fra perioden 1971–2000 til 2031–2060 og 2071–2100 (60 og 100 år). Den nye referanseperioden 1991–2020 er i framskrivningene i gjennomsnitt 0,9 °C varmere sammenlignet med 1971–2000. Ulike utslippsscenarioer, modellutvalg og perioder betyr at resultatene i denne og forrige rapport ikke kan sammenlignes direkte (appendiks A.9). Disse forskjellene er viktig å merke seg når man planlegger langt fram i tid. Planlegging og dimensjonering utover år 2100 bør vurdere å legge videre endring til grunn.

Beskrivelse av klima og klimautviklingen, både tilbake i tid og spesielt for framtiden, er forbundet med ulike typer og grader av usikkerhet. Selv om målinger er det mest presise vi har, kan de også ha unøyaktigheter og feil, og de representerer kun tilstanden på et gitt tidspunkt og et gitt sted.

Modellbaserte verktøy kan gi kontinuerlig

informasjon i tid og rom, men representerer et gjennomsnitt over en gridrute (faktaboks 10.1.1). Mange av resultatene i denne rapporten vises på et landsdekkende grid med gridruter på 1 x 1 km². Én gridrute har én verdi, og variasjoner innenfor dette arealet tas ikke hensyn til. Områder med stor lokal variasjon i topografi blir altså forenklet til et gjennomsnitt. Det betyr også at virkningene av for eksempel lokalt byggevær glettes ut, og at variasjoner for eksempel i snø innenfor disse rutene ikke

fanges opp. Er man avhengig av mer detaljerte data enn de som presenteres her, kreves det tilleggsanalyser.

Opphavet til usikkerhet i klimaframskrivninger stammer i hovedsak fra fem kilder som består av framtidige menneskeskapt klimagassutslipp, naturlige klimavariasjoner, ufullstendig kunnskap om fysiske prosesser og formulering av disse i klimamodellene, nedskaleringsmetoder og videre modellering av effekter.

30-årsperioder som brukes i denne rapporten

Normalperioder er 30-årsperioder definert av verdens meteorologiorganisasjon (WMO) for å gi en [felles standard for klimabeskrivelser](#). De er nyttige, både i beskrivelser av klimautvikling over tid, for sammenligning av klimaet på forskjellige steder, og i beskrivelser av dagens klima på et sted, slik at for eksempel infrastruktur kan tilpasses det typiske været der den bygges. Klimanormaler ble opprinnelig beregnet hvert 30. år, og felles normalperioder hittil er: 1901–1930, 1931–1960, 1961–1990 og 1991–2020. De raske klimaendringene fra cirka 1990 har ført til at mange land nå beregner klimanormaler hvert 10. år. Gjeldende normalperiode er 1991–2020, og den brukes her til å beskrive dagens klima.

Referanseperioder er perioder som benyttes som grunnlag for å beregne framtidige klimaendringer. For analyser i denne rapporten er referanseperioden lik nåværende normalperiode, 1991–2020. Framtidige endringer, enten de beskrives som absoluttverdier eller i prosent, sammenlignes med denne perioden dersom ikke annet eksplisitt er skrevet. I referert litteratur kan andre perioder opptre. For eksempel var referanseperioden 1971–2000 i forrige utgave "Klima i Norge 2100" (Hanssen-Bauer mfl., 2015). Det må tas hensyn til når man sammenligner resultater fra forrige rapport med resultatene som framkommer her.

Framtidsperioder er perioder som er brukt til å beskrive framtidsklima. I denne rapporten er det 2041–2070 og 2071–2100. I forrige utgave av rapporten (Hanssen-Bauer mfl., 2015) var det 2031–2060 og 2071–2100.

Faste sesonger som brukes i denne rapporten

Vi bruker her faste tremåneders sesonger (årstider) for å beskrive klimautviklingen på forskjellige tider av året. Definisjonene er:

Vinter: desember–januar–februar (DJF)

Vår: mars–april–mai (MAM)

Sommer: juni–juli–august (JJA)

Høst: september–oktober–november (SON)

De faste sesongene må ikke forveksles med de klimatologisk definerte sesongene, som defineres ut fra døgnmiddeltemperaturen (TAM), slik at vinteren er perioden med TAM under 0 °C, og sommeren er perioden med TAM over 10 °C. Lengden på de klimatologiske sesongene endrer seg med klimaendringer.

For de faste sesongene gir det ikke mening å snakke om endringer i sesongenes lengde, da disse er faste. På den annen side gir de faste sesongene et godt grunnlag for å sammenligne tidsutviklingen av ulike klimaindeksler til forskjellige årstider og på forskjellige steder.

Faktaboks 1.2 Faste sesonger som brukes i denne rapporten.

Spredning mellom simuleringene under samme utslippsscenario reflekterer de ulike klimamodellenes måter å representere klimaet på og er et mål på modellusikkerhet. Usikkerheten i modellverktøy og framskrivninger beskrives mer detaljert i kapittel 10.5.

1.3 Innhold i rapporten

I likhet med forrige rapport inneholder denne rapporten informasjon om både atmosfære,

hydrologi, kryosfære og hav, samt naturfare som flom og skred. I tillegg er det et eget kapittel om klimaendringer på Svalbard og et kapittel om klimavarsling, også kalt dekadearsling. Kapittel 10 inneholder tekniske og detaljerte beskrivelser om datasett og modellverktøy som er benyttet i rapporten. KiN-2025 er tematisk inndelt. Kapittel 3 til 8 tar for seg både historisk (observasjonsbasert) utvikling og forventede endringer fram mot 2100.

Kapitteloversikt

Kapittel 2 omtaler de lange linjene i global klimautvikling gjennom en beskrivelse av storskala klimavariasjoner over tusener til millioner av år, og setter beskrivelsene i rapporten for øvrig inn i en større klimatisk sammenheng.

Kapittel 3 tar for seg historiske og framtidige endringer i atmosfæriske variabler, inkludert temperatur, nedbør, vind, lynaktivitet, solstråling og klimalaster.

Kapittel 4 tar for seg historiske og framtidige endringer i hydrologiske variabler, inkludert avrenning, flom og tørke.

Kapittel 5 beskriver historiske og framtidige endringer i kryosfæren, inkludert snø, is, permafrost og bre.

Kapittel 6 beskriver historiske og framtidige endringer i skred, inkludert snøskred, jordskred, kvikkleireskred, steinskred og fjellskred.

Kapittel 7 tar for seg endringer i havklima, havets økosystemer og havnivå. Her oppsummeres hovedfunn omkring påvirkning av klimaendringer på havsirkulasjonen i våre områder, påvirkning på økosystemer og spesielt viktige kystvannsarter, samt havnivå og stormflo.

Kapittel 8 beskriver de viktigste historiske og framtidige klimaendringene på Svalbard. Dette er en oppsummering av rapporten Climate in Svalbard 2100 (Hanssen-Bauer mfl., 2019), supplert med nyeste kunnskap.

Kapittel 9 oppsummerer kunnskap om klimavarssling i Norge, det vil si varssling av klimautviklingen på kort skala (10-20 år).

Kapittel 10 beskriver datasett og modellverktøy som er benyttet i denne rapporten.

Appendiks inneholder detaljerte tabeller og en liste over klimaindekser som er omtalt i denne rapporten, samt viktige områder som av ulike grunner ikke er omtalt.



De lange linjene i klimautviklingen

Øyvind Paasche og Inger Hanssen-Bauer

Liss Marie Andreassen, Jostein Bakke, Sigrid Jørgensen Bakke, Anita Verpe Dyrørdal, Ketil Isaksen og Julia Lutz (i alfabetisk rekkefølge)

Kort oppsummert

Klimaet på jorda har alltid variert naturlig, men endringene de siste 100 til 150 år kan ikke forklares uten å ta med menneskeskapte utslipp av drivhusgasser og partikler.

Fra 1970 til 2020 økte temperaturen sannsynligvis raskere enn i noen annen 50-årsperiode de siste 2000 årene, hovedsakelig på grunn av menneskelig aktivitet.

For 50 millioner år siden var CO₂-nivået i atmosfæren 3–6 ganger høyere enn førindustrielt nivå grunnet geologiske prosesser, og temperaturen kan ha vært opp til 14 °C høyere. Det var lenge før menneskenes tid på jorda.

Selv om CO₂ konsentrasjonen har vært mye høyere tidligere i jordas historie, har økningen fra førindustriell tid til i dag trolig vært den raskeste på 66 millioner år.

For rundt 125 000 år siden, i den varmeste delen av forrige mellomistid, var havnivået i gjennomsnitt mellom 1 og 5 meter høyere enn i dag. Mange områder som i dag er tett befolket lå da under vann, og Skandinavia var antagelig en øy.

Det globale klimaet bestemmes av hvor mye energi jorda mottar fra sola, hvordan denne energien reflekteres og stråles ut igjen, og hvordan den absorberte energien fordeles mellom jordens fire ulike sfærer: litosfæren (jordskorpen og øvre mantel), atmosfæren (luft, inkludert gasser og partikler), hydrosfæren (saltvann, ferskvann og is) og biosfæren (planter og dyr). Hver av disse fire sfærene lagrer energi i ulikt monn, og viderefordeler energi med ulik hastighet. Områdene nær ekvator mottar mye mer solenergi enn polare strøk. Forskjellen i energimottak kompenseres i noen grad ved at hav og atmosfære transporterer energi fra ekvator mot polene. Selv om atmosfæren ikke er like effektiv som hydrosfæren til å holde på energi, er den raskere til å transportere energi videre. Atmosfærens sammensetning av gasser og partikler er dessuten av betydning for utvekslingen av energi mellom kloden og

verdensrommet. Drivhuseffekten (Mamen og Benestad, 2023a) er prosessen der noen gasser ("drivhusgasser") absorberer varmeutstråling fra jorda og fører til oppvarming av nedre del av atmosfæren. Partikler kan derimot hemme både solinnstråling og varmeutstråling, særlig ved å påvirke skydannelse. Atmosfærens sammensetningen påvirkes av både litosfæren (bl.a. ved vulkanisme og erosjon) og biosfæren (bl.a. ved ånding og fotosyntese). I tillegg til disse naturlige prosessene påvirker mennesker atmosfæren med våre utslipp av drivhusgasser og partikler, og dessuten ved naturinngrep som avskoging.

Summen av de faktorene som fører til endringer i energiomsetningen i jord-atmosfæresystemet, og som derfor kan føre til klimaendringer, refererer vi til som klimapådriv. De kan deles inn i ytre og indre pådriv. Ytre pådriv er endringer som fører til en

ubalanse i klodens energibudsjett, som endringer i solinnstrålingen eller i atmosfærens sammensetning. Indre pådriv er endringer internt i systemet, for eksempel i strømmene i hav og atmosfære, eller i energiutvekslingen mellom de fire sfærene.

Instrumentelle målinger viser at global middeltemperatur fra førindustriell tid (1850–1900) fram til perioden 2011–2020 økte med 1,1 °C, og at oppvarmingen i stor grad kan forklares som konsekvens av menneskeskapte utslipp av drivhusgasser og partikler (IPCC, 2023). I de kommende kapitlene vil vi fokusere på hvordan klimautviklingen i Norge har vært i perioden med direkte målinger, og hvordan vi beregner at videre utvikling vil bli. I dette kapitlet setter vi klimautviklingen i tiden med målinger inn i et lengre tidsperspektiv. Paleoklimatologi er studier av klimautviklingen i tiden før vi hadde instrumentelle målinger. Slike studier baseres i stor grad på såkalte proxydata (se faktaboks 2.0.1), og de er

viktige, ikke bare for å sammenligne de klimaendringene vi ser i dag med tidligere variasjoner, men også for øke vår forståelse av hvordan klimasystemet fungerer. Samspillet mellom de fire sfærene er alltid i endring, og ved siden av endringene i solstråling og varmestraling bidrar de til å bestemme hvordan klimasystemet varierer på både kort og lang sikt.

I de senere årene har det vært betydelig fremgang innenfor paleoklimatiske studier. Utvikling av nye metoder og bruk av ny teknologi har muliggjort mer presise rekonstruksjoner av fortidens klima og miljø, både i tid og rom. Forskingen har dessuten hatt stor nytte av økende regnekraft og framskritt innen maskinlæring. Dette har muliggjort nye typer modeller og mer omfattende klima-rekonstruksjoner. Resultatet er en mer helhetlig forståelse av klimasystemet og dets drivere.

Proxydata

For å si noe om klimaet i perioden før vi hadde instrumentelle målinger, brukes det alternative informasjonskilder. Det kan være ulike "naturlige arkiv" som iskjerner, sedimenter lagret på havbunnen eller i innsjøer, dryppsteiner, koraller, skjell, lav eller treringer, eller skriftlige kilder, som historiske nedtegnelser. Fra naturlige arkiv kan det hentes data som reflekterer endringer i klima indikert ved ulike parametre som for eksempel luft- og havtemperatur eller nedbør. Denne formen for data blir ofte referert til som proxydata (proxy betyr «stedfortreder»), men ikke alle data fra slike arkiv er proxy. Enkelte data er direkte observasjoner, som for eksempel luftbobler i iskjerner som inneholder en uendret konsentrasjon av datidens atmosfæriske sammensetning av drivhusgasser som CO₂ og CH₄.

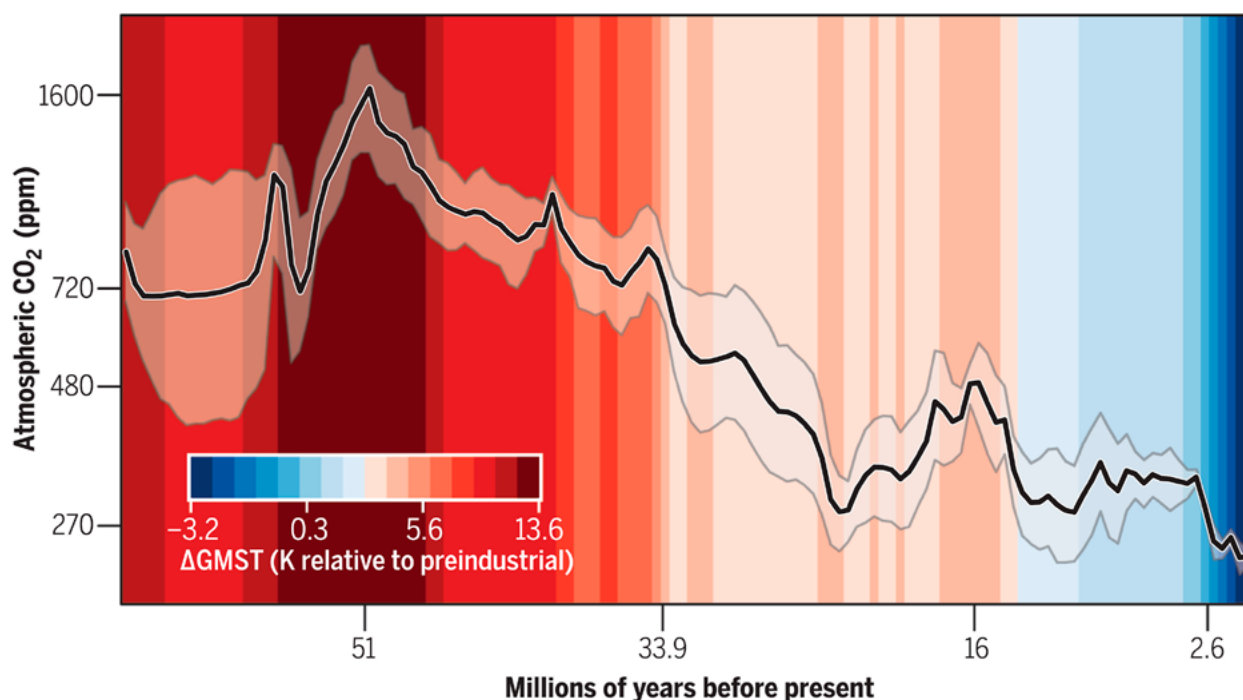
Ved å etablere sammenhenger mellom proxydata, direkte observasjoner og klimasimuleringer i perioder hvor vi har instrumentelle målinger, kan vi bruke disse sammenhengene til å rekonstruere og forstå klimautviklingen i tidligere tider.

Vi starter kapitlet med å se på klimautviklingen over millioner av år, og beveger oss framover mot vår egen tid. Proxydataene, som i starten har grov tidsoppløsning, blir gradvis bedre inntil det for de siste tusener av år er mulig å diskutere variasjoner på år til tiårs tidsskala.

2.1 Klimautviklingen gjennom millioner av år

Forskjellige typer proxydata (faktaboks 2.0.1) viser at det har vært store klimavariasjoner gjennom jordens historie før menneskenes tid på jorda. Det er funnet spor etter tropiske skoger på høye breddegrader, og spor etter

istider i Sahara (Müller, 2022). Vi vet også at klimaet har spilt en viktig rolle i flere store masseutryddelser av dyrearter (Hessen, 2020). Klimavariasjonene på de lange tidsskalaene kan i stor grad knyttes til geologiske prosesser, som påvirker både atmosfærens sammensetning og fordelingen av land og hav på kloden. For eksempel var temperaturen betydelig høyere enn i dag over hele jordkloden i eocen, en epoke som varte omtrent fra 56 til 34 millioner år siden. En sammenstilling av nyere forskning (Hönisch mfl., 2023) viser at innholdet i atmosfæren av drivhusgassen CO₂ var tre til seks ganger høyere under eocen enn de 270 ppm som anses som førindustrielt nivå (figur 2.1.1).



Figur 2.1.1 CO₂-serie (i ppm) med 95 % usikkerhetsintervall og globalt midlet overflatetemperatur (avvik i °C fra middelverdien for 1850-1900; ΔGMST) de siste 66 millioner år, basert på paleodata. Figuren er hentet fra Hönisch mfl. (2023). For detaljer: se originalartikkelen.

Det høye CO₂-innholdet skyldtes geologiske prosesser, og de aller høyeste verdiene var trolig en konsekvens av vulkanisme i et område med høyt karboninnhold i litosfæren (Svensen mfl.,

2004; Gutjahr mfl., 2017). Det medførte en betydelig drivhuseffekt (Mamen og Benestad, 2023a), som kombinert med en rekke forsterkende tilbakekoblinger (faktaboks 2.1.1),

resulterte i et svært varmt klima.

Siden eocen har det globale klimaet gradvis blitt kaldere. Generelt vil et varmt og fuktig klima påskynde erosjonsprosesser som binder CO₂ fra atmosfæren, og derved reduserer drivhuseffekten (Müller, 2022). Platetektonikken har dessuten ført til at kontinentene, som under eocen lå langt tettere sammen enn de gjør i dag, har fjernet seg fra hverandre. Antarktis har blitt mer isolert, og Nord- og Sør-Amerika har fjernet seg fra Eurasia og Afrika. Vulkanaktiviteten har følgelig blitt forflyttet til områder med mindre karbonrike mineraler. Samtidig har Gibraltarstredet åpnet seg, noe

som tillater utveksling av vannmasser mellom Atlanterhavet og Middelhavet. Drakestredet mellom den Antarktiske halvøya og sørspissen av Sør-Amerika, har blitt dypere, mens Panamastredet har blitt lukket, og dermed stengt for utveksling av vannmasser mellom Stillehavet og Atlanterhavet. Over de siste 50 millioner år har disse endringene ført oss fra en klode uten særlig is til en klode med store isdekker. Det første store spranget skjedde for 35 millioner år siden, da breer og etter hvert større iskapper etablerte seg på det Antarktiske kontinentet, som gradvis ble mer isolert og omgitt av den sirkumpolare havstrømmen.

Tilbakekoblinger i klimasystemet

Tilbakekoblinger i klimasystemet innebærer at en endring i systemet utløser andre endringer, som virker enten forsterkende eller dempende på den opprinnelige endringen. Dersom den opprinnelige endringen forsterkes, kaller vi det en **forsterkende tilbakekobling**.

Et eksempel på dette er den såkalte "albedo-tilbakekoblingen": økt temperatur fører til at snø og is smelter, og at lyse overflater erstattes av mørkere land- og havoverflater som tar opp mer solenergi, som igjen fører til ytterligere oppvarming. Redusert temperatur fører derimot til større snø- og isflater, som fører til mindre absorpsjon av solstråling og derfor ytterligere avkjøling. I begge tilfeller blir den opprinnelige endringen forsterket. Et annet eksempel på positiv tilbakekobling er at høyere temperatur kan føre til tining av permafrost, noe som resulterer i utslipp av CO₂ og metan, sistnevnte er en kraftig drivhusgass. Økt CO₂- og metankonsentrasjon i atmosfæren fører derfor til mer oppvarming.

Dersom den opprinnelige endringen dempes, kaller vi det en **dempende tilbakekobling**. Et eksempel på dette er at økende temperatur fører til mer utstråling av varme fra jorda. Det demper temperaturøkningen.

Den neste store endringen skjedde for omtrent 2,65 millioner år siden. Da begynte breer og iskapper på den nordlige halvkule å danne seg og forsvinne igjen på en systematisk måte. Denne geologiske perioden kalles kvartær. Det moderne mennesket oppstod i denne perioden, og det er den perioden vi fortsatt befinner oss i. I neste underkapittel ser vi nærmere på kvartærperioden.

2.2 Klimautviklingen de siste 2,65 millioner år: To regimer

Kvartær er en istidsperiode (Mangerud, 2023) der klimaet i all hovedsak har pendlet mellom to regimer eller tilstander: istid og mellomistid (Mammen og Benestad, 2023b). Det har vært omtrent 40 slike pendlinger i kvartær, med varierende frekvens. Det er nå enighet om at disse pendlingene skyldes variasjoner i tre mekanismer knyttet til jordens stilling og bane i forhold til solen (SNL, 2005-2007), og at variasjonene i frekvens skyldes den kombinerte virkningen av disse mekanismene, som har forskjellige perioder. Mekanismene fører kun til små variasjoner i total årlig solinnstråling til jorda. Sesongmessige og geografiske variasjoner, forsterket av flere tilbakekoblinger (faktaboks 2.1.1) har likevel resultert i store klimavariasjoner. I tillegg til tilbakekoblingen som skyldes endringer i arealet dekket av snø og is, finnes det flere forsterkende tilbakekoblinger som skyldes endringer i atmosfærens konsentrasjon av drivhusgasser. For eksempel kan kaldt hav holde på mer CO₂ enn varmt hav. Atmosfærens konsentrasjon av CO₂ har derfor variert fra så lavt som 180 ppm i istider og opptil 300 ppm i enkelte mellomistider.

Tilbakekoblingene har ført til at såkalte vippepunkter har blitt passert (faktaboks 2.2.1), slik at en ny klimatilstand eller regime har kunnet vedvare i tusener av år. Det globale klimaet har derfor vekslet mellom istider, der iskapper har dekket store deler av kontinenter

og grunne havområder på nordhalvkulen, og mellomistider, der iskappene har vært begrenset til Antarktis og mindre områder i Arktis. I istidene har mye vann vært bundet opp i de store iskappene, og under siste istids maksimum for omtrent 20 000 år siden var havnivået derfor rundt 125 til 130 m lavere enn dagens nivå (Yokoyama mfl., 2018). I den varmeste perioden i forrige mellomistid, men, for rundt 125 000 år siden, var derimot mye av iskapen på Grønland nedsmeltet, og havnivået var et sted mellom 1,2 og 5 m høyere enn dagens nivå (Dyer mfl., 2021; Dumitru mfl., 2023.). Mange områder som i dag er tett befolket lå da under vann, og Skandinavia var antagelig en øy (Miettinen mfl., 2014). Vi lever nå i en mellomistid som kalles holocen, og som startet for 11.700 år siden. Holocen er definert som en geologisk epoke i kvartærperioden, og i neste underkapittel skal vi se nærmere på den.

2.3 Klimautviklingen siden siste istid: Holocen

En kombinasjon av globale klimamodeller (se [kapittel 10.2.2](#)) og forskjellige typer proxydata viser simulert temperaturutvikling på kloden gjennom de siste 24 000 årene (figur 2.3.1; fra Osman mfl., 2021). Figurens nedre del viser pendlingen i global middeltemperatur ut fra den siste istidens maksimum for rundt 20 000 år siden, gjennom overgangsfasen (deglasiasjonen), og videre utvikling i holocen fram til år 2019.

Etter en global oppvarming på rundt 7 °C over 7000 år i overgangsfasen, har klimavariasjonene på global skala ifølge denne studien vært relativt små, fram til for drøyt 100 år siden. Det er nettopp i holocen-perioden med relativt små globale klimavariasjoner at jordbruk og dyrehold har blitt utviklet og mange sivilisasjoner har blitt grunnlagt (se f.eks. Harari, 2016).

Vippepunkter i klimasystemet

Et vippepunkt i et system er en tilstand der en liten endring kan føre til en overgang fra én stabil tilstand til en annen, der systemet ikke uten videre vil gå tilbake til den opprinnelige tilstanden selv om den lille endringen reverseres. I klimasystemet er flere vippepunkter knyttet til temperaturskjerper. Det betyr at dersom temperaturen krysser en terskelverdi, vil endringen føre til konsekvenser som ikke reverseres selv om temperaturen skulle gå tilbake til sitt opprinnelige nivå. Vippepunkter blir ofte drevet av positive tilbakekoblinger (faktaboks 2.1.1), men tilbakekoblinger fører ikke nødvendigvis til vippepunkter.

I selve klimasystemet er det særlig vippepunkter knyttet til smelting av større iskapper og endring i sirkulasjonssystemer i hav og atmosfære, som på kort sikt kan ha betydelige globale konsekvenser (Lenton mfl., 2023). For Norge vil eventuelle endringer i havsirkulasjonen i Nord-Atlanteren ha stor betydning. For eksempel kan økt ferskvannstilførsel fra smeltevann og nedbør føre til redusert vertikal blanding (se kapittel 7.1 og 7.2). I tillegg vil iskappene på Grønland og i Vest-Antarktis kunne nå vippepunkter i tap av is, noe som vil ha effekter i form av hurtig, kraftig og irreversibel havnivåstigning (se kapittel 7.4). Lokalt vil også smelting av breer og tining av permafrost i Norge ha betydelige effekter knyttet til blant annet endret avrenning og skredfare.

Klimaendringene kan, alene eller sammen med andre faktorer, føre til vippepunkter i økologiske systemer. For eksempel kan økende havtemperatur og havforsuring ha ført til at vi nå er i ferd med å krysse et vippepunkt for eksistensen av varmtvannskoraller (Lenton mfl., 2023).

Faktaboks 2.2.1 Vippepunkter i klimasystemet.

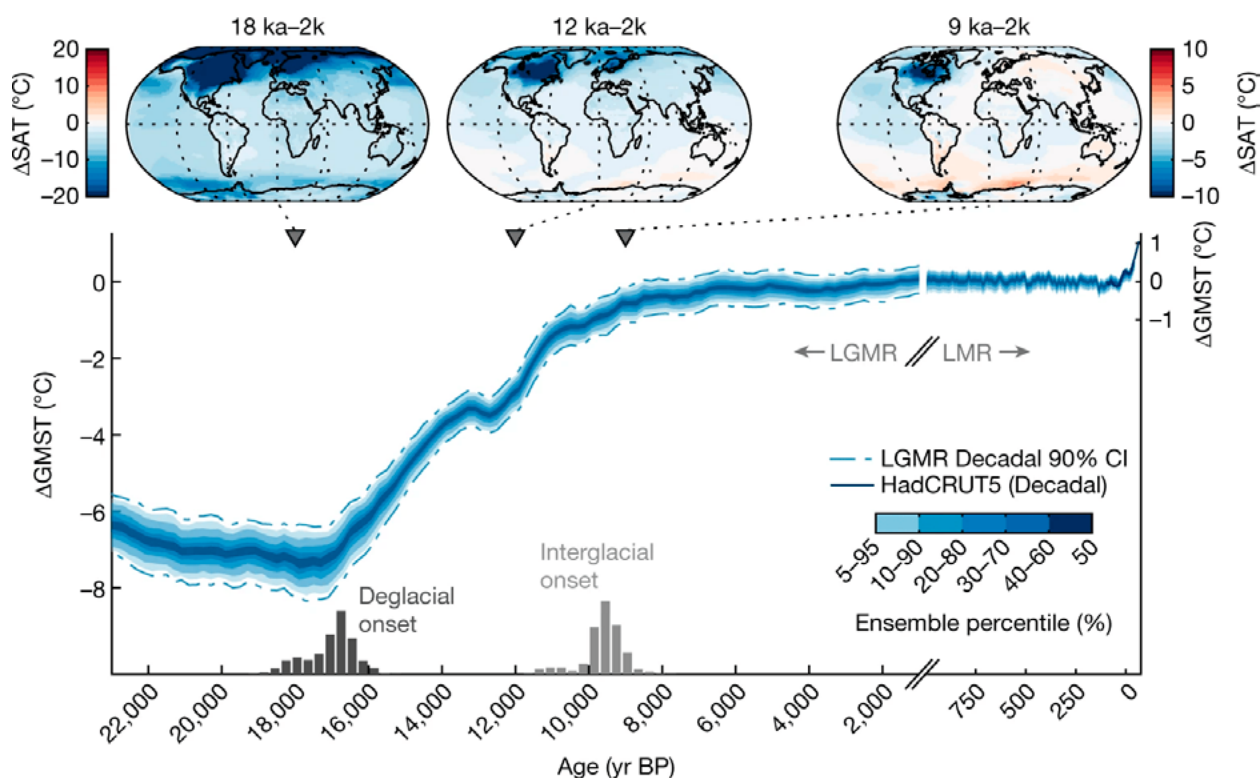
Osman mfl. (2021) viser ikke bare global utvikling, men også geografiske variasjoner (øvre panel i figur 2.3.1). Ved istidsmaksimum for omtrent 18 000 år siden (venstre figur) var hele kloden kaldere enn gjennomsnittet for de siste 2000 år. Dette gjaldt særlig de områdene på nordhalvkulen som var nediset. For 9000 år siden (høyre figur) var det derimot flere regioner, inkludert nordlige områder i Eurasia, som var noe varmere enn de typisk har vært de siste 2000 årene. I Norge har vi flere indikasjoner på

at det i deler av perioden for mellom 5000 og 9000 år siden var varmere enn førindustrielt nivå, særlig om sommeren. Klimautviklingen i Norge de siste tusener av år er omtalt i kapittel 3.1.1 (temperatur), 4.2.1 (flom) og 5.2.1 (isbreer).

For havnivåendringer er de regionale avvikene fra globale gjennomsnitt særlig store i områder som, i likhet med vår region, var dekket av iskapper under siste istid. Nedsmelting av iskappene førte som nevnt i forrige under-

kapittel til en global havnivåøkning på rundt 125 meter fra istidsmaksimum, men periodevis smelting og tilvekst i de lokale iskappene førte til store variasjoner i relativt havnivå i Norge i overgangsfasen (Lohne mfl., 2007). Vår mellomistid begynte for 11.700 år siden. Etterhvert som innlandsisen her smeltet ned, steg landet hurtigere enn havnivået, hvilket betød at det relative havnivået falt i vår region. Etter noen

tusen år jevnet dette seg ut. Med unntak av en midlertidig havnivåøkning for rundt 8000 år siden (Tapes-transgresjonen; Delsett, 2024) har altså det relative havnivået i Norge i store trekk falt på grunn av vedvarende landhevning. Dette er i ferd med å endre seg. Langs deler av kysten har trenden snudd allerede, og i tiden fram mot 2100 beregnes at trenden i relativt havnivå vil snu langs hele norskekysten (se kapittel 7.4).



Figur 2.3.1 Nedre panel: Globalt midlet overflatetemperatur de siste 24 000 årene og fram til 2019 vist som avvik fra gjennomsnittet for perioden 1000-1850 (Δ GMST), basert på modellberegninger og proxydata. Null på tidsaksen tilsvarer 1950. Øvre panel: Geografisk mønster i temperaturforskjellen (Δ SAT) mellom tre forskjellige perioder og temperaturgjennomsnittet for de siste 2000 år. Figuren er hentet fra Osman mfl. (2021). For detaljer: se originalartikkelen.

2.4 Menneskeskapt klima: Antropocen?

Dagens globale klimaendringer, som innebærer

en økning på mer enn 1 °C de siste 100 årene, er svært rask sammenlignet med tidligere endringer (figur 2.3.1). Beregninger med globale klimamodeller viser at denne raske

oppvarmingen ikke kan forklares av noen kjente naturlige klimapådriv, men kun modelleres realistisk når man inkluderer menneskeskapte utslipp av drivhusgasser og partikler i modellen (Arias mfl., 2021, s 64). Slike utslipp har ført til at CO₂-innholdet i atmosfæren i 2019 var omtrent 410 ppm, og altså mer enn 50 % høyere enn før-industrielt nivå. Selv om CO₂-innholdet i atmosfæren har vært høyere tidligere er det flere millioner år siden, og økningen i CO₂-konsentrasjon har antagelig ikke vært raskere i løpet av de siste 66 millioner årene (Zeebe mfl., 2016). Flere har derfor argumentert for å definere en ny geologisk epoke, antropocen, som kjennetegnes ved at den menneskelige sivilisasjon påvirker klima og naturmiljø på global skala i betydelig grad (Hofstad og Delset, 2024).

Begrepet antropocen er ikke formelt akseptert i det geologiske fagmiljøet, men brukes likevel i en del sammenhenger for å betegne perioden omtrent fra 1950 og utover. Ifølge IPCC (2023) var hastigheten på temperaturøkningen fra 1970 til 2020 høyst sannsynlig raskere enn den har vært i noen annen 50-årsperiode de siste 2000 år, og dersom de menneskeskapte utslippene av klimagasser fortsetter å øke, tilsier klimamodellene at globaltemperaturen fram mot år 2100 blir høyere enn den har vært på minst 3 millioner år. Det har vært langt varmere tidligere, for eksempel i eocen for 50 millioner år siden (figur 2.1.1), men den gangen var det ikke mennesker på jorda. I dag er vi over 8 milliarder mennesker, og mange bor i områder som vil bli ubeboelige på grunn av høye temperaturer, tørke, eller havnivåstigning.

De langsiktige klimatrendene som vi har diskutert hittil i dette kapitlet har vært trigget av ytre pådriv. Fra tiden med instrumentelle målinger kjenner vi til at energiutveksling mellom forskjellige lag i havet, samt mellom hav og atmosfære, kan føre til klimavariasjoner på tidsskala år til tiår, som for eksempel

El Niño - Southern Oscillation (ENSO; Medhaug og Benestad, 2023). Det har også vært diskusjon om også intern energiutveksling knyttet den atlantiske multidekale oscillasjonen (AMO; Kerr, 2000; se også kapittel 7.2), kan ha bidratt til de globale klimavariasjonene vi har hatt gjennom de siste 100 år. Haustein mfl. (2019) viser at det sammensatte pådrivet fra menneskeskapte utslipp av drivhusgasser (oppvarmende effekt) og sulfatpartikler (nedkjølende effekt) i all hovedsak forklarer temperaturvariasjonene i Nord-Atlanteren gjennom 1900-tallet. For å undersøke rollen til multidekadiske variasjoner kreves imidlertid lengre tidsserier enn det de instrumentelle målingene gir. En del proxydataserier for de siste drøyt 1000 årene har årlig til tiårig oppløsning, og gir grunnlag for bedre innsikt i slike klimavariasjoner. På grunnlag av slike data hevder Mann mfl. (2021) at ytre pådriv fra sulfatpartikler fra vulkanaktivitet kan forklare de multidekadiske variasjonene i perioden fra år 1000 til 1850. De konkluderer derfor med at det ikke eksisterer en robust intern multidekadisk svingning med mer eller mindre fast periode, og argumenterer blant annet med at slike variasjoner (i motsetning til ENSO-lignende variasjoner) ikke oppstår i klimamodeller uten ytre pådriv. Diskusjonen om dette kan nok ikke regnes som avsluttet, men menneskets fotavtrykk på klimautviklingen de siste hundre årene er uansett uomtvistelig.



Foto: John Anders Dahlen Kjølhaug

Atmosfæreklima

Redaktører: Inger Hanssen-Bauer og Anita Verpe Dyrddal

Helga Therese Tilley Tajet (3.1 og 3.2), Julia Lutz (3.3 og 3.4), Anita Verpe Dyrddal (3.5 og 3.6), Jan Erik Haugen (3.7), Erik Berge (3.8), Inger Hanssen-Bauer (3.9)

Atmosfæreklima omfatter atmosfæriske variabler som temperatur, nedbør og vind. Dette kapitlet beskriver atmosfæreklimaet i Norge; både hvordan det varierer geografisk, hvordan det har endret seg historisk, og hvordan det

forventes å endre seg videre framover mot år 2100 under forskjellige antagelser om menneskeskapte utslipp av drivhusgasser, partikkelutslipp og endring i bruk av land, ofte omtalt som utslippsscenarioer. For utfyllende

informasjon om datasett og modellverktøy, [se kapittel 10](#).

Det er viktig å skille mellom vær og klima. Det kan nemlig være, eksempelvis, svært kaldt en dag midt på sommeren, selv om det vanligvis er varmt og temperaturen over tid øker. Det kan også være kaldt i et avgrenset område, selv om resten av kloden er varm, slik vi opplevde i Skandinavia vinteren 2023/2024. Været er det vi til enhver tid opplever på et gitt sted. Klimaet, på sin side, avgjør hva slags vær man kan forvente, og beskrives ofte som gjennomsnittlig vær over lang tid, gjerne 30 år (se faktaboks 1.1). Men begrepet klima rommer også forskjellige typer ekstremvær, og hvor ofte de kan inntreffe. Slik informasjon er viktig, for eksempel for planlegging av boligbygging, veier og jernbane.

Norge ligger i et område der mild og fuktig luft fra sør-sørvest møter kald og tørr luft fra nord langs polarfronten (Dannevig og Evans, 2022). Litt opp fra bakken er vestavinden dominerende. Vandrende lavtrykk adskilt av høytrykksrygger beveger seg i hovedsak fra vest mot øst langs polarfronten, som også selv varierer ved å danne større eller mindre buktninger. Tidvis treffes landet vårt av såkalte atmosfæriske elver (se f.eks. Michel mfl., 2021) som inneholder ekstra mye vanndamp og lokalt kan gi ekstremnedbør. Andre ganger kan høytrykk dominere værsituasjonen flere uker i strekk og gi tørkeperioder. I Norge opplever vi derfor store variasjoner i værmønstrene. Gjennomsnittsforskjellene over tid er i stor grad bestemt av stormbanene, det vil si hvordan lavtrykkene fra Atlanterhavet styres inn mot Nord-Europa.

En annen faktor som er viktig for klimaet i Norge er Den norske atlantehavsstrømmen (Weber og Bjørndalen, 2021), som fører relativt varmt atlantehavsvann fra Golfstrømmen nordover langs store deler av norskekysten (se kapittel 7). Den bidrar til at Norge, sammenlignet med andre områder på samme breddegrad, har høyere årsmiddeltemperatur, og særlig mildere vintre. I lavlandet i Norge er vintertemperaturen typisk

minst 10 °C høyere enn tilsvarende temperatur over andre landområder på samme breddegrad (Hanssen-Bauer mfl., 2015; kapittel 2.2). Særlig kystnære områder i vest og sørvest preges av dette.

Varmetransporten i Den norske atlantehavsstrømmen påvirker spesielt sjøisutbredelsen i Barentshavet (Tsubouchi mfl., 2021), som i sin tur påvirker værforholdene i de nordligste delene av Fastlands-Norge, og i enda større grad for Svalbard og nærliggende havområder.

I tillegg til sirkulasjonsmønstrene i atmosfære og hav påvirkes klimaet i forskjellige deler av landet av topografi, avstand fra kyst og breddegrad. Høyfjellet og ytre kyststrøk fra Lindesnes og nordover er mest vindutsatt, mens vestlige områder litt inn fra kysten får mest nedbør. Lavereliggende strøk øst for fjellene er stort sett mer skjermet mot både vind og nedbør. Temperaturen avtar i store trekk nordover, med høyde over havet, og på årsbasis også med avstand fra kyst. Merk at disse beskrivelsene gjelder middelveier over tid, mens ekstremverdier over kort tid kan ha andre geografiske fordelinger. For eksempel er de høyeste maksimumstemperaturene i Norge registrert i indre strøk på Østlandet, mens de høyeste verdiene for nedbørintensitet over kort tid er registrert i området rundt Oslofjorden. Ekstremværet Hans i august 2023, som ga betydelige nedbørmengder over store deler av Østlandet med påfølgende flom (Granerød mfl., 2023), er et annet eksempel på forskjellen mellom middelsituasjon og enkeltstående værhendelser. Disse områdene opplever nemlig relativt sjeldent slike store nedbørmengder.

Globale klimaendringer fører både direkte og indirekte til endringer i Norges atmosfære-klima. For eksempel gir global oppvarming høyere lufttemperatur og dessuten økt fordampning i områder der vann er tilgjengelig. Dette kan gi økt nedbør, og dermed mer flom, men også mer tørke. De indirekte endringene omfatter i tillegg endringer i sirkulasjonssystemene i luft og hav. I Norge vil endringer

både i polarfrontens posisjon og styrke, stormbanene og de atmosfæriske elvene, samt i Den norske atlantehavsstrømmens varmetransport, og (særlig i nord) også nærheten til sjøis, ha stor betydning for klimaet.

Klimaet beskrives gjerne ved middelverdier av klimaindekser og variasjonene rundt middelverdiene. En liste over de atmosfæriske klimaindeksene som er beregnet eller omtales i dette kapitlet finnes i tabell A.1.1 i appendiks. Klimaendringer kan beskrives ved å sammenligne indekser i forskjellige perioder. Verdens meteorologiorganisasjon (WMO) anbefaler å bruke 30-årsperioder til å beregne såkalte klimanormaler (faktaboks 1.1). Vi bruker her klimanormalene beregnet på grunnlag av perioden 1991–2020 (dagens normalperiode)

til å beskrive dagens klima. Vi sammenligner så denne perioden med tidligere og framtidige 30-årsperioder for å karakterisere klimaendringene hittil, og beregne mulige endringer framover; se faktaboks 1.1 for mer informasjon om disse periodene. Vi ser på endringer dels på årsbasis og dels for faste sesonger; se faktaboks 1.2 for definisjon av standard-sesongene.

For de fleste klimaindeksene i dette kapitlet beskrives historisk tidsutvikling i perioden med tilstrekkelig instrumentelle målinger til å gi representativ framstilling av forholdene i hele Norge. For middeltemperatur har vi imidlertid også tatt med utviklingen lengre tilbake i tid (kapittel 3.1.1). Disse beskrivelsene bygger også på andre typer data.

3.1 Temperatur

Helga Therese Tilley Tajet

Rasmus Benestad, Andreas Dobler, Anita Verpe Dyrørdal, Kolbjørn Engeland, Reidun Gangstø, Herdis Motrøen Gjeltén, Inger Hanssen-Bauer, Julia Lutz, Stephanie Mayer, Øyvind Nordli, Øyvind Paasche, Ole Einar Tveito og Karianne Ødemark (i alfabetisk rekkefølge).

Kort oppsummert

Gjennomsnittstemperaturen i Norge er omtrent +1,9 °C.

Fra 1901 til 2024 økte temperaturen i Norge med omtrent 1,4 °C, og med omtrent 1 °C fra perioden 1961–1990 til 1991–2020. Mye av økningen de siste 60 årene skyldes menneskeskapt global oppvarming.

Framskrivninger viser en videre økning i temperatur på rundt 3,4 °C fram mot slutten av århundret, dersom utslippene av drivhusgasser fortsetter å øke. Økningen blir større i nord enn i sør og større i øst enn i vest.

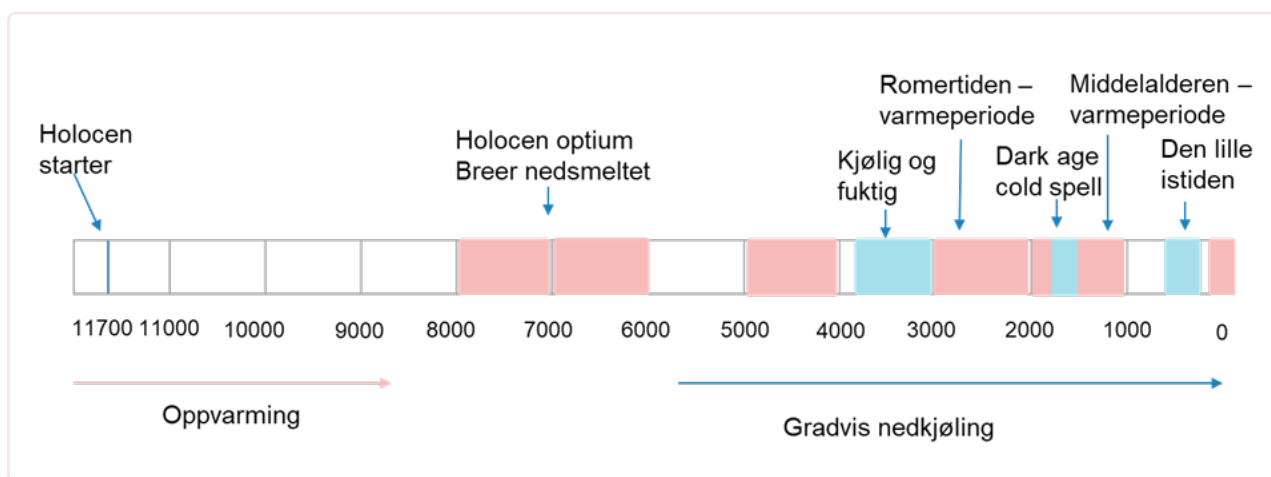
Oppvarmingen er og vil bli større om vinteren enn om sommeren.

3.1.1 Temperatur i perioden før instrumentelle målinger

I dette kapitlet benytter vi forskjellige typer proxydata (se faktaboks 2.0.1) for lufttemperatur for å si noe om temperaturutviklingen i våre nærområder i tiden før vi fikk instrumentelle målinger. Tilsvarende data for flom benyttes i kapittel 4.2.1, og for isbreer i kapittel 5.2.1.

Som beskrevet i kapittel 2 viser proxydata at den

globale middeltemperaturen var noe mer stabil fra starten på Holocen for omtrent 11.700 år siden fram til 1950 sammenlignet med perioden før (figur 2.3.1). Det har likevel vært betydelige temperaturvariasjoner regionalt gjennom denne perioden. Mange studier fra den nordlige halvkule, blant andre Affolter mfl. (2019) fra Sveits, tyder på en oppvarming fram til et optimum for mellom 9000 og 5000 år siden, og deretter i hovedsak en svak avkjøling, men med betydelige avvik fra hovedtrendene (se prinsippskisse i figur 3.1.1). De

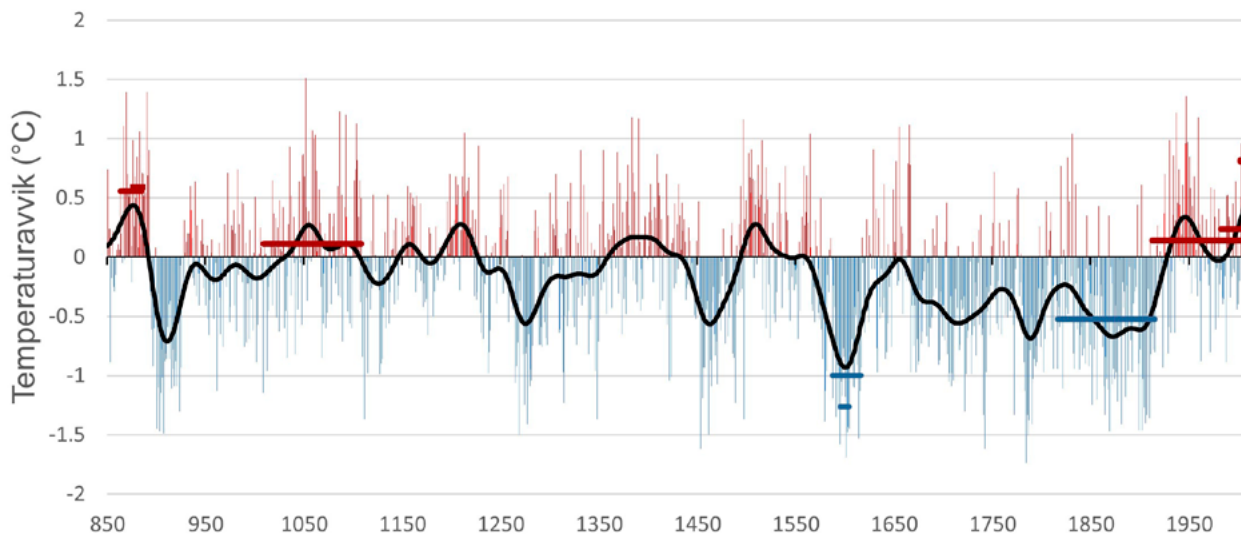


Figur 3.1.1 Varmere og kaldere perioder i Holocen. Tallene langs aksen viser antall år bakover i tid fra nåtid (prinsippskisse fra Kolbjørn Engeland).

overordnede trendene fra ulike studier går som oftest i samme retning. Ulike tilnærminger kan imidlertid gi noe forskjellige resultater når det gjelder omfang og tidfesting av kalde og varme perioder. Dette kan delvis forklares med at det er brukt data som gir informasjon om temperaturutviklingen i forskjellige sesonger, og delvis med reelle regionale variasjoner i temperaturutviklingen (Marcott mfl., 2013). For eksempel tyder pollenanalyser på at trendene har vært sterkere på høye breddegrader, og at den varmeste perioden i Holocen i Nord-Europa varte helt fram til for omtrent 4800 år siden (Seppä mfl., 2009). Dette underbygges av at norske breer har vært nedsmeltet i deler av denne perioden (se kapittel 5.2.1).

Etter denne perioden viser hovedtrenden en gradvis avkjøling fram mot den lille istiden (figur 3.1.1), en kjølig periode før 1900-tallet, som i Store norske leksikon tidfestes til 1600-, 1700- og 1800-tallet (Harstveit, 2024) mens den av Fagan (2000) tidfestes til 1300 til 1850.

Etter hvert som vi nærmer oss vår egen tid blir tidsoppløsningen i dataseriene bedre, og for noen typer proxydata er det mulig å beskrive enkeltår. I våre nærområder har vi dessverre ikke gode proxyserier for årsmiddeltemperatur, men vi viser her eksempler på serier som simulerer gjennomsnittstemperatur i sommerhalvåret (april–september) og senvinter-vår (februar–april).



Figur 3.1.2 Rekonstruksjon av sommertemperatur (april–september) for perioden 850–2011 basert på årringer i trær i Jämtland i Sverige. Temperaturen er vist som avvik fra gjennomsnittet for perioden 1961–1990. Svart kurve viser langtidssendringene beregnet ved hjelp av et gaussfilter som tilsvarer omtrent 50 års glidende gjennomsnitt. De horisontale linjene viser gjennomsnittstemperaturen for de varmeste 10-, 30- og 100-årsperiodene i middelalderen og etter år 1900, og for de kaldeste 10-, 30- og 100-årsperiodene i den lille istid. Data fra Zhang mfl. (2016).

Sommer

Dendrokronologi er alderesbestemmelse av trevirke ved analyse av årringer i trær (Storsletten mfl., 2023). Årringene inneholder informasjon om vekstvilkår hvert enkelt år, og er mye brukt som proxydata for sommertemperatur. Det er gjort flere studier av årringer fra ulike områder i Fennoskandia (Norge, Sverige og Finland). Studiene gir noe forskjellige svar når det gjelder eksakt tidfesting av kalde og varme perioder. Forskjellene kan delvis forklares med ulik metodebruk i rekonstruksjonene, men antyder også regionale forskjeller i temperaturvariasjonene innad i Fennoskandia.

En av disse studiene (Zhang mfl., 2016) bygger på prøver fra furutrær i Jämtland i Sverige. De er koblet sammen med temperaturmålinger fra meteorologiske stasjoner i nærheten, og er brukt til å rekonstruere en temperaturserie for sommerhalvåret (april til september) tilbake til år 850 (figur 3.1.2). Med referanse til figur 3.1.1 starter serien altså i en relativt varm periode i middelalderen

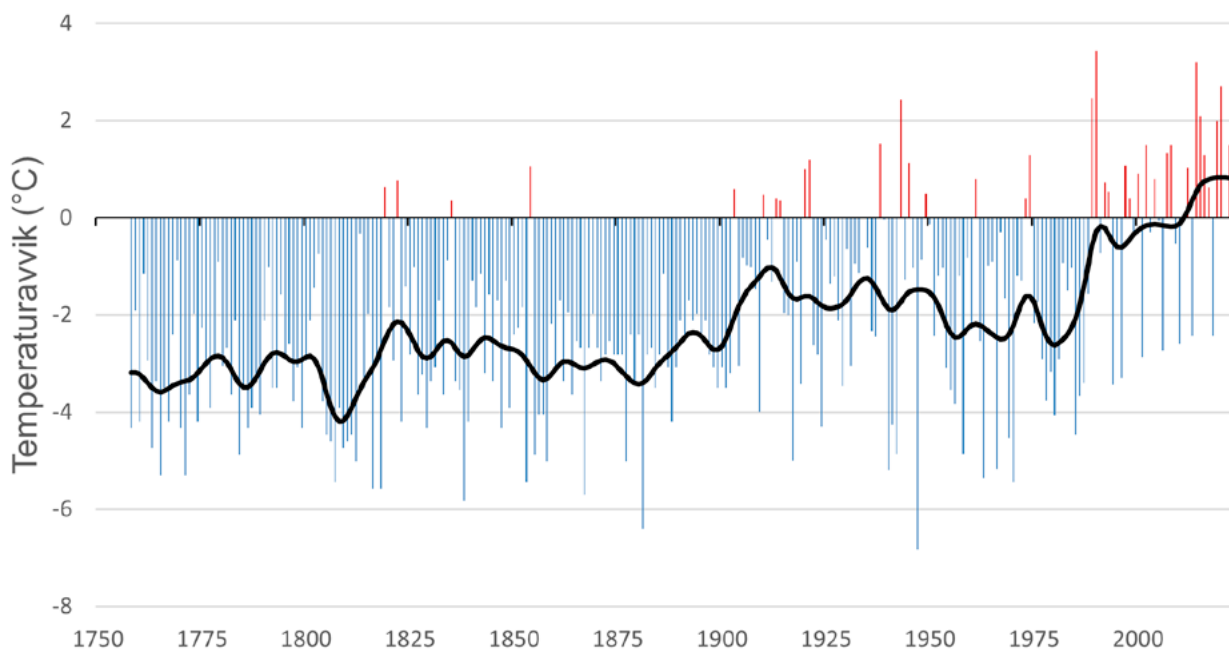
og viser temperatursvingninger med varighet flere tiår omkring en gradvis synkende trend i sommertemperaturen fram mot den lille istid, og deretter en trend mot økte sommertemperaturer.

Den generelle reduksjonen i temperatur observert i denne tidsserien sammenfaller med pollenbaserte analyser i Nord-Europa (Seppä mfl., 2009). De kaldeste 10- og 30-årsperiodene er rundt år 1600, mens den kaldeste 100-årsperioden varer fra slutten av 1700-tallet til slutten av 1800-tallet. Hva som er den varmeste perioden i serien avhenger i enda større grad av tidsperspektivet. Den varmeste 30-årsperioden i hele serien finner vi nær starten av serien i den varme middelalderen. De varmeste 10- og 100-årsperiodene i finner vi derimot helt i slutten av serien. Zhang mfl. (2016) viser at selv om andre rekonstruksjoner fra Fennoskandia gir litt forskjellige temperatursvingninger, er avkjølingstrenden fram mot den lille istid og den påfølgende oppvarmingstrenden fellestrekk for alle studiene.

Vinter og vår

Et eksempel på proxydata som gir informasjon om temperaturen i vinterhalvåret er dato for islegging og isløsning på vann eller vassdrag. En serie for isløsning på Randsfjorden finnes tilbake til 1769, og den er forlenget tilbake til 1758 ved hjelp av data fra den nordre delen av Mjøsa. Det finnes systematiske instrumentelle målinger av temperatur i Norge tilbake til da Meteorologisk institutt startet på 1860-tallet og isløsningen på Randsfjorden har vist seg å samvarierte med gjennomsnittlig lokal temperatur i månedene februar til april (Nordli, 2007). De kan derfor kobles sammen med en observasjonsbasert temperaturserie (figur 3.1.3). Serien overlapper med slutten på den lille istid (figur 3.1.1). Rekonstruksjonen bekrefter at

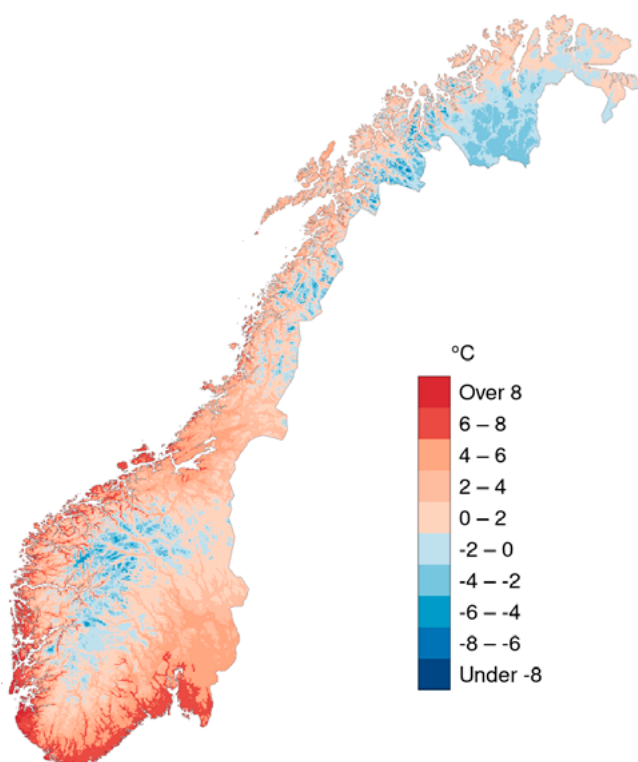
dette var en kaldere periode sammenlignet med tiden som fulgte, men den viser også at det var store variasjoner fra år til år, og fra tiår til tiår. Temperaturen var særlig lav rundt 1810, mens den de siste tretti årene har vært spesielt høy på senvinteren og våren. I Norge har temperaturøkningen om våren historisk vært større enn gjennomsnittet for hele året. Årsaken kan være at varmere luft har ført til kortere snøsesong (se kapittel 5.1), inkludert tidligere snøsmelting. Barmark absorberer mye av strålingsenergien fra sola, mens snø reflekterer det meste av energien. Kortere snøsesong gir derfor en forsterkende tilbakekobling (se faktaboks 2.1.1) som kan forklare den ekstra store temperaturøkningen om våren.



Figur 3.1.3 Lufttemperatur (°C) i indre Østlandet i perioden februar–april fra år 1758 til 2024, gitt som avvik fra normalperioden 1991–2020. Serien er basert på proxydata i perioden 1758–1900 og instrumentelle målinger 1900–2021. Svart kurve viser langtidsendringene beregnet ved hjelp av et gaussfilter som tilsvarer 10-års glidende gjennomsnitt (fra Nordli, 2007; oppdatert av Herdis Motrøen Gjeltén i 2025).

3.1.2 Temperatur i perioden med instrumentelle målinger

Årsmiddeltemperaturen for Norge i perioden 1991–2020 var i gjennomsnitt 1,9 °C, basert på det homogeniserte KlimGrid datasettet (kapittel 10.1.1) og metoder beskrevet av Tveito (2021). Geografisk varierer årsmiddeltemperaturen fra -9,5 til +9,5 °C. De varmeste områdene finner vi i lavereliggende strøk i Sør-Norge, og aller varmest er det langs kysten i sørvest, mens de kaldeste områdene er i høyfjellet, og i indre strøk i nord (figur 3.1.4). Variasjonene kan stort sett forklares med breddegrad (varmere i sør enn i nord), høyde over havet (varmere i lavlandet enn i fjellet), og avstand til kyst (på årsbasis varmere ved kysten enn i innlandet). Geografiske variasjoner i vinter- og sommertemperaturer (figur 3.1.5)



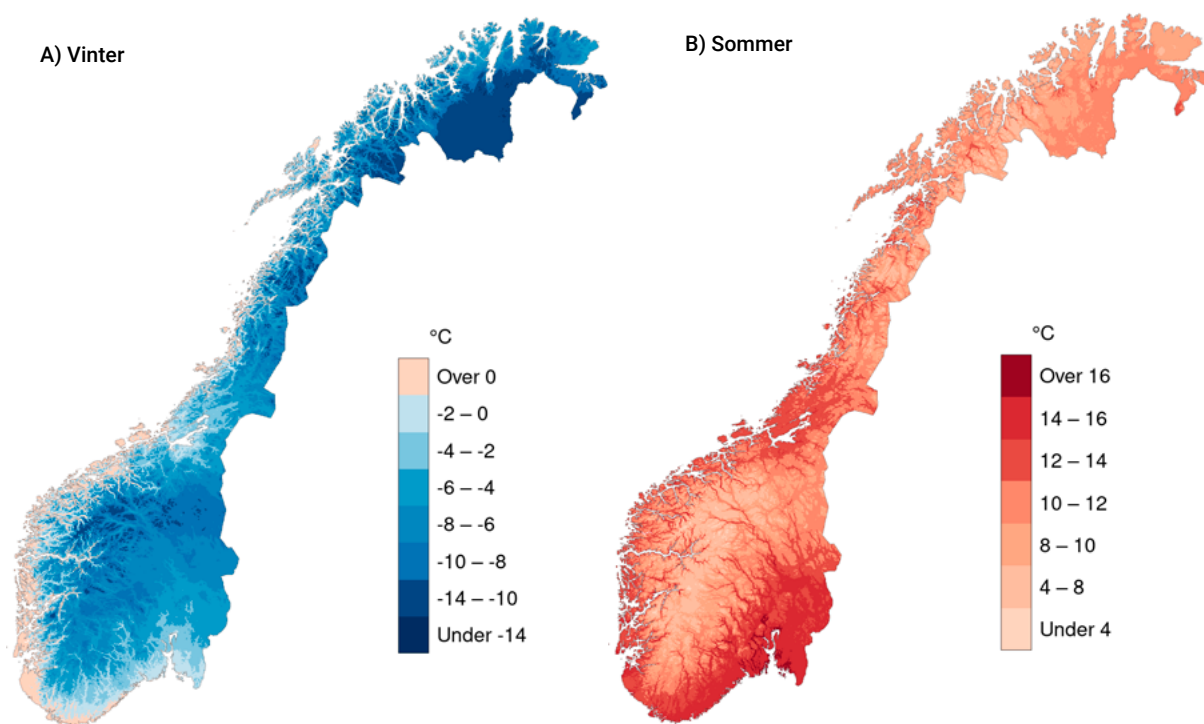
Figur 3.1.4 Årsmiddeltemperatur i perioden 1991–2020 (Tveito, 2021).

kan forklares med de samme faktorene, men avstand til kyst har ulik innvirkning i forskjellige årstider. Om vinteren er havet en varmekilde, og kysten i vest og sørvest er derfor mildest mens Finnmarksvidda er kaldest. Om sommeren bidrar havet derimot til å holde temperaturen nede, særlig i Finnmark der Den norske atlantehavsstrømmen (Weber og Bjørndalen, 2021), som er relativt varm, har forlatt kysten. I tillegg til fjellområder i hele landet er det kystområdene i Finnmark som er kaldest. De varmeste somrene finner vi i lavlandet på Sør- og Østlandet.

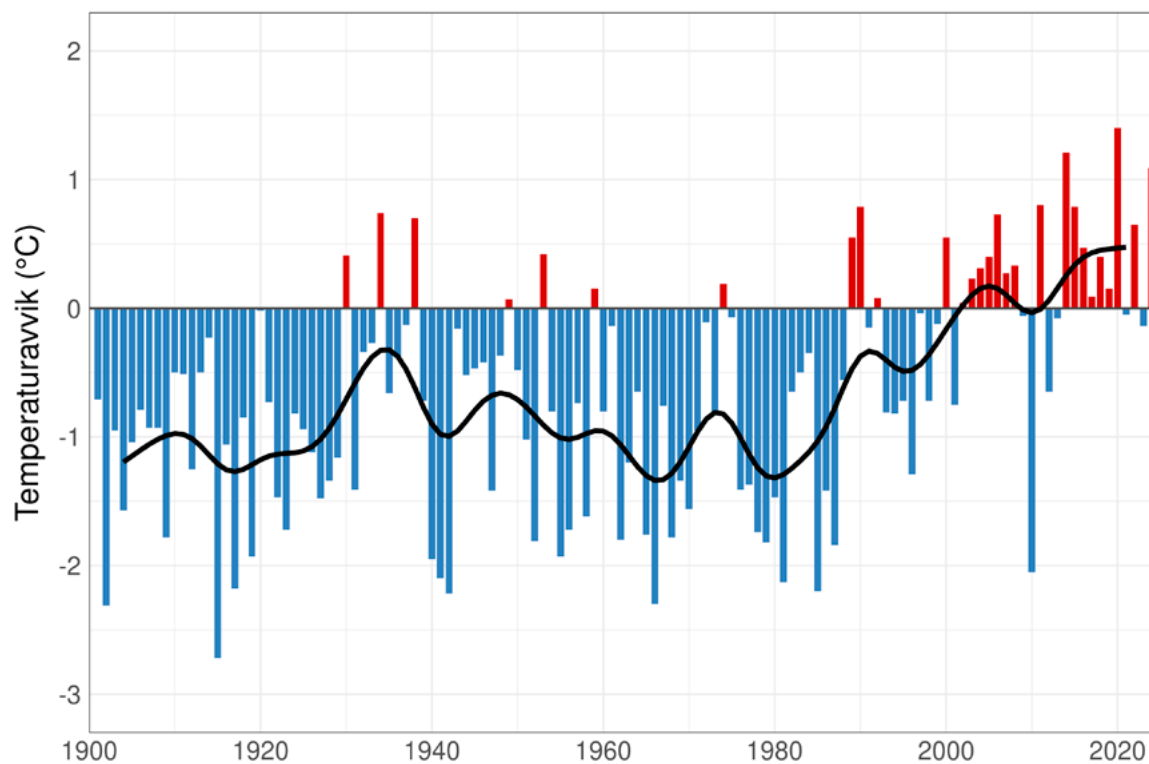
Tidsutviklingen av årsmiddeltemperaturen i Norge fra 1901 til 2024 (figur 3.1.6) er beregnet fra et homogenisert datasett (Tveito, 2023; se også kapittel 10.1.1). Det har vært store temperaturvariasjoner fra år til år og fra tiår til tiår gjennom perioden, men det er en klar trend mot høyere temperatur. Temperaturen har økt med omtrent 1,4 °C fra 1901 til 2024 (lineær trend), og økningen har vært særlig sterk de siste 40-50 årene.

FNs klimapanel omtaler ofte temperaturendringer i forhold til førindustriell tid, som panelet definerer som perioden 1850–1900. Proxyseriene vist i kapittel 3.1.1 tyder på at temperaturen i Norge var lavere i denne perioden enn på 1900-tallet. Vi har få måleserier som dekker hele denne perioden, men foreløpige resultater fra en analyse av temperaturen i Norge i perioden 1871–1900 (Lundstad og Mamen, 2025) viser at estimert middeltemperatur i Norge for den perioden var 0,45 °C, og at den var drøyt 0,2 °C lavere enn i den første offisielle normalperioden 1901–1930. Forskjellen er størst i Finnmark og minst på Vestlandet.

Tidsutviklingen av temperatur har variert geografisk, og Norge er delt inn i sju regioner (figur 3.1.7) med litt forskjellig tidsutvikling (Hanssen-Bauer mfl., 2022). Tabell 3.1.1 viser at temperaturen har økt i alle regioner, og at økningen har vært statistisk sikker overalt både vår, sommer og høst (sesongene er definert i faktaboks 1.2). I Midt-Norge og Nord-Norge vest har det også vært statistisk sikker økning om vinteren.



Figur 3.1.5 Middeltemperatur (°C) a) om vinteren (DJF) og b) om sommeren (JJA) i perioden 1991–2020. Datasett basert på Tveito (2021).



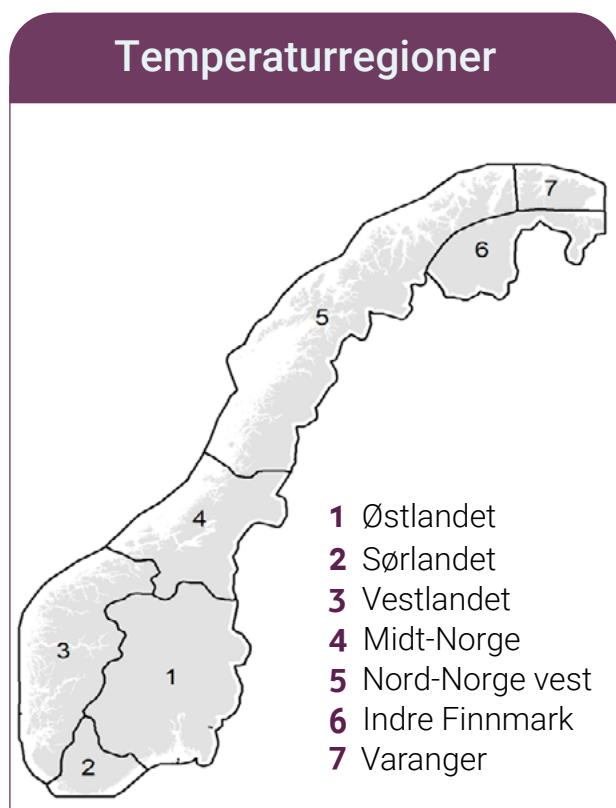
Figur 3.1.6 Årsmiddeltemperatur for Norge i perioden 1901–2024, vist som avvik (°C) fra gjennomsnitt for perioden 1991–2020 (2,0 °C). Svart kurve viser langtidsendringene beregnet ved hjelp av et gaussfilter som tilsvarende 10-års glidende gjennomsnitt. Derfor vises ikke de første fem og de siste fem årene i denne kurven. Data basert på Tveito (2023).

Totalt gjennom perioden er det Trøndelag, samt Nordland, Troms og vestre deler av Finnmark som har hatt størst temperaturøkning, men dette varierer hvis vi sammenligner forskjellige 30-årsperioder (tabell 3.1.2). Fra perioden 1901–1930 til 1991–2020 var det Midt-Norge som hadde størst økning, mens forskjellen mellom 1961–1990 og 1991–2020 er størst på Finnmarksvidda. I alle regioner var temperaturøkningen fra 1961–1990 til 1991–2020 høyere enn for noen andre etterfølgende normalperioder (tabell 3.1.2).

Et spørsmål som ofte stilles er i hvilken grad vær- og klimavariasjonene vi ser kan knyttes til menneskelig påvirkning (trendattribusjon; se faktaboks 3.1.1). Ifølge FNs klimapanel er det

særlig fra 1970-årene og framover at den globale oppvarmingen har skutt fart, og det er i denne perioden oppvarmingen ikke kan forklares uten å ta med menneskeskapte bidrag (Arias mfl., 2021). Mellom 2014 og 2023 kan, ifølge Forster mfl. (2024), den globale oppvarmingen i all hovedsak knyttes til menneskelig påvirkning. Lokalt vil imidlertid variasjoner for eksempel i fremherskende vindretning også virke inn, så det er ikke åpenbart at dette gjelder også regionale endringer for eksempel her i Norge. Tajet mfl. (2024) sammenlignet endringen i middeltemperaturen i Norge fra periode 1961–1990 til 1991–2020 med hva man skulle forvente ut fra den globale oppvarmingen som allerede har foregått. De konkluderte med at den observerte oppvarmingen på 1 °C på 30 år samsvarer godt med estimert oppvarming som følge av global menneskaskapt oppvarming under middels til høye utslipp av klimagasser i denne perioden. Dette samsvarer også med oppvarmingsratene fram mot midten av århundret som beregnes i denne rapporten (tabell 3.1.3). Fra 1961–1990 til 1991–2020 er det imidlertid registrert forskjeller i oppvarmingen mellom sesongene, med særlig stor temperaturøkning i vintermånedene, mens temperaturen er nokså uendret i mai, juni og oktober (figur 3.1.8). Tajet mfl. (2024) viser at variasjoner i typiske sirkulasjonsmønstre har bidratt både til økt oppvarming i januar og februar og redusert oppvarming i mai, juni og oktober.

En undersøkelse fra Finland (Ruosteenoja og Räisänen, 2021) viser at oppvarmingen fra 1961–1990 til 1991–2020 også der var større i vintermånedene enn det som skulle forventes som følge av global oppvarming, og at det kan forklares ved at atmosfæriske sirkulasjonsmønstre førte til særlig kalde vintrene i den første perioden. De viste også at atmosfæriske sirkulasjonsmønstre bidro til at juni og oktober var spesielt varme i den første perioden, mens de hadde motsatt effekt i den siste perioden. Totalt sett ble derfor effekten av global oppvarming omtrent nullet ut i disse månedene.



Figur 3.1.7 Temperaturregioner i Norge (Hanssen-Bauer mfl., 2022).

Temperatur-region	1 Østlandet	2 Sørlandet	3 Vestlandet	4 Midt- Norge	5 Nord- Norge vest	6 Indre Finnmark	7 Varanger	Norge
År	0,10	0,07	0,09	0,12	0,12	0,09	0,10	0,10
Vinter DJF	0,08	0,05	0,08	0,13	0,10	0,00	0,07	0,08
Vår MAM	0,14	0,10	0,09	0,14	0,15	0,17	0,16	0,13
Sommer JJA	0,08	0,06	0,07	0,09	0,07	0,07	0,05	0,07
Høst SON	0,10	0,09	0,10	0,13	0,15	0,12	0,13	0,11

Tabell 3.1.1: Trender for års- og sesong-middeltemperatur (°C per tiår) i norske regioner (figur 3.1.7) i perioden 1900–2020. Trender som er statistisk sikre på 5 % nivå står med fet skrift.

Temperatur-region	1 Østlandet	2 Sørlandet	3 Vestlandet	4 Midt- Norge	5 Nord- Norge vest	6 Indre Finnmark	7 Varanger	Norge
1901–1930	-1,1	-0,8	-0,9	-1,3	-1,3	-1,1	-1,1	-1,1
1931–1960	-0,8	-0,8	-0,7	-0,9	-0,7	-0,5	-0,6	-0,7
1961–1990	-1,1	-1,0	-0,9	-1,1	-1,0	-1,2	-1,1	-1,0
1971–2000	-0,7	-0,6	-0,6	-0,8	-0,7	-0,9	-0,8	-0,7
1991–2020 Absoluttverdi	2,2	4,5	2,7	2,9	0,8	-1,3	0,4	1,9

Tabell 3.1.2: Gjennomsnittlig forskjell i årsmiddeltemperatur (°C) i norske regioner (figur 3.1.7) mellom dagens normalperiode 1991–2020 og andre normalperioder. Absoluttverdier for 1991–2020 i grønt. Negative tall betyr at de tidligere periodene var kaldere enn perioden 1991–2020 (f.eks. var Norge i gjennomsnitt 1 °C kaldere i 1961–1990 enn i 1991–2020).

Attribusjon

Begrepet attribusjon brukes i klimaforskning om å estimere i hvilken grad klimaendringer kan knyttes til menneskelige aktiviteter eller til naturlige variasjoner.

Trendattribusjon er det enkleste, og dreier seg om å sannsynliggjøre årsakene til observerte trender over lengre tid. Man sammenligner da gjerne observerte trender med resultater fra klimamodeller som er kjørt med og uten menneskeskapte klimapådriv.

Skålevåg og Vormoor (2021) undersøkte hvordan endringer i temperatur, nedbør og snøsmelting har bidratt til endringer i døgnvannføring i perioden 1983–2012. Yang og Huang (2023) utførte en trendattribusjon av historiske endringer i vannføring, flom og tørke. Studiene bekrefter at klimaendringene med høyere temperatur og mer nedbør har forsterket endringer i avrenning, flom og tørke i Norge.

Attribusjon av ekstremeværhendelser er å estimere påvirkningen av menneskelige aktiviteter eller andre faktorer på blant annet sannsynligheten og intensiteten ved en observert ekstremvær-hendelse (Stott mfl., 2010). Det finnes flere metoder for å gjøre dette, de to mest vanlige er probabilistisk og "storyline".

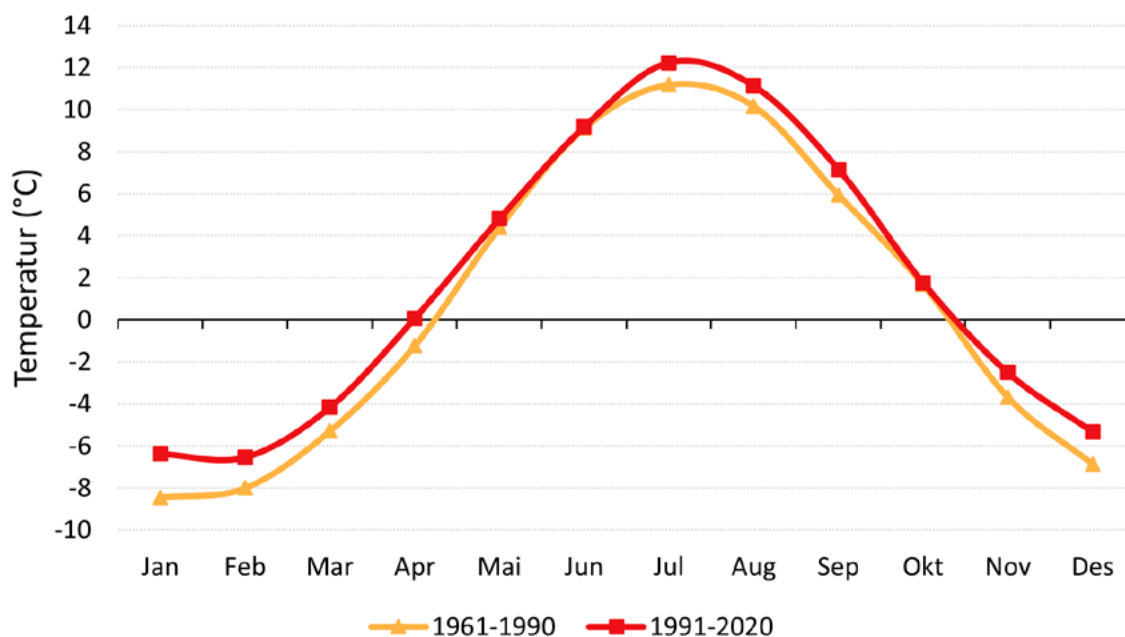
World Weather Attribution (van Oldenborgh mfl., 2021) gjorde en attribusjonsanalyse av kuldebølgen i Skandinavia i januar 2024 (Pinto mfl., 2024), sammen med forskere, blant annet fra de meteorologiske instituttene i Norge, Sverige og Finland. Den viste at kuldebølgen ville vært 4 °C kaldere uten menneskeskapte klimaendringer, og at sannsynligheten for slike kuldebølger var fem ganger større i før-industrielt klima enn den er i dag.

Også endringer i både ekstrem og midlere vannføring er konsistent med menneskeskapte klimaendringer (Marvel mfl., 2019; Gudmundsson mfl., 2021).

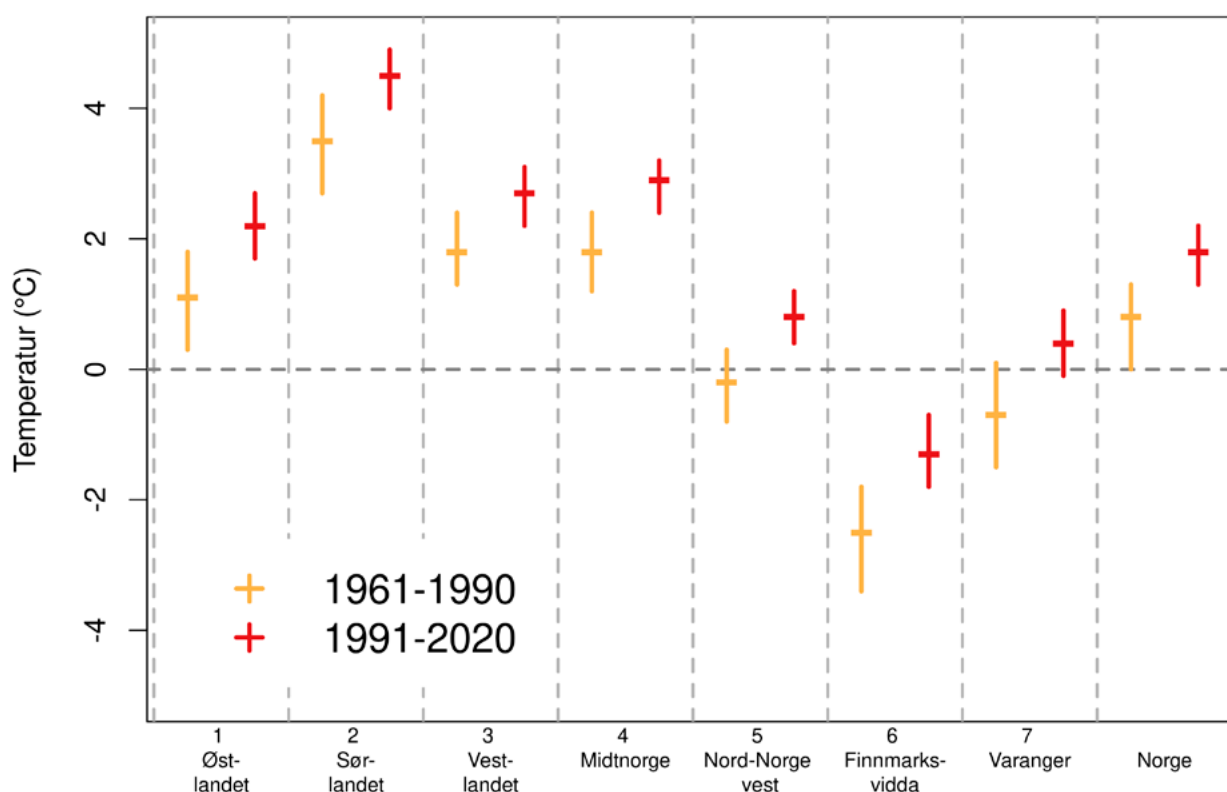
Avsnittene ovenfor viser at regionale temperatur-
endringer er et resultat av både den langsiktige
globale oppvarmingen og regionale variasjoner
forbundet med atmosfæriske sirkulasjons-
mønstre. De globale klimamodellene klarer å
gjenskape slike regionale svingninger på en
realistisk måte (Deser mfl., 2012), men det
er umulig å si akkurat hvordan svingningene
arter seg, fordi det avhenger av starttilstanden til
klimamodellene. Selv i en helt perfekt klimamodell
ville små forskjeller i starttilstanden føre til store
forskjeller i når og hvor varme, kalde, våte eller
tørre perioder inntreffer (kaoseffekten). Varigheten
av slike svingninger kan også variere. Også i
framtiden må vi regne med at variasjoner på 10
til 30-års skala kan forsterke eller dempe den
direkte innflytelsen av global oppvarming, særlig
på sesongbasis. På årsbasis ser vi likevel både
i den norske og den finske undersøkelsen at
temperaturutviklingen hittil er i tråd med det som
forventes som følge av global oppvarming. Det
gir tiltro til modellene.

Gjennomsnittstemperaturen over 30-års-
perioder har altså økt, men for noen formål

er det relevant å vite om variasjonen i middel-
temperatur fra år til år, eller fra sesong til sesong
har endret seg. Vi har her valgt å bruke
25-persentil og 75-persentil som mål på normal
temperaturvariasjon. Det innebærer at halvparten
av års- og sesong-middeltemperaturene
innen en 30-årsperiode er innenfor "normal-
området", mens de resterende er enten "kaldere
enn normalt" eller "varmere enn normalt". Figur
3.1.9 viser at ikke bare middeltemperaturene,
men også grensene for hva som regnes som
kaldt og varmt i forhold til normalen har endret
seg. På årsbasis ligger gjeldende temperatur-
normal i alle regioner høyere enn normal-
intervallet i forrige normalperiode. Det er også
en generell trend at intervallet for normal års-
variasjon har blitt mindre, fordi grenseverdien
for "kalde år" har økt mer enn grenseverdien
for "varme år". På sesongbasis er bildet mer
nyansert (Tajet mfl., 2024). Om vinteren gjelder
det samme som på årsbasis, mens normal-
intervallet har økt om høsten, både for landet
som helhet og i alle regioner.



Figur 3.1.8 Månedsmiddeltemperatur (°C) i Norge i periodene 1961–1990 (gul) og 1991–2020 (rød).



Figur 3.1.9 Årsmiddeltemperatur og normal variasjon (°C) for Norge og i norske temperaturregioner (figur 3.1.7) i normalperiodene 1961–1990 (gul) og 1991–2020 (rød). Normal variasjon er her definert som 25 til 75 persentilene. Det innebærer at halvparten av årsverdiene ligger i intervallet.

3.1.3 Temperatur i et framtidig klima

Siste hovedrapport fra FNs klimapanel viser at beregnet framtidig økning i global middeltemperatur avhenger sterkt av menneskeskapte utslipp av klimagasser (figur 3.1.10). Et gjennomgående trekk er dessuten at det beregnes større oppvarming over kontinentene enn over åpent hav, og større på høye nordlige breddegrader enn globalt.

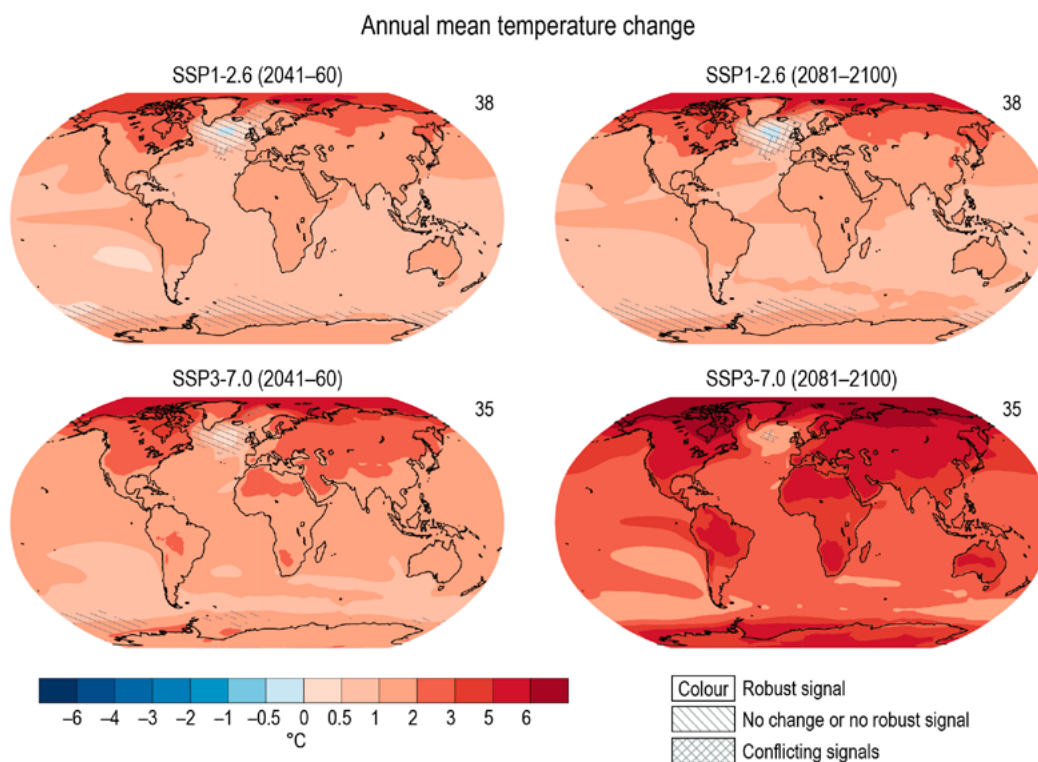
For å se nærmere på hvilke utslag vi må forberede oss på i Norge, er det nødvendig å nedskalere resultater fra de globale klimamodellene (f.eks. Benestad, 2023). I det følgende presenterer vi resultater fra to helt forskjellige nedskaleringsstrategier. En strategi er basert på empirisk-statistiske modeller (kapittel 10.2.3). Denne er benyttet på et tresifret antall globale modellsimuleringer. Vi refererer til resultatene

fra disse med CMIP5/6-ESD-2025. Den andre strategien er basert på ti regionale klimamodellsimuleringer (kapittel 10.2.3 og 10.2.5). Hver av disse er biasjustert med to ulike metoder for å kompensere for systematiske feil (kapittel 10.2.5). Vi refererer til det resulterende datasettet som COR-BA-2025. Begge metoder er brukt til å beregne framtidige endringer i temperatur, fordi de har hver sine sterke sider. CMIP5/6-ESD-2025 er basert på langt flere globale modeller, og fanger bedre opp spredningen i beregningene av framtidsklima. COR-BA-2025 er imidlertid brukt i den hydrologiske modelleringen i kapittel 4 og 5, fordi datasettet inkluderer tidsserier av døgnverdier i 1x1 km rutenett for en rekke variabler som vi ikke har fra empirisk-statistiske modeller, og som trengs i hydrologisk modellering.

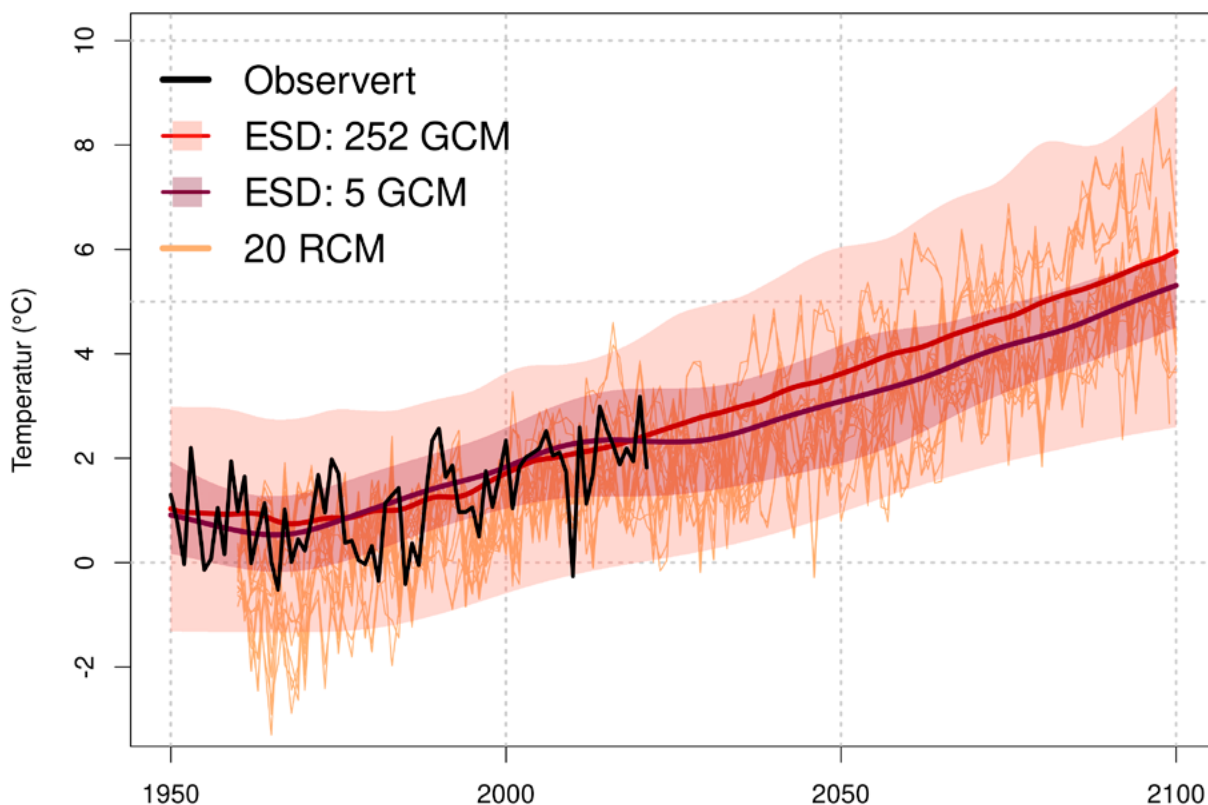
For konsistens mellom resultatene i denne rapporten, er det derfor COR-BA-2025 som er vist i kartene i kapittel 3.1 til 3.4. Det er likevel nyttig å sammenligne resultatene fra de to metodene, slik vi gjør i resultattabellene både i dette kapitlet og i appendiks. Vi har beregnet temperaturutviklingen i Norge under tre forskjellige utslippsscenarioer (lavt: RCP2.6, middels: RCP4.5 og høyt: SSP3-7.0; kapittel 10.2.1). Beregninger under det høye scenarioet viser at begge nedskaleringsstrategier gir realistiske resultater for temperaturutviklingen de siste 60-70 årene (figur 3.1.11).

Fram til perioden 2071–2100 beregner vi en økning i temperatur sammenlignet med referanseperioden 1991–2020. Hvor mye temperaturen øker er avhengig av framtidige

utslipp. Resultater fra COR-BA-2025 ved lave, middels og høye utslipp er vist i figur 3.1.12 for perioden 2041–2070 og 2071–2100. Figuren viser også hvordan 30-årsmidlene av temperaturen har variert historisk mellom normalperiodene 1901–1930, 1931–1960, 1961–1990 og 1991–2020, sett i forhold til referanseperioden 1991–2020. Som Tajet mfl. (2024) viste, kan temperaturøkningen mellom de to siste normalperiodene i store trekk forklares som et resultat av global oppvarming. Til midten av århundret beregner vi en ytterligere økning i temperatur på 1,0 °C, 1,5 °C og 1,8 °C for henholdsvis lave, middels og høye utslipp. For slutten av århundret er endringen større for høye og middels utslipp, der vi ser en økning på henholdsvis 3,4 °C og 2,0 °C sammenlignet med dagens referanseperiode. Ved lave utslipp viser



Figur 3.1.10 Beregnet endring av gjennomsnittstemperatur (°C) fra perioden 1995–2014 til 2041–2060 (venstre) og 2081–2100 (høyre) for et lavt utslippsscenario (SSP1-2.6; øverst) og et høyt utslippsscenario (SSP3-7.0; nederst). Antall modeller som brukes er angitt øverst til høyre på kartene. Diagonale linjer indikerer regioner uten endring eller ingen robust signifikant endring. Kryssede linjer indikerer områder med motstridende endringssignaler. (Figur 4.19 fra IPCC (2021b) og gjengitt med tillatelse fra FNs klimapanel). Ytterligere detaljer om datakilder og behandling er tilgjengelig i referansen.



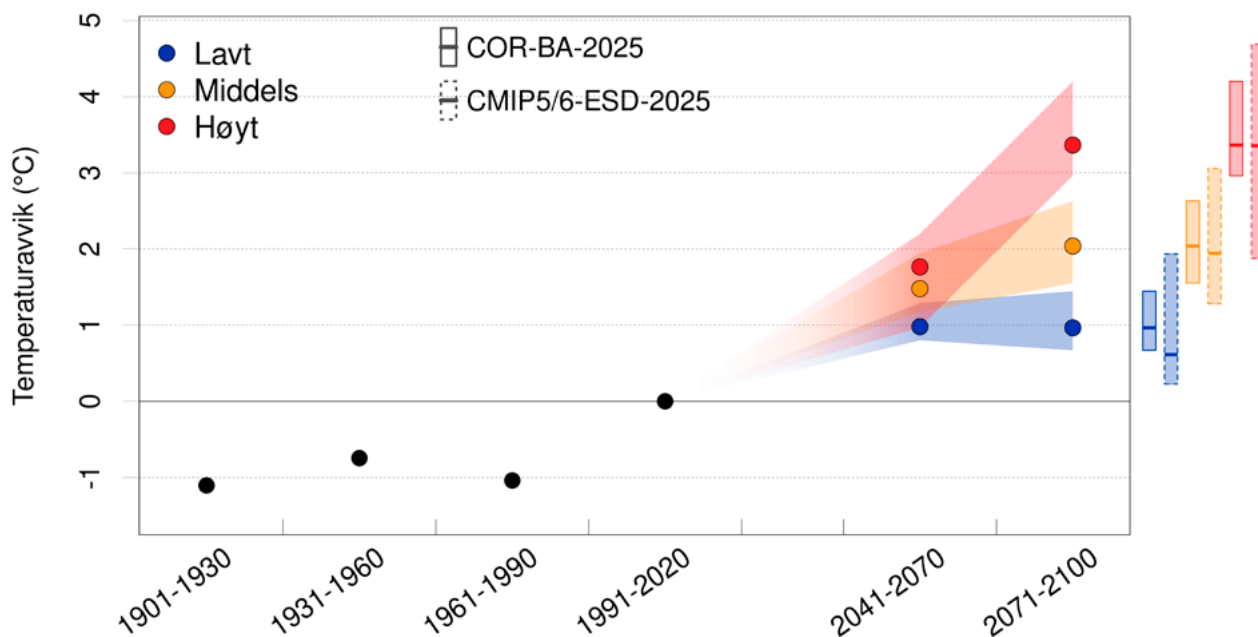
Figur 3.1.11 Årsmiddeltemperatur i Norge for perioden 1950–2100. Svart kurve viser observerte årsverdier fra 1950 til 2021. De øvrige viser modellberegninger under høyt utslippsscenario (SSP3-7.0). Rød kurve og skravering viser gjennomsnitt og spredning (10- til 90-persentil) for CMIP5/6-ESD-2025 basert på 252 globale modeller. Lilla kurve og skravering viser CMIP5/6-ESD-2025-resultater basert på de fem globalmodellene som er brukt som grunnlag for COR-BA-2025. Oransje kurver viser verdiene fra de 20 framskrivningene i COR-BA-2025.

beregningene at temperaturøkningen vil stabilisere seg på 1,0 °C.

Til høyre i figur 3.1.12 viser vi at gjennomsnittlig beregnet temperaturøkning basert på CMIP5/6-ESD-2025 er svært likt det fra COR-BA-2025 for middels og høyt scenario, selv om spredningen er større for CMIP5/6-ESD-2025 som er basert på et større antall modell-simuleringer.

I det følgende fokuserer vi på resultater fra høyt utslippsscenario (SSP3-7.0). Tabeller for de lavere scenarioene finnes i appendiks. Tabell 3.1.3 viser endringer for regionene i Norge (figur 3.1.7) ved høye utslipp for midten og slutten av århundret, basert på både COR-BA-2025 og CMIP5/6-ESD-2025. Med COR-BA-2025

beregnes Norge å bli 1,8 °C varmere til midten av århundret, mens tilsvarende resultat med CMIP5/6-ESD-2025 er 2,0 °C (tabell 3.1.3). For slutten av århundret beregner vi med begge metoder i gjennomsnitt en økning på 3,4 °C. For noen regioner er det litt forskjell i resultatene for de to metodene, men forskjellene er små i forhold til spredningen mellom 10- og 90-persentilene (gitt i parentes i tabellen). Et generelt resultat er at spredningen er større for CMIP5/6-ESD-2025. Dette skyldes at det er basert på mange flere modellsimuleringer, og derfor representerer utfallsrommet bedre. Det er også en tendens til at CMIP5/6-ESD-2025 gir noe større regionale forskjeller enn COR-BA-2025. De geografiske mønstrene er likevel nokså like, med minst



Figur 3.1.12 Trettiårsmidler for temperatur i Norge gitt som avvik (°C) fra referanseperioden 1991–2020. Svarte punkter viser observasjonsbaserte verdier for historiske normalperioder. Blå, oransje og røde punkter viser gjennomsnitt av 20 framskrivninger (COR-BA-2025), for henholdsvis lavt (RCP2.6), middels (RCP4.5) og høyt (SSP3-7.0) utslippsscenario for periodene 2041–2070 og 2071–2100. De fargede områdene viser spredningen (10- til 90-persentil) mellom framskrivningene. Boksplottene til høyre viser gjennomsnittlig framskrivning og spredning mellom de forskjellige framskrivningene (10-persentil og 90-persentil) ved slutten av århundret (2071–2100) for hvert utslippsscenario, både for COR-BA-2025 og for CMIP5/6-ESD-2025, som er basert på 252 globalmodeller.

oppvarming på Vest- og Sørlandet, og mest på Finnmarksvidda og i Varanger.

Endringer i temperatur varierer med scenario også når det gjelder årstidene. Generelt beregner vi størst oppvarming om vinteren. For slutten av århundret beregner vi ved middels og høye utslipp en oppvarming på henholdsvis 2,3 °C og 3,9 °C med COR-BA-2025 og 2,2 °C og 4,1 °C med CMIP5/6-ESD-2025 (tabell A.2.1). Deretter følger høsten. For vår og sommer er beregnet oppvarming relativt like. Det beregnes noe større sesongmessige forskjeller i oppvarmingen med CMIP5/6-ESD-2025 enn med COR-BA-2025. Dette ble også registrert av Hanssen-Bauer mfl. (2015).

Videre i kapitlet er endringer mellom referanseperioden (1991–2020) og slutten av århundret for høye utslipp vist i kart. Se endringer for andre scenarioer, årstider og midten av århundret i appendiks (tabell A.2.1).

Beregningene viser en økning i årlig gjennomsnittstemperatur i Norge på 3,4 °C mot slutten av århundret ved høyt utslippsscenario. Temperaturen beregnes å øke overalt, men med betydelig geografisk variasjon (figur 3.1.13). Økningen er størst (4,0–4,6 °C, avhengig av sted) i indre Troms og Finnmark, og minst (2,2–3,0 °C, avhengig av sted) i kyst- og fjordområder i Sør-Norge. Ellers beregnes for store deler av landet en økning på 3–4 °C.

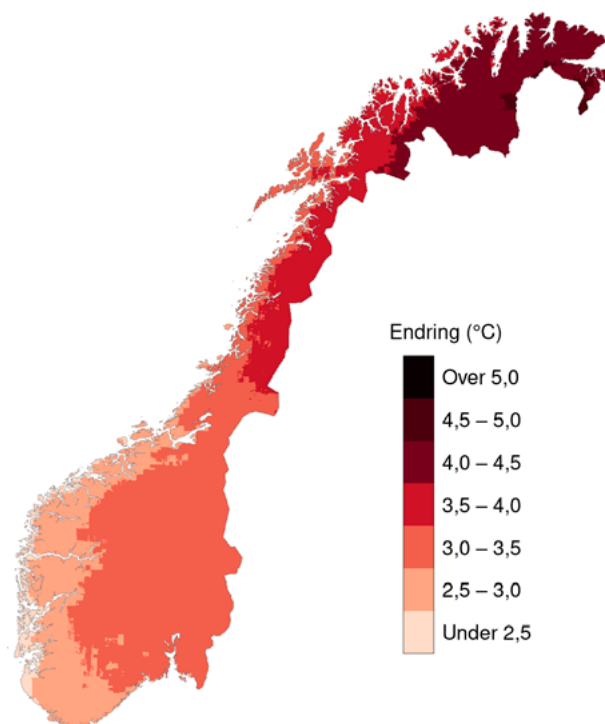
Forrige utgave "Klima i Norge 2100" (Hanssen-Bauer mfl., 2015) viste for det høye utslippsscenarioet RCP8.5 en gjennomsnittlig oppvarming for Norge på 4,5 °C (median) fra perioden 1971–2000 til 2071–2100. Det tilsvarer en økning på 0,45 °C per tiår. Her viser gjennomsnittet av framskrivningene med SSP3-7.0 en økning med 3,4 °C på 80 år, som

Temperatur-region	1 Østlandet	2 Sørlandet	3 Vestlandet	4 Midt- Norge	5 Nord- Norge vest	6 Indre Finnmark	7 Varanger	Norge
COR-BA-2025								
2041–2070 snitt (10- og 90-pers.)	1,7 (1,1–2,1)	1,5 (0,9–1,9)	1,4 (0,8–1,9)	1,7 (0,9–2,1)	1,9 (0,9–2,5)	2,3 (1,2–3,0)	2,3 (1,1–2,9)	1,8 (1,0–2,2)
2071–2100 snitt (10- og 90-pers.)	3,2 (2,6–4,0)	2,9 (2,4–3,8)	2,8 (2,3–3,6)	3,2 (2,8–4,0)	3,7 (3,3–4,5)	4,4 (3,7–5,1)	4,3 (3,7–5,3)	3,4 (3,0–4,2)
CMIP5/6- ESD-2025								
2041–2070 snitt (10- og 90-pers.)	2,0 (1,1–2,9)	1,7 (1,0–2,5)	1,6 (0,9–2,4)	2,0 (1,1–3,0)	2,0 (1,2–2,9)	2,8 (1,8–4,0)	2,4 (1,6–3,3)	2,0 (1,2–2,9)
2071–2100 snitt (10- og 90-pers.)	3,4 (1,7–4,8)	2,9 (1,5–4,2)	2,7 (1,4–3,9)	3,4 (1,7–4,9)	3,3 (2,1–4,7)	4,6 (3,2–6,2)	3,9 (2,8–5,2)	3,4 (1,9–4,7)

Tabell 3.1.3 Gjennomsnittlig endring i årsmiddeltemperatur (°C) i norske temperaturregioner (figur 3.1.7) mellom perioden 1991–2020 og to framtidsperioder ved høye utslipp (SSP3-7.0), gjennomsnitt og 10- og 90-persentiler. Resultatene er basert på både COR-BA-2025 og CMIP5/6-ESD-2025.

tilsvarer en økning på 0,42 °C per tiår. Siden utslippsscenario SSP3-7.0 er lavere enn RCP8.5, er det ikke overraskende at SSP3-7.0 fører til noe mindre endring i temperaturen for Norge enn RCP8.5. Det er også visse endringer i modellutvalg og beregningsmetoder som gjør at tallene ikke er direkte sammenlignbare (se kapittel 1).

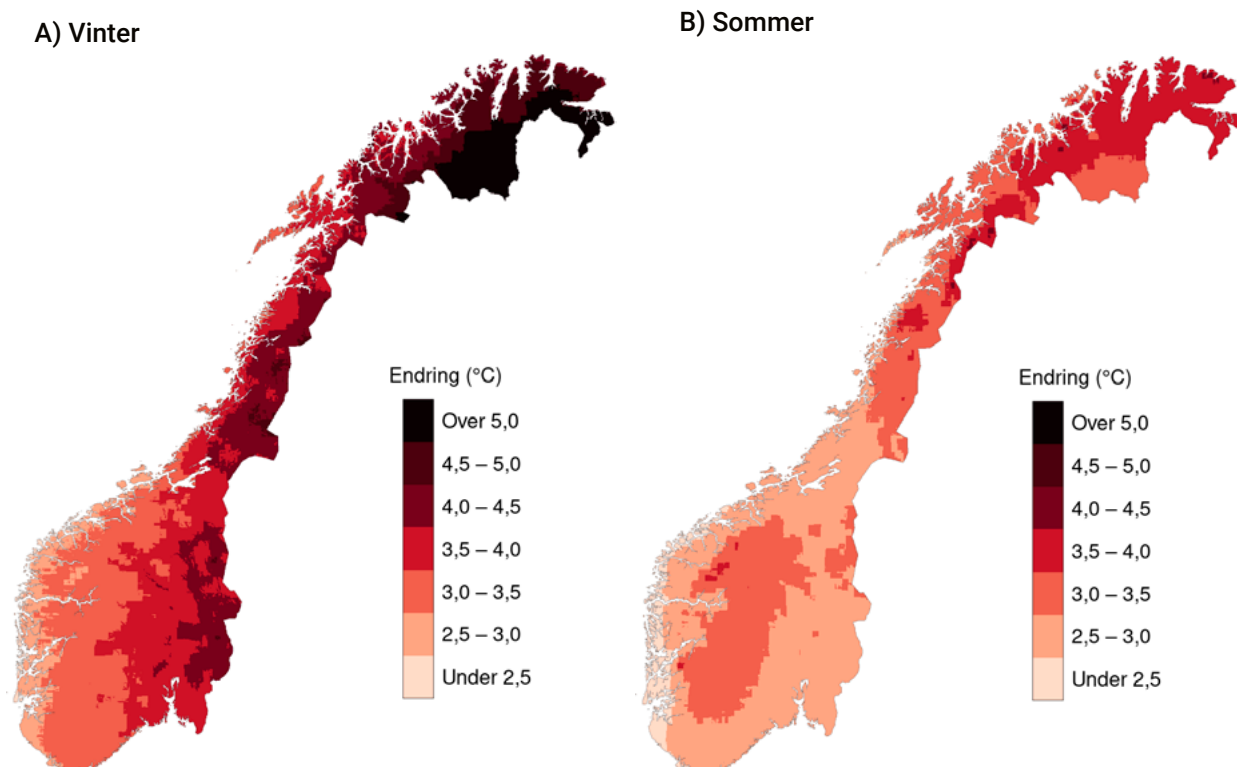
Middeltemperaturen i Norge beregnes å øke mest om vinteren, med 3,9 °C endring fra referanseperioden til 2071–2100. Størst endring beregnes i østlige deler av Nord-Norge med opp til 5,9 °C økning (se figur 3.1.14a). Også i noen østlige områder i Midt- og Sør-Norge beregnes over 4 °C økning i vintertemperaturen, mens det i landet for øvrig beregnes en økning på 2,3–4,0 °C om vinteren. For sommeren beregnes middeltemperaturen å øke med 3,1 °C mot slutten av århundret ved høye utslipp. Endringen varierer mellom 2,2 og 4,1 °C (figur 3.1.14b). Størst økning beregnes da i fjellområdene i Sør-Norge og store deler av Nord-Norge, noe mindre i lavereliggende områder i Sør-Norge og Midt-Norge. Også i forrige utgave "Klima i Norge



Figur 3.1.13 Endring i årsmiddeltemperatur (°C) mellom 1991–2020 og perioden 2071–2100 under høyt utslippsscenario (SSP3-7.0). Beregnet endring representerer gjennomsnittet av de 20 framskrivningene i COR-BA-2025.

2100" (Hanssen-Bauer mfl., 2015) ble vinter-temperaturen beregnet å øke mer enn sommer-temperaturen, med større økning i innlandet enn langs kysten og større økning i nord enn i sør .

I tillegg til endring i middeltemperatur har vi sett på endringer i normal variasjon i middel-temperaturen fra år til år innen 30-årsperioder. Observasjonene viser en reduksjon i år-til-år variasjon fra perioden 1961–1990 til perioden 1991–2020 (figur 3.1.9). Modellberegninger for periodene 2041–2070 og 2071–2100 gir imidlertid ingen systematisk endring videre utover i århundret (ikke vist). Det samme gjelder alle årstider, med unntak av at det om vinteren ser ut til å være en svak tendens til mindre variasjon framover (det betyr at middeltemperatur for "kalde vintre" øker mer enn middeltemperaturen for "varmevintre"). Også i de historiske dataene er det særlig om vinteren vi ser en reduksjon i år-til-år variasjonen (Tajet mfl., 2024).



Figur 3.1.14 Endring i middeltemperatur (°C) mellom 1991–2020 og perioden 2071–2100 under høyt utslippsscenario (SSP3-7.0), for a) vinteren (desember, januar og februar) og b) sommeren (juni, juli og august). Beregnet endring er gjennomsnittet av 20 framskrivninger (COR-BA-2025).

3.2 Temperaturbaserte indekser

Helga Therese Tilley Tajet

Andreas Dobler, Anita Verpe Dyrrdal, Reidun Gangstø, Inger Hanssen-Bauer, Hans Olav Hygen, Julia Lutz, Irene Brox Nilsen og Ole Einar Tveito (i alfabetisk rekkefølge).

Kort oppsummert

Temperaturendringene gir kortere vintersesong og lengre sommersesong.

Temperaturendringene gir lengre vekstsesong og færre frostdager totalt, men likevel økt frostfare i vekstsesongen i en del kystnære områder.

Større områder vil oppleve hetebølger og tropenetter i framtiden.

Det blir færre dager med nullgradspasseringer i lavereliggende områder i Sør-Norge, men flere i indre Troms og Finnmark. Om vinteren blir det flere slike dager i innlandsområder i hele landet.

Temperaturbaserte indekser er statistiske mål utledet fra temperaturvariable. En oversikt over, og definisjoner av, indeksene finnes i appendiks tabell A.1.1a. Noen indekser er basert på antall dager over eller under en terskel for én variabel, mens andre indekser kombinerer flere temperaturvariable. Det kan for eksempel være en kombinasjon av maksimums- og minimumstemperatur. I dette delkapitlet ser vi stort sett på indekser for referanseperioden 1991–2020, endringer fra foregående normalperiode (1961–1990) vist i Tajet mfl. (2024 og 2025), samt beregnede endringer fram til 2071–2100.

3.2.1 Klimatologiske sesonger

Når vi beregner klimaendringer innenfor ulike årstider bruker vi standard tremåneders sesonger,

se faktaboks 1.2. Det er for å kunne sammenligne temperaturutviklingen i samme periode i forskjellige områder. Det er imidlertid også interessant å studere variasjon i lengden av klimatologisk definerte sesonger. Klimatologisk vinter er definert som perioden av året med normal døgnmiddeltemperatur lavere enn 0 °C, mens sommeren er perioden med normal døgnmiddeltemperatur høyere enn 10 °C (Dannevig, 2019). Normal døgnmiddeltemperaturer middeltemperaturen for hvert døgn i normalperioden, beregnet fra en glattet kurve gjennom månedsmiddelverdiene (Tveito mfl., 2001).

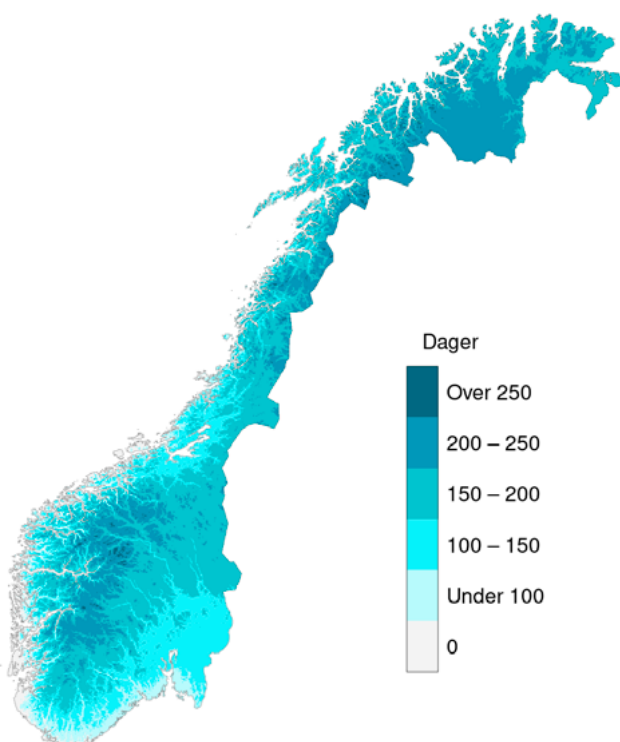
Vintersesongens lengde i perioden 1991–2020 varierte fra null dager i en del kyststrøk i Sør-Norge til mer enn 200 dager på Finnmarksvidda og i en del fjellområder (figur 3.2.1a). Sommerens lengde varierte fra null dager i en del fjellområder

til mer enn 120 dager langs store deler av kysten i Sør-Norge sør for Sognefjorden og på Østlandet, i tillegg til i lavlandsområder lengre inn i landet (figur 3.2.1b). Tajet mfl. (2024) rapporterte at vintersesongens lengde fra perioden 1961–1990 til 1991–1990 har avtatt med opp til to måneder langs deler av kysten, mens reduksjonen i mange fjellområder er på under en uke. Sommersesongens lengde har økt minst (under en uke) i de høyeste fjellområdene, og mest (opp til en måned) i en del andre fjellområder. Den totale

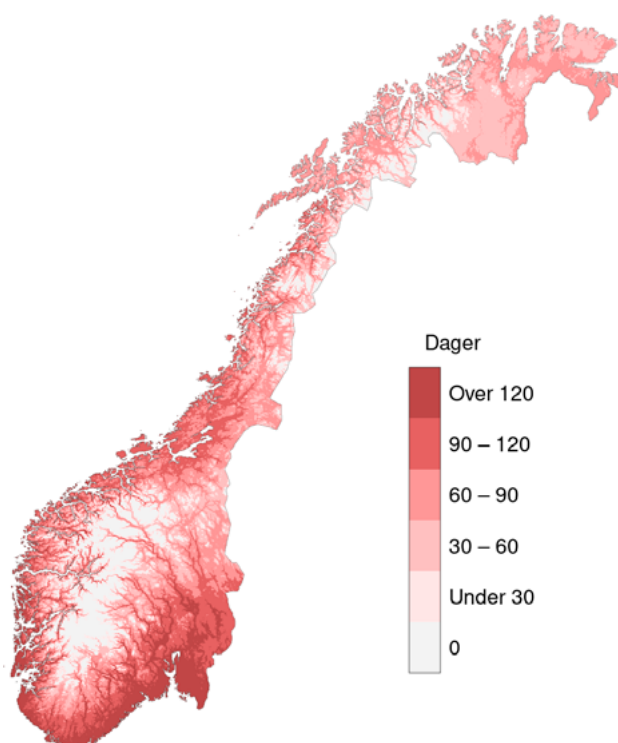
lengden av overgangssesongene (høst pluss vår) har økt i mange kyststrøk, men minket i en del fjellområder.

Det er en systematisk sammenheng mellom gjennomsnittstemperaturen, graden av variasjon (standardavvik) og statistikken for både antall dager over eller under en gitt terskelverdi og varigheten av kalde eller varme perioder. Den beregnede temperaturøkningen mot slutten av århundret fører til lengre sommersesong, og

A) Vintersesong



B) Sommersesong



Figur 3.2.1 Lengden (antall dager i året) av klimatologisk a) vintersesong og b) sommersesong i perioden 1991–2020.

kortere vintersesong overalt hvor det fortsatt var klimatologisk vinter i referanseperioden (figur 3.2.2). Under et høyt utslippsscenario (SSP3-7.0) beregnes at områdene uten klimatologisk vinter utvider seg langs store deler av kysten i Norge. Steder med størst økning i sommerdager er områder som også beregnes å få størst økning i temperatur om sommeren

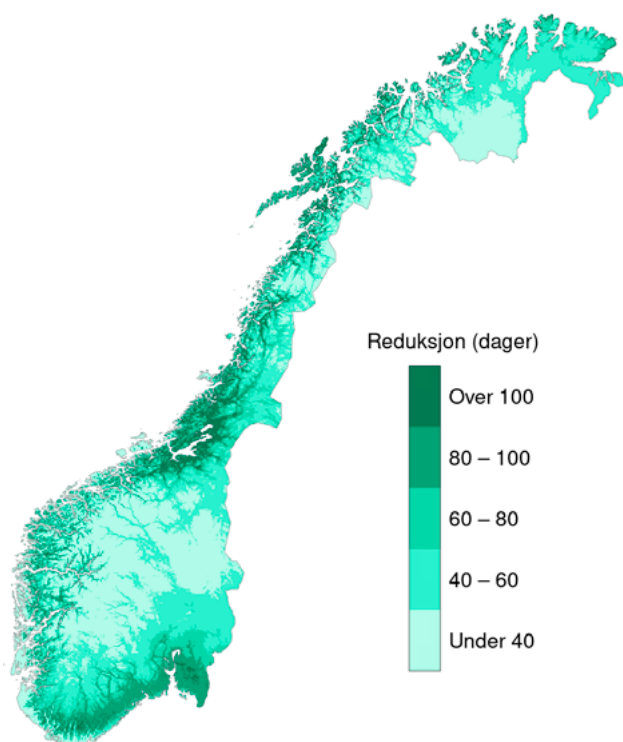
(figur 3.1.14b). Unntakene er noen få områder på høyfjellet som ikke hadde klimatologisk sommer i referanseperioden, hvor det heller ikke beregnes for slutten av århundret (altså fortsatt null sommerdager i figur 3.2.2b), eller der det kun er en liten endring (under 20 dager). Dette er blant annet områder med isbreer. Ellers beregnes mange områder å få mellom 20–40

flere sommerdager.

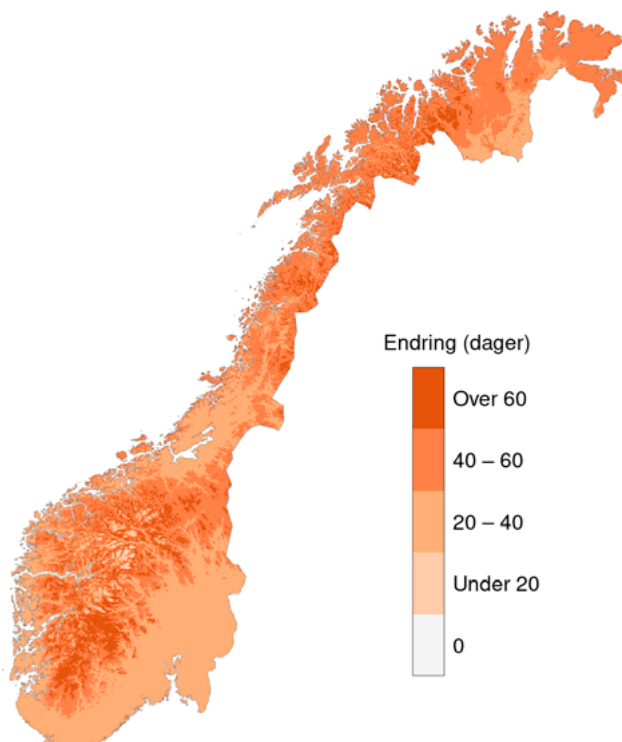
Vi har allerede sett en betydelig endring i de klimatologiske sesongene fra perioden 1961–1990 til referanseperioden 1991–2020 (Tajet mfl., 2024). Døgnormaltemperatur for noen utvalgte steder er vist i figur 3.2.3. Figuren viser referanseperioden og beregnede døgnormaler for slutten av århundret under lavt, middels

og høyt utslippsscenario. I Bergen er det ikke klimatologisk vinter i noen av periodene, det ser vi også i kartet i figur 3.2.1a. I Oslo er det fortsatt klimatologisk vinter i referanseperioden, men den beregnes å forsvinne innen slutten av århundret under høyt utslippsscenario. Det samme gjelder i noen kystnære områder lenger nord, som Tromsø. De kaldeste stedene, her vist

A) Vintersesong



B) Sommersesong



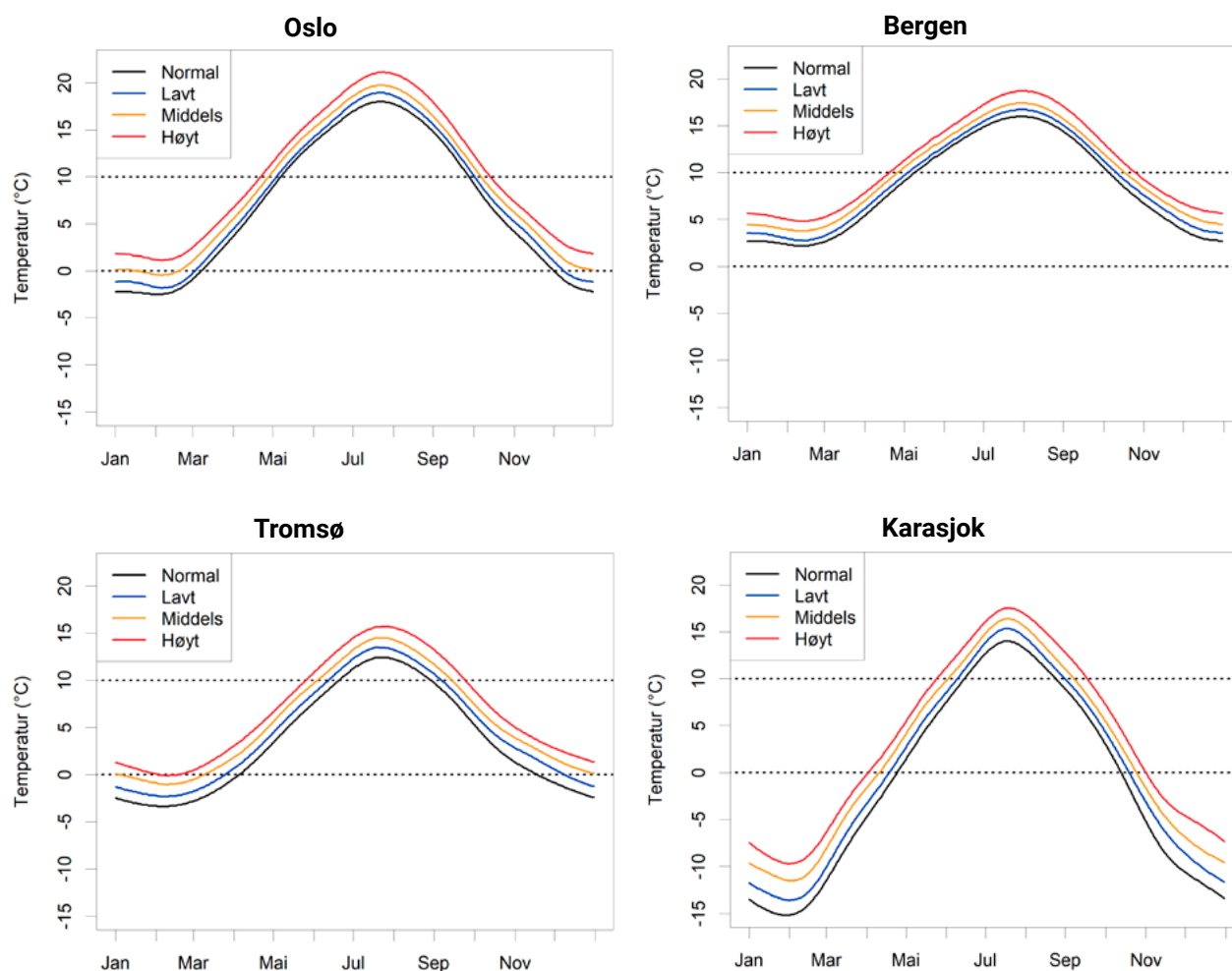
Figur 3.2.2 Endring i lengden (antall dager i året) av klimatologisk a) vinter- og b) sommersesong fra perioden 1991–2020 til perioden 2071–2100 under høyt utslippsscenario (SSP3-7.0). Beregnet endring er gjennomsnittet av 20 framskrivninger (COR-BA-2025).

med Karasjok (og Røros i appendiks figur A.3.1), beholder vinteren, men beregningene viser at den krymper. For alle steder utvider sommeren seg, og overgangssesongene vår og høst flytter seg. Flere steder; Kristiansand, Trondheim, Røros og Bodø er vist i appendiks figur A.3.1.

3.2.2 Frostdager

Frostdager er dager med minimumstemperatur under 0 °C, det vil si antall dager i året med

minusgrader. Antall frostdager er av interesse blant annet i forbindelse med veivedlikehold. I perioden 1991–2020 hadde indre og høyere strøk av Sør-Norge og de fleste områdene av Troms og Finnmark over 200 frostdager i årlig gjennomsnitt (figur 3.2.4a). I lavereliggende områder, innover i dalene og langs fjordene, var det 100–200 frostdager. Kystområder i sørvest hadde færrest frostdager. Tajet mfl. (2024) studerte endringene fra perioden 1961–1990 til 1991–2020, og konkluderte med at det har vært en reduksjon



Figur 3.2.3 Døgnnormaltemperatur gjennom året i forskjellige 30-års perioder på utvalgte steder; Oslo, Bergen, Tromsø og Karasjok. Grafen for 1991–2020 (normal) er basert på målinger mens døgnnormalene for lavt (RCP2.6), middels (RCP4.5) og høyt (SSP3-7.0) utslippsscenario for 2071–2100 er basert på COR-BA-2025.

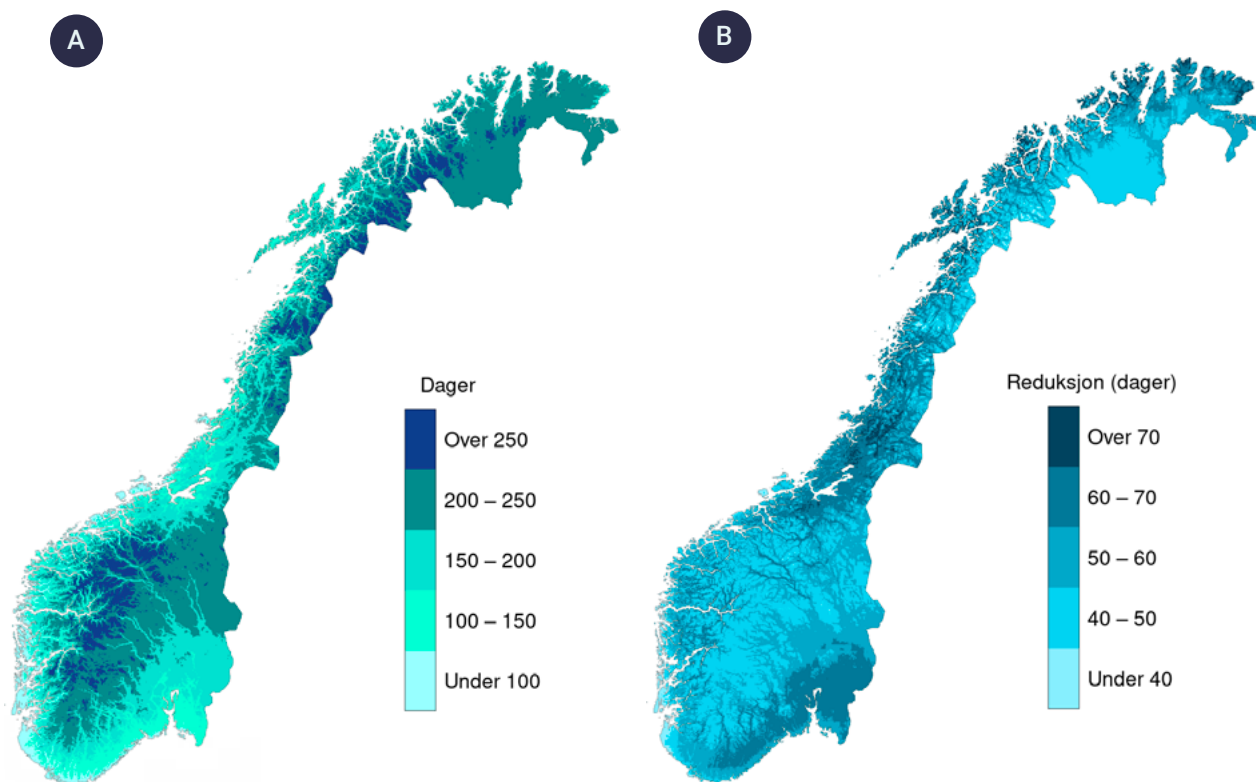
i antall frostdager de aller fleste steder i landet (inntil 40 dager i året), mens noen få fjellområder opplevde en liten økning (inntil 9 dager i året). Økningen kan henge sammen med at det enkelte steder i høyfjellet har vært en tendens til mer snø de siste dekadene (Kuya mfl., 2023; se også kapittel 5.1.1). I områder der det ligger snø på bakken kan døgnetts minimumstemperatur holde seg under null i en lengre periode, selv om lufttemperaturen generelt øker.

Fram til perioden 2071–2100 beregnes en reduksjon i antall frostdager i hele landet (figur

3.2.4b). De aller fleste steder beregnes en reduksjon på minst 40 dager, og i mange områder er reduksjonen på 60 dager eller mer. Unntakene er noen høyfjellsområder, der endring i klimatologisk vintersesong og reduksjon i snømengder er beregnet å være minst (se kapittel 5.1.2), samt i kystnære strøk i Sør-Norge der det også i dagens klima er relativt få frostdager. Største reduksjon (mer enn 70 dager) beregnes i enkelte områder i Midt-Norge, samt noen kystnære strøk i nord.



Foto: Kari Løvslogen



Figur 3.2.4 a) Antall frostdager i året i referanseperioden 1991–2020. b) Reduksjon (antall dager årlig) fra perioden 1991–2020 til 2071–2100 under høyt utslippsscenario (SSP3-7.0). Beregnet endring er gjennomsnittet av 20 framskrivninger (COR-BA-2025).

3.2.3 Vekstsesong og frostdager i vekstsesongen

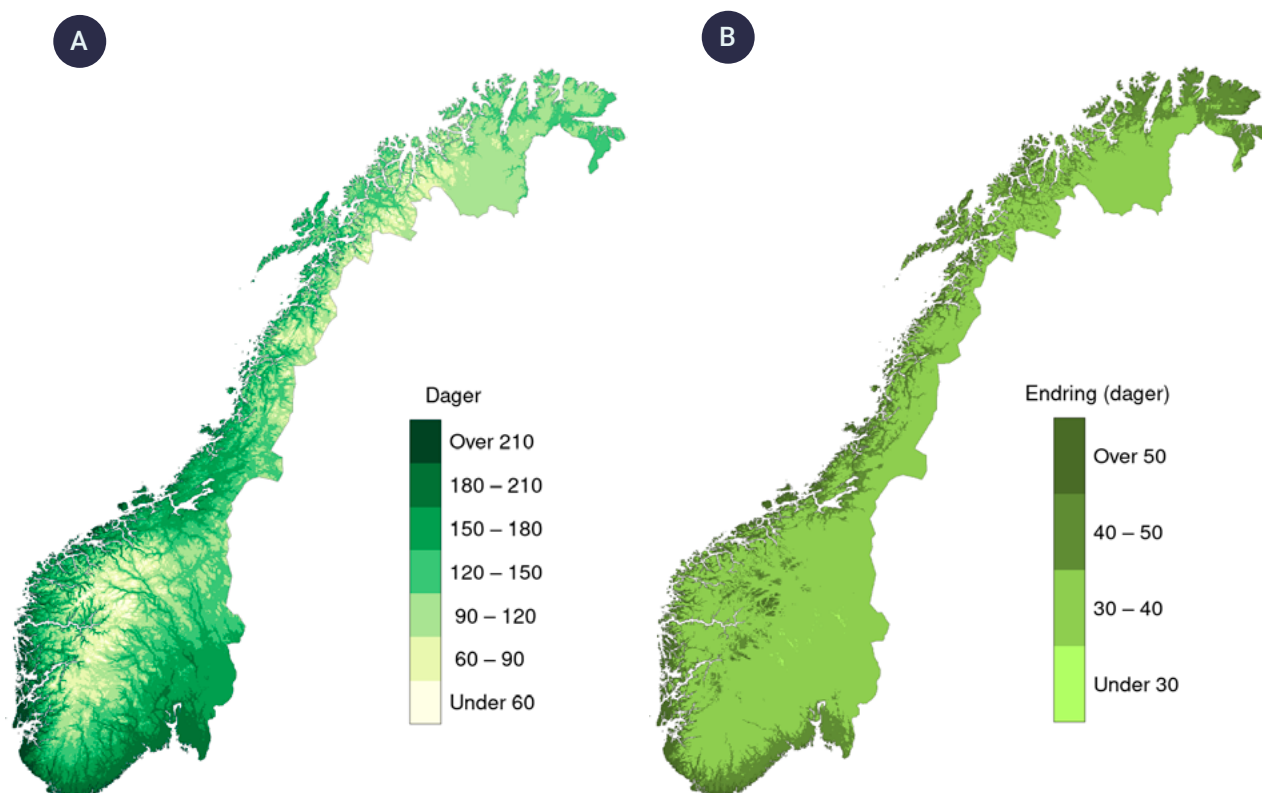
Vekstsesongen er den perioden når planter får netto energigevinst av sin fotosyntese. Dette varierer mellom plantearter, og vi fokuserer her på grasvekster (inkludert korn). Flere klimafaktorer påvirker vekstsesongens lengde: temperatur, nedbør, strålingsforhold og snødekke. Temperaturforholdene er imidlertid en nøkkelfaktor, særlig for starten av vekstsesongen, og Carter (1998) anbefaler å bruke døgnmiddeltemperatur på 5 °C som terskelverdi for å definere perioden med aktiv plantevekst i de nordiske landene. Denne verdien er brukt i de følgende beregningene, som er gjort på grunnlag av 30-års glattede kurver for døgnmiddeltemperatur på gitt dato.

Vekstsesongen i Norge avtar stort sett fra kyst til

innland, fra lavland til høyfjell og fra sør til nord. For normalperioden 1991–2020 varierer lengden fra null dager i noen høyfjellsområder til mer enn 250 dager i enkelte sørvestlige kyststrøk (figur 3.2.5a).

Vekstsesongen har allerede blitt lengre (Hanssen-Bauer mfl., 2015; Tajet mfl., 2024), og en videre forlengelse beregnes fram mot slutten av århundret (figur 3.2.5b). Det er i ytre kyststrøk den største endringen beregnes, mens minst endring beregnes i noen høytliggende innlandsstrøk.

Potensialet for jordbruksproduksjon avhenger ikke bare av vekstsesongens lengde, men også av vekstgraddagene (definisjon i tabell A.1.1a i appendiks) i vekstsesongen. Antall vekstgraddager beregnes i likhet med vekstsesongens lengde å øke i hele landet. Det geografiske mønsteret er imidlertid litt annerledes, da



Figur 3.2.5 a) Lengden av vekstsesongen (antall dager i året) i referanseperioden 1991–2020. b) Beregnet endring (antall dager i året) fra perioden 1991–2020 til 2071–2100 under høyt utslippsscenario (SSP3-7.0). Beregnet endring er gjennomsnittet av 20 framskrivninger (COR-BA-2025).

økningen er mer jevnt fordelt og den største økningen langs kysten er begrenset til mindre områder. Minst endring i vekstgraddagene beregnes i fjellet (kartet er ikke vist her).

At vekstsesongen blir lengre kan, til tross for et generelt varmere klima, føre til økt frostfare (økt sannsynlighet for at døgnets minimumstemperatur er under null) tidlig eller sent i vekstsesongen. For å beregne slike endringer er det ikke tilstrekkelig å se på gjennomsnittet over 30-årsperioder. Vekstsesongens start og slutt må beregnes for hvert enkelt år, og dager i denne perioden da døgnets minimumstemperatur har vært under null må telles opp. I og med at døgnmiddeltemperaturen i enkeltår ikke følger døgnnormalen, men hopper opp og ned, blir det nødvendig med en mer eksplisitt definisjon av vekstsesongen. Planteveksten vil nemlig ikke starte dersom ikke varmen er av en viss varighet. Men når veksten først starter, kan

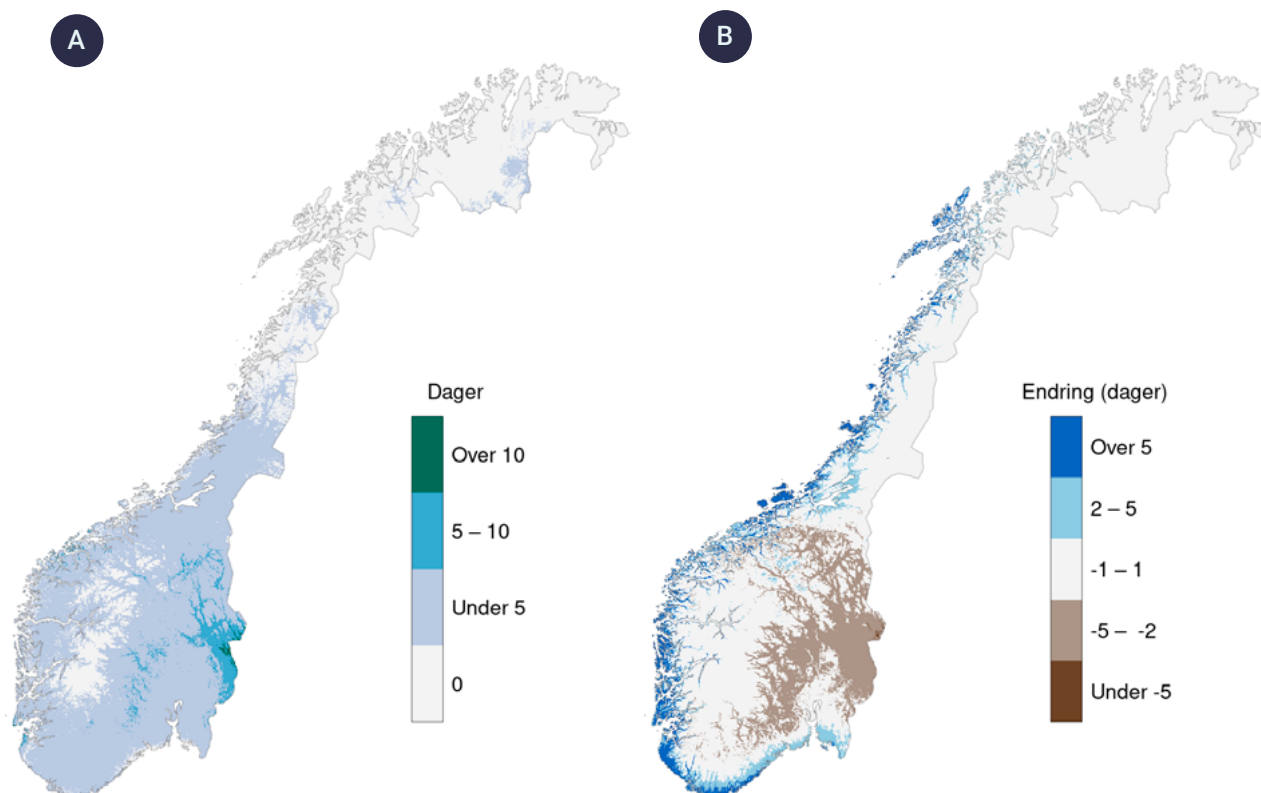
nattefrost ha alvorlige konsekvenser. Det finnes flere definisjoner av sesongstart og -slutt i litteraturen, men i likhet med Zhou mfl. (2018) har vi benyttet definisjonene som anbefales av "Expert Team on Climate Change Detection and Indices" (ETCCDI). De definerer sesongstart som første forekomst av minst seks dager på rad med døgnmiddeltemperatur over 5 °C, og sesongslutt ved første forekomst etter 1. juli av seks dager på rad under 5 °C. Plantene er mest sårbare for frost i spire- og voksefasen, derfor ser vi her kun på antall dager med frost i starten av vekstsesongen (fram til 1. juli). I de norske fjellområdene kan det være mange frostdager før 1. juli. Derfor bruker vi vekstsesongens lengde her, og ikke fram til 1. juli.

Antall dager med frost i starten av vekstsesongen i referanseperioden 1991–2020 varierer fra null til 14 dager (figur 3.2.6a). Tallene representerer medianen over perioden, ikke gjennomsnittet som

for andre indekser, for å redusere påvirkningen av enkelte år med mange frostdager i vekstsesongen (Tajet mfl., 2025). Det er færrest dager med frost i vekstsesongen i områder der sesongen er kort. Det vil si i store deler av Nord-Norge, samt i fjellområder i Sør-Norge. I mesteparten av Norge er det under fem dager, med unntak av noen områder på indre Østlandet og enkelte kystområder på Vest- og Sørvestlandet. Endring mellom 1961–1990 og 1991–2020 viser at det har blitt litt flere dager med frost i starten av vekstsesongen i store deler av Sør-Norge med unntak av fjellområdene, mens det i landet forøvrig stort sett har vært små endringer, og noen få steder en reduksjon (Tajet mfl., 2025). Områdene med reduksjon i frostfare i starten av vekstsesongen henger sammen med færre frostdager i store deler av landet. I tillegg er det noen områder der starten på vekstsesongen i gjennomsnitt var senere i perioden 1991–2020 enn i 1961–1990 (Tajet mfl., 2025).

Mot slutten av århundret beregner vi under det høye utslippsscenarioet en økt frostfare i starten av vekstsesongen langs kysten, med unntak av Finnmark og deler av Troms (figur 3.2.6b). Forøvrig beregnes små endringer, eller en reduksjon i frostfaren.

Beregningene ovenfor er basert på griddede data (se kapittel 10.1). I tillegg har vi analysert data fra utvalgte stasjoner. Analysene bekrefter en svak økning av antall frostdager i starten av vekstsesongen fra 1961–1990 til 1991–2020 ved Oslo, Værnes og Bodø, og en mer betydelig økning ved Sola (Tajet mfl., 2025). Mot midten og slutten av århundret viser beregningene under det høye utslippsscenarioet kun små endringer i Oslo, men en fortsatt gradvis økning i frostfaren i starten av vekstsesongen i Værnes og Bodø (figur 3.2.7). Ved Sola, der økningen var mest markant mellom de to historiske periodene, beregnes fortsatt en økning mot midten av århundret, men ingen ytterligere

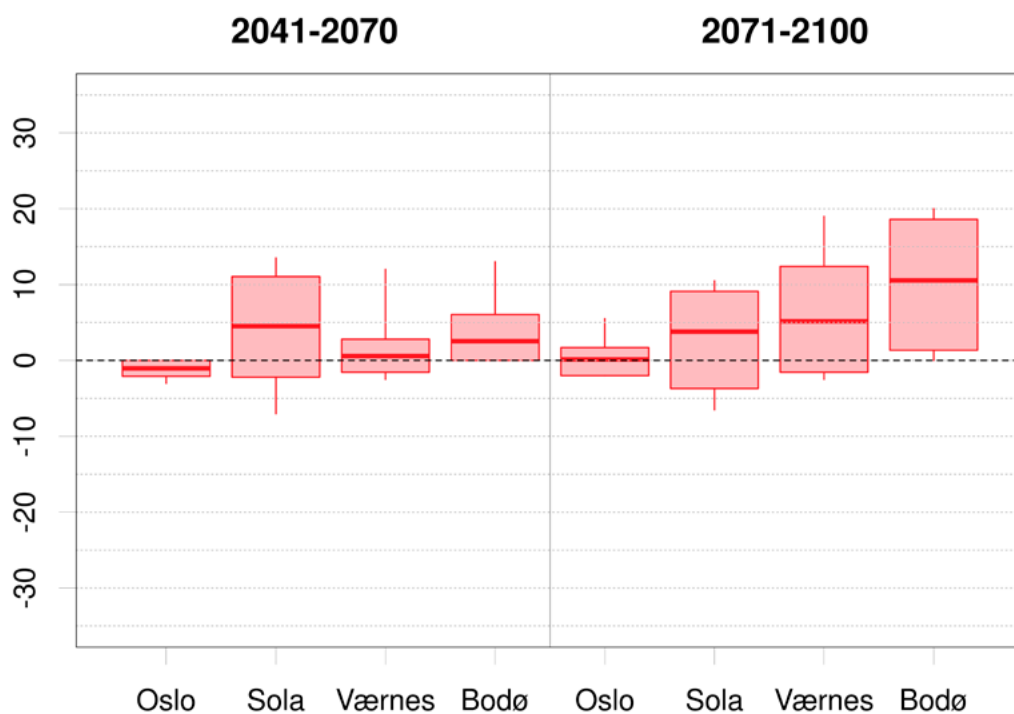


Figur 3.2.6 Antall dager med frost i starten av vekstsesongen a) i referanseperioden 1991–2020. b) Beregnet endring (antall dager i året) fra perioden 1991–2020 til 2071–2100 under høyt utslippsscenario (SSP3-7.0). Beregnet endring er gjennomsnittet av 20 framskrivninger (COR-BA-2025).

økning til slutten av århundret. For Sola starter vekstsesongen allerede nå noen år i januar, og i siste halvdel av århundret er det antagelig ikke rom for tidligere start på vekstsesongen, samtidig som totalt antall frostdager går ned.

Merk at starten på vekstsesongen her er definert utelukkende på bakgrunn av lufttemperatur. Varmeperioder veldig tidlig på året

kan da føre til såkalt “falsk start” (kortvarige hendelser som oppfyller kriteriene for vekstsesong før den reelt har kommet i gang) på sesongen, før andre kriterier for sesongstart (for eksempel lysforhold) er tilfredsstilt (Cornes mfl., 2019). Dette kan føre til at økningen i frostfare er overestimert, særlig i nord. På den annen side er det dokumentert at perioder med døgnmiddel-



Figur 3.2.7 Endring i antall dager med frost i starten av vekstsesongen fra 1991–2020 til perioden 2041–2070 og 2071–2100 (høyt utslippsscenario, SSP3-7.0) for gridrutene nærmest Oslo, Sola, Værnes og Bodø. Medianen av 30-årsperiodene. Beregnet endring er gjennomsnittet av 20 framskrivninger (COR-BA-2025). Boksplottene viser gjennomsnittlig framskrivning og spredningen mellom de forskjellige simuleringene (10-persentil og 90-persentil). Strekene viser laveste og høyeste simuleringer.

temperatur over 5 °C i vintermånedene uansett kan føre til avherding av vinterhvet, som derfor blir sårbar for påfølgende kuldeperioder (Bergjord mfl., 2011). Både betingelser for reell vekststart og perioder med høy sårbarhet for frost varierer for forskjellige vekster. Å undersøke sårbarheten til spesifikke vekster vil kreve skreddersydde undersøkelser, mens resultatene ovenfor kun gir noen generelle indikasjoner.

3.2.4 Nordiske sommerdager

WMO definerer sommerdager som døgn med maksimumstemperatur over eller lik 25 °C. I Norge er det store områder der det ikke forekommer slike dager. Når vi skal analysere varme dager, bruker vi derfor heller “nordiske sommerdager”, som er døgn med maksimumstemperatur større eller lik 20 °C (SNL, 2020). Flest nordiske sommer-

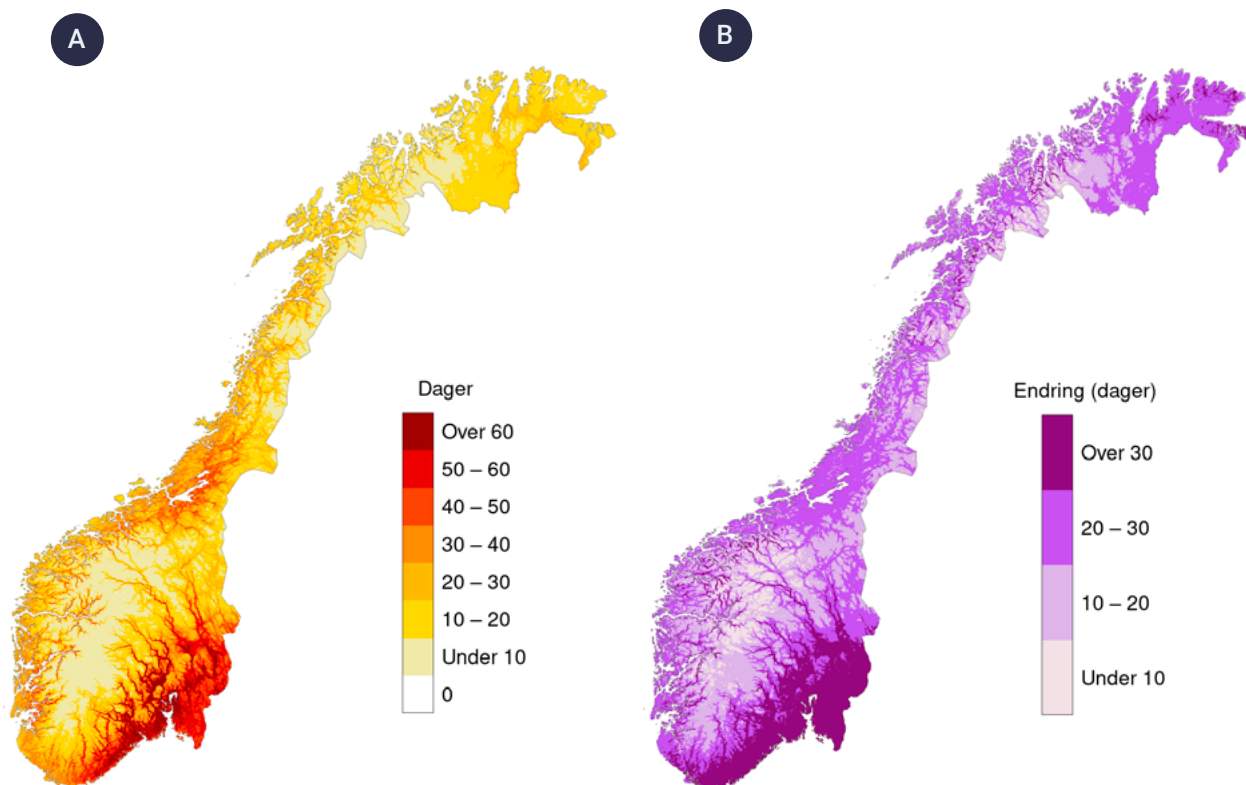
dager var det i perioden 1991–2020 på Østlandet, aller flest i dalførene med inntil 80 dager i årlig gjennomsnitt (figur 3.2.8a). Store områder av Østlandet hadde over 40 dager i året hvor maksimumstemperaturen viste 20 °C eller mer. Kystnære områder på Sør- og Vestlandet og indre Trondheimsfjorden hadde rundt 30–50 sommerdager, flest dager innerst i fjordene. Ellers hadde mange steder i landet mer enn ti nordiske sommerdager årlig i gjennomsnitt. Færrest dager var det i høyfjellsområder i Sør-Norge og deler av Nord-Norge med ti eller færre nordiske sommerdager.

Tajet mfl. (2024) beregnet endringer i nordiske sommerdager fra perioden 1961–1990 til 1991–2020. De konkluderte med at det har blitt flere sommerdager i store deler av Norge (inntil 19 flere dager i årlig gjennomsnitt), mens enkelte steder i Troms og Finnmark har opplevd en reduksjon på inntil tre dager i året.

Mot slutten av århundret (figur 3.2.8b) viser

beregningene under høyt utslippsscenario en økning i nordiske sommerdager for hele landet. Størst økning beregnes på Sørøstlandet og innerst i fjordene på Vestlandet, med mellom 30 og 47 flere nordiske sommerdager. Minst økning er det i høyfjellet i Sør-Norge og noen steder i Nord-Norge med 1–10 dager økning. Ingen steder beregnes å få færre nordiske sommerdager sammenlignet med perioden 1991–2020 under et høyt utslippsscenario.

I større byer kan «urban varmeøyeffekt» (Venter mfl., 2020) bidra til å øke temperaturen på varme dager. Denne effekten, som øker med byenes størrelse, skyldes blant annet at det i bysentra er lite vegetasjon, men mye asfalt og betong som effektivt omdanner all strålingsenergi til følbare varme. Urban varmeøyeffekt er ikke noe stort problem i Norge, både fordi landet ligger langt mot nord, fordi byene er relativt små, og fordi de største byene, bortsett fra Oslo, ligger nokså fritt eksponert langs kysten, der maritim påvirkning



Figur 3.2.8 Nordiske sommerdager (maksimumstemperatur ≥ 20 °C) årlig a) i referanseperioden 1991–2020. b) Endring mellom 1991–2020 og perioden 2071–2100 under høyt utslippsscenario (SSP3-7.0). Beregnet endring er gjennomsnittet av 20 framskrivninger (COR-BA-2025).

begrenser ekstreme temperaturer. I Oslo kan imidlertid temperaturene bli ubehagelig høye, særlig i områder uten vegetasjon (Venter mfl., 2020). Vi har ikke studert framtidig utvikling av urbaneffekten i Oslo, men kvalitativt kan vi si at økende sommertemperaturer vil føre til økt mulighet for episoder med ubehagelig høye temperaturer. Venter mfl. (2020) viste at det å beholde og utvide flater med vegetasjon i Oslo betyr mye for å redusere de høyeste temperaturene.

3.2.5 Norske hetebølger

Episoder med høy temperatur som varer over flere dager kan få konsekvenser både for naturlige økosystemer, matproduksjon og folkehelse. Den varme julimåneden i 2025 førte blant annet til en rekke medieoppslag om manglende muligheter for avkjøling på norske sykehus (NTB, 2025). Begrepet hetebølger brukes for å betegne slike episoder, men det finnes ingen felles internasjonal definisjon for hetebølger. Barnes mfl. (2025) brukte en definisjon basert på høyeste gjennomsnittlige maksimums- og minimumstemperatur over 14 dager til å analysere julitemperaturene i Fennoscandia i 2025 i en attribusjons-studie (faktaboks 3.1.1). De fant at global oppvarming har ført til at episoden er minst 10 ganger mer sannsynlig i dagens klima enn den var i før-industriell tid, og at sannsynligheten for lignende episoder vil fortsette å øke under videre global oppvarming.

Her bruker vi definisjonen av hetebølger slik den er gjengitt av Sivle og Sagen (2023): en norsk hetebølge er en episode med (minst) fem påfølgende døgn med maksimumstemperatur over eller lik 27 °C. Én hendelse regnes her som fem påfølgende døgn, uten hensyn til overlapp med tidligere hendelser, og det kan følgelig være flere hendelser i én episode. Hvis maksimumstemperaturen er over eller lik 27 °C seks døgn på rad, blir dette to hendelser.

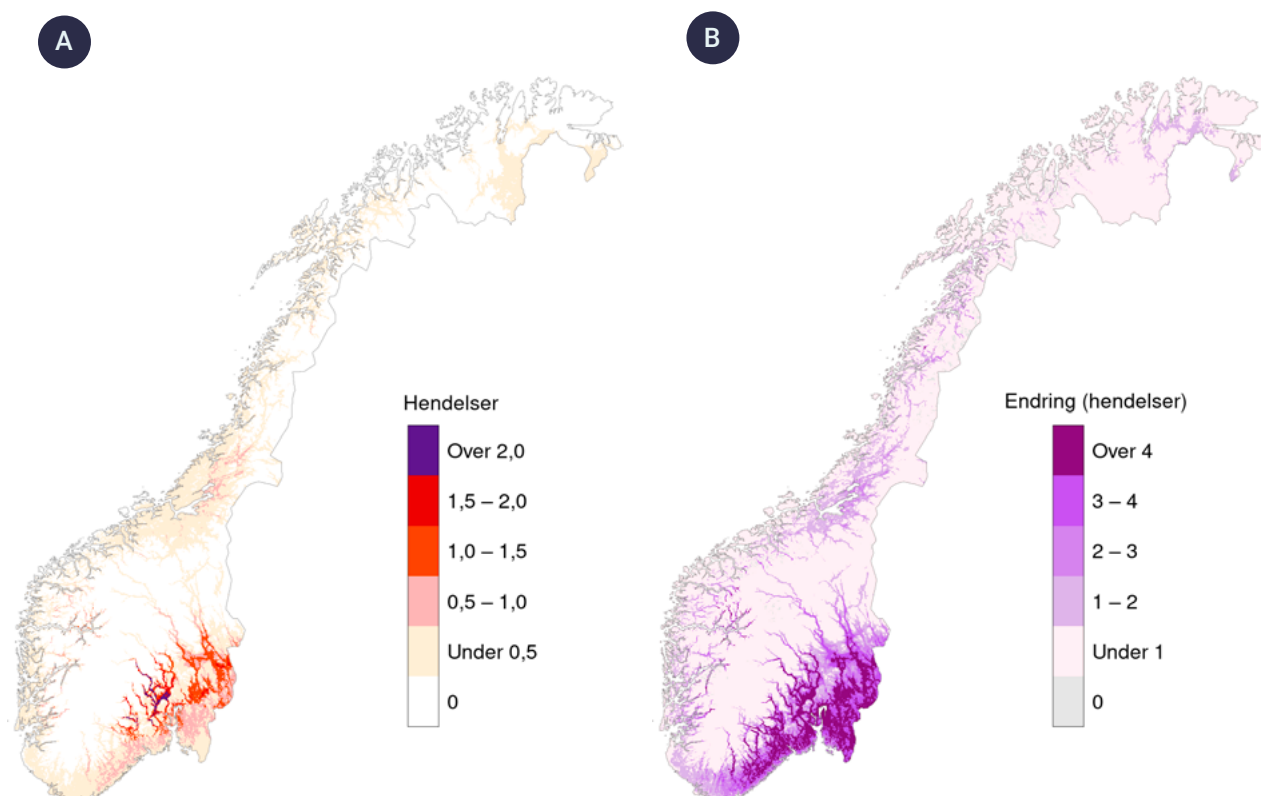
Hetebølgehendelser har i perioden 1991–2020 forekommet i en del lavlandsområder langs

kysten og i dalfører i alle landsdeler, men særlig i Sør- og Midt-Norge (figur 3.2.9a). I de fleste områdene har det imidlertid vært færre enn 0,5 hendelser i året, som betyr at det i gjennomsnitt har vært mindre enn én hendelse annethvert år. Flest hendelser var det i de lavereliggende delene av dalførene på Østlandet, litt inn fra kysten. Der var det i gjennomsnitt mer enn én hendelse i året mange steder, og enkelte steder var det i gjennomsnitt mer enn to hendelser i året. Tajet mfl. (2024) sammenlignet hendelser i 1991–2020 med 1961–1990. De viser at områder med hetebølger har blitt større, de strekker seg lenger innover i landet og de kommer hyppigere.

Fram til perioden 2071–2100 beregnes en økning i hetebølgehendelser for store deler av landet, ved høyt utslippsscenario (figur 3.2.9b). Størst økning ser vi i dalførene på Østlandet litt inn fra kysten, der det også er flest hendelser i 1991–2020, og innerst i fjordområder på Vestlandet med økning på over fire hendelser i året. En del områder har en økning årlig på 2–4 hendelser.

3.2.6 Tropenattsdøgn

Tropenattsdøgn er døgn med minimumstemperatur over 20 °C. De forekommer oftest på sensommeren når sjøtemperaturen er høy. I perioden 1991–2020 forekom de langs deler av kysten i alle landsdeler (ikke vist). Definisjonen av tropenetter skiller seg kun fra tropenattsdøgn ved at nedre grense for minimumstemperatur kun gjelder for natten. Tajet mfl. (2024) viste at antall tropenattsdøgn årlig varierte geografisk mellom 0 og 0,4 i gjennomsnitt i perioden 1961–2020. Det betyr at et tropenattsdøgn skjedde sjeldnere enn hvert annet år, også i de områdene i landet som hadde flest. Tajet mfl. (2024) viste også at både gjennomsnittlig antall og totalt areal med forekomst av tropenattsdøgn økte fra 1961–1990 til 1991–2020. Tropenattsdøgn beregnes å øke i store deler av landet mot slutten av århundret med høye utslipp, størst økning langs kysten i sørøst og aller flest ved ytre Oslofjord.



Figur 3.2.9 a) Antall hetebølgehendelser årlig i referanseperioden 1991–2020. b) Endring i antall hetebølgehendelser fra perioden 1991–2020 til 2071–2100 under høyt utslippsscenario (SSP3-7.0). Beregnet endring er gjennomsnittet av 20 framskrivninger (COR-BA-2025).

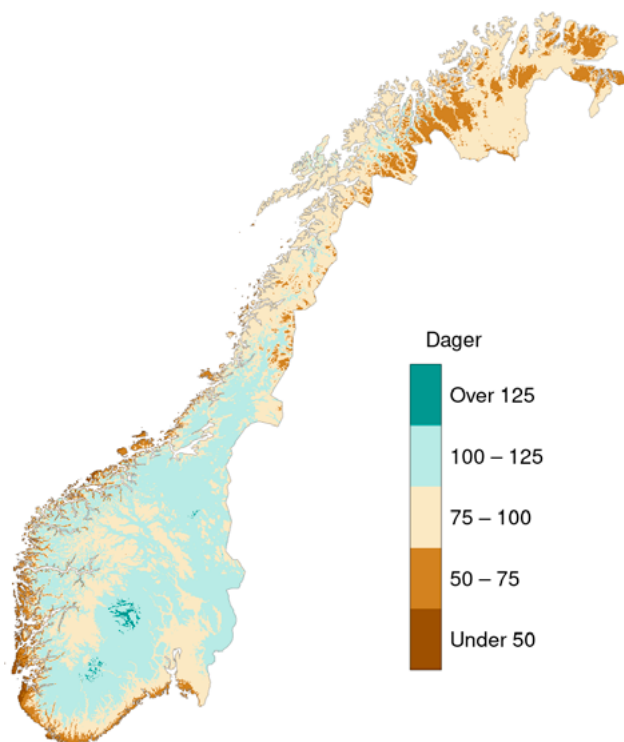
3.2.7 Nullgradspasseringer

Antall dager i året hvor temperaturen krysser 0°C (døgnminimum under null og døgnmaksimum over null på samme dag) er en viktig klima-indeks for infrastruktur, blant annet i forbindelse med vedlikehold og føreforhold på vei, og i en del økosystemer, for eksempel knyttet til forekomst av skare og is i beiteområder. Midlere antall dager med nullgradspasseringer i referanseperioden varierer fra et minimum på under 50 i noen kystområder på Vestlandet til nær 125 i enkelte innlandsstrøk (figur 3.2.10a). Generelt er det flest nullgradspasseringer i områder med årsmiddeltemperatur nær null. Om vinteren er det flest slike tilfeller i lavereliggende, milde, strøk (figur 3.2.10b). Sesongvise analyser (Tajet mfl., 2024) viser at det er særlig om vinteren, det har blitt flere døgn med nullgradspasseringer fra 1961–1990 til 1991–2020, unntatt i ytre kyststrøk på Vestlandet der temperaturen ligger over

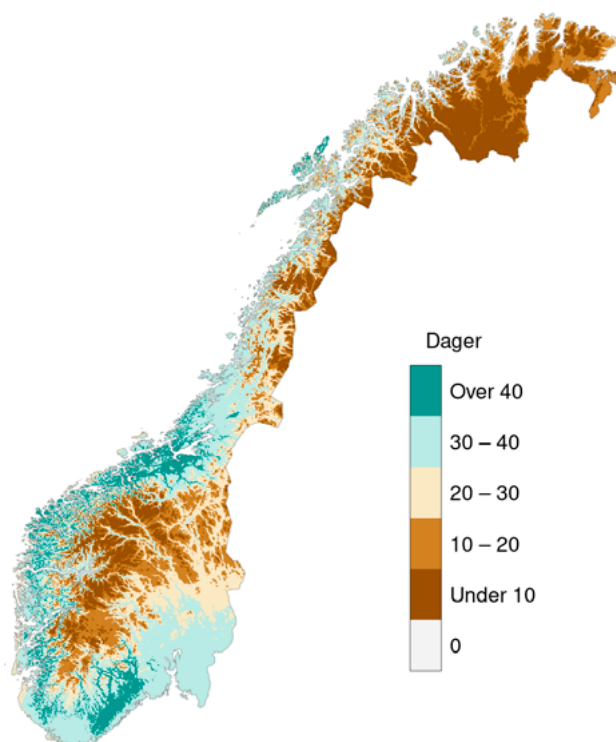
null det meste av tiden og på Finnmarksvidda der temperaturen i vinterhalvåret stort sett ligger under null. På våren viste Tajet mfl. (2024) at det har blitt flere dager med nullgradspasseringer i mange høyereliggende områder fra 1961–1990 til 1991–2020, mens det var en reduksjon langs kysten i Sør- og Midt-Norge.

Beregnete endringer i årlig antall nullgradspasseringer fram mot slutten av århundret under høyt utslippsscenario (figur 3.2.11a) viser en fortsatt reduksjon langs store deler av kysten og i lavlandet. Inntil 50 færre dager med nullgradspasseringer beregnes i året. I deler av Finnmark beregnes derimot en økning. Endringer i antall nullgradspasseringer for vinteren er vist i figur 3.2.11b. Her beregnes en økning over store deler av Norge i de tre vintermånedene. Størst økning beregnes i Finnmark, med opptil 25 flere dager med nullgradspasseringer om vinteren. Det er betydelige områder der totalt antall nullgradspasseringer beregnes å avta eller endre seg

A) Hele året



B) Vinteren



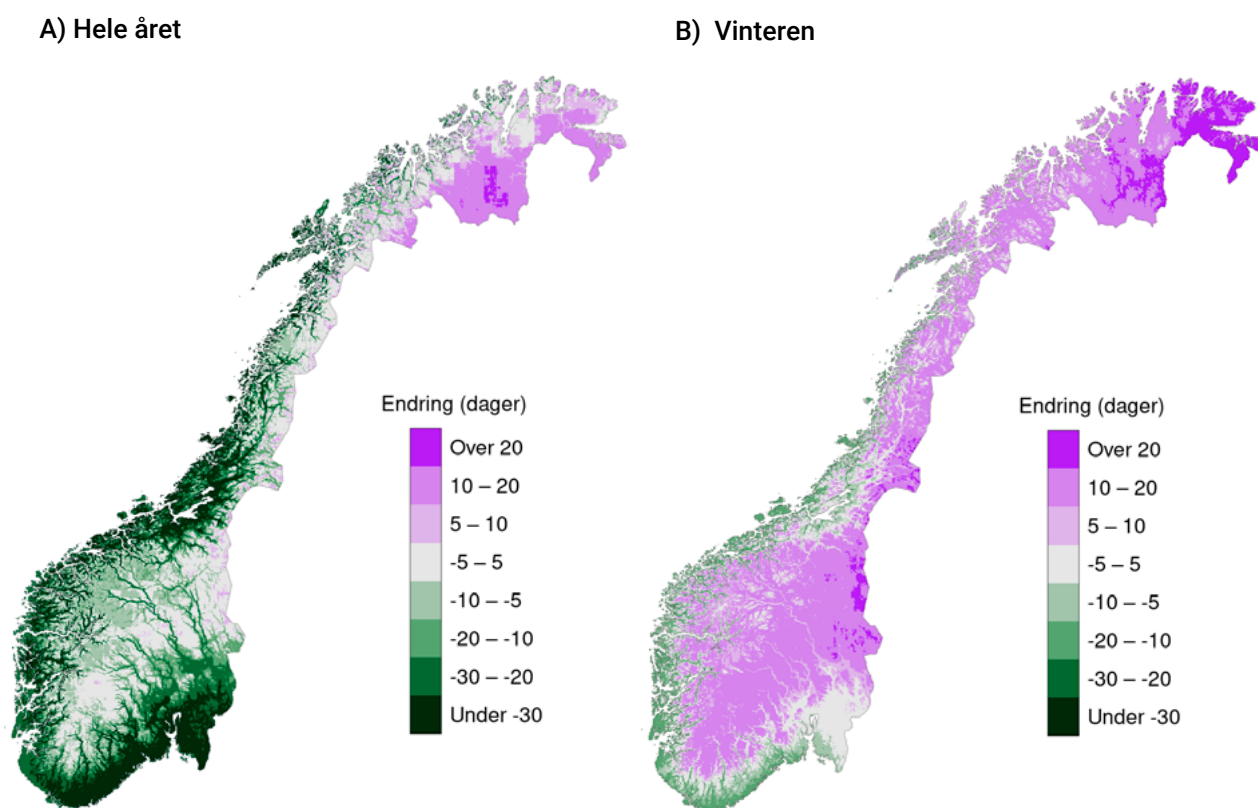
Figur 3.2.10 Gjennomsnittlig antall dager med nullgradspasseringer i referanseperioden 1991–2020 a) for hele året og b) for vinteren.

lite, mens antallet om vinteren beregnes å øke. I slike områder vil dager med nullgradspasseringer "flytte seg" fra overgangssesongene til vinteren. Det geografiske mønsteret for endringene er i overensstemmelse med resultatene presentert av Nilsen mfl. (2021). Antall dager avviker noe siden Nilsen mfl. (2021) bruker endringer mellom 1971–2000 og 2071–2100, i tillegg til utslipps-scenarior RCP8.5 (median).

3.2.8 Døgnlig temperaturspenn (DTR)

Døgnlig temperaturspenn (på engelsk Diurnal Temperature Range – DTR) er differansen mellom døgnetts maksimums- og minimumstemperatur. Analyser av globale datasett viser stort sett at døgnlig temperaturspenn har avtatt når man ser på trender gjennom hele perioden fra 1950 og framover (det betyr at minimumstemperaturen har økt mer enn maksimumstemperaturen), men at trendene globalt er små etter 1980 (Thorne mfl.,

2016). Pithan og Schatt (2024) mener at dette kan ha sammenheng med at trendene i døgnlig temperaturspenn avhenger av om temperaturen i utgangspunktet er over eller under frysepunktet. I Norge viser historiske data i gjennomsnitt en reduksjon i døgnlig temperaturspenn på 0,5 °C om vinteren fra perioden 1961–1990 til 1991–2020, men minimale forskjeller resten av året. Videre fram mot slutten av århundret beregner vi på grunnlag av COR-BA-2025 stort sett en reduksjon i døgnlig temperaturspenn. Dette er i tråd med resultater fra Nilsen mfl. (2021) basert på tidligere framskrivninger for Norge. Størst reduksjon (mer enn 0,5 °C på årsbasis under høyt scenario) beregner vi i dalfører og fjordstrøk i Sør-Norge, samt i store deler av Midt- og Nord-Norge (ikke vist). Dette kan ha sammenheng med reduksjon av nattlige temperaturinversjoner, og derfor en større økning i temperatur på natta enn på dagen.



Figur 3.2.11 Endring i antall dager med nullgradspasseringer årlig fra perioden 1991–2020 til 2071–2100 for høyt utslippsscenario (SSP3-7.0), a) for hele året og b) for vinteren. Beregnet endring er gjennomsnittet av 20 framskrivinger (COR-BA-2025).

3.3 Nedbør

Julia Lutz

Rasmus Benestad, Andreas Dobler, Anita Verpe Dyrrdal, Inger Hanssen-Bauer, Helga Therese Tilley Tajet og Ole Einar Tveito (i alfabetisk rekkefølge).

Kort oppsummert

I gjennomsnitt får Norge omtrent 1330 mm nedbør hvert år.

Fra 1901 til 2024 har nedbøren økt med omtrent 21 % og med omtrent 7 % fra perioden 1961–1990 til 1991–2020. Mye av økningen de siste 60 årene skyldes menneskeskapt global oppvarming.

Framskrivninger viser en videre økning i nedbør på omtrent 11 % fram mot slutten av århundret, dersom utslippene av drivhusgasser fortsetter å øke.

Framtidig økning blir størst om høsten og minst om sommeren, der framskrivningene i gjennomsnitt viser en liten reduksjon helt sør i landet.

3.2.1 Nedbør i perioden med instrumentelle målinger

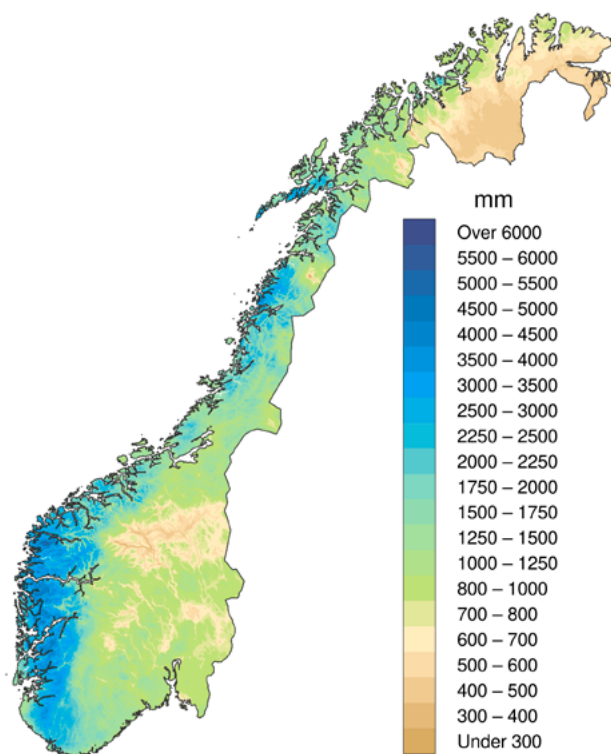
Gjennomsnittlig årlig nedbørsum for det norske fastlandet i perioden 1991–2020 er beregnet til omtrent 1330 mm basert på det homogeniserte KlimGrid datasettet (kapittel 10.1.1) og metoder beskrevet av Tveito (2021). Dette datasettet er basert på målinger fra stasjoner over hele landet, men ikke justert for oppfangingsvikt i målerne (faktaboks 3.3.1).

I Norge er det store geografiske forskjeller i

nedbørmengder. I perioden 1991–2020 varierte beregnet årsnedbør fra 212 mm i Saltdal i Nordland til 6130 mm ved Ålfotbreen i Vestland fylke (Tveito, 2021). De mest nedbørrike områdene finner vi generelt på Vestlandet, der de vandrende lavtrykkene oftest kommer inn fra vest-sørvest. De kraftigste nedbørhendelsene på Vestlandet kan ofte knyttes til atmosfæriske elver, som er smale bånd der vinden frakter store mengder fuktig luft fra sørlige områder og opp til våre breddegrader (se innledningen til kapittel 3). Slike atmosfæriske elver forårsaker kraftig nedbør også i andre deler av landet.

Området med mest nedbør ligger litt inn fra kysten, der det bratte landskapet tvinger den fuktige luften oppover (figur 3.3.1). Luften avkjøles når den presses oppover, og nedbøren forsterkes fordi kaldere luft kan holde på mindre fuktighet. De tørreste områdene ligger i le av fjellene, både i Sør- og Nord-Norge.

Den geografiske fordelingen av vinternedbør er omtrent den samme som for årsnedbør (figur 3.3.2a). Det samme gjelder høsten (ikke vist). Også om sommeren er det mer nedbør i vest enn i øst, men forskjellene er langt mindre (figur 3.3.2b). Det skyldes at en større del av sommernedbøren kommer i form av konvekative regnbyger, der varm og fuktig luft stiger oppover og derved avkjøles til fuktigheten kondenserer (se kapittel 3.5). Disse forekommer hyppigere i områder med høy sommertemperatur kombinert med tilgang på fuktighet, for eksempel i områdene rundt Oslofjorden. På deler av Østlandet er sommeren den årstiden som i gjennomsnitt har mest nedbør.



Figur 3.3.1 Gjennomsnittlig årlig nedbørsum (mm) 1991–2020 basert på Tveito (2021).

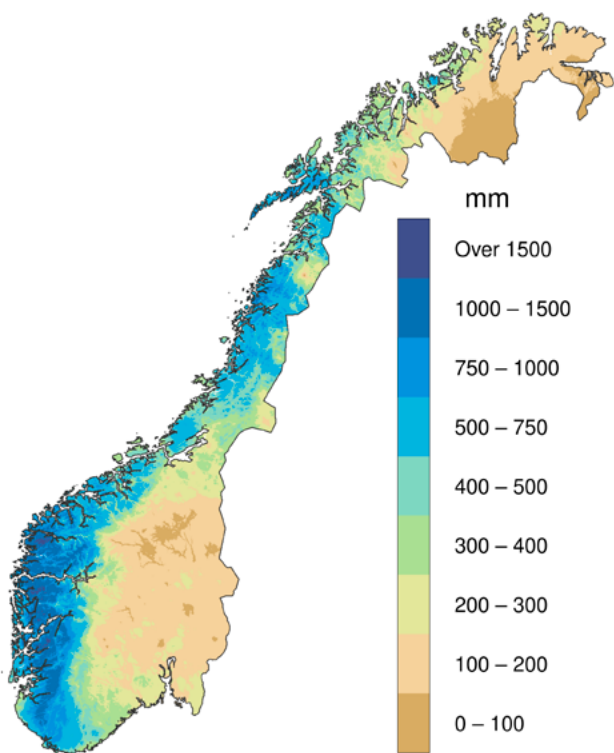
Oppfangingssvikt for nedbør

En utfordring med å måle nedbør er oppfangingssvikt; nedbør som ikke fanges opp av nedbørmåleren på grunn av vind og turbulens. Man måler dermed mindre enn det som i realiteten treffer bakken.

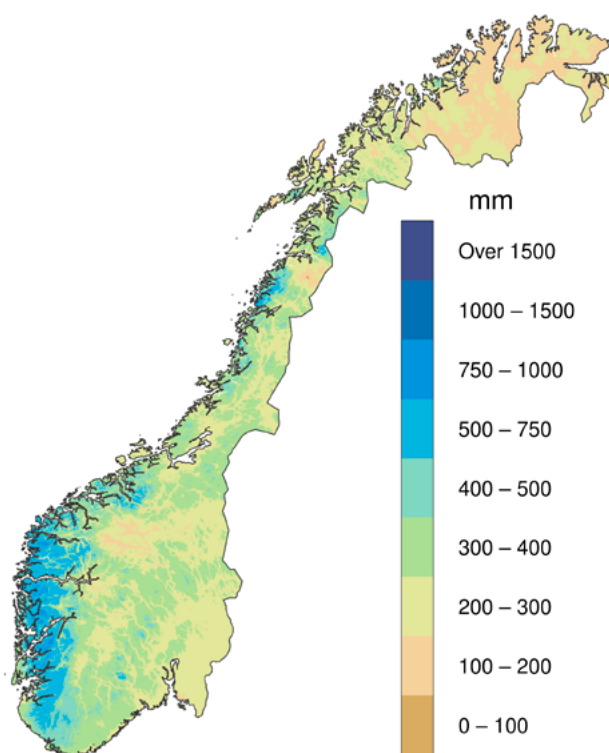
Graden av oppfangingssvikt øker med økende vindstyrke og er betydelig større for snø enn for regn (Wolff mfl., 2013). Ved høy vindhastighet og snø kan oppfangingssvikten være 80 %, mens den er omtrent null ved styrtregn.

I dette kapitlet er nedbørkartene basert på verdier som ikke er justert for oppfangingssvikt og er dermed sammenlignbare med direkte målinger, mens avrenning i kapittel 4.1 er beregnet på grunnlag av nedbørverdier som er justert. Vi kan derfor se eksempler på at avrenningen er større enn nedbøren vist i dette kapitlet skulle tilsi. Se kapittel 10.1 for ytterligere beskrivelse av nedbørdatasett.

A) Vinter



B) Sommer

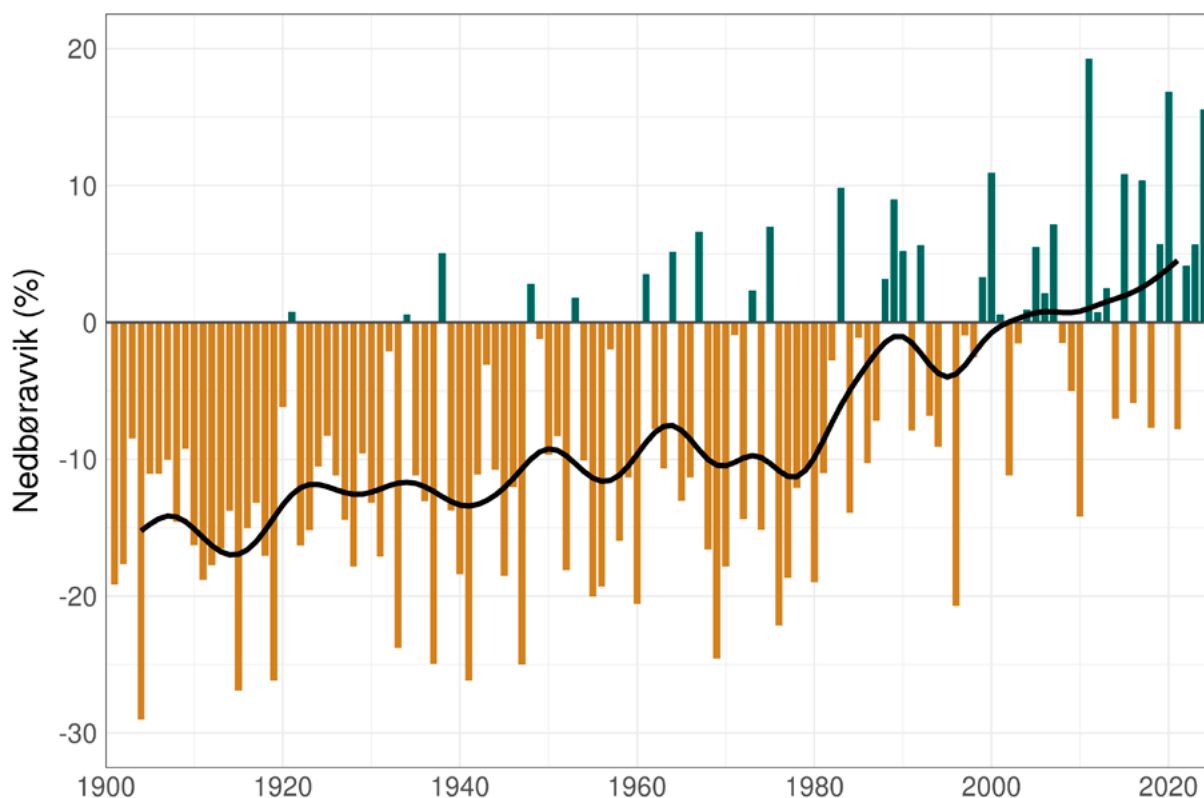


Figur 3.3.2 Gjennomsnittlig nedbørsum (mm) a) om vinteren (DJF) og b) om sommeren (JJA) i perioden 1991–2020 (Tveito, 2021).

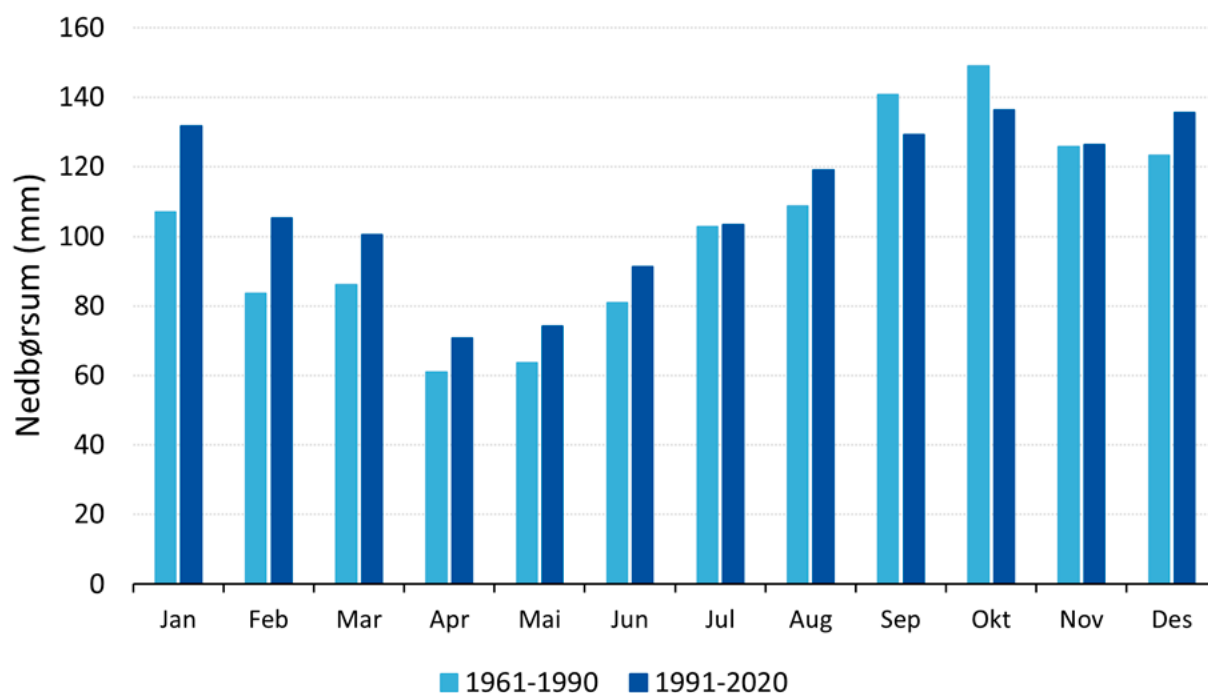
Tidsutviklingen av årsnedbør i Norge fra 1901 til 2024 (figur 3.3.3) viser at det generelt er store variasjoner fra år til år og fra tiår til tiår, men det har likevel vært en trend mot mer nedbør gjennom hele perioden. Målt i prosent av gjennomsnittet for 1991–2020 har nedbøren økt med omtrent 21 % i perioden 1901–2024. Særlig stor økning har det vært siden slutten av 1970-tallet. Konstali og Sorteberg (2022) studerte årsakene bak denne nedbørøkningen for å vurdere hvorvidt den kan knyttes til global oppvarming (trendattribusjon; se faktaboks 3.1.1). De konkluderte med at minst 80 % av trenden fra 1900 og utover kan tilskrives variasjoner i atmosfærisk sirkulasjon. Dette er i tråd med konklusjonen fra Hansen-Bauer og Førland (2000). For perioden fra 1995 og utover, konkluderte imidlertid Konstali og Sorteberg (2022) med at det meste av nedbørøkningen skyldes økning i temperatur og relativ fuktighet. Dette knytter nedbørøkningen de siste 30 år

mer direkte til den globale oppvarmingen, selv om det ikke kan utelukkes at også deler av tidligere endringer, som i stor grad skyldes dynamiske prosesser, kan være en respons på global oppvarming.

I dette perspektivet er det interessant å sammenligne perioden 1991–2020 med den foregående normalperioden 1961–1990. Det var økt vårnedbør som dominerte langtidstrendene i Norge fra 1900 og framover (Hanssen-Bauer og Førland, 2000). Fra 1961–1990 til 1991–2020 er det imidlertid vinternedbøren som har økt mest (figur 3.3.4), og ut fra framskrivningene publisert av Hanssen-Bauer mfl. (2015), har den økt mer enn det som skulle forventes som følge av global oppvarming. Nedbøren i september og oktober har derimot avtatt. Lutz mfl. (2024) analyserte nedbørendringene mellom de to periodene sammen med endringer i den nord-atlantiske svingningen, som er en storskala



Figur 3.3.3 Årsnedbør i Norge fra 1901 til 2024 vist som avvik (%) fra gjennomsnittet for perioden 1991–2020. Svart kurve viser langtidsendringene beregnet ved hjelp av et gaussfilter som tilsvarer 10-års glidende gjennomsnitt. Data er basert på Tveito (2023).



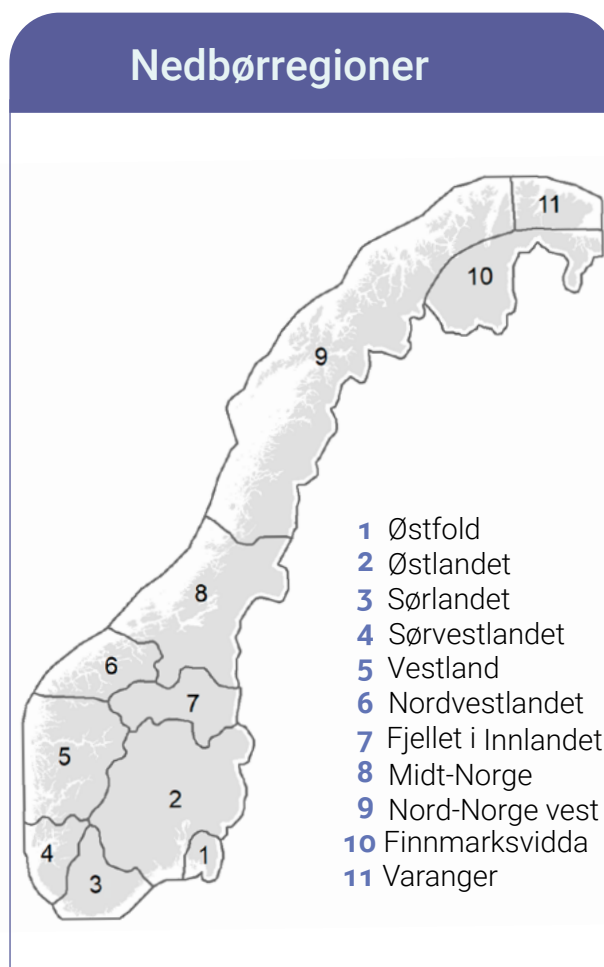
Figur 3.3.4 Månedsnedbør (mm) i Norge i periodene 1961–1990 (lys blå) og 1991–2020 (mørk blå).

svingning i forskjellene mellom lufttrykket nord og sør i Nord-Atlanteren ("North Atlantic Oscillation", NAO; Hurrell, 1995). De fant at både den ekstra store nedbørøkningen om vinteren og reduksjonen om høsten kan forklares ved systematiske forskjeller i NAO-indeksen. Om vinteren var NAO-indeksen i perioden 1991–2020 i gjennomsnitt betydelig høyere enn i foregående 30-årsperiode. Dette indikerer et generelt sterkere vestavindsfelt over Norge, og derfor mildere vintre med mye nedbør. I september og oktober var det motsatt: i gjennomsnitt var vestavindsfeltet svakere i perioden 1991–2020 enn i foregående periode. Dette har ført til redusert høstnedbør.

Både tidsutviklingen og fordelingen av nedbør mellom sesonger viser geografisk variasjon. Norge er derfor delt inn i elleve nedbørregioner (figur 3.3.5), der langtidsutvikling av års- og sesongnedbør varierer mellom regionene, men er godt korrelert innen hver enkelt region (Hanssen-Bauer mfl., 2022).

Årsnedbøren har fra 1901 til 2020 økt over hele landet, og bortsett fra i Varanger (region 11), er økningen statistisk sikker (tabell 3.3.1). Det er også kun i region 11 vi ser negative trender i et par sesonger. Forøvrig er sesongtrendene positive, og i likhet med årsnedbøren er de statistisk sikre for vinter og vår i de fleste regionene. Om sommeren er trenden statistisk sikker i Nord-Norge, og om høsten er den statistisk sikker på Østlandet, Sørlandet, Sørvestlandet og Vestlandet. For Norge som helhet er positive trender statistisk sikre for alle sesongene.

Tabell 3.3.2 viser prosentvis avvik i årsnedbør i tidligere normalperioder og i perioden 1971–2000, sammenlignet med perioden 1991–2020, for alle nedbørregioner og totalt for Norge. Tabellen viser at gjeldende normalperiode, 1991–2020, er den mest nedbørrike perioden i alle regioner, men også at nedbørutviklingen har variert fra region til region. I region 8 og 9 (Midt-Norge og vestlige deler av Nord-Norge) har



Figur 3.3.5 Nedbørregioner i Norge (Hanssen-Bauer mfl., 2022).

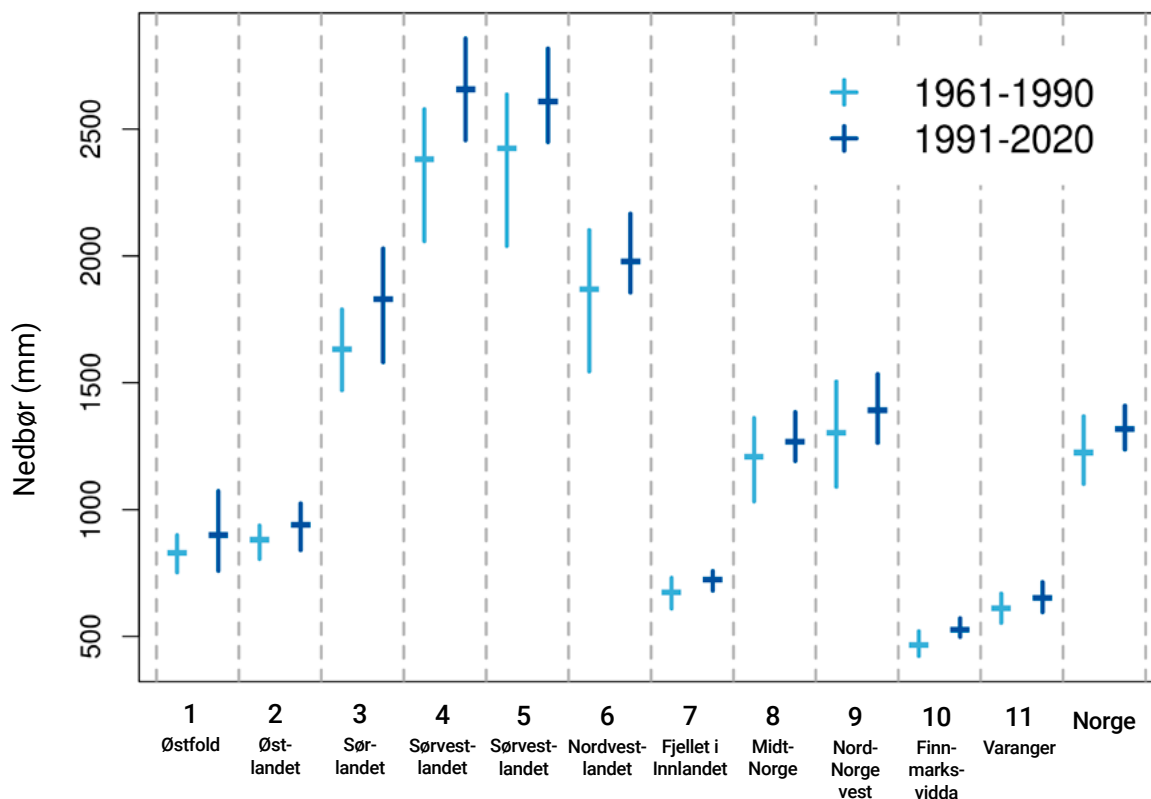
nedbørøkningen skjedd forholdsvis jevnt, mens et flertall av de øvrige regionene har hatt størst økning mellom de to siste normalperiodene. I Norge som helhet har økningen tiltatt fra normalperiode til normalperiode.

Nedbør-region	1 Øst-fold	2 Øst-landet	3 Sør-landet	4 Sørvest-landet	5 Vestland	6 Nordvest-landet	7 Fjellet i Innlandet	8 Midt-Norge	9 Nord-Norge vest	10 Finnmarksvidda	11 Varanger	Norge
År	2,1	1,5	1,8	2,1	2,0	1,5	1,6	1,5	1,8	1,8	0,4	1,7
Vinter	2,1	1,4	2,2	2,1	2,0	2,0	1,3	2,0	2,1	2,3	-1,2	1,8
Vår	1,5	1,4	1,1	1,7	2,3	2,2	2,6	2,3	2,9	2,3	0,8	2,1
Sommer	1,4	0,7	0,6	1,2	1,1	0,9	1,2	0,8	1,6	1,9	2,1	1,1
Høst	2,8	2,2	2,6	2,8	2,4	1,2	2,1	1,0	1,0	0,7	-0,3	1,8

Tabell 3.3.1: Trender i års- og sesongnedbør (% av 1991–2020-gjennomsnittet per tiår) i norske nedbørregioner (figur 3.3.5) for perioden 1901–2020. Trender som er statistisk sikre på 5 % nivå står med fet skrift.

Nedbør-region	1 Øst-fold	2 Øst-landet	3 Sør-landet	4 Sørvest-landet	5 Vestland	6 Nordvest-landet	7 Fjellet i Innlandet	8 Midt-Norge	9 Nord-Norge vest	10 Finnmarksvidda	11 Varanger	Norge
1901–1930	-17	-12	-15	-17	-16	-14	-14	-14	-17	-17	-3	-15
1931–1960	-14	-9	-14	-18	-16	-11	-10	-9	-13	-17	-13	-12
1961–1990	-8	-6	-9	-11	-7	-6	-7	-5	-7	-11	-6	-7
1971–2000	-8	-6	-7	-7	-3	-1	-5	-1	-3	-11	-6	-4
1991–2020 absoluttverdi (i mm/år)	901	941	1831	2658	2609	1979	725	1268	1392	527	652	1324

Tabell 3.3.2: Gjennomsnittlig avvik i nedbør (%) i norske nedbørregioner (figur 3.3.5) fra normalperioden 1991–2020 i andre 30-årsperioder. Absoluttverdier for normalperioden 1991–2020 i mørk blå. Negative tall betyr at nedbøren i de tidligere 30-årsperiodene har vært lavere enn i perioden 1991–2020.



Figur 3.3.6 Gjennomsnitt og normal variasjon (mm) for årsnedbør i Norge og norske nedbørregioner (figur 3.3.5) i normalperiodene 1961–1990 og 1991–2020. Normal variasjon er her definert som 25- til 75-persentilene. Det innebærer at halvparten av årsverdiene ligger i intervallet.

Det geografiske mønsteret i årsnedbør er stort sett bevart fra 1961–1990 til 1991–2020 med region 4 (Sørvestlandet) og 5 (Vestlandet) som de mest nedbørrike, og de nordøstlige regionene 10 og 11 som de tørreste (figur 3.3.6). Nedbørøkningen om vinteren var imidlertid størst i region 4, mens reduksjonen i høstnedbør var størst i region 5 (Lutz mfl., 2024).

Det har også skjedd endringer i hvilken årstid som er mest nedbørrik i ulike regioner. Lutz mfl. (2024) viser at det på landsbasis fortsatt er høsten som er mest nedbørrik, men at høstnedbøren, som i 1961–1990 var høyest i ni av elleve regioner, nå kun er høyest i to regioner. Vinteren overtok i 1991–2020 som mest nedbørrike sesong i regionene langs vestkysten (region 4, 5, 6, 8, 9), og sommernedbøren overtok i den store østlandsregionen (region 2) og i Varanger (region 11), i tillegg til region

7 og 10, der sommeren var den mest nedbørrike sesongen allerede i perioden 1961–1990.

Figur 3.3.6 viser, i tillegg til endringer i gjennomsnittet for de to normalperiodene, også endringer i grensene for hva som regnes som "tørre" (25 persentil) og "våte" (75 persentil) år i alle nedbørregionene. I de fleste regioner har nedbørøkningen vært større for 25 persentilen enn for 75 persentilen. Det innebærer at "typisk nedbørvariasjon" stort sett har avtatt. Unntaket er Øst- og Sørlandet (region 1, 2 og 3), der variasjonen har økt noe. Lutz mfl. (2024) har analysert tilsvarende endringer på sesongbasis. År-til-år variasjon i høstnedbør er redusert i de fleste regionene. Variasjonen i vinter- og sommernedbør har økt i de fleste østlige regioner, mens den er redusert i områder som er eksponert for nedbør fra vest, og da særlig region 4 og 5.



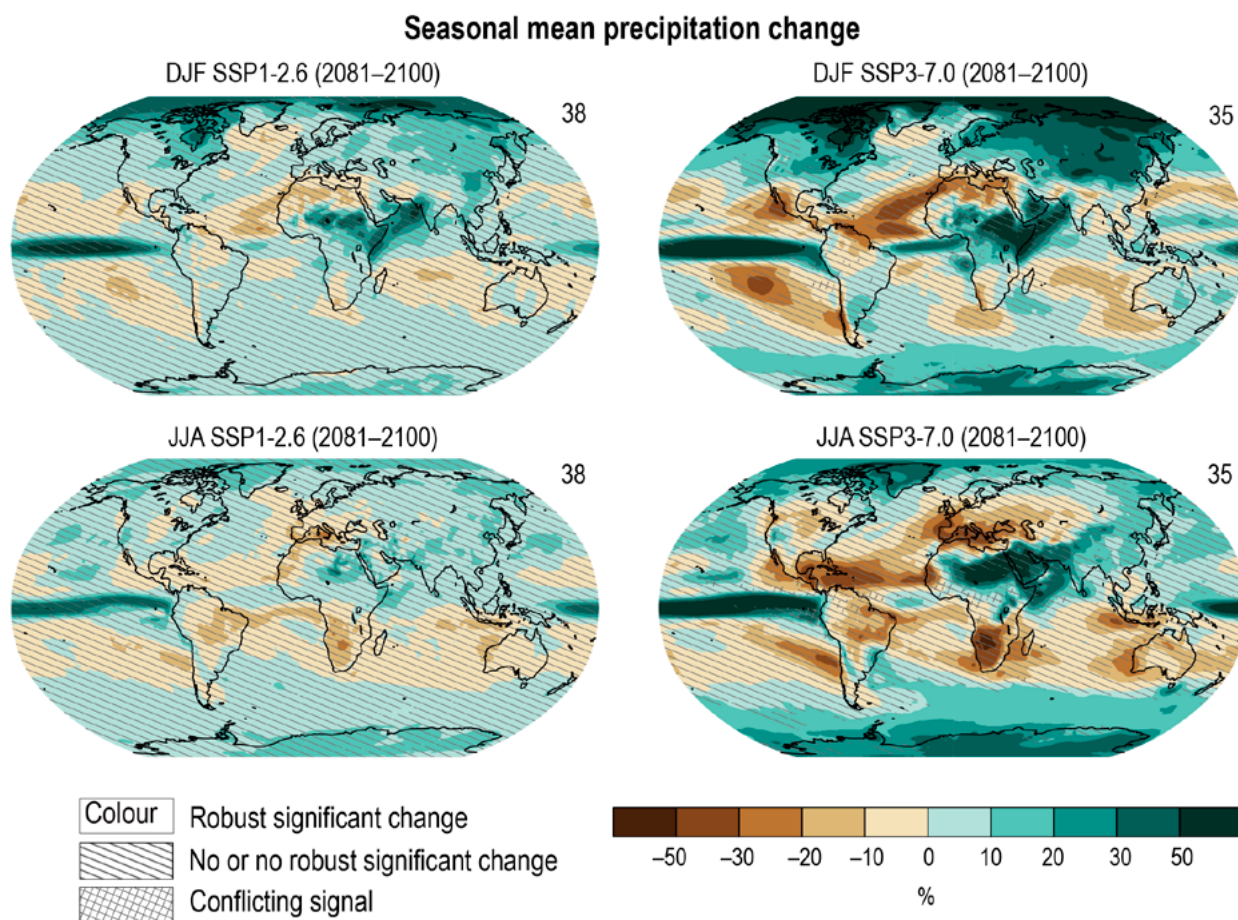
Kraftig regn og torden i Bergen i august 2025. Foto: Leonidas Tsopouridis/MET

3.3.2 Nedbør i et framtidig klima

En framtidig global oppvarming forventes å påvirke nedbørforholdene over hele kloden. Med en økning i global middeltemperatur på for eksempel 1 °C, kan atmosfæren ifølge Clausius-Clapeyrons ligning (Wallace og Hobbs, 2006) inneholde opp til 6–7 % mer vanndamp, som potensielt kan omdannes til nedbør. Den geografiske og sesongmessige fordelingen av nedbøren avhenger imidlertid både av tilgjengelig vann for fordampning og av sirkulasjonen i atmosfæren. Benestad mfl. (2022) viser at selv om den totale globale nedbøren har økt under global oppvarming, har arealet der nedbøren faktisk faller, minket. Globale klimamodeller antyder at denne trenden kan fortsette (Dobler mfl., 2024a). Ifølge siste rapport fra FNs klimapanel beregnes årsnedbøren stort sett å øke i tropene og på høye breddegrader, mens den vil minke i subtropiske strøk, med noe sesongvariasjon (figur 3.3.7). I Mellom-Europa kan gjennomsnittsnedbøren øke om vinteren og minke om sommeren.

For å se nærmere på hvilke utslag vi må

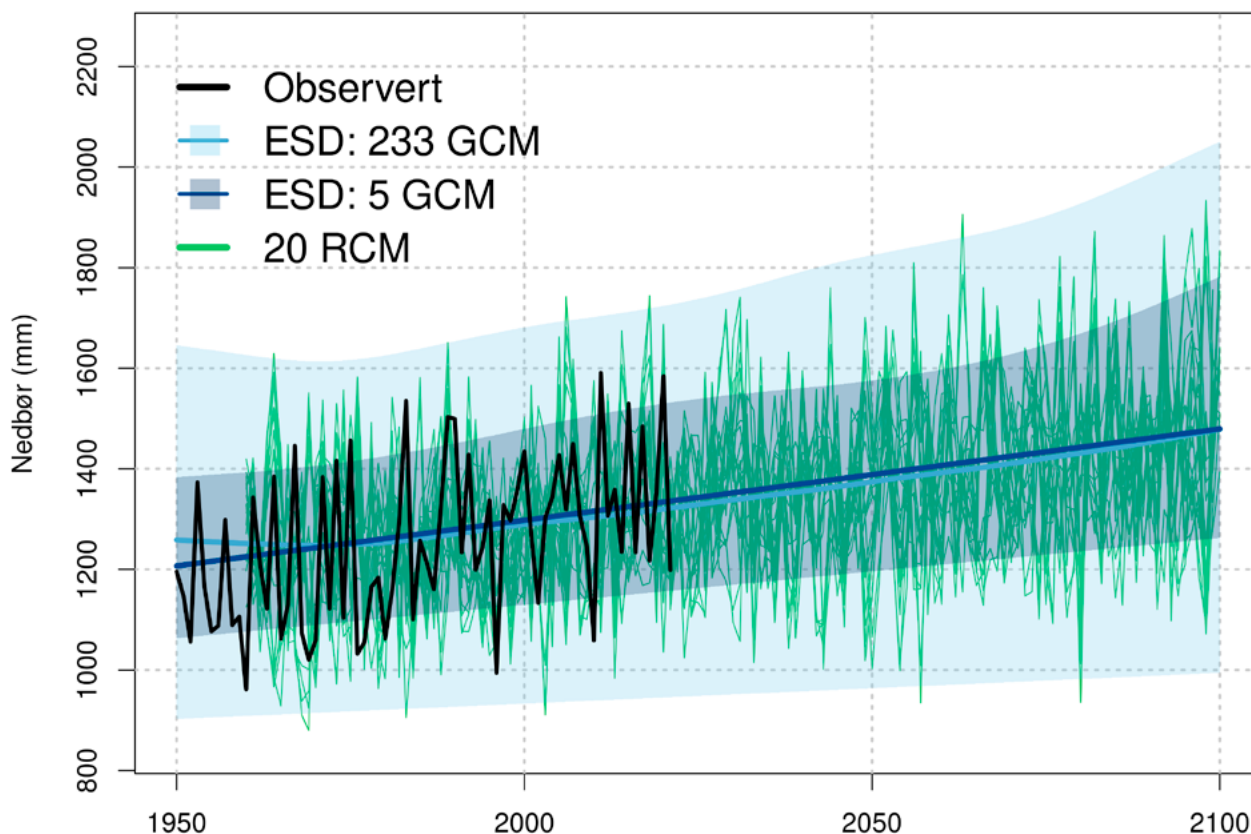
forberede oss på i Norge, er det nødvendig å nedskalere resultater fra de globale klimamodellene (se f.eks. Benestad, 2023). På samme vis som for temperatur (kapittel 3.1.3) har vi benyttet to forskjellige nedskaleringsstrategier. En empirisk statistisk metode (kapittel 10.2.3) er brukt på et stort antall globale simuleringer og vi refererer til resultatene fra disse med CMIP5/6-ESD-2025. Den andre strategien er basert på ti regionale klimamodellsimuleringer (kapittel 10.2.4 og 10.2.5). Hver av disse regionale klimasimuleringene er biasjustert med to ulike metoder for å kompensere for systematiske feil (kapittel 10.2.5). Vi refererer til det resulterende datasettet som COR-BA-2025. Vi har beregnet nedbørutviklingen under tre utslippsscenarioer: lavt (RCP2.6), middels (RCP4.5) og høyt (SSP3-7.0) (se kapittel 10.2.1). Figur 3.3.8 viser resultater for årsnedbør i Norge under det høye scenarioet. Begge metodene viser realistiske resultater for trenden i årsnedbør i Norge fra 1950 fram til i dag. Man ser også at begge metoder representerer den observerte variasjonen i dataene godt, og at simuleringene fra COR-BA-2025 ligger i utfallsrommet til CMIP5/6-ESD-2025.



Figur 3.3.7 Beregnet endring (%) av gjennomsnittlig sesongnedbør desember–januar–februar (øverst) og juni–juli–august (nederst) fra 1995–2014 til 2081–2100 under lavt (venstre) og høyt (høyre) utslippsscenario. Antall modeller som brukes er angitt øverst til høyre på kartene. Ingen skravering indikerer regioner der endringen er robust (minst to av tre modellene viser en endring som er større enn terskelen for intern variasjon og minst fire av fem modeller viser endring i samme retning). Diagonale linjer indikerer regioner der færre enn to av tre modeller viser endring større enn terskelen for intern variabilitet. Kryssede linjer indikerer områder med motstridende signaler, der færre enn fire av fem modeller er enige om tegn på endring. (Figur 4.24 fra IPCC (2021b) og gjengitt med tillatelse fra FNs klimapanel). Ytterligere detaljer om datakilder og behandling er tilgjengelig i referansen.

Hver metode har sine fordeler. CMIP5/6-ESD-2025 bygger på et stort antall globalmodeller, og gir best inntrykk av usikkerheten i framskrivningene. COR-BA-2025 inkluderer derimot flere variabler som kreves som input i hydrologiske modeller, og dette datasettet danner grunnlag for framskrivningene av hydrologi og kryosfære i kapittel 4 og 5, dersom ikke annet er nevnt eksplisitt. Kartene som presenteres her i kapittel 3.3 og i

kapittel 3.4 er derfor også basert på COR-BA-2025. Samsvar mellom resultater fra de to metodene styrker likevel tiltroen til resultatene. Det er derfor nyttig å sammenligne resultatene, og i det følgende ser vi på endringer fra referanseperioden (1991–2020) til to framtidige perioder: midten av århundret (2041–2070) og slutten av århundret (2071–2100), beregnet ut fra begge datasettene.

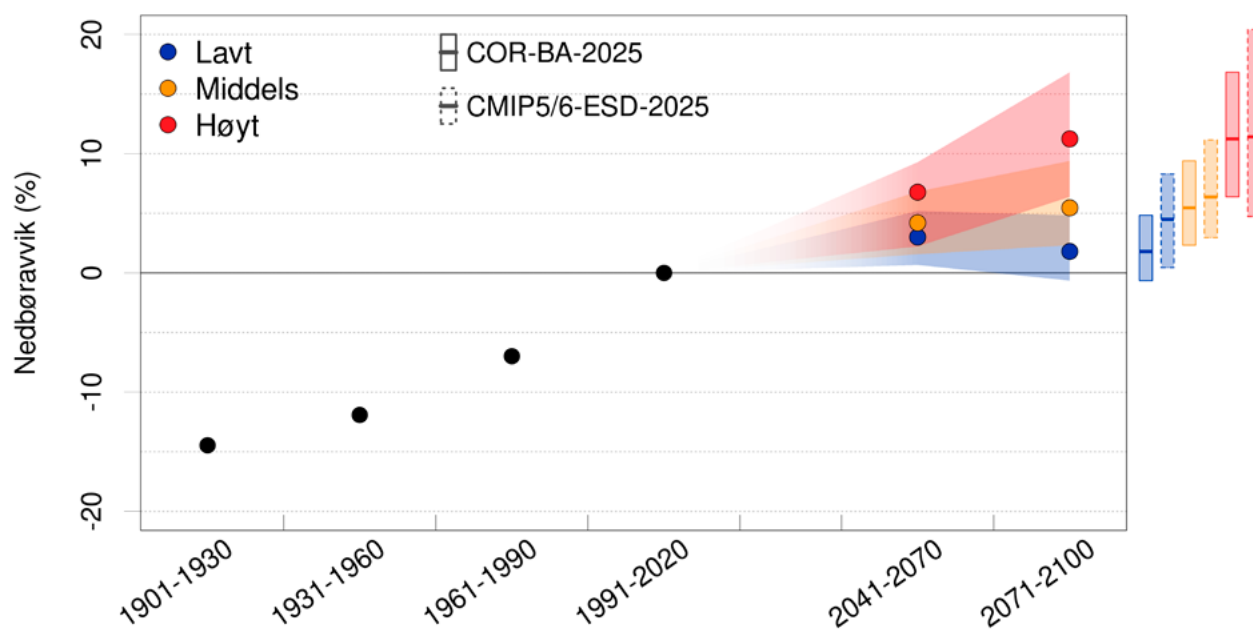


Figur 3.3.8 Årsnedbør i Norge for perioden 1950–2100. Svart kurve viser observerte årsverdier fra 1950 til 2021. De øvrige viser modellberegninger under høyt utslippsscenario (SSP3-7.0). Lyseblå kurve og skravering viser gjennomsnitt og spredning (10- til 90-persentil) for CMIP5/6-ESD-2025 basert på 233 globalmodeller. Mørkeblå kurve og skravering viser resultater fra CMIP5/6-ESD-2025 basert på de fem globalmodellene som er brukt som grunnlag for COR-BA-2025. Grønne kurver viser verdiene fra de 20 framskrivningene i COR-BA-2025.

I figur 3.3.9 viser hovedpanelet resultatene fra COR-BA-2025 under det høye utslippsscenarioet (SSP3-7.0), sammenlignet med lavt (RCP2.6) og middels (RCP4.5) scenario. Framskrivningene viser en økning i nedbør mot slutten av århundret sammenlignet med referanseperioden 1991–2020. Figuren illustrerer også historiske variasjoner i nedbør ved gjennomsnittsverdier for normalperiodene 1901–1930, 1931–1960 og 1961–1990 i forhold til referanseperioden 1991–2020. Økningen mellom de to siste normalperiodene samsvarer godt med trenden i det høye utslippsscenarioet. Dette er i tråd med konklusjonene til Lutz mfl. (2024). For framtiden presenterer figur 3.3.9 gjennomsnittet av de 20 framskrivningene i COR-BA-2025 som punkter,

mens de skraverte områdene representerer spredningen (10.–90. persentil) mellom framskrivningene. Modellene viser en økning i nedbør i Norge på omtrent 3 % for lave utslipp, 4 % for middels utslipp og 7 % for høye utslipp mot midten av århundret (appendiks, tabell A.2.2).

På slutten av århundret forblir endringene for det lave og det midtre scenarioet tilnærmet stabile eller reduseres noe, mens nedbøren fortsetter å øke under det høye utslippsscenarioet. For dette scenarioet er det beregnet en nedbørøkning på omtrent 11 % i forhold til dagens referanseperiode. Med lave og middels utslipp er endringen anslått til henholdsvis 2 % og 6 % (appendiks, tabell A.2.2).



Figur 3.3.9 Trettiårsmidler for nedbør i Norge, vist som prosentvis avvik (%) fra referanseperioden 1991–2020. Svarte punkter representerer observasjonsbaserte verdier for historiske normalperioder. Blå, oransje og røde punkter viser gjennomsnittet av 20 framskrivninger (COR-BA-2025), for henholdsvis lavt (RCP2.6), middels (RCP4.5) og høyt (SSP3-7.0) utslippsscenario for periodene 2041–2070 og 2071–2100. De fargede områdene indikerer spredningen (10- til 90-persentil) mellom framskrivningene. Boksplottene til høyre viser gjennomsnittlig framskrivning (horisontal strek) og spredningen mellom de ulike framskrivningene (10- til 90-persentil) ved slutten av århundret (2071–2100) for hvert utslippsscenario, både for COR-BA-2025 og for CMIP5/6-ESD-2025, som er basert på 43 (lavt utslippsscenario), 105 (middels utslippsscenario) og 233 (høyt utslippsscenario) globalmodeller.

Til høyre i figur 3.3.9 sammenlignes resultatene ved slutten av århundret basert på COR-BA-2025 med tilsvarende resultater fra CMIP5/6-ESD-2025. De to metodene gir nokså like gjennomsnitt for endring under høyt og middels scenario. En forskjell er likevel at CMIP5/6-ESD-2025 viser større spredning mellom 10- og 90-persentilen. Det kan skyldes at utfallsrommet underestimeres i COR-BA-2025, som er basert på et begrenset antall modeller.

Begge metoder er også brukt til å beregne endringer under de tre scenarioene for alle nedbørregionene (se regioninndeling i figur 3.3.5), og både for års- og sesongverdier. Resultater for alle scenarioer er vist i appendiks (tabell A.2.2), mens vi nedenfor fokuserer på det høye scenarioet. Sammenligningen av

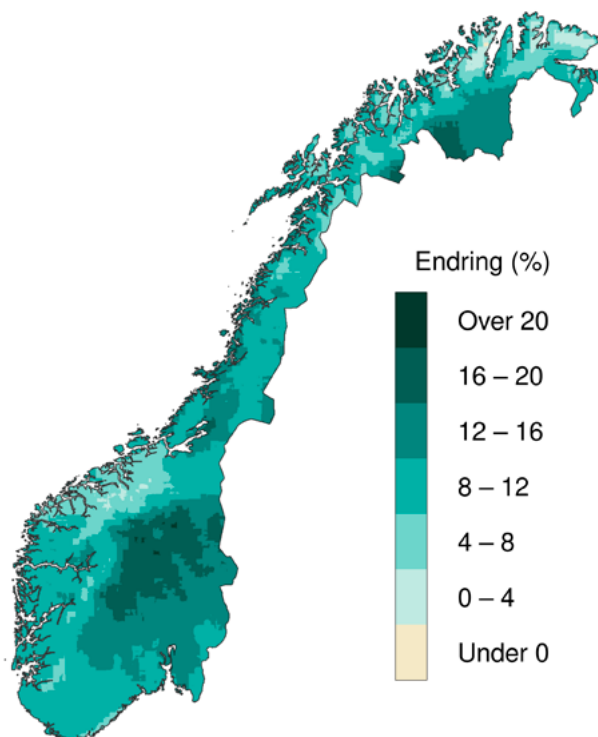
COR-BA-2025 og CMIP5/6-ESD-2025 for høyt utslippsscenario (tabell 3.3.3) viser at de i gjennomsnitt gir samme økning i årsnedbør for Norge både mot midten og slutten av århundret (henholdsvis 7 og 11 %; figur 3.3.9 og tabell 3.3.3). Selv om regionale gjennomsnitt beregnet med de to metodene spriker mer i de fleste regioner, ligger de godt innenfor den andre metodens respektive utfallsrom. I likhet med verdiene for hele Norge, viser CMIP5/6-ESD-2025 i de fleste tilfeller størst spredning mellom 10- og 90-persentilen. Det kan igjen indikere at modellutvalget som ligger til grunn for COR-BA-2025 er for lite til å representere hele utfallsrommet, men samsvar mellom hovedresultatene fra de to metodene øker tilliten til disse.

Nedbør-region	1 Østfold	2 Østlandet	3 Sørlandet	4 Sørvestlandet	5 Vestland	6 Nordvestlandet	7 Fjellet i Innlandet	8 Midt-Norge	9 Nord-Norge vest	10 Finnmarksvidda	11 Varanger	Norge
COR-BA-2025												
2041–2070 snitt (10- og 90-pers.)	6 (-1–12)	7 (0–11)	5 (-3–10)	6 (-2–11)	7 (0–12)	4 (-1–9)	8 (0–12)	7 (3–11)	7 (5–10)	7 (2–12)	4 (-1–9)	7 (2–9)
2071–2100 snitt (10- og 90-pers.)	12 (6–12)	14 (5–23)	10 (2–22)	10 (5–22)	10 (2–20)	6 (-3–12)	15 (7–25)	11 (5–15)	10 (6–16)	12 (5–22)	6 (-3–18)	11 (6–17)
CMIP5/6-ESD-2025												
2041–2070 snitt (10- og 90-pers.)	8 (1–16)	7 (0–15)	7 (1–14)	6 (-1–12)	6 (-1–12)	5 (-2–12)	5 (0–11)	5 (-1–12)	9 (2–16)	7 (1–12)	6 (1–10)	7 (2–11)
2071–2100 snitt (10- og 90-pers.)	14 (4–26)	11 (2–24)	13 (3–24)	10 (2–20)	10 (1–19)	8 (-1–18)	9 (2–18)	9 (2–18)	15 (6–25)	11 (5–21)	9 (3–17)	11 (5–20)

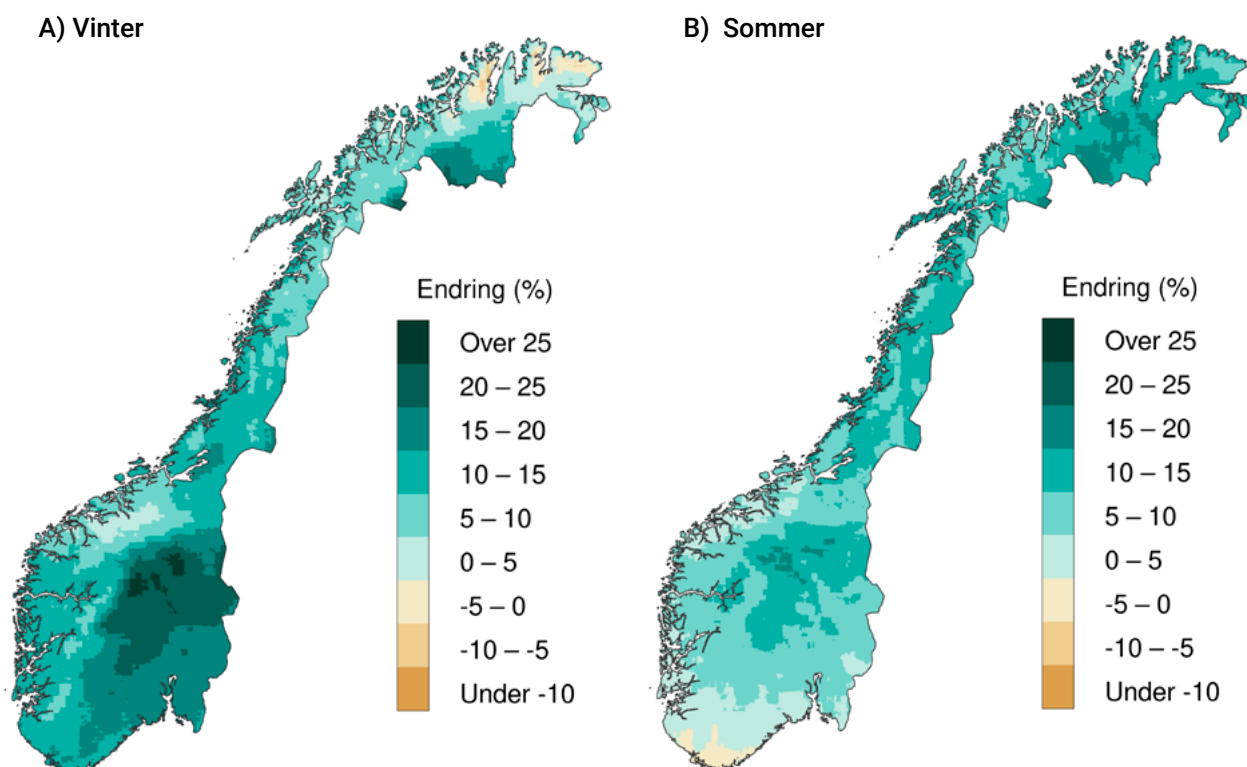
Tabell 3.3.3: Gjennomsnittlig avvik i årsnedbør (%) i norske nedbørregioner (figur 3.3.5) mellom normalperioden 1991–2020 og to framtidsperioder med høye utslipp (SSP3-7.0), gjennomsnitt og 10- til 90-persentiler. Resultatene er basert på både COR-BA-2025 og CMIP5/6-ESD-2025. Negative tall betyr at framtidsnedbøren forventes å være lavere enn i perioden 1991–2020.

Gjennomsnittlige endringer i årsnedbør beregnet med bruk av COR-BA-2025 (figur 3.3.10) viser størst relativ økning på Østlandet og i deler av Finnmark, hvor enkelte områder kan oppleve en økning på over 20 %. Minst endring finner vi på Nord-Vestlandet og i de nordlige delene av Finnmark, med en gjennomsnittlig økning på rundt 6 % mot slutten av århundret.

Framskrivningene viser en økning i nedbør for alle årstider på landsbasis (tabell A.2.2). Økningen er størst på høsten med omtrent 14 % og minst på sommeren med omtrent 9 % (CMIP5/6-ESD-2025 gir henholdsvis 16 og 3 %). Figur 3.3.11 illustrerer den relative nedbør-endringen for vinter (DJF) og sommer (JJA). For vinteren er det størst relativ endring i nedbør der det historisk sett har regnet minst (sammenlign med figur 3.3.2), nemlig på Østlandet og sør i Finnmark. Nord i Finnmark er endringen minimal, med verdier nær null. For sommeren er endringene mindre og mer jevnt fordelt. Størst relativ økning finner



Figur 3.3.10 Endring fra 1991–2020 til 2071–2100 under høyt utslippsscenario (SSP3-7.0) i gjennomsnittlig årlig nedbørsum (i % av referanseverdi). Beregnet endring er gjennomsnittet av 20 framskrivninger (COR-BA-2025).



Figur 3.3.11 Beregnet endring fra 1991–2020 til 2071–2100 under høyt utslippsscenario (SSP3-7.0) i gjennomsnittlig nedbørsum om a) vinteren (DJF, i % av referanseverdi) og b) om sommeren (JJA, i % av referanseverdi). Beregnet endring er gjennomsnittet av 20 framskrivninger (COR-BA-2025).

vi da på Finnmarksvidda og i de nordlige delene av Østlandet, mens det er minst endringer lengst sør i landet. Helt i sør beregner vi en liten reduksjon om sommeren.

Når vi ser nærmere på de ulike nedbørregionene, fremkommer det tydelige regionale forskjeller (tabell A.2.2). Ifølge COR-BA-2025-resultatene blir det størst relativ nedbørøkning på Østlandet og Sørlandet (region 1, 2, 3 og 7) om vinteren og minst om sommeren. Øst-Finnmark (region 10 og 11) vil derimot sannsynligvis oppleve den største relative økningen om sommeren og den minste om vinteren. For Vestlandet (region 4, 5 og 6) er det minst økning om sommeren eller våren, mens den største økningen ventes om høsten. I Trøndelag, Nordland, Troms og Vest-Finnmark (region 8 og 9) forventes størst endring om høsten og minst om våren. Resultatene fra CMIP5/6-ESD-2025 følger i

hovedsak, med små avvik, de samme mønstrene. Sammenlignet med COR-BA-2025 gir imidlertid CMIP5/6-ESD-2025 ofte større forskjeller mellom sesongutviklingen. For eksempel viser CMIP5/6-ESD-2025 en liten reduksjon i nedbøren om sommeren på Østlandet og Sørlandet (region 1, 2, 3, 4 og 7), mens COR-BA-2025 kun gir redusert sommer-nedbør i et lite område på Sørlandet (figur 3.3.11).

I forrige utgave "Klima i Norge 2100" (Hanssen-Bauer mfl., 2015) viste median-framskrivningen en økning i årsnedbør på 8 % under RCP4.5 (middels) scenarioet og 18 % under RCP8.5 (høyt) scenarioet for Fastlands-Norge fra perioden 1971–2000 til 2071–2100. Det tilsvarer en økning på henholdsvis 0,8 % og 1,8 % per tiår. Den gjennomsnittlige økningen under SSP3-7.0

scenarioet i denne rapporten (11 % fra 1991–2020 til 2071–2100, tabell A.2.2) svarer til en økning på 1,4 % per tiår, og ligger derfor mellom disse to. Det er som forventet, da SSP3-7.0 scenarioet ligger godt over RCP4.5, men noe under RCP8.5. Sesongvise endringer i nedbør følger samme mønster (tabell A.2.2), og ligger også mellom RCP4.5 og RCP8.5 scenarioet fra forrige utgave. Imidlertid ser vi en mindre økning i vår- og sommernedbøren under RCP4.5 scenarioet i denne rapporten, selv om den største økningen fremdeles er forventet om sommeren og den minste om vinteren. Det høye utslippsscenarioet i denne rapporten viser andre sesongvise endringer enn RCP8.5 scenarioet i den forrige utgaven (minst endring om våren og størst endring for alle andre årstider). Under SSP3-7.0 er den største økningen i nedbør beregnet for høsten og den minste er beregnet for sommeren. Men på grunn av forskjellene mellom forrige utgave (Hanssen-Bauer mfl., 2015) og nåværende rapport, som beskrevet i kapittel 1, er ikke resultatene i de to rapportene direkte sammenlignbare.

Tilfeldige variasjoner i atmosfærisk sirkulasjon kan gi betydelige utslag, særlig på sesongbasis, selv når vi sammenligner 30-årsperioder. Lutz mfl. (2024) påpekte at vinternedbøren økte mer fra 1961–1990 til 1991–2020 enn det klimamodeller tilsier, mens høstnedbøren avtok, noe som kan knyttes til variasjoner i typisk atmosfærisk sirkulasjon. Slike variasjoner spiller enda større rolle i nedbørregionene enn for landet som helhet, fordi sirkulasjonsmønstrene sammen med topografien styrer hvor nedbøren faller. Usikkerheten i framskrivningene av regional sesongnedbør er derfor stor.

3.4 Nedbørbaserte indekser

Julia Lutz

*Andreas Dobler, Anita Verpe Dyrrdal, Inger Hanssen-Bauer, Stephanie Mayer og
Ole Einar Tveito (i alfabetisk rekkefølge).*

Kort oppsummert

Framskrivninger viser at det blir større nedbørmengder og flere dager med nedbør i framtiden. Økningen i nedbørmengde er høyere enn i antall dager.

Framskrivninger viser at nedbørmengden som vanligvis overskrides en dag i året øker med 10 til 30 %, og den største nedbøren over fem dager hvert år øker med omtrent 25 % fram mot slutten av århundret.

Mer nedbør vil komme som regn og mindre som snø.
Sludd blir sjeldnere i lavlandet, men vanligere i fjellet.

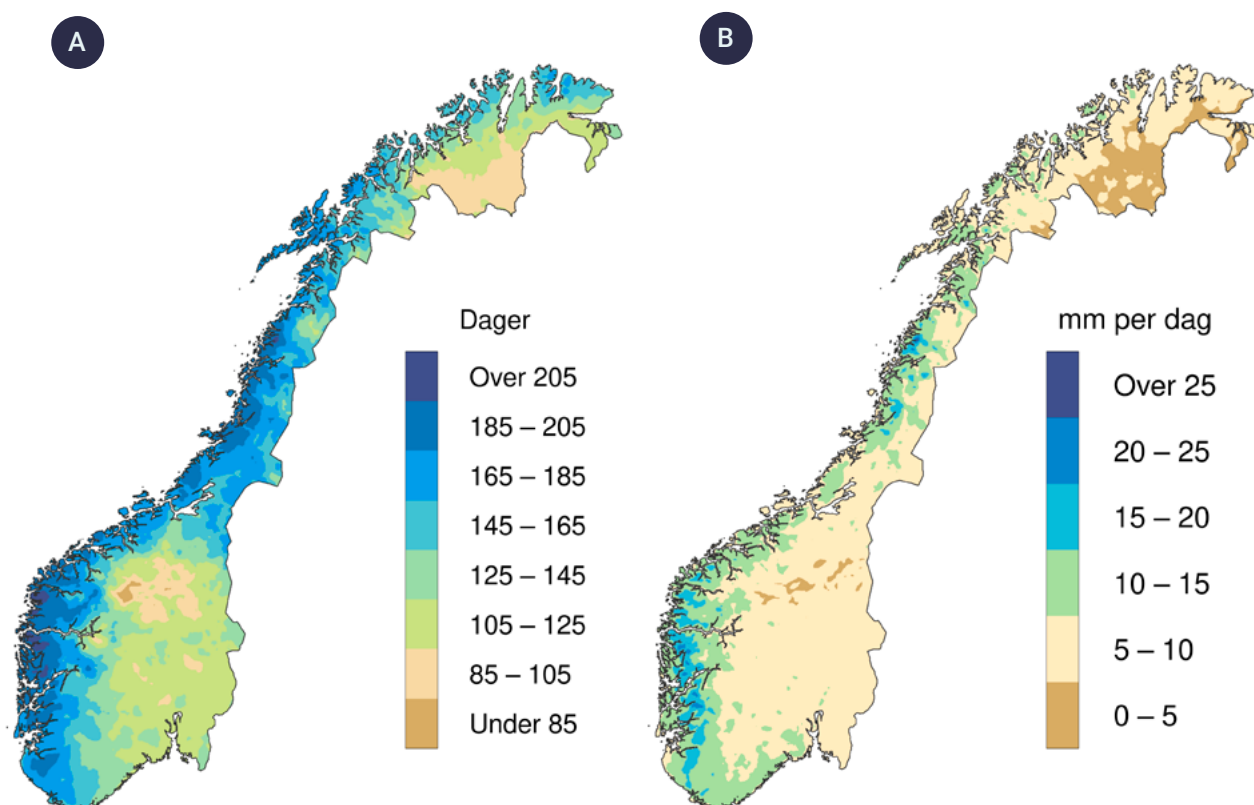
Dette delkapitlet omhandler klimaindekser utledet fra nedbør i løpet av et døgn eller mer. En oversikt over, og definisjoner av, indeksene finnes i appendiks tabell A.1.1b. Noen indekser viser nedbørsum i mm eller prosent av tilsvarende verdi i referanseperioden 1991–2020, mens andre viser antall dager over eller under terskler for en gitt variabel. Nedbørforhold har en rekke konsekvenser for natur og miljø. Det er ikke bare den totale nedbørmengden som er avgjørende, men også fordelingen av nedbøren kan virke inn på for eksempel skredfare (Oguz mfl., 2024) og spredning av forurensninger (Moe mfl., 2024).

3.4.1 Våte dager og nedbørmengde på våte dager

Vi definerer «våte dager» som dager med 1 mm

nedbør eller mer og beregner gjennomsnittlig nedbør på slike dager. Å sette grensen til 1 mm nedbør per døgn, til tross for at også mindre mengder registreres, gjør at observert antall slike døgn fra ulike nedbørstasjoner blir mer sammenlignbare, uavhengig av måleutstyr og observatører. Samtidig blir dager med dugg, som ellers kan bli registrert som nedbør, stort sett skilt ut.

Både kartet som viser antall våte dager (figur 3.4.1a) og kartet som viser nedbørmengde på disse dager i perioden 1991–2020 (figur 3.4.1b) viser i store trekk de samme geografiske mønstrene som kartet for midlere årsnedbør (figur 3.3.1). Dette innebærer at nedbørrike områder i Norge både har flere våte dager, og i gjennomsnitt mer nedbør på slike dager, enn nedbør-fattige områder.



Figur 3.4.1 a) Gjennomsnittlig antall våte dager per år i perioden 1991–2020; b) gjennomsnittlig nedbørmengde på våte dager (mm/døgn) i perioden 1991–2020.

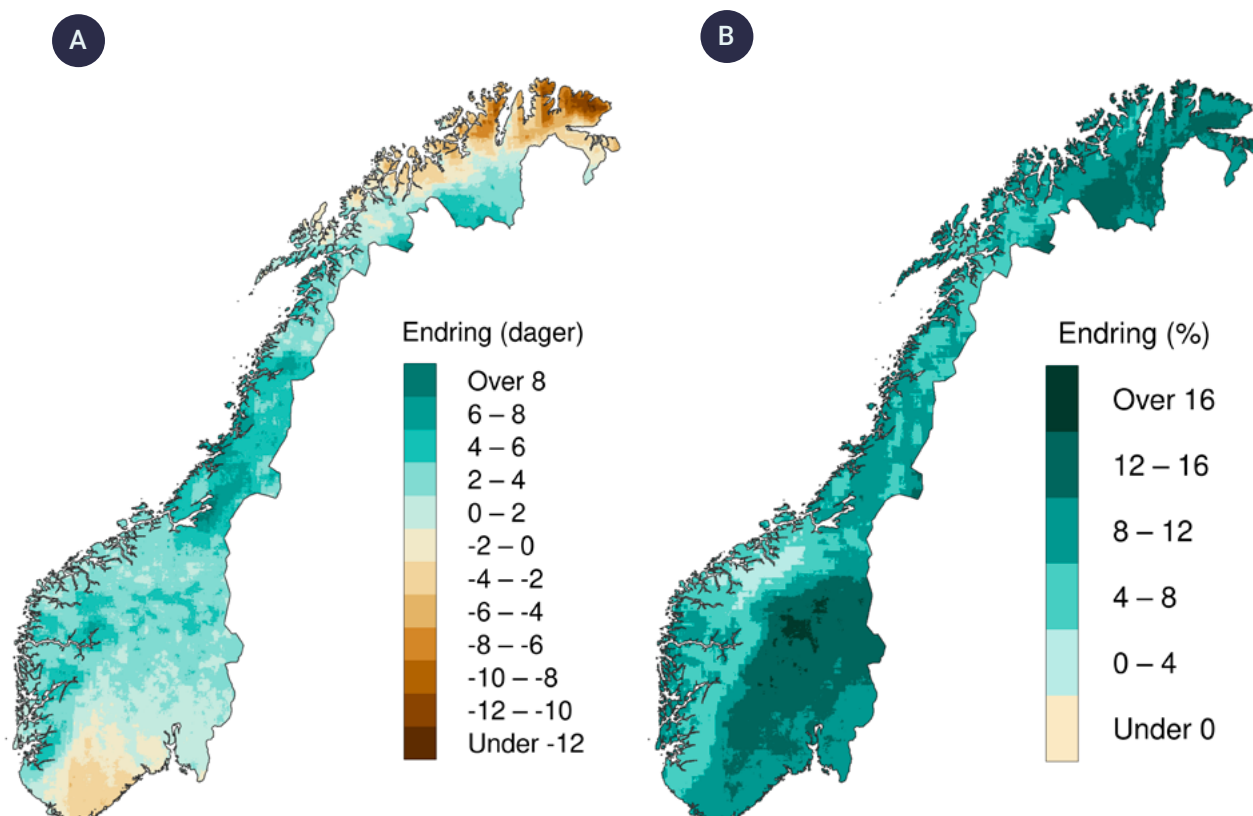
Lutz mfl. (2024) sammenlignet disse indeksene for periodene 1961–1990 og 1991–2020. De fant at nedbørøkningen i Norge mellom de to periodene (omtrent 7 %) skyldes både økning i gjennomsnittlig antall våte dager og økning i gjennomsnittlig intensitet, men relativt sett har intensiteten økt noe mer enn antall våte dager.

Den beregnede økningen i nedbør mot slutten av århundret (figur 3.3.9) kan i liten grad tilskrives endringer i antall våte dager (se figur 3.4.2a), men skyldes først og fremst økt nedbørintensitet på disse dagene (se figur 3.4.2b). Dette samsvarer med konklusjonene til Benestad mfl. (2025), som nedskalerte nedbørstatistikk fra 29 globale CMIP6 klimamodeller under et høyt utslippsscenario. Selv om antallet våte dager øker svakt i store deler av Norge, ser vi en nedgang i deler av Sør-Norge samt i kystområdene i Finnmark og Troms. Samtidig øker

nedbørmengden på våte dager over hele landet. Figur 3.4.2b viser størst prosentvis endring i Finnmark og Sørøst-Norge. Dette mønsteret stemmer overens med det romlige mønsteret for de generelle nedbørendringene i Norge (figur 3.3.10). Nedbørmengden i mm er likevel beregnet til å øke mer på deler av Vestlandet, som vist av Benestad mfl. (2025).

3.4.2 Svært kraftig døgnnedbør (99,7-persentilen)

Hva som oppfattes som svært kraftig nedbør varierer geografisk. For å få en robust indeks som tar hensyn til dette, og som kan brukes både for observerte og beregnede døgnavverdi-er har vi her valgt å bruke 99,7 persentilen, det vil si den døgnnedbøren som i gjennomsnitt overskrides 0,3 % av dagene eller omtrent én dag



Figur 3.4.2 Endring fra 1991–2020 til 2071–2100 under høyt utslippsscenario (SSP3-7.0) i a) gjennomsnittlig antall våte dager; b) gjennomsnittlig nedbørmengde på våte dager (% av referanseverdi). Beregnet endring er gjennomsnittet av 20 framskrivninger (COR-BA-2025).

per år. For perioden 1991–2020 varierte denne indeksen fra under 40 mm på Finnmarksvidda og i store deler av Sørøst-Norge til over 140 mm i de mest nedbørrike områdene på Vestlandet (figur 3.4.3a).

Lutz mfl. (2024) sammenlignet 99,7-persentilen mellom 1961–1990 og 1991–2020. De fant at gjennomsnittlig økning av 99,7-persentilen (5,6 %) var høyere enn økningen i midlere intensitet (4,3 %).

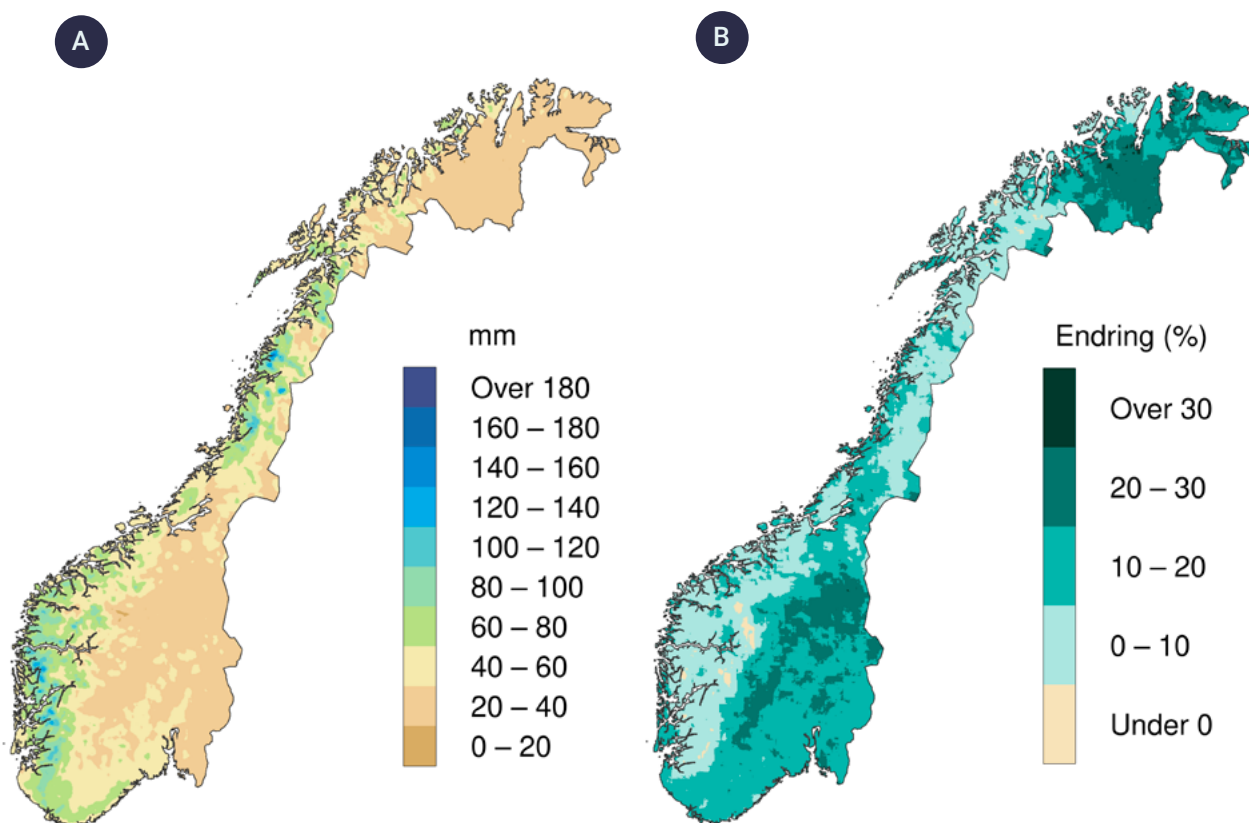
Fram til perioden 2071–2100 beregnes generelt en økning i svært kraftig døgnnedbør (figur 3.4.4b). Spesielt i de tørrere områdene som Østlandet og Finnmark, forventes 99,7-persentilen å øke med 10–30 % sammenlignet med referanseperioden. Antall dager med svært kraftig døgnnedbør, altså dager som overskrider terskelen fra referanseperioden (figur 3.4.3a),

forventes også å øke i de fleste områder i Norge. Fra omtrent én dag per år stiger antallet til omtrent 1,5–2,5 dager per år. Økningen er også størst på Østlandet og i Finnmark.

3.4.3 Døgn med kraftig nedbør

Døgn med nedbørsum 20 mm eller mer regnes som dager med kraftig nedbør. Gjennomsnittlig antall dager med minst 20 mm nedbør per år i perioden 1991–2020 varierer betydelig fra ingen dager i deler av Finnmark til over 90 dager på deler av Vestlandet (figur 3.4.4a). Når på året disse dagene kommer, er avhengig av hvor i Norge man er. På Vestlandet og i Nordland er det flest slike dager om høsten og vinteren, mens det er flest dager om sommeren i de øvrige delene av Norge.

Fram mot slutten av århundret er det beregnet



Figur 3.4.3 a) Terskelverdier for svært kraftig døgnnedbør (99,7 percentilen av døgnnedbør, mm) i referanseperioden 1991–2020. b) Endring fra 1991–2020 til 2071–2100 under høyt utslippsscenario (SSP3-7.0) i terskelverdien for “svært kraftig nedbør” (99,7 percentilen, endringene vises i % av referanseverdi). Beregnet endring er gjennomsnittet av 20 framskrivninger (COR-BA-2025).

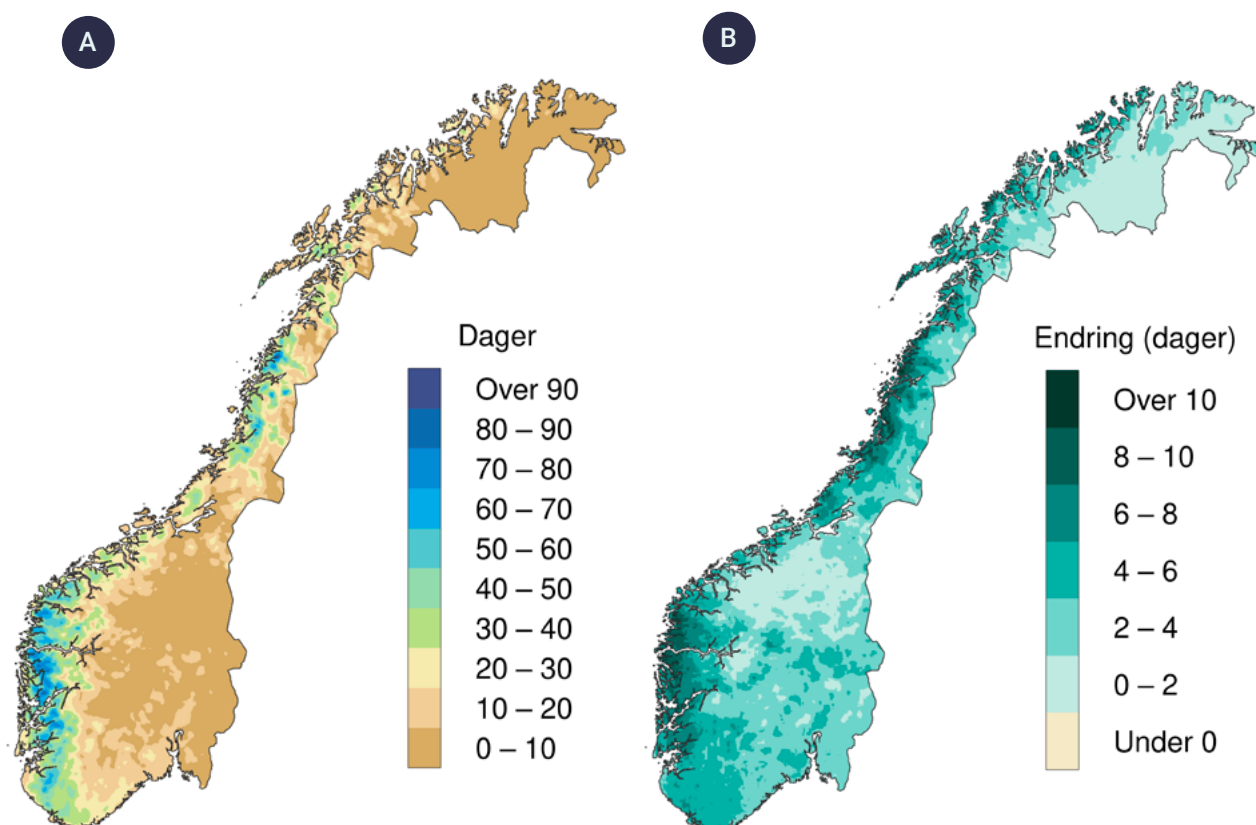
stort sett en økning i døgn med kraftig nedbør (figur 3.4.4b). I de fleste områdene av Norge er det anslått at antallet vil øke med opptil fire dager per år. Særlig langs kysten av Vestlandet og Nordland er økningen imidlertid forventet å være høyere og kan være så stor som ti dager per år.

3.4.4 Høyeste femdagers nedbørsum

Konsekvenser av kraftig nedbør på for eksempel jordsmonn, økosystemer og flomforhold avhenger ikke bare av nedbørintensitet, men også av hvor langvarig nedbøren er. Blant annet fra jordbrukssektoren har det derfor vært ønske om å definere en indeks som fanger opp

mer eller mindre sammenhengende nedbør over flere dager. I større vassdrag er det kraftig nedbør med varighet over flere døgn som forårsaker de største regnflommene. Gjennomsnittet av årets høyeste nedbørsum over fem dager er derfor beregnet. I perioden 1991–2020 varierte denne indeksen fra 35–50 mm i deler av Finnmark og Innlandet til over 300 mm i områder på Vestlandet og i Nordland (figur 3.4.5a).

Fram mot perioden 2071–2100 beregnes generelt en økning i denne indeksen (figur 3.4.5b). Den største prosentvise økningen er beregnet for Finnmark og Sørøst-Norge, hvor enkelte områder kan oppleve en økning på 25 % eller mer. Det er disse områdene som har



Figur 3.4.4 a) Gjennomsnittlig antall dager per år med 20 mm nedbør eller mer i referanseperioden 1991–2020. b) Endring i antallet fra perioden 1991–2020 til 2071–2100 under høyt utslippsscenario (SSP3-7.0). Beregnet endringer er gjennomsnittet av 20 framskrivninger (COR-BA-2025).

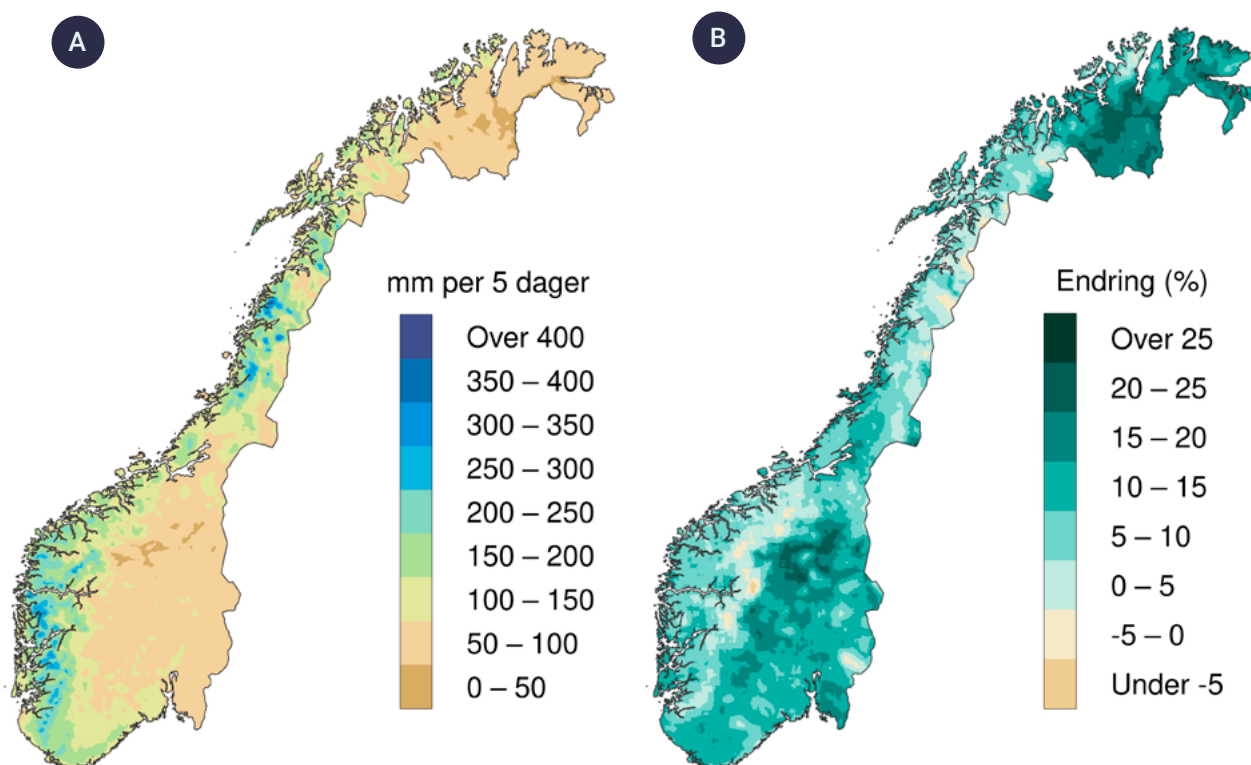
hatt de laveste gjennomsnittlige årsmaksima i referanseperioden. I kontrast kan enkelte høyfjellsområder i Sør-Norge oppleve en svak reduksjon i årets høyeste femdagers nedbørsum.

3.4.5 Nedbør fordelt på snø, sludd og regn

Fordelingen av nedbør mellom regn, sludd og snø forventes å endre seg ettersom temperaturen øker, men på grunn av metodiske svakheter kan ikke slike endringer tas direkte ut fra globale eller regionale klimamodeller. Ved å bruke biasjusterte modellresultater (kapittel 10.2.5) kan man imidlertid anslå endringer i denne fordelingen ved å kategorisere nedbørstype på grunnlag av temperatur-

grenser. Det er ikke gjort slike analyser basert på de nye datasettene som er presentert i denne rapporten. På grunnlag av de biasjusterte modellresultatene publisert av Wong mfl. (2016) er det derimot gjort slike analyser. Resultatene er presentert av Mayer mfl. (2023) og Kuya mfl. (2024), og vi gir her et kortfattet sammendrag.

Temperaturgrensen mellom snø og sludd ble satt til $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$, mens grensen mellom sludd og regn ble satt til $+1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Både totale nedbørmengder og antall dager med nedbør ble analysert under et middels (RCP4.5) og et høyt (RCP8.5) utslippsscenario, fram mot midten og slutten av dette århundret. I gjennomsnitt for Norge ble det beregnet en økning i total nedbør, men kun en liten endring i antall dager med nedbør (Kuya mfl., 2024). Dette er i tråd med resultatene



Figur 3.4.5 a) Gjennomsnittlig årsmaksimum for 5-dagersnedbør (mm) i referanseperioden 1991–2020. b) Endring (%) fra perioden 1991–2020 til 2071–2100 under høyt utslippsscenario (SSP3-7.0). Beregnet endringer er gjennomsnittet av 20 framskrivninger (COR-BA-2025).

beskrevet her i kapittel 3.4.1, og det innebærer en økning i gjennomsnittlig nedbør per nedbørdag. Resultatene viser videre en generell økning i andelen regn og antall regndager, og en reduksjon i andelen med snø og i antall snødager. Andelen sludd beregnes å minke i kyststrøk og lavereliggende områder, men øke i en del innlandsområder, særlig i fjellstrøk. Både Mayer mfl. (2023) og Kuya mfl. (2024) viser resultater for forskjellige høydenivå i utvalgte turistområder. Minst endringer i snømengdene beregnes i høyfjellet på Østlandet og i Nord-Norge, spesielt om vinteren. En svakhet ved disse analysene er at biasjusteringen av nedbør og temperatur ble gjort uavhengig av hverandre. Dette har ført til en overestimering av andelen regn og underestimering av andelen snø (Kuya mfl., 2023). Det er grunn til å anta at trendene i andelen av snø og regn er mindre påvirket av denne svakheten enn absoluttverdiene. Det ser dessuten ut til at antall dager med regn og snø er lite påvirket av den systematiske feilen.



Foto: Victoria Fredvang

3.5 Korttidsnedbør

Anita Verpe Dyrrdal

*Andreas Dobler, Lars Grinde, Julia Lutz, Jostein Mamen og
Stephanie Mayer (i alfabetisk rekkefølge).*

Kort oppsummert

Kraftig korttidsnedbør kommer ofte fra bygenedbør i sommerhalvåret. Vi finner de høyeste verdiene langs kysten i Sør-Norge, inkludert Oslofjorden.

Kortvarig, intens nedbør øker mer enn jevn, langvarig nedbør. Styrregn opptrer oftere og blir kraftigere.

Økningen i intensitet er noe større i nord, bortsett fra Finnmarksvidda, mens økningen i hyppighet er betydelig større langs kysten i Vest- og Midt-Norge.

Kraftig nedbør kan føre til flom i vassdrag og tettbygde områder, vannforurensning, samt være en utløsende faktor for skred. Slike hendelser kan ha store konsekvenser for samfunn og natur og kan i verste fall utgjøre fare for liv. Oversvømmelser i byer og tettbygde strøk, forårsaket av mye nedbør på kort tid, har gjennom de senere årene forårsaket stadig større skader. Økende urbanisering er en bidragende faktor, fordi regnet møtes med flere tette flater og samler seg dermed på overflaten (NOU, 2015; Sorteberg mfl., 2018; Lutz mfl., 2020). Kraftig nedbør over korte varigheter (minutter eller timer; korttidsnedbør), også kalt styrregn, er ofte et resultat av konveksjon og opptrer gjerne som byger om

sommeren. Det skjer ved at bakken, og luften over, varmes opp. Den varme luften stiger, og tar med seg fuktighet opp i atmosfæren, der den avkjøles og danner nedbør gjennom at vanndamp kondenserer.

Mye av infrastrukturen i Norge er bygget, eller dimensjonert, for å tåle en viss mengde nedbør (dimensjonerende nedbør). Denne statistikken er beregnet fra lange måleserier av nedbør. For dimensjonering av blant annet stikkrenner og overvannshåndtering i tettbygde områder eller små, uregulerte vassdrag tas det utgangspunkt i statistikk for korttidsnedbør. I denne rapporten definerer vi korttidsnedbør som nedbør med varighet opp til og med tre timer. Tall på

Intensitet-Varighet-Frekvens (IVF) verdier

IVF angir nedbørintensitet (I) som for ulike varigheter (V) kan forventes å forekomme med en viss hyppighet/frekvens (F). Denne hyppigheten uttrykkes som gjentakintervall eller returperiode (se faktaboks 4.2.1).

I Norge beregnes IVF-verdier for nedbør med varigheter fra ett minutt og opp til ett døgn og for gjentakintervaller fra 2 til 200 år. IVF-verdiene beregnes basert på årlig maksimum for år med minst 80 % datadekning mellom mai og september. Beregningen gjøres for hver enkelt varighet og settes sammen til en kurve. Den høyeste verdien for hver varighet og for hvert år er hentet fra et glidende tidsvindu. Det vil si at for en varighet på 60 minutter kan eksempelvis den høyeste verdien være registrert mellom 15:24 og 16:23.

Faktaboks 3.5.1 Intensitet-Varighet-Frekvens (IVF) verdier.

dimensjonerende korttidsnedbør hentes fra IVF-verdier (se faktaboks 3.5.1).

3.5.1 Klimatologi for korttidsnedbør

Det finnes få måleserier av korttidsnedbør, og disse er ujevnt fordelt over landet. Med tanke på at ekstremnedbør, spesielt grunnet konvektiv aktivitet, forekommer på et relativt lite område, er det sannsynlig at eksisterende målenettverk bare fanger opp noen av de ekstreme nedbørhendelsene. Økt bruk av radar, private målere og romlige modeller (f.eks. Dyrrdal mfl., 2015) kan benyttes til å fylle ut det romlige bildet. Andre metoder for å estimere IVF-verdier på steder uten målinger er også utviklet, og kan samlet gi mer robust informasjon (f.eks. Parding mfl., 2023; Benestad mfl., 2021).

Det er store forskjeller i klimatologien for korttidsnedbør i Norge, her vist ved nedbørverdier med gjentakintervaller 5 og 100 år for 60 og 180 minutter (figur 3.5.1). 60-minutters

nedbør med 5-års gjentakintervall er, eksempelvis, den mengden nedbør over 60 minutter varighet som i gjennomsnitt opptrer hvert femte år. Verdiene er beregnet med metodikken beskrevet i Lutz mfl. (2020) og data fra 307 vekt- og vippepluviometre (faktaboks 3.5.2) med minst 10 år lange måleserier. Vi finner de høyeste verdiene for kortere varigheter langs kysten i Sør-Norge, inkludert Oslofjorden (se figur 3.5.1a og 3.5.1c). Kraftig korttidsnedbør i disse områdene domineres av bygenedbør fra konvektiv aktivitet i sommerhalvåret. For lengre varigheter er det større frontsystemer som er årsak til de høyeste verdiene, som vi finner langs kysten av Vestlandet. Vi ser tendenser til dette i figur 3.5.1b og 3.5.1d som viser at de høyeste dimensjonerende verdiene for 180 minutter strekker seg til vestkysten.

I figur 3.5.2 vises høyeste 1-timesnedbør for de fire sesongene målt med vekt-pluviometre (faktaboks 3.5.2) i perioden 2005–2024. Lengden på seriene varierer, men alle har minst

Måling av korttidsnedbør

Korttidsnedbør måles med automatiske måleinstrumenter, enten vippe- eller vekt-pluviometre. De første stasjonene med elektroniske vippe-pluviometrene i Norge ble opprettet av Meteorologisk institutt på 1960-tallet, og har en tidsoppløsning på ett minutt. I dag eies de fleste av disse målerne av kommuner, men selve måledataene håndteres og kvalitetssikres av Meteorologisk institutt ([tilgjengelig på seklima.met.no](https://tilgjengelig.på.seklima.met.no)). En oversikt over historiske måleserier og analyser er også presentert av Førland mfl. (2015). Siden begynnelsen av 1990-tallet har instituttet også etablert stasjoner med vekt-pluviometre med en tidsoppløsning på en time. Fra 2013 har vekt-pluviometrene blitt oppgradert til å registrere nedbørmengde hvert tiende minutt. Data fra vippepluviometre, som måler nedbør hvert minutt, danner i dag grunnlaget for IVF-kurver (se faktaboks 3.5.1) (Lutz mfl., 2020).

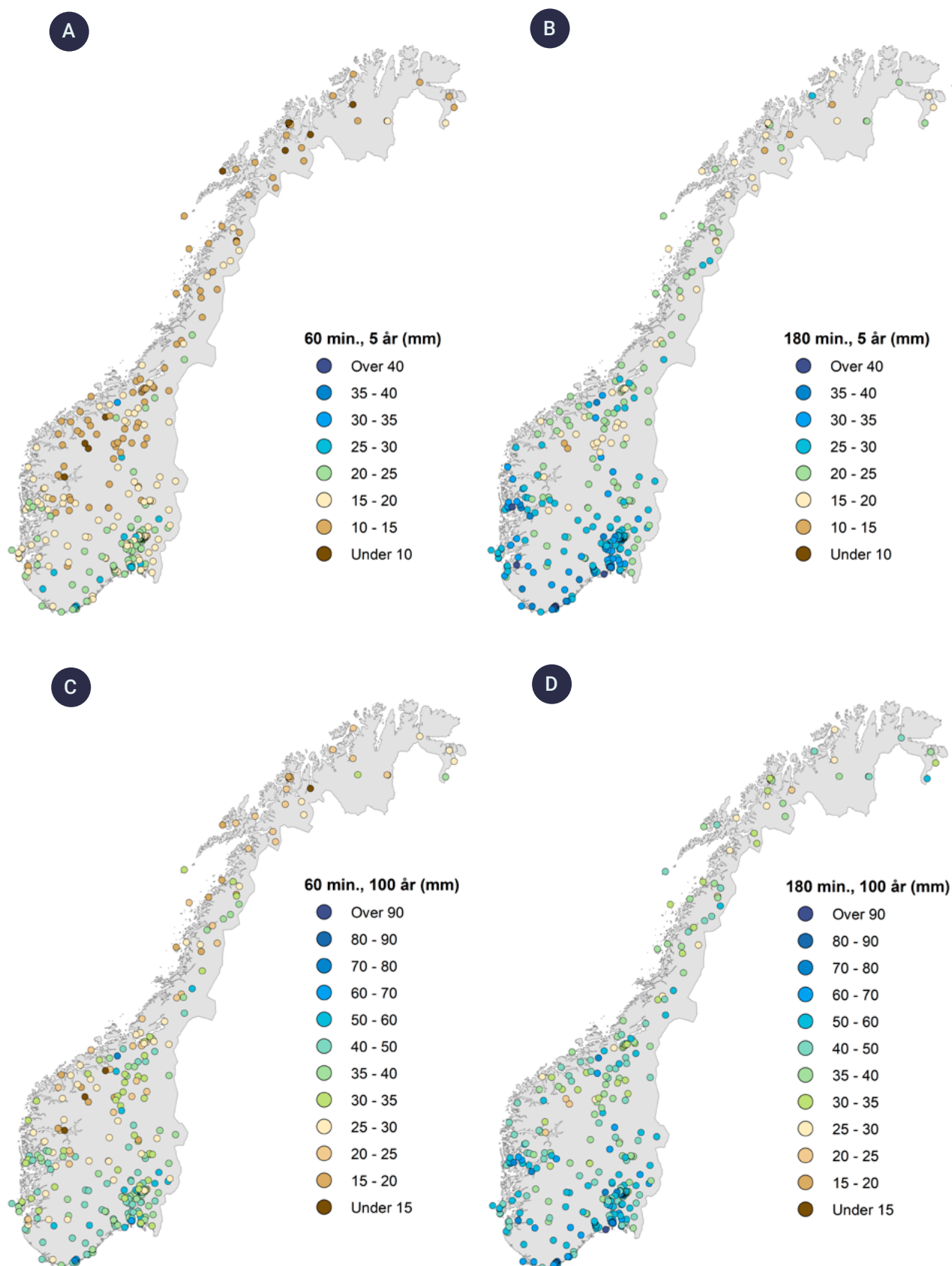
Målinger av nedbør er utsatt for oppfangingsvikt (se faktaboks 3.3.1), spesielt i vinterhalvåret. Men kraftig regn, som er hovedfokus i dette kapitlet, påvirkes i liten grad av oppfangingsvikt. Eksempler på andre feilkilder som bidrar til usikkerhet i målingene er tett eller delvis tett vippe, snø som legger seg på måleren, støy på grunn av vind, elektromagnetiske eller temperatursvingninger.

Faktaboks 3.5.2 Måling av korttidsnedbør.

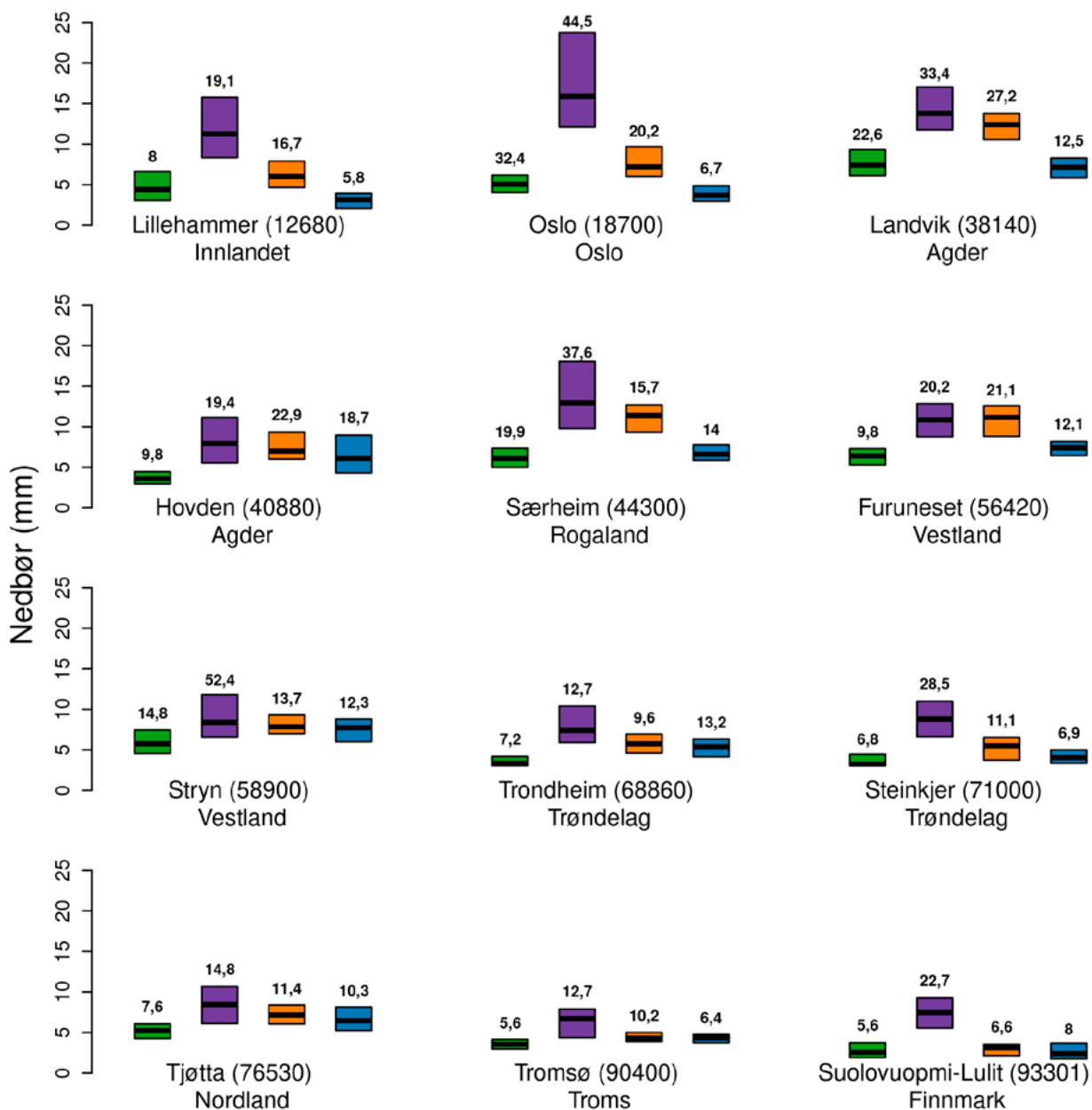
20 år med data. Figuren presenterer kvartiler (25, 50 og 75 persentiler) av sesongmaksimum, samt den høyeste verdien per sesong. Rekkefølgen på stasjonene indikerer geografisk plassering, med start på indre Østlandet, via Oslo og Sørlandet, opp langs vestkysten og videre nordover. De fleste stasjoner viser høyere verdier om sommeren, men dette er tydeligst i Øst- og Sør-Norge. Oslo - Blindern har de høyeste timeverdiene, med en median på rundt 15 mm i sommersesongen. På Vestlandet og i nord er det mindre variasjon mellom sesongene og ved noen stasjoner har

høst- og vinternedbøren like høye verdier som sommernedbøren.

Rekorder for de korteste varighetene domineres av sommernedbør. I juli 2021 ble det på Tjøme målt 26,5 mm, 50,7 mm og 78,5 mm for henholdsvis 10, 30 og 60 minutter, som er rekord for disse varighetene per 2024. For ett minutt ble det i august 2014 satt rekord på 5,8 mm i Bergen, mens rekordene for 120 og 180 minutter, med henholdsvis 101,1 mm og 122 mm, ble satt på Dueknipen i Vest-Agder i september 2018.



Figur 3.5.1 Dimensjonerende nedbørverdier fra stasjoner som har minst 10 år lange tidsserier. Varigheter 60 min (a og c) og 180 min (b og d), og gjentakintervaller 5 år (a og b) og 100 år (c og d).



Figur 3.5.2 Figuren viser medianverdi (tykk strek), og nedre- og øvre kvartil, samt høyeste målte verdi per sesong (tall over boksene) av 1-times nedbør for vår (grønn), sommer (lilla), høst (oransje) og vinter (blå). Stasjonsnummer vises i parentes.

3.5.2 Endringer i korttidsnedbør i historisk periode

Benestad mfl. (2022) viste at den globale nedbøren har økt i perioden 1950–2022, samtidig som nedbøren faller over et mindre område enn før. Dette indikerer at nedbøren er blitt mer konsentrert over mindre områder; nedbøren klumper seg sammen. I Norge har det

vært en økning i kraftig korttidsnedbør de siste tiårene (Olsson mfl., 2022; Tamm mfl., 2023). En god del av økningen tilskrives endringer i konveksjon (Westra mfl., 2014; Lenderink mfl., 2017).

En utfordring med å analysere endringer i korttidsnedbør er de relativt korte måleseriene, derfor må vi se på alle tilgjengelige data

i et samlet bilde. Her har vi tatt utgangspunkt i 26 stasjoner med minst 20 år med gode data og med sluttdato etter år 2000 (tabell 3.5.1). Vi har fokusert på den kraftigste nedbøren og dermed hentet ut 1) den høyeste verdien hvert år (intensitet) og 2) antall hendelser over en fast terskel (hyppighet). Tersklene er valgt for å representere kraftige hendelser og samtidig inkludere nok hendelser til å utføre en trendanalyse. Som faste terskler ble det brukt henholdsvis 2, 5 og 10 mm for varigheter 15, 60 og 180 minutter. Vi analyserte også antall hendelser over eller lik 97,5 persentilen, som varierer fra stasjon til stasjon, men disse ga svært like resultater som analysen med faste terskler og er derfor ikke vist her.

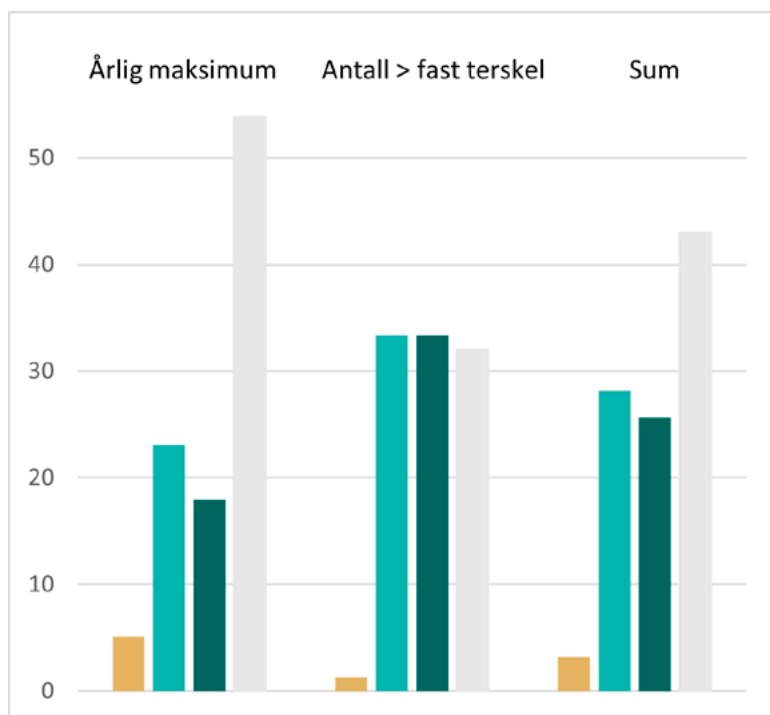
Tre stasjoner, Oslo-Lambertseter, Oslo-Blindern og Gjettem Plu, viser en sterk økning i både intensitet og hyppighet for alle varigheter

(tabell 3.5.1). Ingen stasjoner har hatt en sterk reduksjon i intensitet eller hyppighet av kraftig korttidsnedbør. Et fåtall stasjoner har hatt en svak reduksjon i den høyeste årlige nedbøren for noen varigheter, og Ås-Rustadskogen viser en svak reduksjon i antall hendelser med nedbør over 10 mm på 180 minutter. Det er forholdsvis liten forskjell i trender mellom 15, 60 og 180 minutter.

Figur 3.5.3 viser at økningen i hyppighet er tydeligere enn økningen i intensitet. Andelen stasjoner med (sterke) positive trender i hyppighet er på (33) 67 %, mot (18) 41 % for intensitet. Omtrent 54 % av analysene for intensitet viser ingen endring. Totalt (hyppighet og intensitet) er det kun omtrent 3 % serier med negative trender, primært for intensitet, og omtrent 54 % serier med positive trender,

Stasjon	Stasjonsnavn	Periode (antall år)	Årlig maksimum			Antall hendelser over fast terskel		
			15 min	60 min	180 min	15 min	60 min	180 min
3030	Fredrikstad	1970 - 2016 (30)						
3810	Askim II	1968 - 2024 (40)						
4781	Gardermoen Sør	1968 - 2010 (39)						
12290	Hamar II	1968 - 2024 (44)						
17870	Ås - Rustadskogen	1974 - 2024 (43)						
17980	Oslo - Ljabruveien	2000 - 2021 (21)						
18020	Oslo - Lambertseter	1985 - 2024 (32)						
18210	Oslo - Hovin	1998 - 2024 (24)						
18270	Oslo - Vestli	1974 - 2024 (38)						
18320	Oslo - Hausmannsgt	1984 - 2013 (25)						
18420	Oslo - Disen	1998 - 2024 (23)						
18701	Oslo - Blindern	1968 - 2024 (53)						
19490	Gjettem Plu	1970 - 2024 (30)						
19510	Øvrevoll	1968 - 2024 (42)						
19710	Asker	1983 - 2010 (27)						
27270	Tønsberg - Kilen	2000 - 2024 (23)						
27564	Sandefjord - Mosserød	1999 - 2024 (20)						
39150	Kristiansand - Sømkleiva	1975 - 2024 (38)						
44190	Time - Lye	1981 - 2024 (30)						
44640	Stavanger - Våland	2005 - 2024 (20)						
44730	Sandnes - Rovik	1974 - 2024 (30)						
47240	Karmøy - Brekkevann	1968 - 2019 (37)						
50480	Bergen - Sandsli	1984 - 2024 (27)						
64300	Kristiansund - Karihola	1974 - 2024 (36)						
68230	Trondheim - Risvollan	1987 - 2024 (34)						
82310	Bodø - Skivika	1997 - 2024 (21)						

Tabell 3.5.1 Trender i høyeste årlige korttidsnedbør og hendelser med kraftig korttidsnedbør. Mørk (lys) grønn = sterk (svak) økning. Orange = svak reduksjon. Vi har brukt Mann Kendall trend test med et 5 % signifikansnivå for å identifisere sterke trender og et 30 % signifikansnivå for å identifisere svake trender. Enda svakere trender defineres som ingen endring (grå).



Figur 3.5.3 Andelen stasjoner med trender [%] av ulik kategori. Sum = intensitet (årlig maksimum) + hyppighet (antall hendelser > fast terskel). Mørk (lys) grønn = sterk (svak) økning. Orange = svak reduksjon. Grå = ingen endring. Se tabell 3.5.1 for beskrivelse av metodikk.

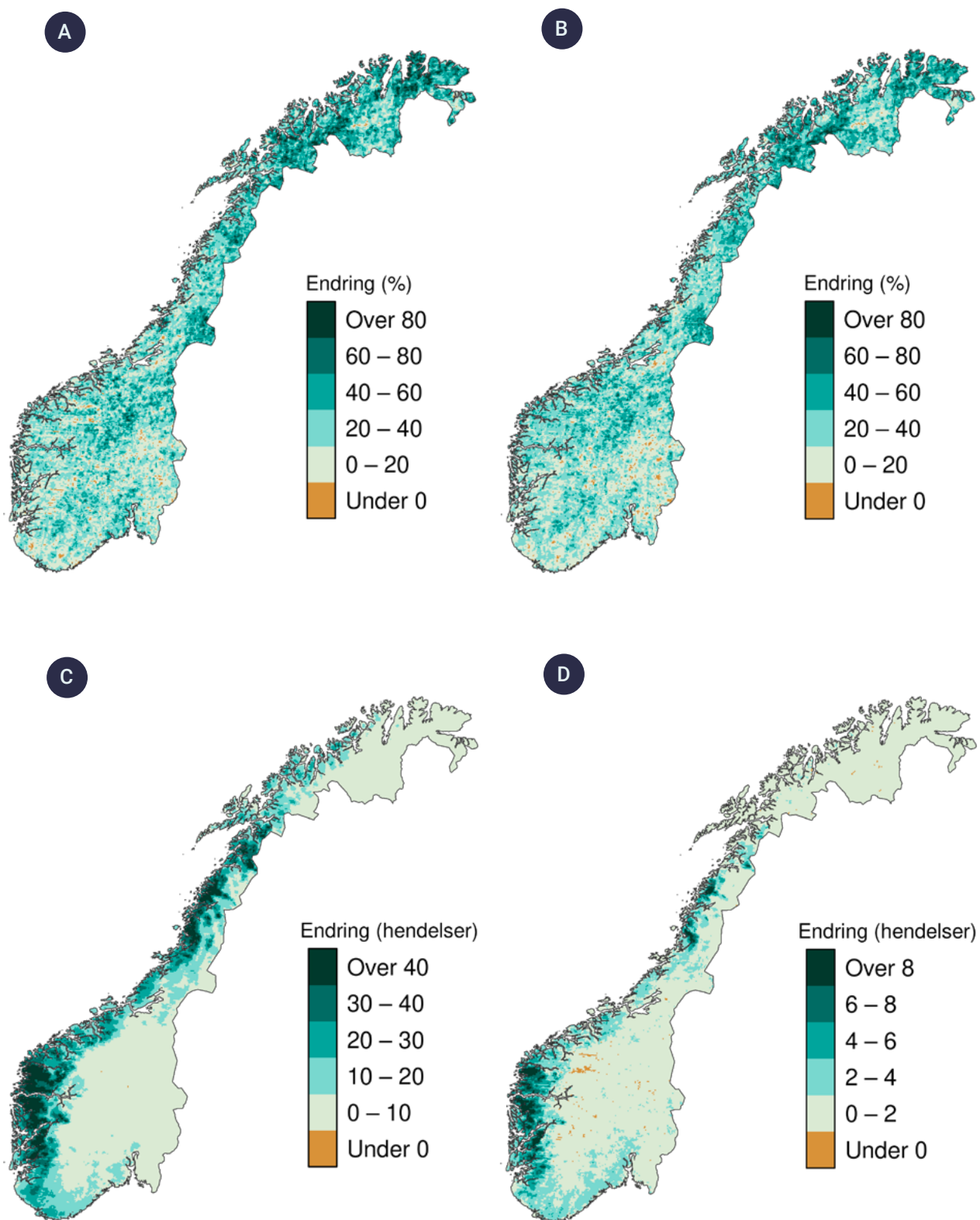
hvorav nesten halvparten representerer en sterk økning. Omtrent 43 % viser ingen endring. Samlet beskriver denne oversikten at det har vært en økning i hyppighet og intensitet av korttidsnedbør mange steder i Norge, og ved kun 5 av 26 stasjoner er det funnet ingen endring eller en svak reduksjon.

3.5.3 Endringer i korttidsnedbør i framtiden

Som beskrevet i kapittel 3.3 og 3.4, forventes en videre økning i nedbør i Norge. Dette skyldes hovedsakelig at nedbørmengdene øker, mens økningen i hyppighet av nedbør er mindre. Mange studier har også vist at det er den intense, kortvarige nedbøren, eller byge-nedbøren, som øker mest (Hodnebrog mfl., 2019; Myhre mfl., 2019; Fowler mfl., 2021), særlig i overgangen mellom sommer og høst (Poujol mfl., 2021). I en varmere atmosfære,

som følge av klimaendringene, vil vannets kretsløp intensiveres på grunn av økt fordampning (kapittel 4.1.2) og kraftigere konveksjon. I tillegg øker luftens evne til å holde på fuktighet. Dermed forventes også hyppigere og mer intens bygeaktivitet. Dyrddal mfl. (2023) studerte endringer i dimensjonerende nedbør i det Nordiske-Baltiske området, basert på konveksjonstillatende klimasimuleringer fra NorCP (kapittel 10.2.3). De fant høyere klimafaktorer (faktaboks 4.2.1) for de kraftigste hendelsene, med kun få unntak, samt vesentlig høyere klimafaktorer når man går fra døgn til kortere varigheter ned til 3 timer. For de korteste varighetene gir simuleringene ulike resultater over Fennoscandia, mens over de Baltiske landene øker klimafaktoren også mellom 1 time og 15 minutter.

Figur 3.5.4 viser beregnet endring i den høyeste årlig nedbørmengden for henholdsvis 1 time



Figur 3.5.4 Endring i høyeste årlige nedbørmengde for henholdsvis a) 1 time og b) 15 minutter og endring i årlig antall hendelser med nedbør over c) 5 mm/time og d) 10 mm/time, mellom referanseperioden 1986–2005 og slutten av århundret (2081–2100), gitt utslippsscenario RCP8.5.

og 15 minutter (intensitet) og endring i antall hendelser med kraftig korttidsnedbør (hyppighet; minst 5 mm/time og minst 10 mm/time), basert på én finskala klimasimulering fra NorCP datasettet under et høyt utslipps-scenario (RCP8.5; kapittel 10.2.1). Det er en generell økning i hele landet, men økningen i intensitet er noe større i nordlige områder, bortsett fra Finnmarksvidda, mens økningen i hyppighet er betydelig større langs kysten i Vest- og Midt-Norge.

Gjennomsnittlig endring i høyeste 1-times-nedbør er 32 % og 35 % for henholdsvis år og sommer. Dette samsvarer godt med endringer i dimensjonerende verdier (klimafaktorer) funnet i Dyrddal mfl. (2023). For Norge ble det beregnet klimafaktorer på 1,36 (36 % økning) og 1,41 (41 % økning), for henholdsvis 2- og 100-års gjentaksintervall. Til sammenligning var klimafaktoren fra nedskaleringen av den globale modellen GFDL, som har en mye høyere klimafølsomhet, på henholdsvis 1,75 og 1,77. Det vil si 75 % og 77 % økning i forhold til referanseklima. For varighet 15 minutter øker den høyeste årlige nedbørmengden med 30 % i gjennomsnitt, noe lavere enn for 1-timesnedbør. Økningen i hyppighet varierer fra noen få hendelser i innlandsområder, til over 40 hendelser med minst 5 mm/time og over 10 hendelser med minst 10 mm/time langs kysten i Sør- og Midt-Norge.

Det er fortsatt kunnskapshull i forståelsen av hvordan global oppvarming påvirker nedbør globalt og lokalt, spesielt den kraftige korttidsnedbøren. Likevel kan en samlet verktøykasse av observasjoner, klimamodell-simuleringer og teori om atmosfærisk fysikk fortelle oss at korttidsnedbøren øker mer i Norge enn den mer langvarige nedbøren, både i hyppighet og intensitet.

Økningen i den høyeste årlige 1-timesnedbøren (32 %) er vesentlig høyere enn gjennomsnittlige endringer i årsnedbør (11 %), basert på COR-BA-2025 i kapittel 3.3. Noe av forskjellen

kan forklares ved et høyere utslippsscenario (RCP8.5 versus SSP3-7.0) og at endringen er beregnet for en lengre periode (95 år versus 80 år). Forrige rapport (Hanssen-Bauer mfl., 2015) viste en endring på 18 % for utslipps-scenario RCP8.5 og en periode på 100 år, dermed mer sammenlignbart med analysene i dette kapitlet. Det tilsvarer i stor grad beregnet endring i årsnedbør for NorCP-simuleringen, på 20 %. Endringene vist her for korttidsnedbør er likevel en del høyere.

3.6 Lynaktivitet

Anita Verpe Dyrrdal

*Andreas Dobler, Morten Andreas Ødegaard Køltzow og Laila Fodnes Sidselrud
(i alfabetisk rekkefølge).*

Kort oppsummert

Det er store forskjeller i lynaktivitet i Norge, både mellom regioner og årstider. Sørøst-Norge og Finnmarksvidda hadde flest lyn i perioden 2014–2024, med over 2000 lyn i året.

Om sommeren gir høyere temperaturer og mer fuktighet vesentlig flere lyn. Om vinteren forekommer lyn hovedsakelig på vestkysten.

Når sommersesongen blir lengre i framtiden, kan lynsesongen også bli lengre. Det er derfor sannsynlig at lynaktiviteten øker noe i et framtidig klima.

3.6.1 Observert lynaktivitet

Lynnedslag kan føre til skogbrann, skader på elektrisk utstyr, avbrudd på strømmettet, forstyrrelser i flytrafikken (Kjølle mfl., 2006; 2008), og i enkelte tilfeller til menneskelige skader. Lyn opptrer i forbindelse med konvektiv aktivitet (se kapittel 3.5) og gjerne kraftig bygednbør. For at lyn skal oppstå, må ulike typer hydrometeorer (f.eks. regndråper, is, snø, hagl) være til stede i skyene. Relativt varm luft nær bakken og kald luft høyere opp gir en vertikal temperaturforskjell som kan føre til ustabile luftmasser og igangsette vertikale bevegelser. Den varme luften stiger, fordi den har mindre tetthet og er lettere enn den

kalde luften over. Dermed fraktes fuktighet fra bakkenære nivåer opp i høyden, hvor fuktigheten kondenseres og danner hydrometeorer. Når ulike hydrometeorer kolliderer overføres elektrisk ladning mellom disse og på grunn av deres ulike tetthet, masse og form blir de transportert, via den vertikale luftbevegelsen, til ulike deler av skyen. Skyen kan dermed få en vertikal struktur med ladningsforskjeller avhengig av høyden. Utladning skjer gjennom lynaktivitet dersom spenningsforskjellene blir store nok, enten mellom sky og bakke, eller mellom ulike områder i skyene (sky-til-sky). Utladning kan også skje mellom atmosfæren og fly, helikoptre eller høye strukturer som vindmøller og radiomaster.

Målinger av lynaktivitet

Det norske sensornettverket for å registrere lynaktivitet ble opprettet på 1980- og 1990-tallet og driftes i dag av Meteorologisk institutt. Det består av 17 sensorer fordelt over hele landet. Norge eier også en sensor på Shetland, samt utveksler data med flere aktører som gir oss tilgang til sensorer i våre naboland.

Både kvaliteten på observasjonene og antall sensorer i drift har variert gjennom måleperioden. Datasettet kan derfor ikke anses som homogent verken i tid eller rom. Under ideelle forhold skal sensornettverket fange opp mer enn 90 % av lyn mellom sky og bakke og omkring 70 % av lyn i eller mellom skyer. Skyhøyde, nedetid på sensorer og annet påvirker plassering og deteksjon av lyn.

Faktaboks 3.6.1 Målinger av lynaktivitet.

I denne rapporten viser vi observerte lyn som er griddet for perioden 2014–2021 (figur 3.6.1), basert på registreringer i Norge, Sverige og Finland. Kartene viser antall observerte lyn (sky-til-bakke og sky-til-sky) som er registrert innen en radius på 25 km, og beskriver dermed opplevd lynaktivitet siden et lyn kan ses og høres på lang avstand. Den relativt korte perioden, sammen med store variasjoner i lynaktivitet fra år til år og utvikling i sensornettverket, bidrar til store usikkerheter i datagrunnlaget. Enkelthendelser kan ha stor påvirkning. Datasettet er derfor ikke egnet til å avlede eventuelle trender, men antas å gi, i grove trekk, et godt bilde av sesongvariasjoner og den romlige fordelingen av lynaktivitet i landet.

Det er store sesongmessige og regionale forskjeller i Norge. Gjennomsnittlig antall lyn i figur 3.6.1 viser at det er Sørøst-Norge og Finnmarksvidda som hadde den største lynaktiviteten i perioden 2014–2024, med over 2000 lyn i året innenfor en avstand på 25 km. Vi ser også lokalt høye verdier, blant annet mellom Trondheim og Kristiansund, som muligens representerer enkelthendelser og/eller

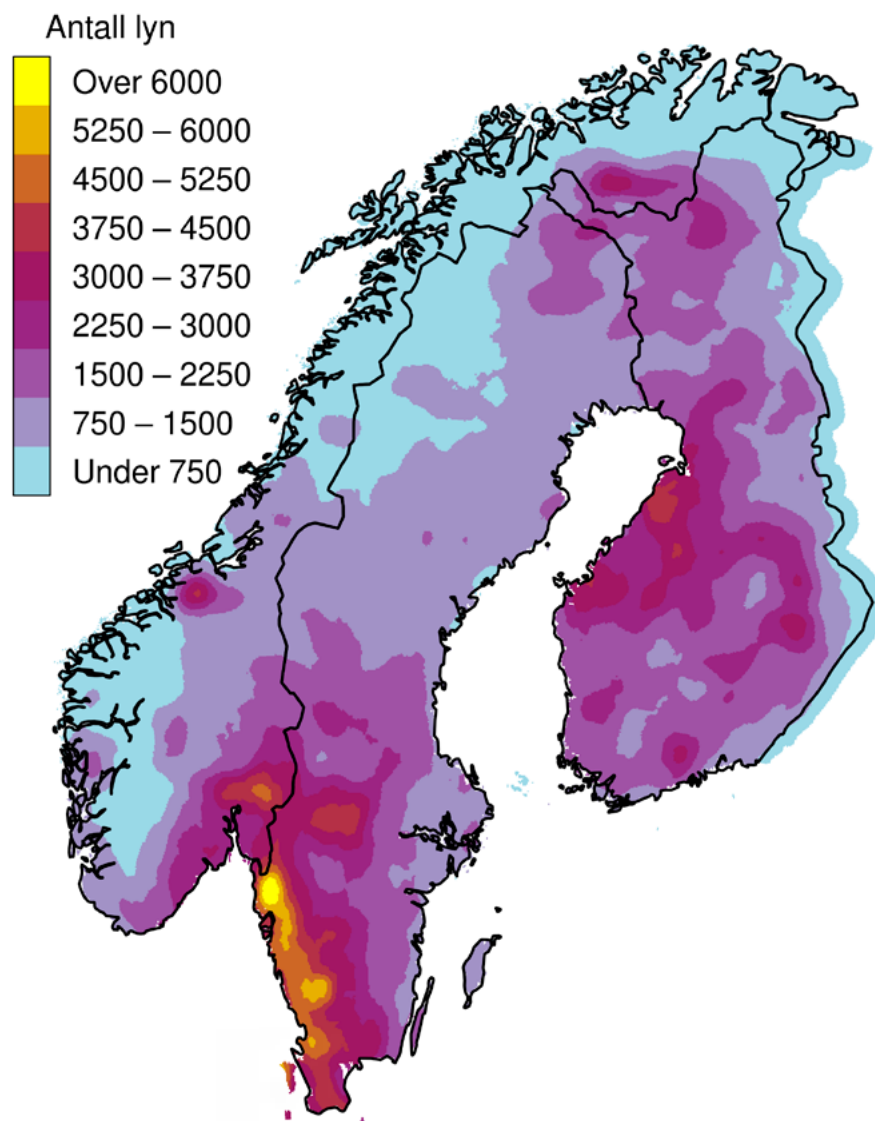
høy infrastruktur som tiltrekker lyn. Minst lynaktivitet skjer langs kysten i Nord-Norge og i deler av fjellet i Sør-Norge. Områder med mest lynaktivitet langs kysten i Sør-Norge tilsvarer områder med mye konveksjon og kraftig korttidsnedbør (se figur 3.5.1). Den store variasjonen fra år til år kan illustreres ved å sammenligne årene med mest og minst lynaktivitet. I 2014 ble det registrert over 660.000 lyn på landsbasis, der over halvparten fant sted i juli, mens i 2017 ble det registrert under 39.000 lyn.

Høyere temperaturer, og dermed mer fuktighet i luften, gir vesentlig større lynaktivitet om sommeren. I perioden 2014–2024 ble det i noen områder registrert, i gjennomsnitt, flere tusen lyn per sommersesong, mens det i vintersesongen kun er registrert et gjennomsnitt på noen hundre lyn de mest aktive stedene. Både geografisk fordeling og antall lyn om sommeren (figur 3.6.2b) har samme trekk som for hele året (figur 3.6.1). De store regionale forskjellene mellom sommer og vinter skyldes to ulike prosesser. Dyp konveksjon, eller kraftig bygeaktivitet, skaper de fleste lynhendelsene

i Sørøst-Norge om sommeren (se kapittel 3.5). Om vinteren er det ikke soloppvarming av bakken som er driv-kraften. Lyn oppstår hovedsakelig langs vestkysten fordi havet om vinteren er varmere enn lufta. Når kald luft, gjerne med arktisk opphav, beveger seg over relativt varmt hav, transformeres luftmassene og skaper grunn konveksjon. Denne intensiveres av ekstra konvergens når luftmassene treffer land og bremses opp, samt orografisk heving når luften presses opp av

terrenget (Køltzow mfl., 2018). Siden temperaturen i luftmassene er lav er det mindre fuktighet tilgjengelig, som begrenser lynaktiviteten.

Grunnet korte og inhomogene måleserier (se faktaboks 3.6.1) er det utfordrende å analysere endringer i lynaktivitet over tid. FNs klimapanel (Seneviratne mfl., 2021) skriver at forekomsten av kraftig konveksjon som blant annet gir lynaktivitet, påvirkes av ulike atmosfæriske

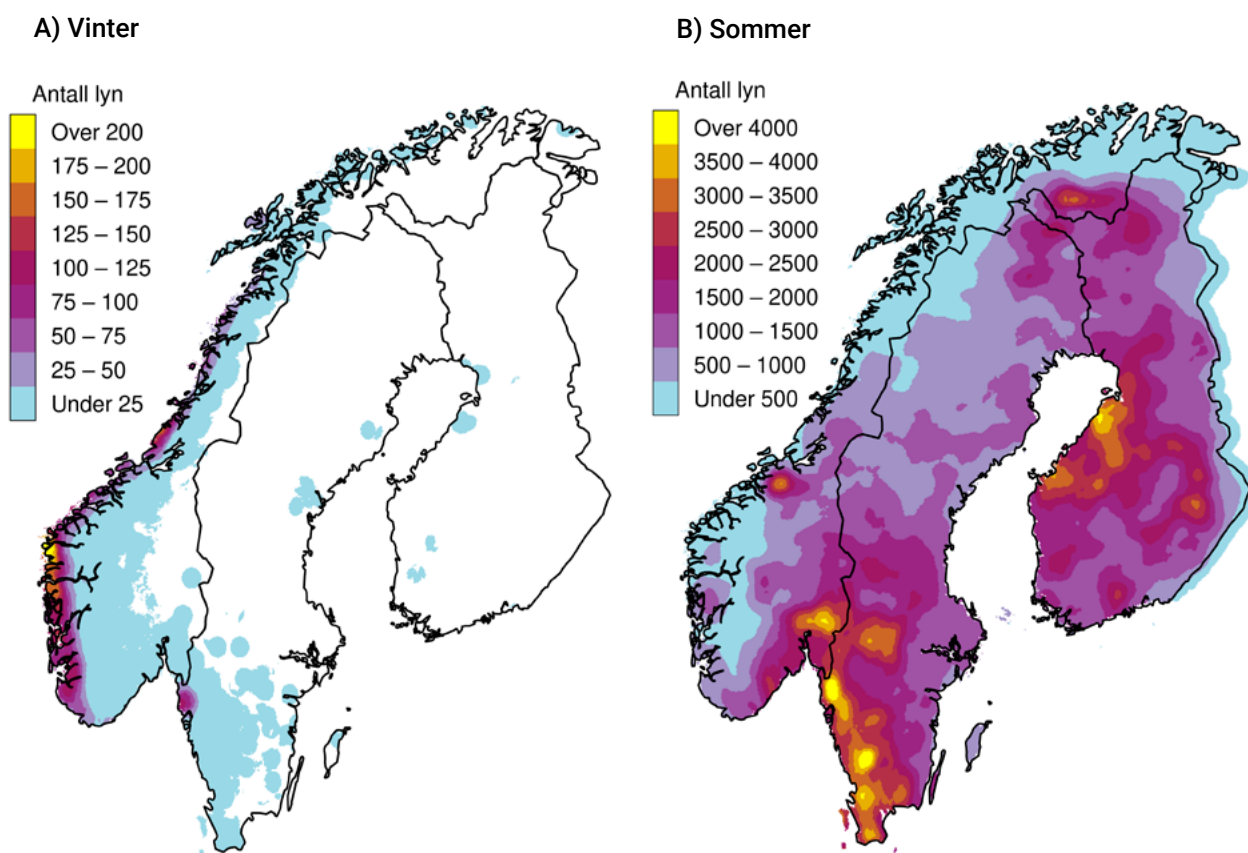


Figur 3.6.1 Gjennomsnittlig antall lyn per år, innen en radius på 25 km, for perioden 2014–2024.

betingelser. Sammenhengen mellom disse betingelsene, og deres totale påvirkning på lynaktivitet, er i dag ikke godt nok kjent. Holzworth mfl. (2021) fant en økning i antall lynnedslag i den arktiske regionen i perioden 2010–2020. De viste også at fraksjonen av lynnedslag på nordlige breddegrader (over 65° N) mot det totale antallet lynnedslag på kloden øker, og at økningen følger global temperaturøkning. Men det er verdt å merke seg at naturlige variasjoner dominerer i en så kort periode. Videre rapporterer Battaglioli mfl. (2024), basert på analyser av reanalyse data (se faktaboks 10.1.2), en liten, men positiv trend i antall timer med lyn fra 1950 til 2020. Imidlertid fant ikke Kępski og Kubicki (2022) en slik trend i analyser av visuelle bakkeobservasjoner for Sør-Norge fra 2000 til 2019.

3.6.2 Lynaktivitet i framtiden

Det er nærliggende å tenke at, med økt bygeaktivitet (se kapittel 3.5), vil også sannsynligheten for lyn øke. Imidlertid er skyenes is-fase viktig for genereringen av lyn, og i et varmere klima kan denne bli redusert. Litteratur om lyn i et framtidsklima gir derfor ikke alltid et tydelig svar på om vi kan forvente mindre eller mer lynaktivitet i våre områder. Det er også andre faktorer som tilrettelegger for lynaktivitet som varierer mellom ulike regioner i verden (Seneviratne mfl., 2021). I tillegg er lyn et småskala-fenomen som ikke representeres direkte i vær- og klimamodeller. Derfor er lynaktiviteten avledet av andre parametere underveis i modellsimuleringene



Figur 3.6.2 Gjennomsnittlig antall lyn per år, innenfor en radius av 25 km, for perioden 2014–2024; a) vinter (DJF), b) sommer (JJA). Merk at fargeskalaen i figur a) og b) representerer ulike verdier

(parameterisert) eller i etterkant (post-prosessert) (Køltzow mfl., 2018). Estimater for lynaktivitet kan avledes ved hjelp av fysiske betraktninger (f.eks. fra modellenes sammensetning av skyer), fra storskala forhold som man vet legger til rette for lynaktivitet, ved hjelp av statistiske metoder eller ved en kombinasjon av de ulike mulighetene.

Det er usikkerhet knyttet til fremtidig lynaktivitet i Norge. Likevel tyder forskning på at det er sannsynlig med en noe økt forekomst i framtiden. Kahraman mfl. (2022) rapporterer om at forhold som legger til rette for lyn generelt vil forflytte seg nordover. I tråd med dette rapporterer også Michibata (2024) om en sannsynlig økt lynaktivitet i våre områder fordelt over den årlige syklusen. Finney mfl. (2018) testet to ulike parametriserings-skjemaer for å se på endring i lynaktivitet fram mot slutten av århundret. Selv om de fant en total reduksjon globalt, viste begge simuleringene en økning i våre områder under et høyt utslippsscenario (RCP8.5; kapittel 10.2.1). Under samme utslippsscenario, fant Køltzow mfl. (2018) økt lynaktivitet for vinter, vår og høst for hele Norge. Samtidig så de en svak reduksjon eller ingen endring i hyppigheten om sommeren med unntak av fjellet hvor lynaktiviteten også øker om sommeren. Størdal (2024) testet to ulike maskinlæringsmetoder for å modellere lynaktivitet i Norge i framtiden, også under utslippsscenario RCP8.5. Modellene viste til dels motstridende resultater for sommerhalvåret (mai - oktober) sett under ett, men begge modellerte en økning i lynaktivitet i mai, september og oktober. Dette antyder at sesongen for lynaktivitet utvider seg i et varmere klima, noe som er rimelig med tanke på at sommersesongen utvider seg (kapittel 3.2). Generelt rapporterte Chen mfl. (2021) om økt lynaktivitet i områder med permafrost.

3.7 Vind

Jan Erik Haugen

Andreas Dobler, Cristian Lussana og Kajsa Parding (i alfabetisk rekkefølge).

Kort oppsummert

Vindklimaet i Norge har endret seg lite fra 1991 til 2020, men vindstyrken er noe redusert i Troms og Finnmark.

Framskrivninger viser en svak reduksjon i middelvind og kraftig vind, men noe økning i de mest ekstreme vindene. Endringene er likevel små i forhold til naturlige variasjoner.

3.7.1 Historisk vindmønster

Vind er luft i bevegelse, og omfatter fenomener med stor variasjon i skala, som for eksempel tropiske sykloner, solgangsbris, tordenbyger eller turbulent strømming i bratt terreng. Kunnskap om vind er viktig på grunn av fare for mennesker, skade på infrastruktur og skog ved ekstreme hendelser, vekst av bølger over hav, samt for omstilling til grønn energi gjennom vindkraft. Norge ligger i vestavindsbeltet med store naturlige svingninger i værmønstre og vindforhold. Middelvinden, altså gjennomsnittlig vind, i perioder på ti år eller mer er i hovedsak bestemt av hvordan lavtrykkene fra Atlanterhavet styres inn mot Nord-Europa (se f.eks. Benestad mfl., 2024). Det er derfor relevant å undersøke endringer både i antall og styrke av lavtrykkene fra Atlanterhavet, og hvordan de dominerende lavtrykksbanene kan endre seg på veien mot Nord-Europa som følge av klimaendringer. Fordi vindforholdene varierer mye over tid, må det relativt store endringer til for at disse skal være statistisk

sikre. Derfor er det knyttet større usikkerhet til endringer i vind sammenlignet med endringer i temperatur, nedbør og hydrologiske forhold.

Foruten dominerende trykkmønster i atmosfæren, påvirkes vinden over land av bakkens egenskaper. I Norge er det kompliserte terrenget styrende for hvordan vinden forsterkes eller bremses på lokal skala. Lokale ekstremer kan forekomme i høyereliggende fjellområder, samt i innsnevringer i daler og fjorder der turbulens gir store variasjoner over korte avstander. Gitt disse lokale effektene, er det utfordrende å analysere endringer i vind over tid. Videre baserer vi oss derfor på modellsimuleringer – ikke på direkte observasjoner.

Også endringer i underlaget vil kunne påvirke middelvinden nær bakken i motsetning til vinden i høyere luftlag. For eksempel vil en økende andel skog bremse vinden systematisk gjennom økt friksjon, noe som blant annet er studert i Sverige (Minola mfl., 2022). Dette er

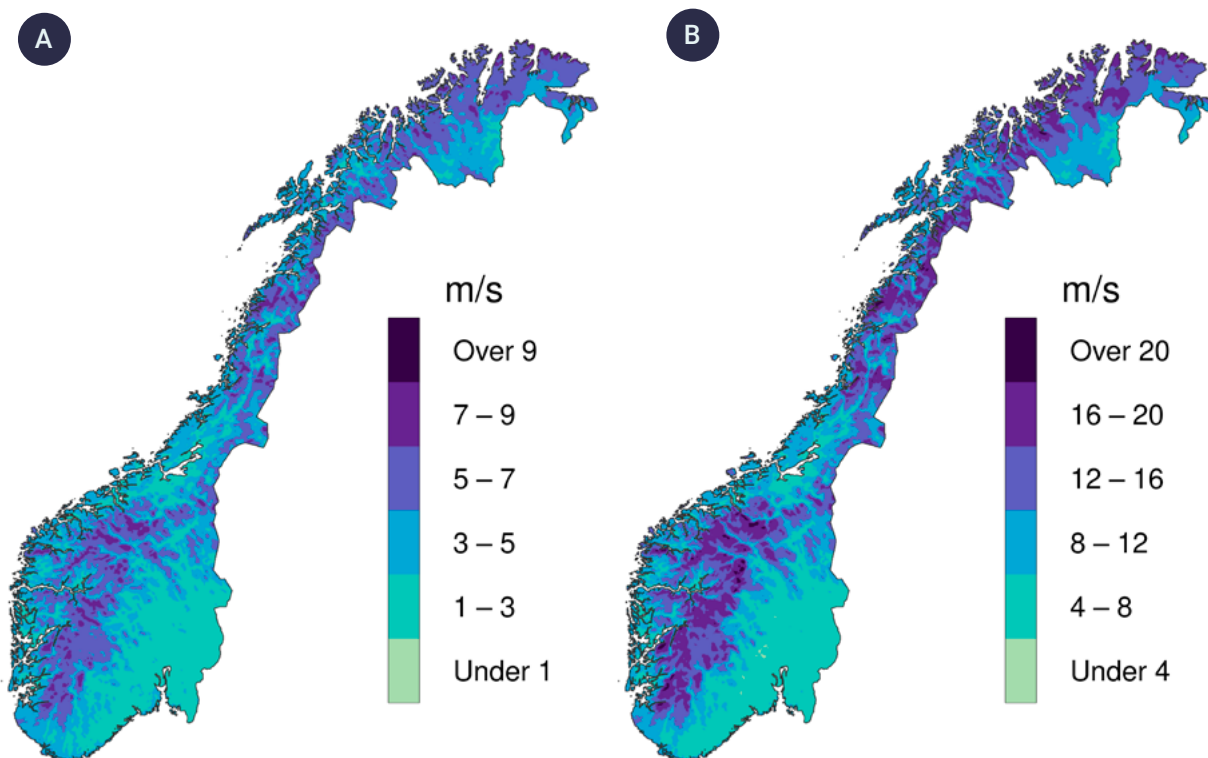
effekter som ikke beskrives godt av globale klimamodeller, grunnet deres relativt grove romlige nøyaktighet, men de kan tallfestes bedre ved hjelp av regionale data med bedre nøyaktighet (f.eks. Pryor mfl., 2020).

I sjette hovedrapport fra FNs klimapanel (AR6) viser reanalyser (se faktaboks 10.1.2) for perioden etter 1979 en konsistent forflytning nordover av vestavindsbeltet og lavtrykksbanene på våre breddegrader (Gulev mfl., 2021). Dette henger sammen med en bredere sirkulasjon i tropiske områder. Flere reanalyse-datasett og radiosondeobservasjoner viser et økende antall lavtrykk i vestavindsbeltet etter 1950-tallet (Chang og Yau, 2016). Denne tendensen er konsistent med nyere reanalyser etter 1979, og gjelder også Nord-Atlanteren, dog med en stor spredning i analysene. I de seneste tiårene har derimot antall dype lavtrykk avtatt på nordlige halvkule både sommer og vinter. På grunn av store naturlige svingninger og følsomhet overfor datasett og metoder som

analyserer lavtrykksbanene er det i hovedsak lav troverdighet knyttet til disse analysene (Neu mfl., 2013). Det er robuste endringer i antall stabile høytrykk med lite vind (blokkeringer) for enkelte regioner og sesonger, men på en større skala er ikke endringene statistisk sikre. Middelvinden nær overflaten har med middels sikkerhet avtatt noe i Europa de siste 40 årene, noe som kan skyldes naturlige svingninger, aerosoler, økt skogvekst, urbanisering samt målestasjonenes omgivelser (f.eks. Zeng mfl., 2019).

3.7.2 Vindklimaet over land

I denne rapporten presenterer vi analyser av dagens vindklima fra Lussana mfl. (2022a; 2022b) basert på et nytt regionalt vinddatasett NORA3 (Haakenstad mfl., 2021) som er interpolert til et $1 \times 1 \text{ km}^2$ grid (se kapittel 10.1.1). Vindklimaet over land varierer mye på grunn av terrenget og generelt er vindhastigheten lavere over land enn over hav.

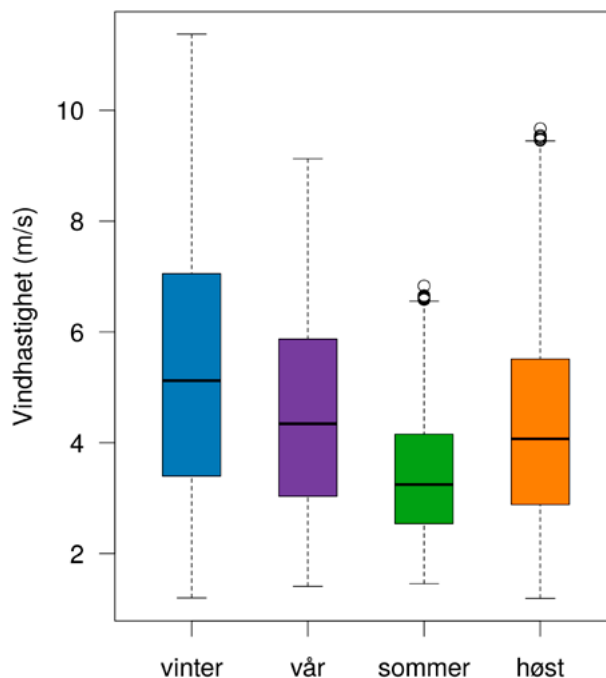


Figur 3.7.1 Årsverdi av a) middelvind og b) 99-persentilen av vindhastigheten i 10 m høyde for Norge i perioden 1991–2020 fra NORA3 historisk vinddatasett. Merk ulike kontureringsintervaller.

Figur 3.7.1 viser de geografiske forskjellene i gjennomsnittlig og kraftig vindstyrke, med høyest vindstyrke i sentrale fjellområder, de nordligste fylkene og utsatte områder langs kysten. Årstidsvariasjonen i figur 3.7.2 viser høyeste middelvind i vintersesongen og sent på høsten. I vintersesongen varierer middelvinden mellom 1,2 og 11,4 m/s, mens den høyeste verdien i sommersesongen er 6,8 m/s. Høyeste middelvind i NORA3 datasettet finner vi for alle årstider i noen utsatte fjellområder både i sør og nord, samt enkelte nordvendte kystnære områder i Øst-Finnmark. Disse dataene fanger imidlertid ikke opp lokale variasjoner eller de høyeste vindhastighetene på utsatte steder.

Endringer i perioden 1991–2020 basert på NORA3 datasettet og observasjoner fra en rekke stasjoner viser regionale variasjoner med både svakt negative og positive trender i middelvind (Lussana mfl., 2022a). Endringene er generelt ubetydelige sammenlignet med årlige svingninger, men i deler av Troms og Finnmark er de negative trendene statistisk sikre ved 10 % signifikansnivå, med en nedgang på rundt 3,5 % per tiår. Trenden er spesielt tydelig i oktober og analysen over hav viser at området med negativ trend brer seg ut fra kysten til det sørlige Barentshavet. Det er naturlig å knytte redusert middelvind i Troms og Finnmark til endringer i lavtrykksaktiviteten i området, som skyldes forholdsvis stor oppvarming i Arktis og mindre havis. Dette samsvarer også med sannsynlige framtidige endringer (Harvey mfl., 2020).

Også gjennomsnittlig vindhastighet i 100 m høyde er analysert fra samme datagrunnlag. Den viser et tilsvarende geografisk mønster, men med naturlig høyere vindhastighet og et noe større geografisk område der den negative trenden i perioden 1991–2020 er statistisk sikker. I tillegg til middelvind har vi også sett på 99-persentilen, som tilsvarer de høyeste 1 % av alle døgnverdiene. Trenden har i hovedsak samme fortegn som for middelvind, men den er ikke statistisk sikker for noen deler av landet.



Figur 3.7.2 Sesongmessig fordelinger av middelvind i 10 m høyde for Norge i perioden 1991–2020 fra NORA3 historisk vinddatasett. 50 % av verdiene er innenfor de fargede boksene (det interkvartile området; IQR) og medianen er vist med en horisontal strek. Stiplede linjer markerer ekstremverdier (1,5 x interkvartil område) og punktene er de høyeste/laveste verdiene.

3.7.3 Vindklimaet over hav

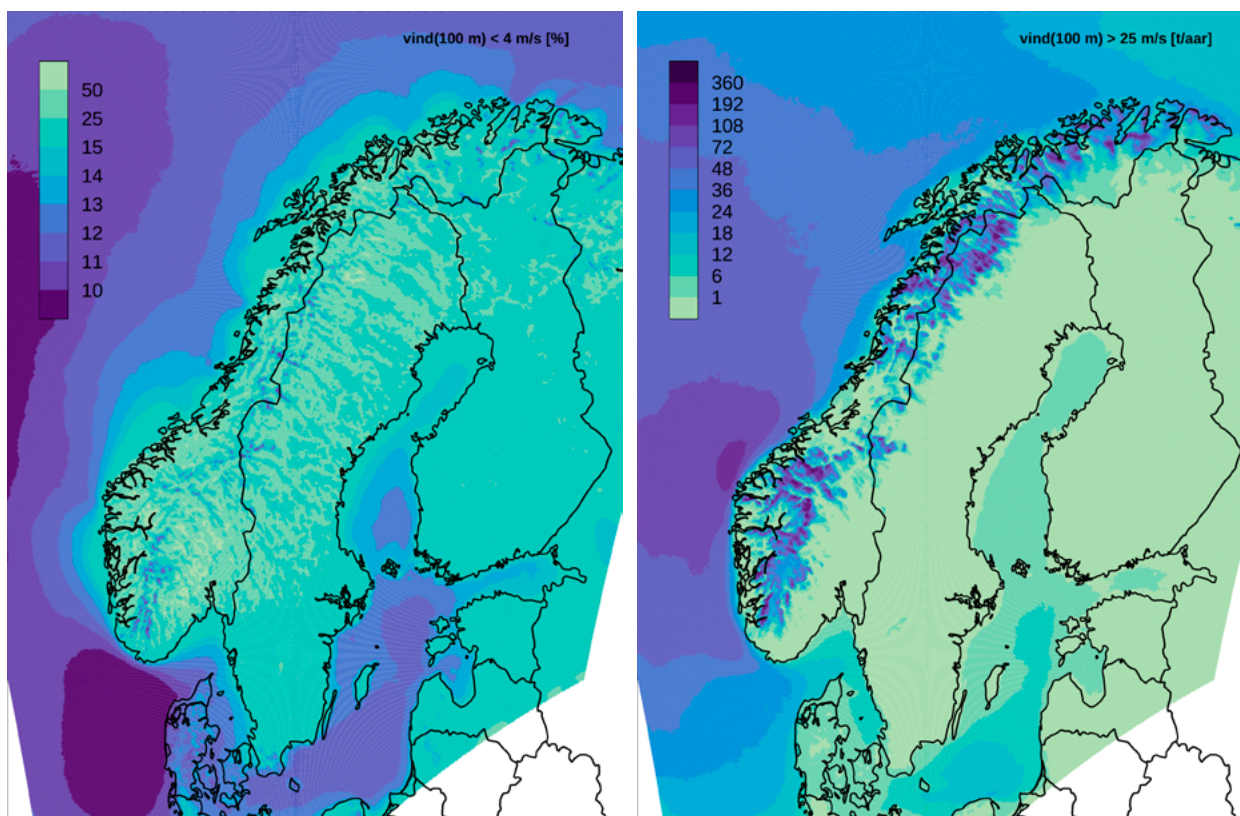
NORA3 datasettet dekker også de nære havområdene rundt Fastlands-Norge. Vindhastighetene i dette området har blitt analysert på samme måte som verdiene over land. Middelvinden i 100 m høyde for normalperioden 1991–2020 bremses inn mot kystsonen og faller raskt under 8,5 m/s (ikke vist). Over åpent hav er variasjonen relativt liten med verdier mellom 8,5 og 10,9 m/s. Den største middelvinden finner vi utenfor Stadt og utenfor Sørvest-Norge. Trenden i normalperioden er varierende i 10 m høyde, men viser reduksjon i middelvind over store områder i 100 m høyde. Denne reduksjonen er statistisk sikker kun i området

utenfor Troms og Finnmark, i tråd med det som ble omtalt i forrige delkapittel.

Som eksempel på avledede indekser, viser vi her andelen av tiden med lave verdier (< 4 m/s) og høye verdier (> 25 m/s) i 100 m høyde (figur 3.7.3) som kan være relevant for vindkraftproduksjon. De lave verdiene opptrer i en sone med varierende bredde langs hele kysten opptil 50 % av tiden. De høye verdiene opptrer langt mer sjeldent med et maksimumsområde fra Rogaland til Møre og Romsdal på 180 timesverdier per år eller 2 % av tid-

en. De største forekomstene finner vi i utsatte fjellområder med over 360 timersverdier per år eller 4,1 % av tiden.

Det finnes flere metoder for å analysere lavtrykksbaner, også kalt stormbaner, i Nord-Atlanteren (Neu mfl., 2013). Parding mfl. (2019) diagnostiserte både historisk og framtidig utvikling ved hjelp av reanalyser for trykk-mønstre ved havoverflaten og empirisk-statistisk nedskalering (kapittel 10.2.3). Resultatene for den historiske perioden 1979–2016 indikerte for eksempel flere lavtrykk og



Figur 3.7.3 Prosentvis andel av timesverdiene med vindstyrke < 4 m/s til venstre [%] og antall timesverdier per år med vindstyrke > 25 m/s til høyre [timer/år] i 100 m høyde for normalperioden 1991–2020 fra NORA3 historisk vinddatasett.

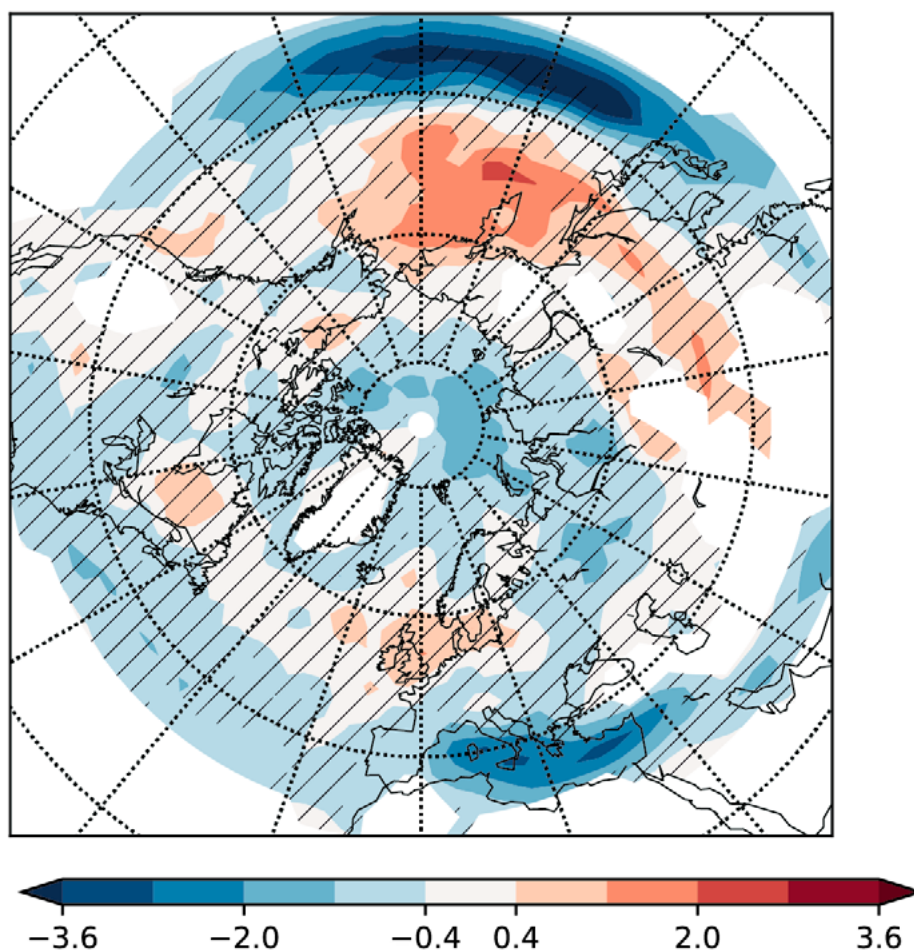
en mer sørlig bane i vintermånedene, mens det om høsten er en tendens til noe færre lavtrykk og en gradvis forflytning lenger nord. De naturlige svingningene er imidlertid så store at trendene ikke er robuste.

3.7.4 Vind og lavtrykksbaner i et framtidig klima

Den siste rapporten fra FNs klimapanel (AR6; Lee mfl., 2021) oppsummerer forventede

endringer både i vestavindsbeltet, der lavtrykkene og stormene genereres og vokser, og i jetstrømmen fra vest, det vil si områder med høye vindhastigheter i den øvre delen av troposfæren. Endringer i disse påvirker både bakketrykk, lavtrykksbanene, antall lavtrykk, intensiteten av lavtrykkene, samt perioder med stabile høytrykk. Konklusjonene er omtrent de samme som i tidligere rapport (AR5; Collins mfl., 2013), både på global skala (Lee mfl., 2021) og på regional skala i Nord-Atlanteren (Doblas-Reyes mfl., 2021). Oppsummert er det sannsynlig at de

dominerende lavtrykksbanene på midlere breddegrader forskyves litt i retning av polene, noe vi allerede har sett fra historiske data. Figur 3.7.4 viser at signalet på nordhalvkulen er sterkere i Stillehavet enn i Nord-Atlanteren (Lee mfl., 2021). Forskyvningen mot polene skyldes hovedsakelig at alle klimasoner presses mot høyere breddegrader når sirkulasjonscellene i tropene utvider seg i et varmere klima. Bildet kompliseres av at temperaturgradienten nær bakken svekkes i nord-syd retning på grunn av større oppvarming over polområdene, såkalt polar eller arktisk forsterkning. I høyere luftlag vil



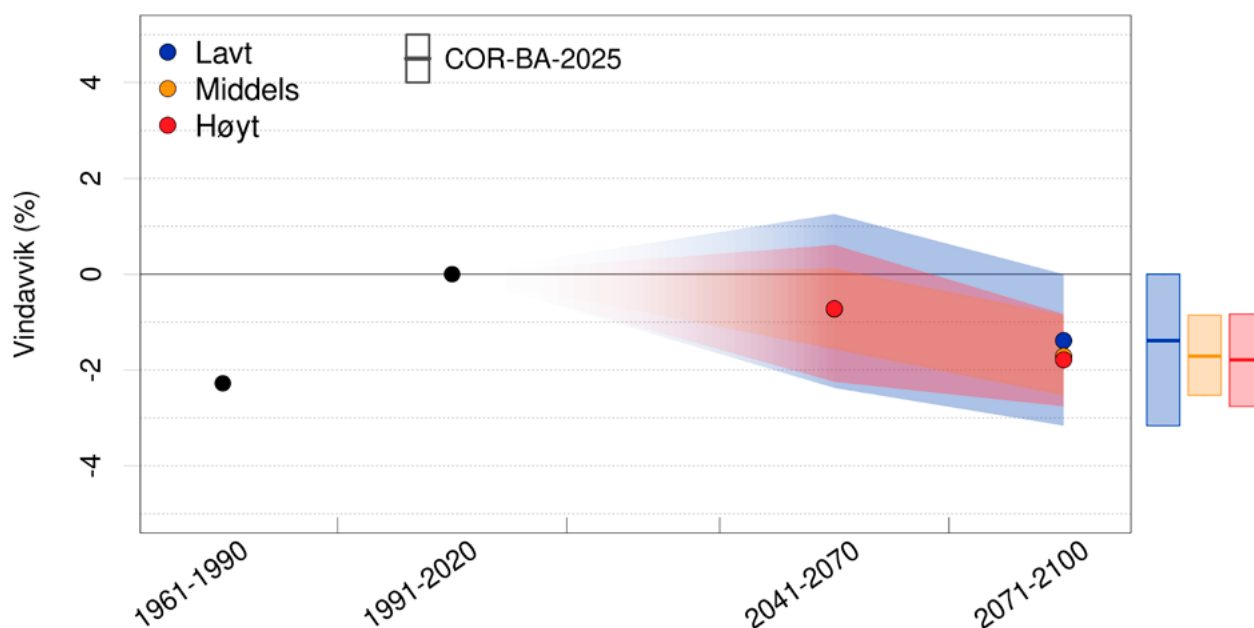
Figur 3.7.4 Fremtidig endring for hvor mange lavtrykk som passerer et område i vintermånedene desember-februar, der rød farge viser flere og blå farge viser færre lavtrykk. I de skraverte områdene er færre enn 80 % av de 13 modellene som inngår i analysen enige om fortegnet (Figur 4.27 fra IPCC (2021b) og gjengitt med tillatelse fra FNs klimapanel).

derimot forsterket oppvarming i tropene kunne bidra i motsatt retning.

I det følgende presenteres nedskalerte resultater for Norge med fokus på det høye utslippsscenarioet (SSP3-7.0) og endringer fra referanseperioden (1991–2020) til slutten av århundret (2071–2100). Alle resultater er gitt som gjennomsnitt av 10 regionale klimamodellsimuleringer, der hver enkelt er biasjustert med to ulike metoder (bortsett fra der annet er nevnt i teksten). Vi refererer til det resulterende datasettet som COR-BA-2025 (se kapittel 10.2.5). Vi har sett på endringer i middelvind i 10 m høyde, kraftig vind (99-persentilen av døgnerverdiene) og ekstremvind

(returperioder 2-100 år; beregningene følger tilnærmet metoden i Outten og Sobolowski (2021)).

Både middelvind og kraftig vind viser en liten prosentvis reduksjon i gjennomsnitt over Norge (figur 3.7.5). Dette gjelder både for lavt, middels og høyt utslippsscenario, der responsen er størst for høye utslipp. Men gitt store naturlige variasjoner og usikkerhet i framskrivningene, kan ikke reduksjonen anses som robust. Figur 3.7.5 viser en liten økning i observert middelvind fra 1961–1990 til 1991–2021, som ligger innenfor spredningen i COR-BA-2025. Endringene i middelvind under høyt utslippsscenario er størst i sørvest, mens kraftig



Figur 3.7.5 Trettiårsmidler for middelvind i 10 m høyde i Norge, vist som prosentvis avvik fra referanseperioden 1991–2020. Svarte punkter representerer observasjonsbaserte verdier (KliNoGrid) i historiske normalperioder. Blå, oransje og røde punkter viser gjennomsnittet av 20 simuleringer (COR-BA-2025), for henholdsvis lavt (RCP2.6), middels (RCP4.5) og høyt (SSP3-7.0) utslippsscenario i periodene 2041–2070 og 2071–2100. De fargede områdene indikerer spredningen (10- til 90-persentil) mellom framskrivningene. Boksplottene til høyre viser gjennomsnittlig framskrivning (horisontal strek) og spredning mellom de ulike framskrivningene (10- og 90-persentil) mot slutten av århundret (2071–2100) for hvert utslippsscenario i COR-BA-2025.

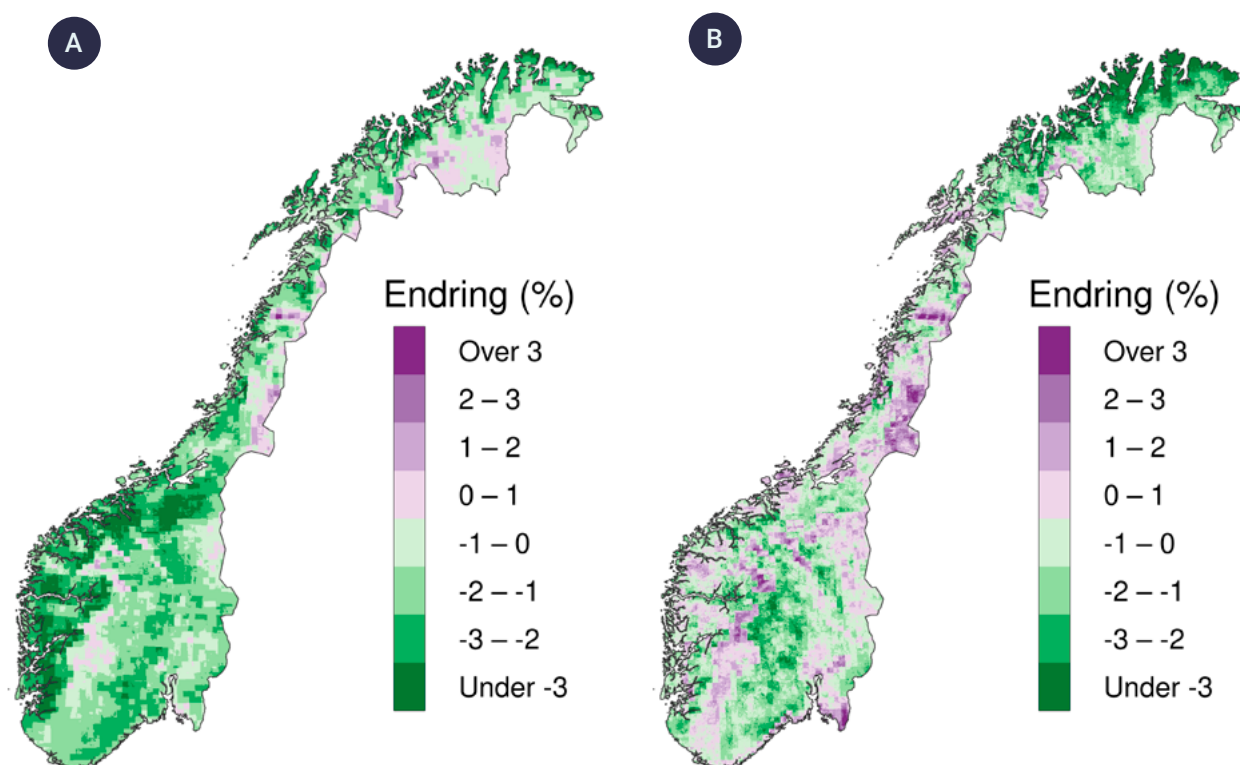
vind har det sterkeste signalet (nedgang) i deler av Troms og Finnmark i nord (figur 3.7.6). En av de regionale klimamodellene fra det høye utslippsscenarioet inkluderer effekten av skiftende vegetasjon, der stor avskoging i dette scenarioet fører til store endringer i 10 m vindhastighet i noen gridceller. Disse endringene regnes som utligger i modellutvalget, selv om det er fysisk riktig under de gitte forutsetningene. Figur 3.7.6 viser derfor medianen av framskrivningene i COR-BA-2025 i stedet for gjennomsnitt, fordi medianen er mer robust mot utligger.

Tabell 3.7.1 viser en endring i årlig middelvind på -1,8 % (eller -0,08 m/s) til perioden 2071–2100 for høye utslipp. Det er imidlertid store variasjoner i vindmønsteret innenfor periodene. Dette støtter FNs klimapanel sine konklusjoner om at naturlige svingninger er dominerende, spesielt fram til rundt 2050, og at vinden i

gjennomsnitt kan avta noe i Nord-Europa (se f.eks. Jung og Schindler, 2019). Figur 3.7.7 viser at endring i vindhastighet med gjentaksintervall 100 år varierer geografisk med både økning og reduksjon. Tar man gjennomsnittet av verdiene med 2–100-års gjentaksintervall i områder med høy vindhastighet (dvs. hvor 99-persentilen er over 10 m/s), opptrer de litt oftere for alle utslippsscenarioene (figur 3.7.7b). For eksempel vil en 100-års verdi i 1991–2020 kunne opptre hvert 50. år for SSP3-7-0 i 2041–2100. Dessuten viser framskrivningene at de aller høyeste døgnverdiene vil øke litt. Dette er i tråd med FNs klimapanel sine konklusjoner om at de aller sterkeste lavtrykkene, blant annet i nordlige deler av Europa, kan øke litt i hyppighet og styrke (Ranasinghe mfl., 2021). Vautard mfl. (2019) nevner dynamiske (atmosfærisk sirkulasjon) og thermodynamiske (f.eks. temperatur og fuktighet) endringer som mulige årsaker til økning.

Sesong	1991–2020 vindhastighet (i m/s)	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
		2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	4,3	-0,7 (-2,4–1,3)	-1,4 (-3,2–0,0)	-0,7 (-1,6–0,1)	-1,7 (-2,5– -0,9)	-0,7 (-2,2–0,6)	-1,8 (-2,8– -0,8)
Vinter DJF	5,3	-2,1 (-4,9–1,4)	-1,5 (-3,8–0,3)	-1,7 (-4,5–1,2)	-1,8 (-3,3– -0,7)	-1,8 (-4,8–2,9)	-1,1 (-3,5–1,0)
Vår MAM	4,5	-0,8 (-2,4–1,3)	-1,5 (-3,8–0,3)	-1,0 (-2,5–0,3)	-1,9 (-3,5– -0,6)	-1,4 (-3,3–1,0)	-2,1 (-4,6– -0,1)
Sommer JJA	3,4	0,1 (-2,3–1,9)	-1,1 (-3,0–1,1)	0,2 (-1,6–1,9)	-1,4 (-3,2–0,4)	-0,1 (-2,2–2,2)	-3,1 (-5– -1,9)
Høst SON	4,3	0,3 (-2,8–3,2)	-1,2 (-2,9–0,8)	0,1 (-2,5–2,5)	-1,4 (-2,5– -0,1)	0,7 (-1,9–3,3)	-1,2 (-3,4–0,8)

Tabell 3.7.1: Beregnet vindhastighet (i m/s) for referanseperioden 1991–2020 (i lyseblått) og avvik (i %) i middelvind i 10 m høyde for år og årstider fra referanseperioden til 2041–2070 og 2071–2100 i Norge med lavt, medium og høyt utslippsscenario. Tallene viser gjennomsnittlig og lavt og høyt avvik (10- og 90-persentiler i parentes) basert på COR-BA-2025.

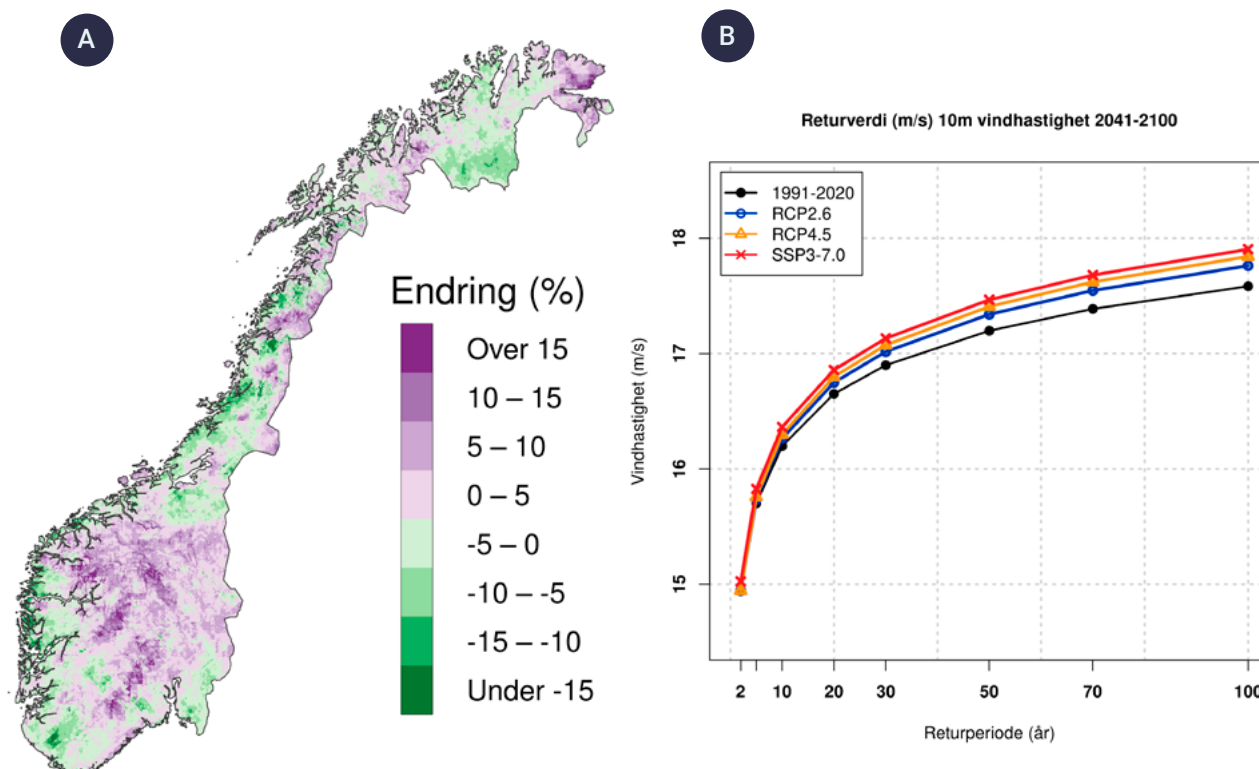


Figur 3.7.6: Endring fra 1991–2020 til 2071–2100 under høyt utslippsscenario (SSP3-7.0) i a) middelvind og b) 99-persentilen av vindhastigheten i 10 m høyde (i % av referanseverdi). Beregnet endring er medianen av 20 framskrivninger (COR-BA-2025).

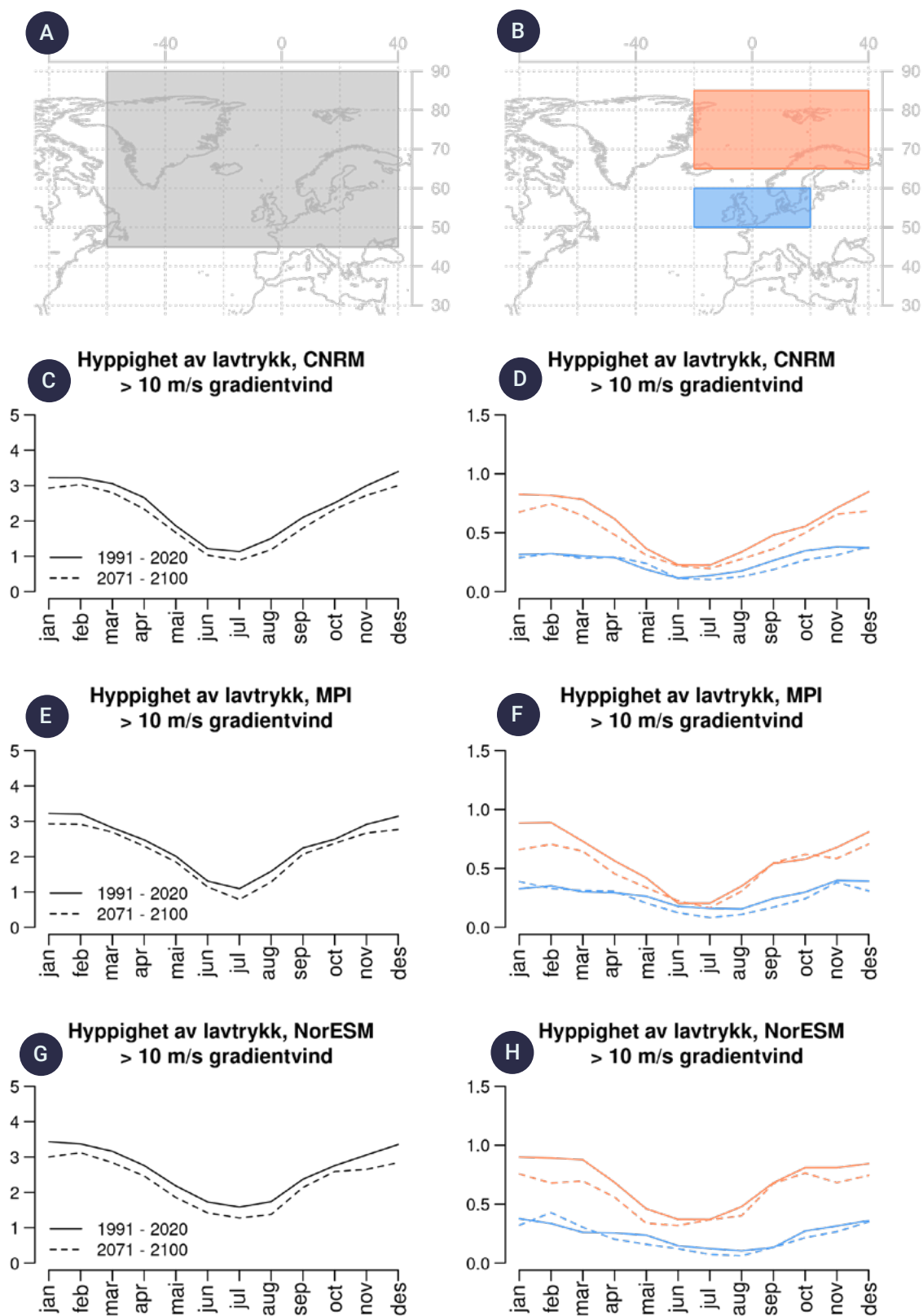
Forrige "Klima i Norge"-rapport fra 2015 (Hanssen-Bauer mfl., 2015) beskrev en svak reduksjon i 99-persentilen av vindhastigheten på årsbasis både for utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5, som er i tråd med de nåværende resultatene. Våre konklusjoner om endringer i middelvind, kraftig vind og 2–100-års returverdier støttes i all hovedsak av tidligere analyser av vindhastighet for Norge basert på CMIP5 data (Outten og Sobolowski, 2021 og Michel og Sorteberg, 2023).

Analyse av stormaktivitet i Nord-Atlanteren viser en svak tendens til færre antall lavtrykk i vinterseongen i framtiden. Dette er spesielt tydelig på høyere breddegrader rundt Barentshavet (figur 3.7.8). Resultatene som vises i denne figuren gjelder systemer der vinden rundt

lavtrykksenteret er større enn 10 m/s (omtrent grensen for liten kuling), men lavere terskelverdier for vindhastigheten (5 og 7 m/s) viser lignende endringer i antall lavtrykk. Dette resultatet er basert på tre CMIP6 klimamodeller (MPI-ESM1-2-HR, NorESM2-MM og CNRM-ESM2-1) og utslippsscenario SSP5-8.5 (det høyeste CMIP6-scenariot). Lavtrykk, her definert som lokalt minimum i trykket ved havnivå, har blitt identifisert for hver 6. time basert på en metode utviklet av Benestad og Chen (2006). Estimert av den høyeste vindhastigheten assosiert med lavtrykkene beregnes fra gjennomsnittet av den maksimale trykkgradienten rundt lavtrykksenteret i alle retninger. Vindberegningene tar ikke høyde for friksjon ved overflaten, og hastigheten er derfor høyere enn det som måles ved bakken.



Figur 3.7.7: Analyse av ekstremvind basert på 20 framskrivninger (COR-BA-2025). a) Endring fra 1991–2020 til 2071–2100 under høyt utslippsscenario (SSP3-7.0) for 100-års gjentaksintervall av vindhastigheten i 10 m høyde. b) Framtidige returverdier (2-100 år) for vindhastighet i 10 m høyde (døgnverdier) i områder med høy vindhastighet (99-persentil over 10 m/s) med lavt (RCP2.6), middels (RCP4.5) og høyt (SSP3-7.0) utslippsscenario for perioden 2041–2100. Verdiene i referanseperioden 1991–2020 er vist som en sort kurve.



Figur 3.7.8: Sesongssyklus for gjennomsnittlig antall lavtrykk med høy beregnet vindhastighet (over 10 m/s) som er blitt identifisert i Nord-Atlanteren innenfor regionen markert i kartene (a og b). De heltrukne kurvene i grafene (c, d, e, f, g, h) viser gjennomsnittlig antall lavtrykk per 6. time i tidsperioden 1991–2020 og de stiplede kurvene viser framtidsperioden 2071–2100. Fargen på hver linje representerer regionen. Analysen er basert på data fra tre ulike globale klimamodeller fra CMIP6 (MPI-ESM1-2-HR, NorESM2-MM og CNRM-ESM2-1) og for et høyt utslippsscenario (SSP5-8.5).

3.8 Solstråling og solenergi

Erik Berge

*Andreas Dobler, Steinar Eastwood, Jean Andre Pierre Alain Rabault Førland,
Hans Olav Hygen og Martin Lilleeng Sætra (i alfabetisk rekkefølge).*

Kort oppsummert

Solressursene i Norge har endret seg lite i perioden 1991–2020, men framskrivninger viser at de kan bli redusert mot slutten av århundret dersom utslippene av drivhusgasser fortsetter å øke.

3.8.1 Solstråling

Solstråling er viktig for alt liv på jorda, og energien mottatt fra sola er drivkraften bak værsystemene og klima slik vi kjenner dem i dag. Mengden solinstråling påvirker fotosyntesen og vekstforholdene i landbruket, og er viktig for trivsel og helse blant annet ved å bidra til produksjon av D-vitaminer. Overdreven soling kan imidlertid også føre til skader på grunn av UV-stråling. Solstråling er også viktig for utvikling og utnyttning av solenergi. Lokale solforhold oppgis ofte i antall soldager eller soltimer i løpet av et år, mens for utnyttning av solenergi er både direkte solstråling, som gir bidrag til antall soltimer, og den diffuse strålingen som vi finner på skyggesider og når det er overskyet, viktige. For å bedre kunnskapen om solressursene i Norge, har Meteorologisk institutt i samarbeid med Institutt for energiteknikk utarbeidet et solkart for Norge (Dobler mfl., 2024b). I kapitlene nedenfor har vi derfor fokusert på å beskrive dette solkartet, med tanke på utnyttelse av solenergi. Data fra solkartet vil i framtiden også kunne bearbeides

til å gi kart over, for eksempel, antall soldager og soltimer.

3.8.2 Solenergi

Solkraft vil være et viktig bidrag til mer fornybar energi i det grønne skiftet og målet om null-utslipp av CO₂ innen 2050. Regjeringen har derfor satt et ambisiøst mål om 8 TWh/år solenergiproduksjon i Norge innen 2030 (OED, 2023). Til sammenligning er dagens totale elektrisitetsproduksjon i Norge i et normalår på 158 TWh. Det er beregnet at potensialet for produksjon av solkraft på alle norske tak alene er på omtrent 30 TWh/år (Myhre og Kvalbein, 2023). Det er derfor et stort potensial for å utvikle solenergi i Norge. En viktig faktor for utvikling av solenergi er kunnskap om tilgjengelig solstråling ved bakken, det vil si ressursgrunnlaget. Ressursgrunnlaget inngår i blant annet planlegging og utredninger av myndigheter og i økonomiske beregninger i industri og private husholdninger som skal investere i solcelleanlegg. Det er tidligere utviklet metoder for å kartlegge solressursene

i Norge basert på observasjoner (Olseth og Skartveit, 1986) og mer detaljerte beregninger med vekt på lokale forskjeller særlig knyttet til terreng og skyggeffekter innenfor avgrensede områder (Olseth og Skartveit, 1995). Med økt interesse for utvikling av solenergi, samt betydelig økt tilgang til datakilder som beskriver solinnstrålingen, har behovet og ønsket for mer detaljert informasjon om den geografiske fordelingen av solenergipotensialet i Norge blitt større. Rabault mfl. (2025) har derfor utarbeidet et solressurskart for Norge basert på 30 år med data (1991–2020). I dette kapittelet vil vi forklare kort hvordan solressurkartet er utarbeidet og presentere resultater, samt å se nærmere på solklimatologien for noen utvalgte steder.

3.8.3 Hva bestemmer solressursen?

På en skyfri dag er mengden solenergi som treffer bakken på et gitt tidspunkt, og summert over døgnet, bestemt av hvor høyt og hvor lenge solen er over horisonten. I Norge er solhøyden relativt lav sammenlignet med sørligere bredder, men til gjengjeld er solen lenge over horisonten i sommerhalvåret slik at den tilgjengelige solenergien over et døgn blir høy sammenlignet med lavere breddegrader. Partikler (aerosoler) og gasser (vanndamp og ozon) i atmosfæren som absorberer solstråling vil svekke solstrålingen. Avhengig av lengden fra atmosfærens yttergrense til bakken, kan partikler og gasser redusere solstrålingen med inntil 20 % (Chen, 2018). I tillegg er skyene svært viktige siden de også i stor grad bestemmer hvor mye solenergi som når bakken, gitt deres reflekterende og absorberende evner. På dager med et tykt skylag vil tilgjengelig solstråling ved bakken kunne være mindre enn 10 % av solstrålingen ved atmosfærens yttergrense. Bakkens albedo (refleksjonsevne) påvirker også mengden tilgjengelig solstråling. Ved høy albedo (f.eks. snø) øker mengden tilbakestråling og dermed også mengden tilgjengelig stråling ved bakken. Denne effekten er særlig viktig om våren og tidlig på sommeren når solen

er relativt høyt på himmelen og hvis bakken er dekket av snø. Kunnskap om atmosfærens sammensetning (partikler og gasser), skyer og bakkens albedo er derfor viktig for å kunne bestemme solressursen. I Norge vil regionale variasjoner i sky- og albedoklimaet gi forholdsvis store regionale forskjeller i solressursen.

3.8.4 Datagrunnlag og metode

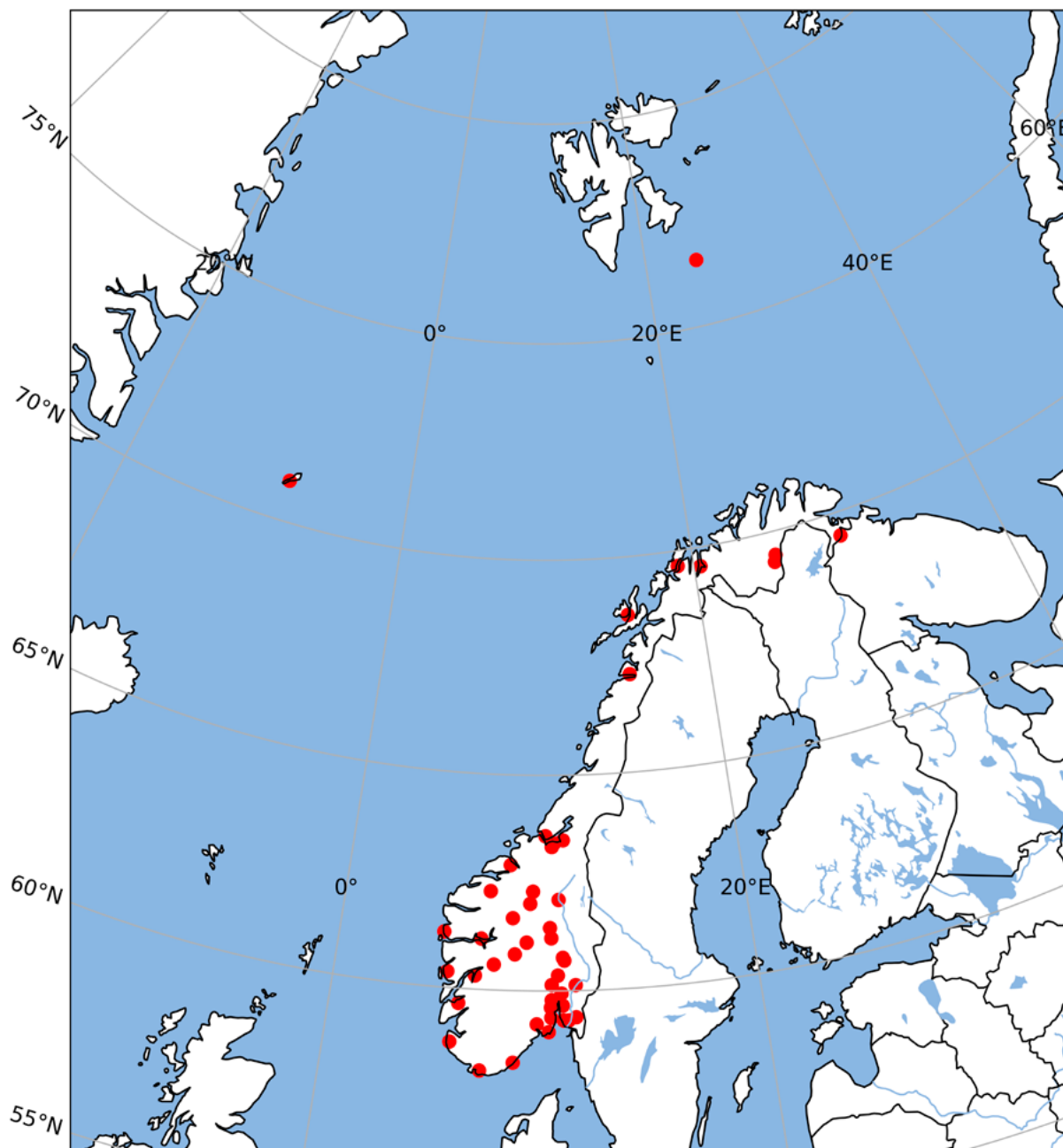
Solinnstråling ved bakken kan observeres ved hjelp av måleinstrumenter, eller beregnes fra satellittdata og numeriske værvarslingsmodeller. I solressurkartet for Norge (figur 3.8.3) er alle disse tre datakildene benyttet for å beregne solressursene. Nedenfor følger en kort beskrivelse av de tre datasettene som har inngått i arbeidet.

Observasjoner

Solressursene er gitt som summen av direkte og diffus solstråling på en horisontal flate ved bakken og betegnes ofte med forkortelsen GHI (Global Horizontal Irradiance). De fleste stasjoner som observerer GHI i Norge er etablert etter 2014 (se Dobler mfl., 2024b). I arbeidet med solressurkartet er 2016–2020 benyttet som referanseperiode og observasjoner fra 47 stasjoner er kvalitetssikret for denne perioden. Posisjonene til disse stasjonene er vist i figur. 3.8.1. Det er god datadekning i området rundt Oslofjorden og i deler av fjelltraktene i Sør-Norge, mens i Nord-Norge er det få stasjoner.

Satellittdata

Vi har anvendt GHI data fra SARAH-3 (se Pfeifroth mfl., 2024). SARAH-3 dataene genereres og distribueres av CM SAF (Satellite Application Facility on Climate Monitoring of the European Organisation of Meteorological Satellites (EUMETSAT)). Dataene kommer fra geostasjonære satellitter, og med disse kan man beregne irradians fra 65° S til 65° N med en romlig oppløsning på 0,05° x 0,05° og en



Figur 3.8.1: Stasjoner med kvalitetssikrede observasjoner av GHI for perioden 2016–2020

tidsoppløsning på 30 min. Nord for 65° N kan ikke de geostasjonære satellittene benyttes. I stedet har vi her anvendt data fra numeriske værvarslingsmodeller i kombinasjon med observasjonene i disse områdene.

Numeriske værvarslingsmodeller

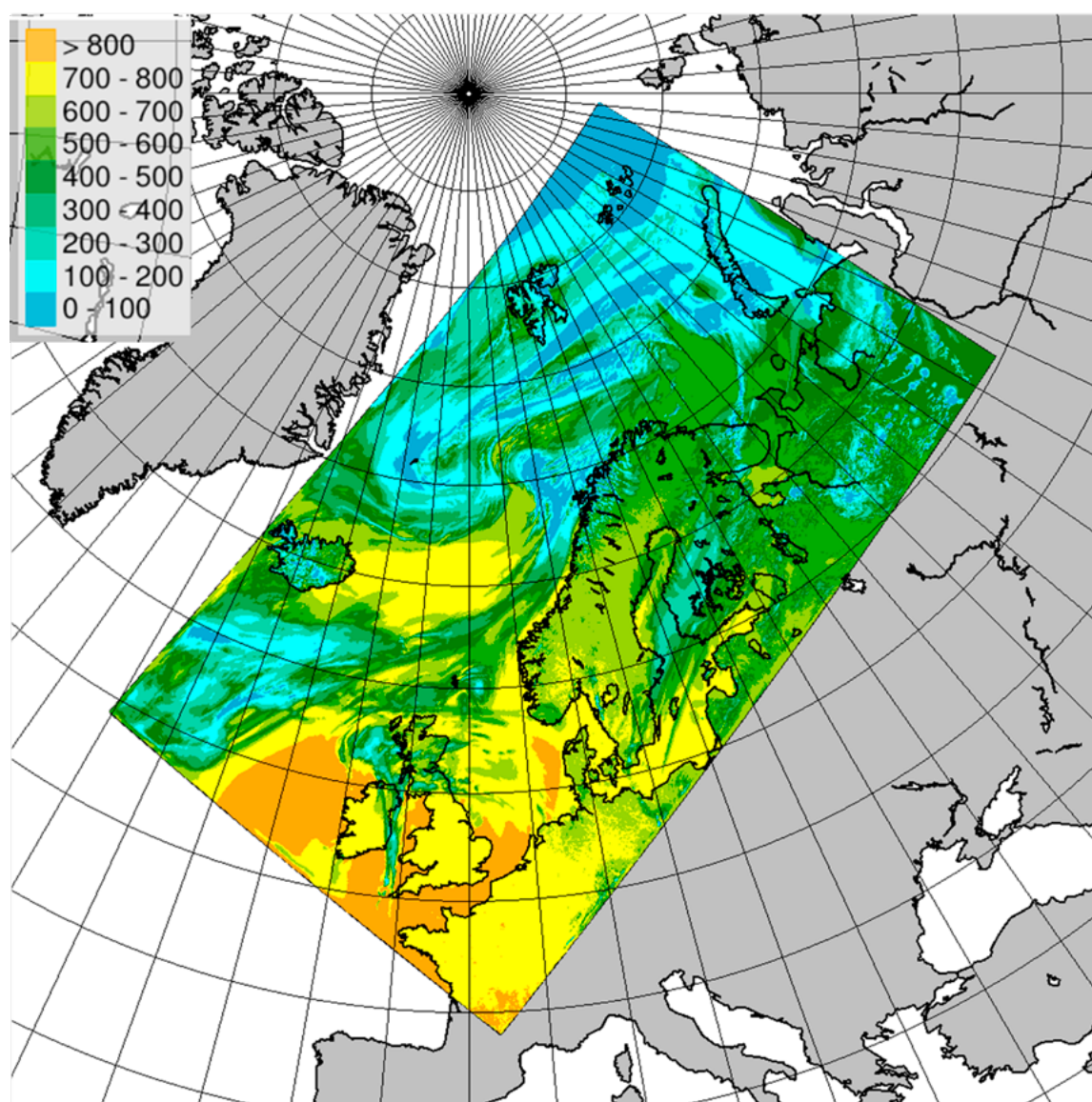
GHI beregnes i værprognosemodellene og

er også en del av de historiske dataene fra numeriske atmosfæremodeller. For solressurskartet har vi brukt ERA5 reanalyser (Hersbach mfl., 2020) og hindcastdata fra NORA3 (Haakenstad mfl., 2021). ERA5 dataene er globale og har en horisontal oppløsning på omtrent 30 km. NORA3 dataene dekker området vist i figur 3.8.2 og de har en horisontal oppløsning på 3 km.

Optimalisering av solkartet - maskinlæring

Sør for 65° N er observasjonene kombinert med GHI verdier fra SARAH-3, ERA5 og NORA3, mens nord for 65° N er målingene kun kombinert med ERA5 og NORA3 siden geostasjonære satellittdata ikke er tilgjengelige. Maskinlærings-rutiner er satt opp for å finne den optimale kombinasjonen av inngangsdataene. 8 av de 47 kvalitetssikrede observasjonene er brukt for validering og ikke for trening av ML-rutinene. De øvrige 39 stasjonene er brukt for å trene ML-rutinene. Både lineære og ikke-lineære nevrale nett

er testet ut og nevrale nett viser de beste resultatene. ML-metoden gir lavere bias og MAE (midlere absolutt feil) sammenlignet med SARAH-3, ERA5 og NORA3. SARAH-3 viser noe bedre resultater enn ERA5 og NORA3 bortsett fra i områder med mye snø. Etter at ML-rutinen er utviklet for perioden 2016–2020 med observasjoner som treningsdata er solressurs-kartet utvidet fra referanseperioden 2016–2020 til 30 års perioden 1991–2020. Dette har vært mulig siden både ERA5, NORA3 og SARAH-3 datasettene dekker hele perioden 1991–2020.



Figur 3.8.2: Modellområde for NORA3. Figuren viser GHI ved bakken (W/m^2) 26.06.2018 kl. 14:00 lokal norsk tid.

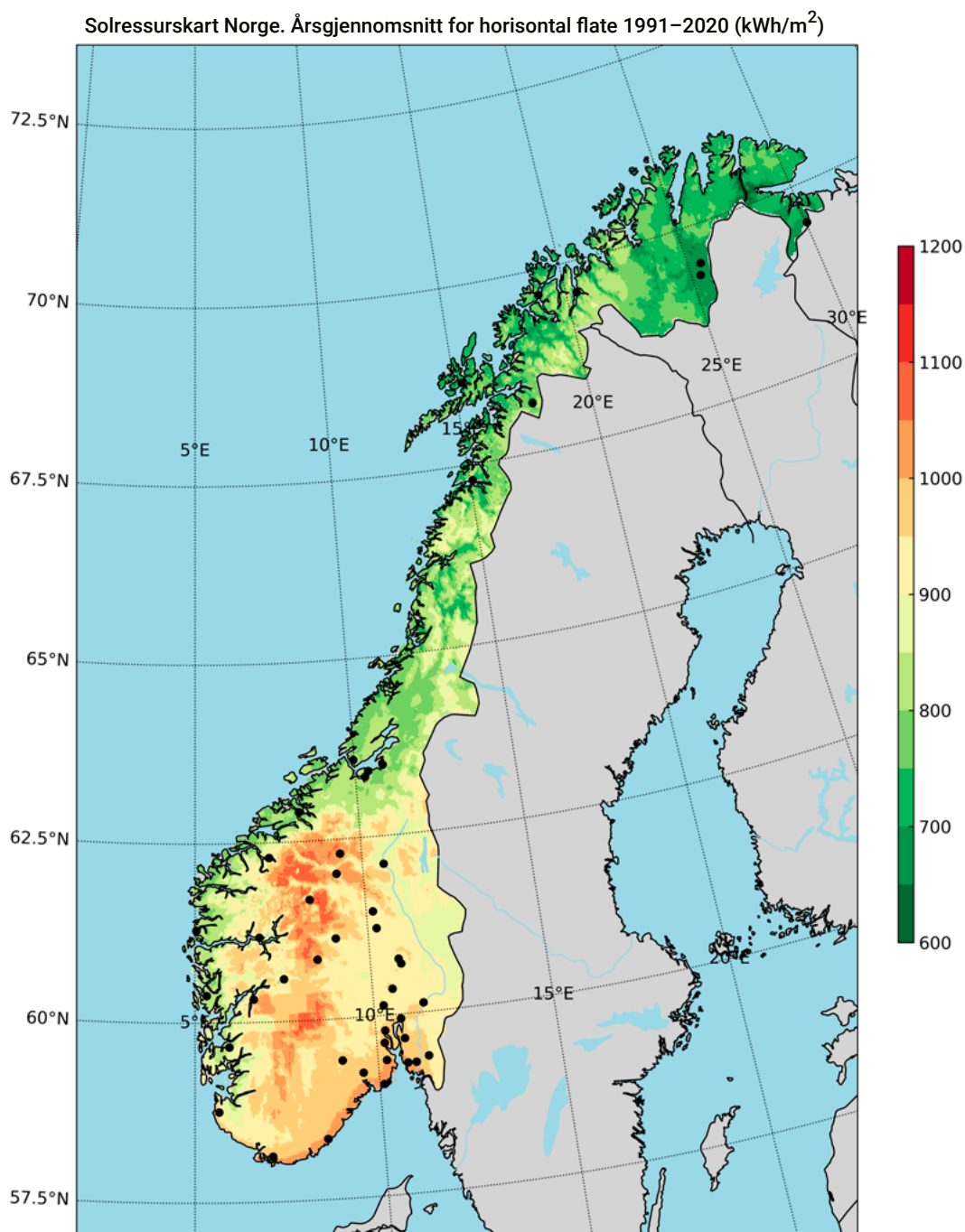


Solcellepark på Svalbard. Foto: Ine-Therese Pedersen/MET

3.8.5 Solressurskartet

Solressursen er beregnet som timesmidler av GHI på en horisontal flate på bakken i W/m^2 . Timesverdiene er gitt i et rutenett som dekker hele Norge med omtrent 3 km avstand mellom

hver rute i nord-sør retning og 1-2 km avstand i øst-vest retning. Dataene dekker normalperioden 1991–2020. Timesverdier og månedsverdier for hver gridrute for 1991–2020 samt en dokumentasjon av dataene, kan lastes ned fra thredds.met.no. Akkumulert over et år kan



Figur 3.8.3: Årsmidlet GHI i kWh/m^2 for perioden 1991–2020. De svarte prikkene angir posisjonene til stasjonene som inngår i arbeidet.

solressursen uttrykkes i kWh/m² per år. Merk at omtrent 80 % av GHI mottas i perioden april–august. Sommerværet er derfor av stor betydning for hvor mye solenergi som vil være tilgjengelig i løpet av et år.

Figur 3.8.3 viser gjennomsnittet av de årlige akkumulerte verdiene for 1991–2020. Dette kartet representerer dermed en solressurs-klimatologi for Norge. Fra kartet ser vi at solressursene er på mellom 1000 og 1050 kWh/m² per år nær kysten i ytre Oslofjord og langs Sørlandet ned til Lista. Dette skyldes relativt lite skyer og gode solforhold i disse områdene om sommeren. I fjellområdene i Sør-Norge ser vi verdier opp mot 1100 kWh/m² per år og enkelte steder også høyere enn dette. De høye irradiansverdiene i fjellområdene skyldes høy albedo i kombinasjon med høy innstråling, særlig i perioden mai–juni når fjellområdene fortsatt er dekket av snø. I disse områdene blir i tillegg solstrålingen mindre svekket, fordi den må passere en mindre del av atmosfæren. Fra kartet ser vi at resten av Østlandet har verdier mellom 900 og 1000 kWh/m² per år, med unntak av lengst øst der verdiene faller til under 900 kWh/m² per år en del steder. Også ytre og sørlige deler av Rogaland har verdier på mellom 900 og 1000 kWh/m² per år. Langs Vestlandskysten og videre opp til Trøndelag finner vi verdier på mellom 750 og 850 kWh/m² per år, mens verdiene avtar i de kystnære områdene til mellom 700 og 800 kWh/m² per år videre nordover i Nordland, Troms og Finnmark. I fjellområdene i Nord-Norge finner vi også høyere solenergipotensial enn i lavlandet, noen steder opp mot 800–900 kWh/m² per år.

I figur 3.8.4 er vist de estimerte akkumulerte årsverdiene for byene Oslo, Bergen, Trondheim og Tromsø siden solressurspotensialet er av særlig interesse i tett befolkede områder der det er mange tak som kan utnyttes til solenergi i framtiden. De midlere verdier for perioden 1991–2020 er på 960, 815, 805 og 708 kWh/m² per år for henholdsvis Oslo, Bergen, Trondheim

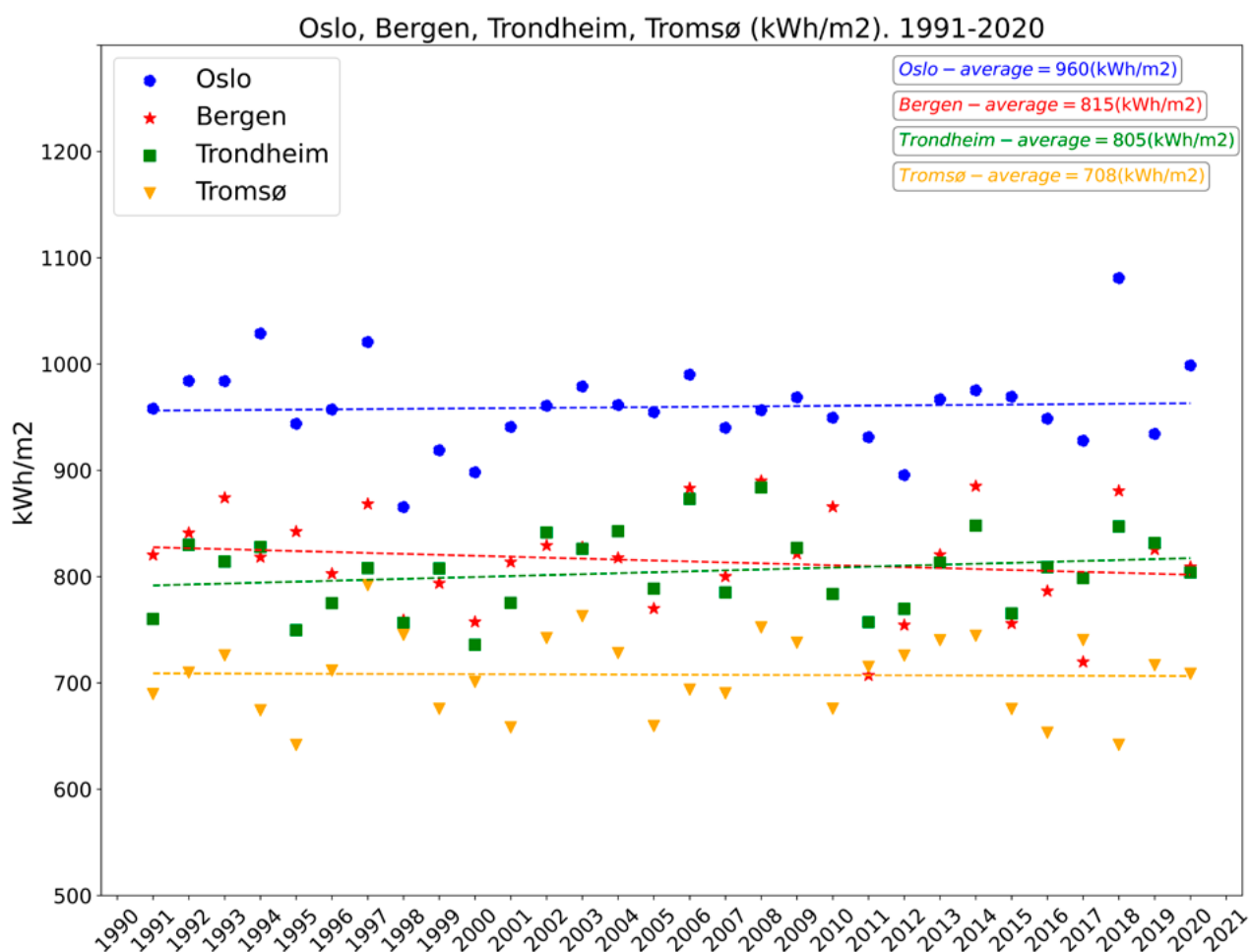
og Tromsø. Tørkesommeren 2018 skiller seg ut med den høyeste årsverdien i Oslo (omtrent 1100 kWh/m²). Bergen og Trondheim har også høye verdier i 2018, samtidig har flere andre år tilsvarende verdier i begge byene. I Tromsø derimot har 2018, sammen med 1995, den laveste årsverdien i dataserien. År med lite innstråling i Oslo er 1998 og 2012, i Bergen 2011 og 2017 og i Trondheim 2000 og 2015. 1997 skiller seg ut som et solrikt år i Tromsø. Den høyeste korrelasjonen i årsverdier finner vi mellom Bergen og Trondheim ($r=0,66$), mens korrelasjonen mellom Oslo og Bergen og Oslo og Trondheim er på henholdsvis 0,61 og 0,55. Dette viser noe, men ingen sterk sammenheng mellom solenergipotensialet på årsbasis for de tre største byene i Sør-Norge. Mellom Trondheim og Tromsø er det en lav positiv korrelasjon (0,28), mens mellom Bergen og Tromsø og mellom Oslo og Tromsø er korrelasjonen nær null. Det relative standardavviket (standardavvik/årgjennomsnitt), som et mål på variasjonen, er størst for Bergen og minst i Oslo. Dataseriene viser også at det maksimale positive eller negative avviket i årlige GHI verdier fra 30 årsgjennomsnitt forventes å være på 10–15 %. Med en økende grad av solenergi i den norske kraftforsyningen vil det være viktig å kjenne til denne variabiliteten i solressursen.

En nylig publisert studie (Pfeifroth mfl., 2024) basert på SARAH-3 satellittdata viser en økning i GHI over store deler av Sentral- og Øst-Europa i perioden 1991–2020. For Sør-Norge (sør for 65° N) viser samme studie ingen eller kun små trender i irradians. Fra årsverdiene i solressurkartet (figur 3.8.4) sees ingen eller kun svake trender (mindre enn omtrent 1 % per tiår) for de fire byene. Dette samsvarer godt med Pfeifroth mfl. (2024) for Oslo, Bergen og Trondheim. For Tromsø mangler en slik sammenligning siden Pfeifroth mfl. (2024) ikke har resultater nord for 65° N.

Klimaframskrivninger av GHI under utslipps-scenariotet RCP8.5 (kapittel 10.2.1) er presentert i Jerez mfl. (2015). Disse indikerer en reduksjon

i GHI verdiene i hele Norge for perioden 2070–2099, sammenlignet med perioden 1970–1999, men det er knyttet betydelig usikkerhet til resultatene. Forventet reduksjon varierer fra omtrent 5 % til 15 % og skyldes først og fremst økt skydekke i sommerhalvåret. Den samme studien viser også at forventet energiproduksjon fra solceller har en nedadgående

trend allerede fra omtrent 2015–2020. Dette skyldes økt temperatur, i tillegg til redusert GHI, siden solenergiproduksjonen avtar med økende temperatur. Oppsummert viser solressursverdiene foreløpig ingen nedadgående trend i Norge, men vi kan trolig forvente en reduksjon fram mot slutten av århundret hvis ikke utslippene av klimagasser reduseres.



Figur 3.8.4: Årlig akkumulerte GHI verdier ved bakken (kWh/m²) for Oslo, Bergen, Trondheim og Tromsø inkludert trendlinjer.

3.9 Klimalaster

Inger Hanssen-Bauer

*Hans Olav Hygen, Harold Mc Innes, Bjørn Egil Nygaard og Helga Therese Tilley Tajet
(i alfabetisk rekkefølge).*

Kort oppsummert

Klimaendringer fører til endringer i de belastningene bygninger og annen infrastruktur utsettes for, og i behovet for isolasjon og ventilasjon i bygninger.

Global oppvarming gjør at ekstremt høye temperaturer blir vanligere og ekstremt lave temperaturer blir sjeldnere. Det er foreløpig ikke utarbeidet nye standarder for Norge som tar hensyn til framtidige endringer i ekstremtemperaturer.

Snølaste og ising knyttet til våt snø beregnes å minke i lavlandet, men kan øke i en del høyereliggende områder.

For vindlaste og ising knyttet til underkjølte skydråper er foreløpige modellresultater sprikende.

“Klimalaster” er en felles betegnelse for den belastningen infrastruktur utsettes for av lufttemperatur, vind, snø og ising. Standard Norge publiserer og forvalter standarder for hvor mye bygningskonstruksjoner i forskjellige områder i Norge skal tåle av klimalaster, og er det norske medlemmet i den europeiske standardiseringsorganisasjonen CEN og den internasjonale standardiseringsorganisasjonen ISO. Både klimaendringer og forbedringer i metoder for beregninger av klimalaster fører til behov for oppdatering og internasjonal samordning av standarder. En ny generasjon av felles europeiske byggestandarder (Eurokoder)

er nå under utvikling, og et bakgrunnsdokument som gjennomgår datagrunnlag og metoder er publisert (CEN TC250/SC1, 2021). Neste steg i denne prosessen er at nasjonale tillegg til Eurokodene skal oppdateres. Nedenfor gis en kort status for utarbeidelse av klimalaster i Norge.

3.9.1 Termiske påkjenninger

Når en bygger, er det, ved dimensjonering av isolasjon og luftesystemer, viktig å ta hensyn til forventede ekstremer for temperatur. For å beregne dette er det utarbeidet en standard der

en tidligere tok utgangspunkt i hva det laveste temperaturgjennomsnittet over tre døgn var for vinteren, og hvilken terskel temperaturen ikke passerte mer enn 50 timer i året. Begge deler har vært basert på nærliggende målestasjoner. I 2023 ble denne standarden revidert og endret, slik at man nå bruker nye statistiske metoder (Hygen mfl., 2023). Istedenfor å bruke nærliggende målestasjoner blir griddet klima-informasjon benyttet. Den hentes ut for kommunesentra, og en beregner 2 til 200-års returverdier for 1–5 døgns gjennomsnitt. Til sammen gir dette ikke én temperatur å forholde seg til, men et spenn med temperaturer der ingeniørene som dimensjonerer anlegget må tenke mer spesifikt på hva som er behovet for de ulike konstruksjonene.

Bygninger, bruer og andre konstruksjoner må også dimensjoneres for å tåle belastninger som følge av ekstreme temperaturer og temperatur-svingninger. For enkelte konstruksjoner kan temperaturpåvirkninger ha stor betydning for både mekanisk styrke og funksjonalitet. Retningslinjer og dimensjoneringsregler for termiske påkjenninger er gitt i Norsk Standard (2008), hvor nasjonalt tillegg blant annet inneholder kart for ekstreme minimums- og maksimumstemperaturer i Norge.

Analyser er foreløpig ikke gjort basert på klimaframskrivninger, men generell oppvarming vil åpenbart påvirke dimensjonerende ute-temperatur ved at sannsynligheten for lave temperaturer minker mens sannsynligheten for høye temperaturer øker.

3.9.2 Vindlaster

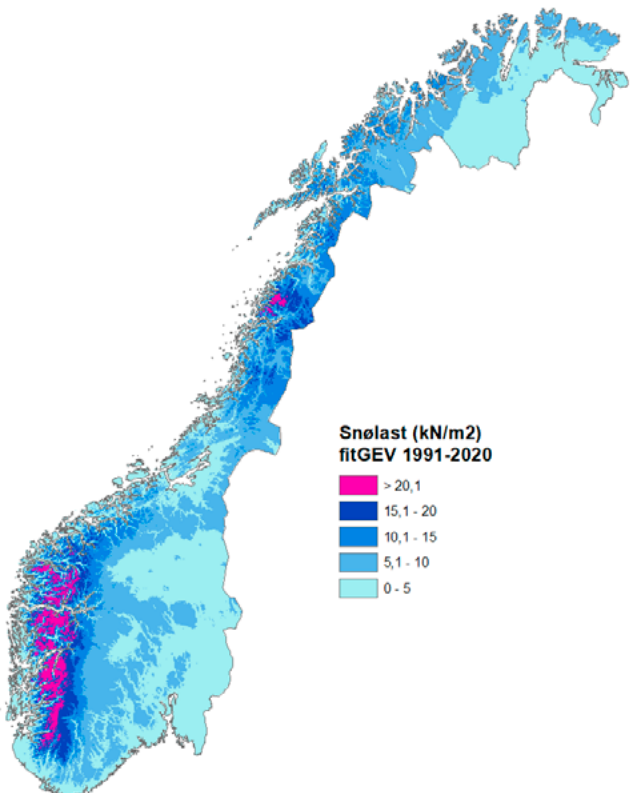
Gjeldende standarder for hvor mye bygningskonstruksjoner i forskjellige områder i Norge skal tåle av vindbelastning er publisert av Norsk Standard (2009). Det er der gitt referanseverdier for hver kommune, og de er i dag observasjonsbasert. Endringer i klimaet kan påvirke hvilke vindlaster bygninger utsettes for. Utvikling av nye basiskart er derfor ønskelig – fortrinnsvis basert på en kombinasjon av observasjoner

og beregninger med numeriske værvarslingsmodeller.

Det er ikke beregnet framskrivninger av dimensjonerende vindlaster. På generell basis kan nevnes at beregnede framtidige endringer i vindforhold antyder en viss reduksjon i middelvind, men en svak økning i ekstremverdier. Endringene er imidlertid små i forhold til naturlige variasjoner (se kapittel 3.7). Det er følgelig ingen klare indikasjoner på om det er områder i Norge som vil bli mer utsatt for kraftig vind, men det kan ikke utelukkes.

3.9.3 Snølaster

Gjeldende standarder for hvor mye bygningskonstruksjoner i forskjellige områder i Norge skal tåle av vekt i form av snø er publisert av



Figur 3.9.1: Snølaster (kN/m²) med 50 års returperiode for perioden 1991–2020. Fra Tajet og Grinde (2022).

Norsk Standard (2018). Standardene er gitt som døgnlig snølast med 50-års gjentakintervall. Det er gitt referanseverdier for hver kommune, og de er i dag rent observasjonsbasert. Endringer i klimaet påvirker hvilke snølaste bygninger utsettes for, og når både temperatur og nedbør øker er det ikke opplagt hva som vil skje med de største snølastene.

Tajet og Grinde (2022) undersøkte hvordan 50-års gjentakintervall for daglig snølast har endret seg fra perioden 1961–1990 til 1991–2020. Undersøkelsen ble basert på daglige data på rutenett for nedbør og temperatur fra seNorge2 (Lussana mfl., 2018a). Disse er brukt i en hydrologisk modell (Saloranta, 2016) til å beregne kart for snøens vanninnhold, (SWE: snow water equivalent), og dermed et uttrykk for tyngden til snøen. I hvert gridpunkt ble den største døgnverdien hvert år valgt ut til ekstremver dianalyser. Figur 3.9.1 viser snølaste for perioden 1991–2020. Et gjennomgående og robust resultat er at områdene med høyest snølast med 50-års gjentakintervall ($>20 \text{ kN/m}^2$) er i fjellområdene på Vestlandet. Det er også høye snølaste i deler av Nordland. Lavest snølaste med 50-års gjentakintervall ($<5 \text{ kN/m}^2$) er det i lavlandet i Sør-Norge og på Finnmarksvidda.

Analysen viste også at det i lavlands- og kystområder i Sør- og Midt-Norge stort sett har vært en reduksjon i 50-års verdien for dimensjonerende snølast på mer enn 10 % fra perioden 1961–1990 til 1991–2020. I enkelte fjellområder i Sør-Norge, samt i store deler av Troms og Finnmark har det vært en økning på mer enn 10 %.

Rapporten (Tajet og Grinde, 2022) viser spesifikke beregninger for alle kommunesentra i landet. Sammenlignet med 1961–1990 verdier fra Norsk Standard viser verdiene basert på 1991–2020 i de aller fleste kommunesentra reduserte snølaste i den nye normalperioden, men økte snølaste i noen få kommunesentra i Sør-Norge og noen flere i nord.

Det er ikke beregnet framskrivninger av snølast basert på scenarioene som ellers brukes i denne rapporten, men i 2013 ble det foretatt en analyse (Kvande mfl., 2013) basert på daværende klimaframskrivninger for Norge. Disse viser at en kan forvente nedgang i snølast i store deler av Norge. Unntaket fra denne forventede nedgangen er fjellområdene generelt, og spesielt i Sør-Norge, samt Finnmarksvidda. Der forventes det små endringer eller en liten økning i behovet for å sikre mot snølast. Årsaken til den mulige økningen er at disse områdene på kort sikt kan få økt vinternedbør i form av snø som følge av den generelle økningen i nedbør (kapittel 3.3). Selv om slike analyser ikke er gjentatt basert på nyere framskrivninger, forventer vi ikke store endringer i dette bildet, da det kvalitativt samsvarer med beregningene av framtidige snøforhold (kapittel 5.1.2).

3.9.4 Islaster

Atmosfærisk ising på fast infrastruktur er i Norge særlig relevant for konstruksjoner i eksponert fjellterreng, som for eksempel kraftledninger, master og tårn, taubaner, vindturbiner osv. Foreløpig eksisterer det ingen offisiell standard for Norge med kart for hvilke islaster man må være forberedt på i forskjellige landsdeler, men i forbindelse med utarbeidelse av en ny generasjon av felles europeiske byggestandarder vil islaster legges til som en egen del, EN 1991-1-9 "Atmospheric Icing" (Nygaard mfl., 2019). Den nye standarden forventes publisert av Standard Norge i 2026/2027 og det nasjonale tillegget vil inneholde et landsdekkende isingskart. Isingskartet skal baseres på høyoppløste modellerte værdata for perioden 1979–2023.

I Norge er det særlig ising fra våt snø og fra underkjølte skydråper (skyising) som skaper problemer (Steen mfl., 2012). Ising fra våt snø forekommer nå mest i kystnære lavlandsområder under kraftige snøfall ved temperaturer

like under null, mens skyising forekommer hyppigst i vestlige fjellområder som er utsatt for fuktige vinder fra havet i vest. Iversen (2022) og Iversen mfl. (2023) har beregnet framtidige endringer i ekstreme islaster i Norge fra disse kildene, basert på to nedskalerte klimamodeller og tre utslippsscenarioer. Beregninger basert på begge modeller og alle scenarioer tilsier at islaster fra våt snø med 10-års gjentaksintervall vil avta i lavlandet, men øke høyere opp i terrenget. Dette samsvarer kvalitativt med eksisterende framskrivninger av snølaster (kapittel 3.9.3). Framskrivningene for ising fra underkjølte skydråper gir derimot sprikende resultater fra de to modellene, og det konkluderes med at framtidig utvikling av denne typen ising er svært usikker.

3.9.5 Typisk meteorologisk år

Ved dimensjonering av bygg og infrastruktur er det, som vist over, vanlig å benytte dimensjonerende laster. I tillegg til denne dimensjoneringen er det i en del tilfeller interessant med mer detaljerte beregninger. Til dette kan man benytte typiske meteorologiske år (TMY; Norsk standard, 2025). TMY beregnes lokalt for en periode ved å ta data for en periode (gjørne 30 år). Fra denne perioden identifiserer en så hvilken januar som ligner mest på januar for hele periode, denne limes så sammen med typisk februar osv til en har satt sammen et typisk år.

For Norge er dette gjort for perioden 1991–2020, basert på reanalyse-datasettet CERRA (Ridal mfl., 2024). TMY er beregnet for samtlige kommunesentra i Norge, og Fuglestad mfl. (2025) har publisert timesvise data for solhøyde, solasimut, lufttemperatur, relativ luftfuktighet, global horisontal stråling, direkte normal stråling, diffus horisontal stråling, vindretning, vindhastighet og albedo. Det er foreløpig ikke utarbeidet tilsvarende data for framtid.



Hydrologi

Redaktører: Irene Brox Nilsen og Sigrid Jørgensen Bakke

Hovedforfattere: Shaochun Huang (4.1), Irene Brox Nilsen (4.1), Deborah Lawrence (4.2) og Sigrid Jørgensen Bakke (4.3)

Klimaendringer forsterker vannets kretsløp, eller det hydrologiske kretsløpet, gjennom økt fuktighet i atmosfæren og endrede nedbørmønstre (Mamen og Benestad, 2023a).

Konsekvensene er endringer i vannmengder på bakken, som for eksempel avrenning, fordampning, flom og tørke. Effekten av klimaendringer på hydrologi kan beskrives ved

å sammenligne hydrologiske indekser i forskjellige 30-årsperioder (tabell A.1.2).

Endringer i vannmengder er relevant for vannforsyning, vannkraftproduksjon, jordbruksvanning, og fiskeoppdrett. Analyser av avrenning vil gi viktig informasjon til planlegging av inngrep i vassdrag, for eksempel for å dimensjonere vannkraftanlegg (Beldring mfl., 2022), planlegge vannkraftproduksjon (Koestler mfl., 2019) eller konsesjonssøknader.

Avrenning er overflateavrenning fra nedbør pluss bidrag fra ulike vannlagre, som snø, is og grunnvann minus det som fordamper (vannbalanse). Fordi vannlagrene som regel er noenlunde konstante på årsbasis, er årlig middelaavrenning tilnærmet lik årsnedbør minus fordampning. Endringer i fordampning er følsomme for endringer i blant annet temperatur, stråling, vind og luftfuktighet. Endringer i avrenning som følge av klimaendringer kan være større på sesongbasis enn

Nedbørfelt, vannføring og avrenning

Et nedbørfelt er arealet som leder vann til et bestemt punkt i en elv. Størrelsen på nedbørfeltet, samt hvor stor mulighet nedbørfeltet har til å mellomlagre vann, har betydning for **vannføringen** (målt i kubikkmeter per sekund), altså hvor mye vann som renner forbi et punkt i elva i løpet av ett sekund. Vannføringen i små nedbørfelt uten særlig mulighet for mellomlagring av vann, reagerer raskt på værhendelser, som kraftige regnbyger. I store nedbørfelt med innsjøer og store grunnvannslagre, kan det ta lang tid før vannføringen reagerer på en vær-hendelse, og responsen kan vare lenge etter at værsituasjonen har endret seg.

Nedbørfeltene i Norge varierer mye i størrelse, andel vegetasjon, skog, fjell, innsjøer og myrer, samt mengde og type menneskelige inngrep. De største nedbørfeltene i Norge finnes på Østlandet og i Finnmark, der snølagring og snøsmelting dominerer sesongvariasjonene i vannføring. Vannføringen øker nedover vassdraget og derfor kan ikke vannføringen sammenlignes direkte fra ett nedbørfelt til et annet. Endringene (i prosent) er sammenlignbare fra ett nedbørfelt til et annet. I kapittel 4.2 presenteres endringer i flomvannføring for et utvalg nedbørfelt, for gitte 30-årsperioder.

Omregning av vannføring til **avrenning** (målt i mm per dag) gjør det mulig å sammenligne vannmengden fra ett sted til et annet, fra dag til dag, og ikke kun som endringer over gitte 30-årsperioder. Det gjør det også mulig å presentere landsdekkende kart av avrenning for hver kvadratkilometer på samme måte som for nedbør. Omregning til mm per dag gjøres ved å dele vannføringen (i kubikkmeter per sekund) på nedbørfeltets areal (i kvadratkilometer) og gange med 86,4, før den eventuelt ganges opp til enten år eller sesong.

årsbasis dersom det skjer store endringer i mellomlagring av vann, for eksempel endret snøsmelting. Vi oppgir avrenning i enheten mm per tidsenhet slik at den skal være sammenlignbar med vannbalanseleddene nedbør (kapittel 3.3) og fordampning (se faktaboks 4.0.1).

De høye og lave ekstremverdiene, altså flom og hydrologisk tørke, påvirkes også av klimaendringer (Bakke mfl., 2024). For eksempel vil økt nedbør bidra til å øke markvannsinhold og grunnvannstand og dermed øke sannsynligheten for flom, mens tidligere snøsmelting og høyere fordampning kan øke sannsynligheten for at tørt vær utvikler seg til hydrologisk tørke. Disse endringene er nødvendige å tallfeste for å tilpasse samfunnet til framtidige flommer (Lawrence, 2018, Carr mfl., 2023) og tørke (Tallaksen og Hisdal, 2018).

Modelloppsett i hydrologikapitlet

Modellkjeden for å beskrive historisk og framtidig utvikling i hydrologi er utførlig beskrevet i kapittel 10, men vi oppsummerer den her fordi vi har brukt mange datasett og metoder. Historiske simuleringer og framskrivninger bruker ulike inngangsdatasett. Dessuten har vi brukt ett modelloppsett for å beregne flom i utvalgte nedbørfelt (kapittel 4.2) og et annet for å beregne henholdsvis avrenning og fordampning (kapittel 4.1), markvannsinhold (kapittel 4.3) og snøens vannekvivalent (kapittel 5.1). Sistnevnte modelloppsett bruker en gridbasert hydrologisk modell, distHBV (kapittel 10.1 og 10.3.1).

Historiske simuleringer

I motsetning til atmosfærekapitlene, som bruker eksisterende datasett for den historiske perioden, har vi produsert hydrologiske simuleringer for perioden 1961–2020. Det finnes riktignok eksisterende datasett for avrenning, blant annet "Avrenningskartet" (Beldring mfl., 2022), men det er kun tilgjengelig på månedsbasis. Til denne rapporten har vi

derimot laget simuleringer med distHBV slik at det blir mulig å beregne hydrologiske indekser på døgnbasis og for å sikre konsistens i rapporten. Resultatene sammenlignes med avrenningskartet, som har gått gjennom korleksjon av nedbør og derfor gir noe høyere resultater.

Modellen distHBV bruker en mer avansert fordampningsrutine, Peman-Monteiths metode, enn i 2015-rapporten (kapittel 10.3.1). I Hanssen-Bauer mfl. (2015), ble fordampningen beregnet kun fra nedbør og temperatur. I denne rapporten består inngangsdataene av sju variabler, inkludert stråling, vind og luftfuktighet (kapittel 10.1 og 10.2.5). Inngangsdatasettet for den historiske perioden bruker observasjonsbaserte grid og kalles "distHBV–est.obs" (kapittel 10.1.2).

Framskrivninger med distHBV

Gridbaserte framskrivninger for perioden 1971–2100 er beregnet med samme modell som de historiske simuleringene, men med inngangsdatasettet COR-BA-2025 (kapittel 10.2.4–10.2.5). Inngangsdataene består av 10 regionale klimamodeller der hver enkelt er nedskalert og biasjustert med to ulike metoder for å kompensere for systematiske feil (kapittel 10.2.5). Det gir 20 simuleringer for hvert utslippsscenario. Referanseperioden 1991–2020 er derfor simulert 20 ganger fordi denne perioden i hver modellsimulering må trekkes fra framtidsperiodene (kapittel 10.6). For å forbedre simuleringene i breområder er i tillegg avrenningen fra de største breene simulert ved hjelp av en egen modell (DEW–COR-BA-2025, kapittel 10.4). I gridruter dekket av bre er avrenning fra distHBV erstattet med tilsvarende verdier fra DEW.

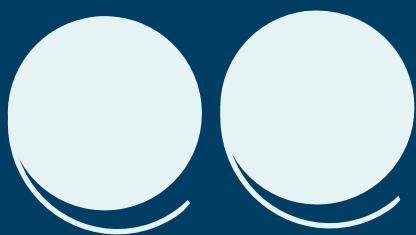
Framskrivninger av flom

To modeller, feltHBV og DDD, er kjørt for 138 nedbørfelt (kapittel 4.2 og kapittel 10.3.2). Feltmodellene bruker nedbør og temperatur

som inngangsdata, som har blitt biasjustert til hvert nedbørfelt. Dette modelloppsettet gir 40 simuleringer av vannføring for hvert nedbørfelt, som er brukt i flomfrekvensanalysene i kapittel 4.2.4.

Utslippsscenarioer

Framskrivninger er beregnet ved forskjellige utslippsscenarioer (kapittel 10.2.1) med vekt på det høye utslippsscenarioet, SSP3-7.0. Dette føre var-scenarioet anbefales brukt ved vurdering av konsekvenser av klimaendringer (se kapittel 1) og kartene i dette kapitlet viser derfor kun det høye utslippsscenarioet. Tabeller for de lavere scenarioene finnes i appendiks A.4. Figurer av framskrivningene viser endringer mot slutten av århundret (2071–2100) sammenlignet med referanseperioden 1991–2020. De faktiske endringene fram til slutten av århundret kan bli sterkere eller svakere enn vist i dette kapitlet. Framskrivninger beregnet med annen metodikk vil også kunne gi et større utfallsrom enn det som er beregnet med datasettene og modellene i dette kapitlet (se kapittel 3.3.2).



–Kraftig nedbør, flom og jordskred, havnivåstigning, isbreer som smelter, snø som forsvinner, lengre sommertørke: I Norge er det vann, og mangel på vann, som er den største klimautfordringen.

4.1 Avrenning og fordampning

Shaochun Huang og Irene Brox Nilsen

Sigrid Jørgensen Bakke, Ingjerd Haddeland, og Wai Kwok Wong (i alfabetisk rekkefølge).

Kort oppsummert

Avrenning

Gjennomsnittlig avrenning i Norge er omtrent 1150 mm i året.

Avrenningen i Norge økte med omtrent 5 % fra perioden 1961–1990 til 1991–2020.

Framskrivninger viser en videre økning på rundt 10 % fram mot slutten av århundret, dersom utslippene av drivhusgasser fortsetter å øke.

Sesongavrenning kan øke betydelig mer enn årsavrenning, med størst økning om vinteren de fleste steder.

Om sommeren reduseres avrenningen de fleste steder, unntatt i breområder.

Fordampning

Gjennomsnittlig fordampning i Norge er omtrent 220 mm i året.

Fordampningen i Norge økte med omtrent 10 % fra perioden 1961–1990 til 1991–2020.

Framskrivninger viser en videre økning i fordampning på omtrent 20 %, dersom utslippene av drivhusgasser fortsetter å øke.

4.1.1 Avrenning og fordampning i historisk periode

Årsavrenning for hele landet

Gjennomsnittlig avrenning for det norske fastlandet har økt med omtrent 5 % fra 1961–1990 til 1991–2020. Ulike datasett gir

noe ulike resultater. Våre beregninger med distHBV–est.obs. oppgir en endring på 6 %, fra 1076 mm/år til 1149 mm/år (tabell 4.1.1). Tidligere beregninger for avrenningskartet (Beldring mfl., 2022) oppgir en endring på 4,4 %. Nedbøren økte i samme periode med 7 % (Lutz mfl., 2024 og tabell 3.3.1 og 3.3.2).

	Nedbør (mm/år)	Avrenning (mm/år)	Fordampning (mm/år)
1961–1990	1265	1076 (993–1143)	198 (191–203)
1991–2020	1348	1149 (1074–1250)	217 (206–227)

Tabell 4.1.1 Vannbalanseestimerer simulert med distHBV–est.obs. Merk at avrenningen er noe høyere enn nedbør minus fordampning skulle tilsi, på grunn av et netto positivt bidrag fra bresmelting. Tall i parentes viser 25- og 75-persentilen av tidsserien (sammenlign med figur 4.1.4).

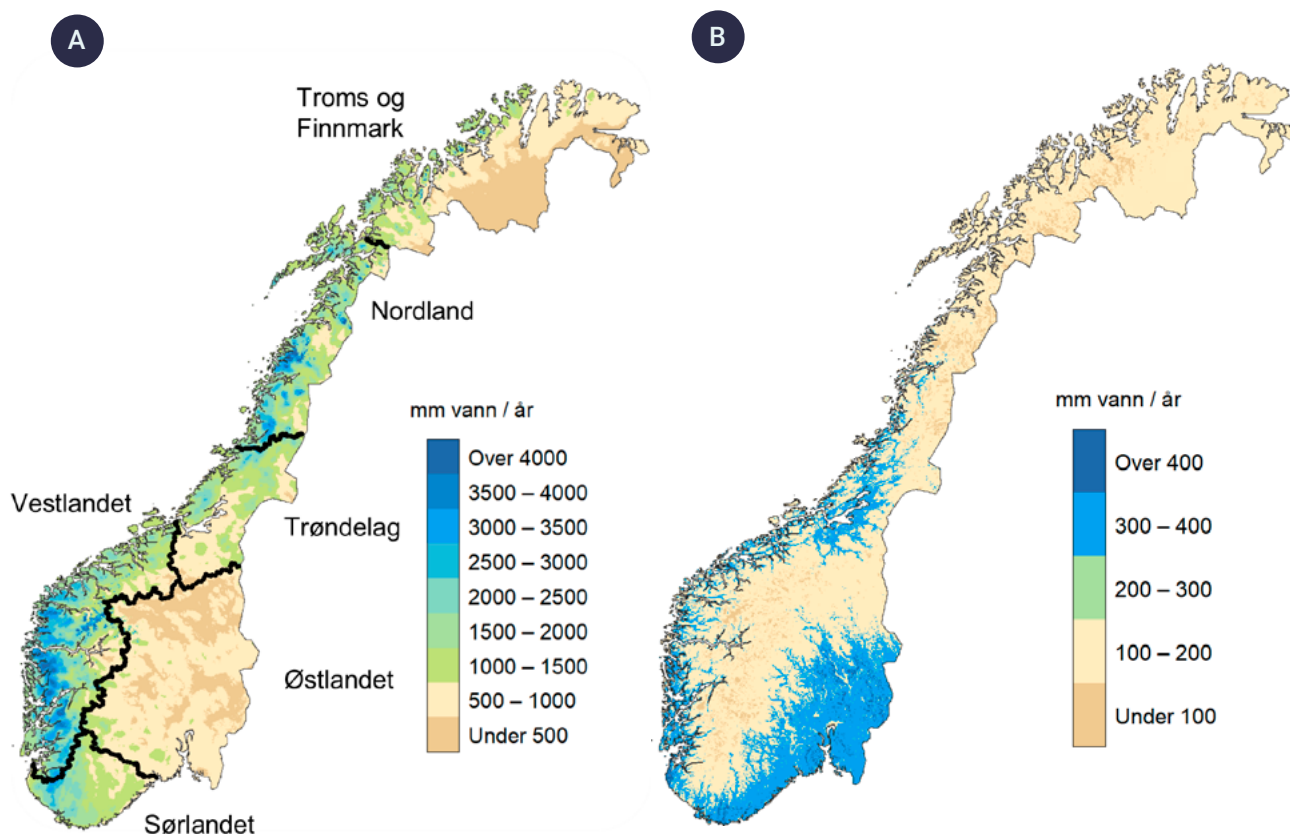
Det er stor variasjon i avrenning over landet, som vist i figur 4.1.1a. Den geografiske variasjonen styres i stor grad av nedbør (sammenlign med figur 3.3.1). Det er en klar kontrast i avrenning mellom ulike landsdeler og figur 4.1.1a viser avrenningsregioner brukt ved beregning av regionale tall senere i avrenningskapitlet. Deler av Vestlandet og Nordland har den største avrenningen, med estimerte verdier på over 4000 mm/år i enkelte breområder. Lavest avrenning, under 500 mm/år, finner vi i deler av Østlandet og Finnmark.

Fordampning

Vannbalanseleddene avrenning og fordampning er vist side om side i figur 4.1.1. Til sammenligning gir figur 3.3.1 et godt

bilde av nedbørleddet i vannbalansen. Endringer i fordampning er tett knyttet til endringer i temperatur, men er også påvirket av stråling, vegetasjon og vind, samt tilgangen på vann som kan fordampe. Det finnes få observasjoner av fordampning i Norge. Her brukes den hydrologiske modellen distHBV–est.obs for å estimere fordampning i historisk periode. Denne versjonen av distHBV-modellen bruker en fordampningsrutine som tar inn sju inngangsvariabler (kapittel 10.2.5 og 10.3.1).

Fordampningen i Norge er estimert til å være omtrent 220 mm/år basert på distHBV–est.obs (tabell 4.1.1). Figur 4.1.1b viser hvordan fordampningen varierer over landet. Høyest fordampning, over 400 mm/år, finnes der temperaturen er forholdsvis høy. Det gjelder i



Figur 4.1.1 a) Gjennomsnittlig avrenning (mm/år) i perioden 1991–2020. Svarte streker markerer avrenningsregioner i Norge, basert på inndelingen i Pettersson (2012). Grensene mellom regionene følger grensene mellom ulike vassdrag. b) Gjennomsnittlig fordampning (mm/år) i perioden 1991–2020. Begge figurene er estimert ved hjelp av den hydrologiske modellen distHBV–est.obs (én simulering). Merk at de to figurene har ulike intervaller i fargeskalaen.

sørlige deler av Østlandet og i kystnære strøk fra Sørlandet til Trøndelag. På breene og i høyfjellet er fordampningen marginal. Fordampningen har økt med 10 % fra 1961–1990 (198 mm/år) til 1991–2020 (217 mm/år). Framskrivninger av fordampning er vist i figur 4.1.10.

Sesongavrenning

Årsgjennomsnittet for avrenning kan skjule store variasjoner fra en måned til den neste. Sesongfordelingen av avrenning er igjen styrt av nedbør og fordampning, men temperaturen spiller også en viktig rolle for lagring av vann som snø og is, og påvirker tidspunktet

for snøsmelting. Fra figur 4.1.2 ser vi at avrenningen har økt mellom periodene 1991–2020 og 1961–1990, for året sett under ett, og særlig for desember til april. Høyere avrenning om vinteren for 1991–2020 henger sammen med at både temperaturen og nedbøren i desember, januar og februar har økt betydelig (se figur 3.1.8 og 3.3.4). I tillegg til økt netto tilførsel av vann fra nedbør, gjør økt temperatur at mer av nedbøren nå faller som regn, og at mer av snøen smelter i løpet av vinteren. Tidligere snøsmelting, særlig i lavlandet, bidrar til økt avrenning i mars/april og redusert avrenning i mai/juni.

Fra april til august har fordampningen økt som følge av høyere temperaturer (ikke vist), men med unntak av juli, har nedbørøkningen (figur 3.3.4) vært større enn økningen i fordampning disse månedene. I oktober er avrenningen noe lavere for den nyeste perioden, i tråd med en lavere oktobernedbør i 1991–2020 sammenlignet med 1961–1990.

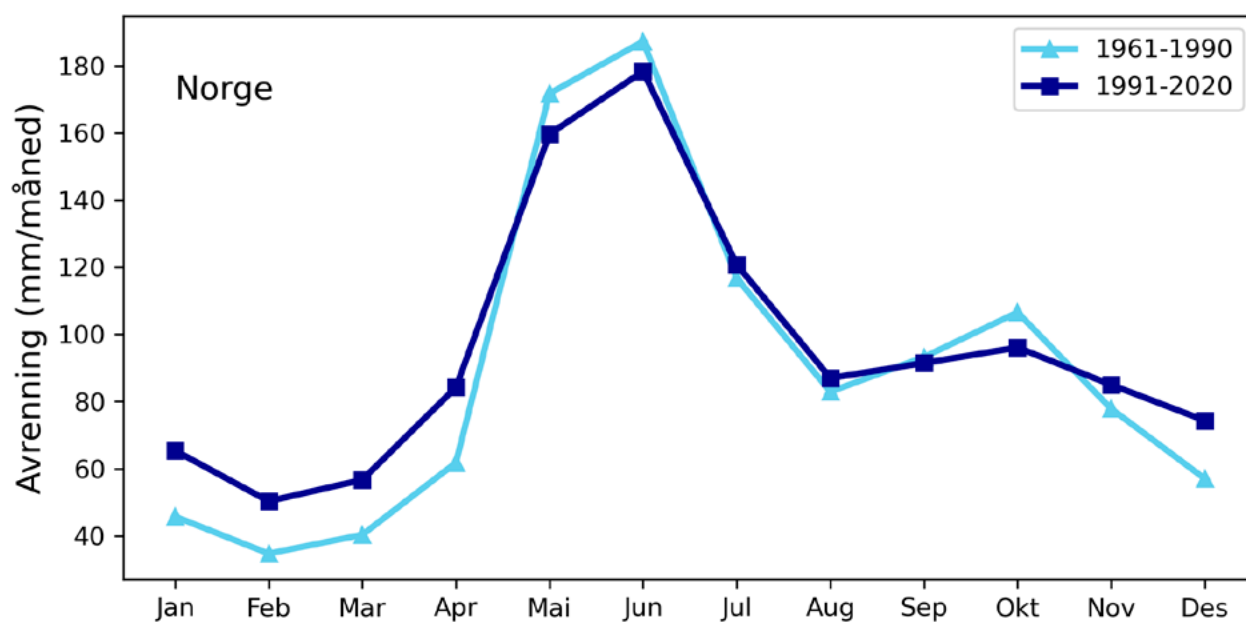
Tidsutvikling i avrenning

Figur 4.1.3 viser utviklingen i årsavrenning i Norge over tid som prosentvis avvik fra referanseperioden 1991–2020. Det er store variasjoner i avrenningen fra år til år. På landsbasis har den variert fra cirka 800

mm i 1980 (cirka 30 % mindre enn i referanseperioden) til over 1450 mm i 2020 (cirka 30 % mer enn i referanseperioden). Tilsvarende figurer for de ulike avrenningsregionene er vist i appendiks A.5 og i Nilsen mfl. (2025a).

Årsavrenning for regioner

Tabell 4.1.2 sammenligner gjennomsnittlig årsavrenning i 1991–2020 med flere 30-årsperioder og regioner. For de fleste regioner og tidsperioder har gjennomsnittlig årsavrenning økt fram til 1991–2020 (vist med negativt fortegn i tabellen). De største forskjellene finner vi på Sørlandet,

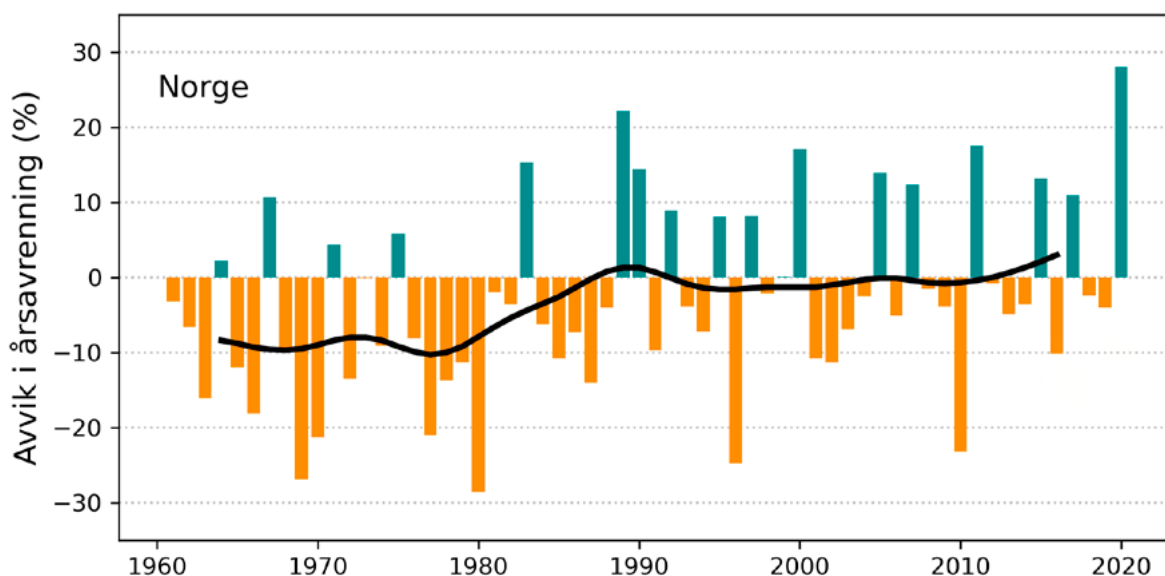


Figur 4.1.2 Månedsavrenning i Norge i periodene 1961–1990 (lys blå) og 1991–2020 (mørk blå). Avrenningen er estimert ved hjelp av den hydrologiske modellen distHBV–est.obs.

Nordland, Troms og Finnmark, med opptil 9 % økning i gjennomsnittlig avrenning fra de eldste 30-årsperiodene til 1991–2020. Endringene er sammenlignbare med nedbørøkningen som er observert i alle regioner i samme periode (tabell 3.1.2 i Lutz mfl., 2024).

Trender i avrenning

I det følgende vurderes trender i års- og sesongavrenning (og ikke avvik i prosent). Trender i års- og sesongavrenning for ulike regioner over perioden 1961–2020 er vist i



Figur 4.1.3 Årsavrenning i Norge i perioden 1961–2020, vist som avvik (%) fra gjennomsnitt for perioden 1991–2020 (1149 mm/år). Svart kurve viser langtidsendringene beregnet ved hjelp av et gaussisk filter som tilsvarer 10-års glidende gjennomsnitt. Derfor vises ikke de første fem og de siste fem årene i den svarte kurven.

tabell 4.1.3. Avrenningen om vinteren har økt i alle regioner. Om våren har avrenningen økt for Vestlandet, Nordland, Troms og Finnmark. Disse regionene domineres av en senere snøsmelting enn de andre regionene, og økningen er derfor knyttet til de samme årsakene som økningen man ser om

vinteren, altså mer nedbør (tabell 3.3.1), mer smelting og at mer av nedbøren faller som regn. Avrenningen om sommeren har ingen statistisk sikker endring. Til tross for at nedbøren for hele Norge sett under ett har økt om sommeren (tabell 3.3.1), har fordampningen også økt i hele landet. Om

Avrenningsregion	Sørlandet	Vestlandet	Østlandet	Trøndelag	Nordland	Troms og Finnmark	Norge
1961–1990	-8	-6	-6	-3	-7	-9	-6
1971–2000	-5	-2	-6	1	-2	-5	-3
1981–2010	-3	-1	-2	0	-1	-1	-1
1991–2020 absoluttverdi (i mm/år)	1475	1898	646	1181	1687	745	1149

Tabell 4.1.2 Gjennomsnittlig avvik i avrenning (%) mellom 1991–2020 og andre 30-årsperioder, beregnet for hver avrenningsregion i Norge (se figur 4.1.1a), samt Norge som helhet. Absoluttverdier for 1991–2020 i turkis. Negative tall betyr at avrenningen i de tidligere 30-årsperiodene har vært lavere enn 1991–2020. Positive tall betyr en reduksjon fram til 1991–2020. Avvikene er beregnet fra datasettet distHBV–est.obs.

høsten har avrenningen heller ingen statistisk sikre trender. I en attribusjonsstudie av Yang og Huang (2023), fant de at over halvparten av de statistisk sikre trendene i års- og sesongavrenning for perioden 1961–2019 kan tilskrives menneskeskapte klimaendringer (faktaboks 3.1.1).

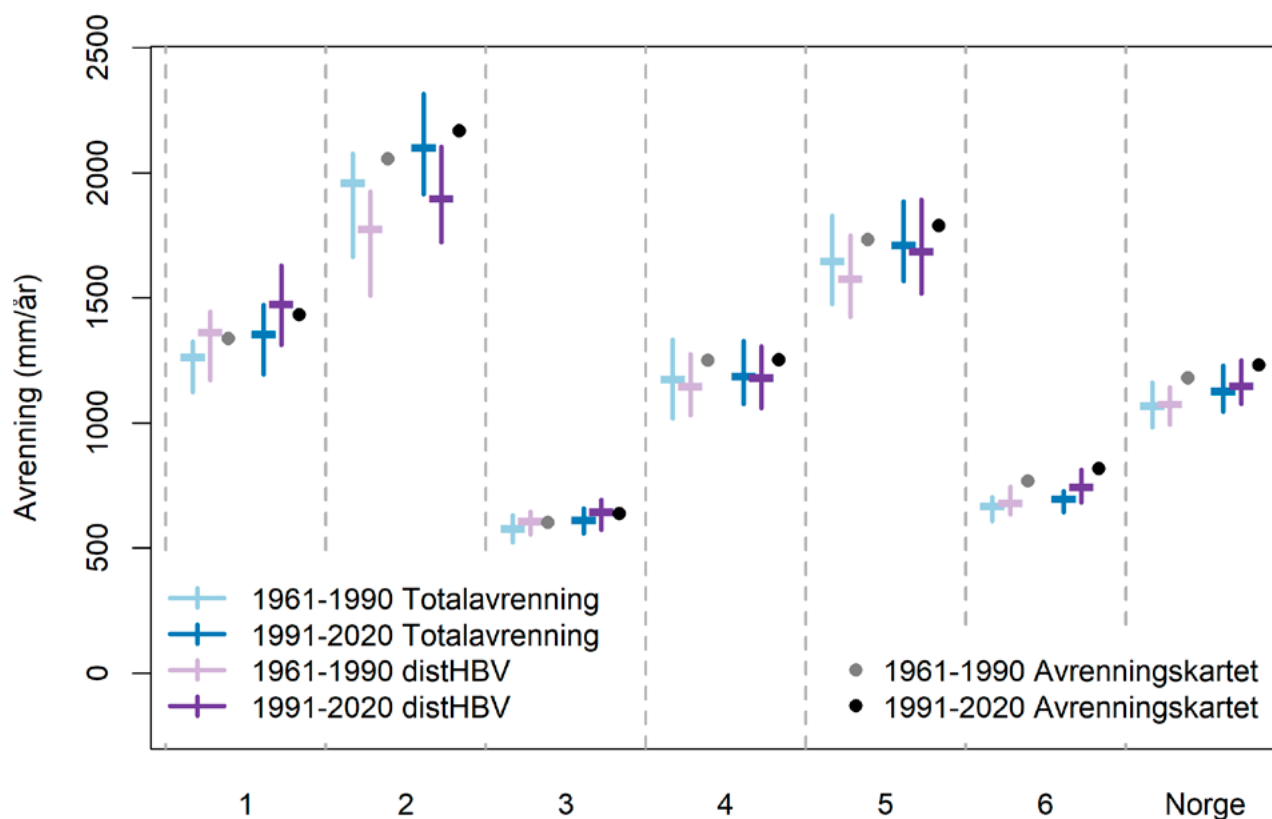
Usikkerhet og spredning i resultatene

Figur 4.1.4 viser absoluttverdier og spredning i årsavrenning for de ulike regionene i de tre ulike landsdekkende datasett som finnes for avrenning i historisk periode: "totalavrenning" (Pettersson, 2012), "distHBV-est.obs." og "avrenningskartet" (Beldring mfl., 2022). Forskjeller mellom datasettene skyldes forskjeller i datagrunnlaget og beregningsmetoder (se sammenligning i Nilsen mfl.,

2025a). Avrenningskartet har generelt høyere verdier enn de to andre datasettene og er derfor mer pålitelig fordi det har gått gjennom korreksjon av nedbør. Avrenningskartet oppgir avrenning for hele Norge i perioden 1991–2020 til 1231 mm/år og fordampningen til 250 mm/år. De største forskjellene mellom datasettene finner vi i regionene med høyest avrenning, altså Vestlandet og Nordland. Det kan henge sammen med forskjellene i de ulike datasettenes metodikk for å justere for oppfangingsvikt (faktaboks 3.3.1), noe som kan ha ekstra stor betydning i disse regionene med mye vind og nedbør. Estimert gjennomsnittlig årsavrenning avhenger altså av hvilket datasett man tar i bruk. Datasettene samsvarer godt når det gjelder om avrenning har økt eller minket mellom de to periodene.

	Sørlandet	Vestlandet	Østlandet	Trøndelag	Nordland	Troms og Finnmark	Norge
År	3,5	2,9	2,6	1,4	2,0	1,9	2,4
Vinter	10,9	9,5	9,7	8,0	7,9	7,4	9,2
Vår	0,7	4,3	2,2	0,5	5,1	6,6	3,5
Sommer	-1,6	-0,8	0,4	-0,2	-0,8	-1,0	-0,7
Høst	2,2	1,1	1,9	-0,7	0,4	0,4	1,0

Tabell 4.1.3 Trender i års- og sesongavrenning (% av 1991–2020 gjennomsnitt per tiår) i avrenningsregionene for perioden 1961–2020. Trendene er beregnet med Sen slopes og Mann-Kendalls trendtest. Trender som er statistisk sikre på 5 % nivå står med fet skrift. Trendene er beregnet basert på modellert avrenning fra distHBV-est.obs.



Figur 4.1.4 Gjennomsnittlig årsavrenning for 1961–1990 og 1991–2020, estimert basert på tre ulike datasett; totalavrenning (oppdatert fra Pettersson, 2012), distHBV-est.obs., og avrenningskartet (Beldring mfl., 2022). Numrene langs x-aksen representerer de ulike avrenningsregionene (vist i figur 4.1.1a): 1=Sørlandet, 2=Vestlandet, 3=Østlandet, 4=Trøndelag, 5=Nordland, 6=Troms og Finnmark. Horisontal strek viser gjennomsnittet. Nederste og høyeste punkt på vertikal strek viser 25- og 75-persentilen av tidsserien. Verdier for avrenningskartet vises som punkter ettersom persentiler av tidsserien ikke er tilgjengelig for dette datasettet. Figur fra Nilsen mfl. (2025a).

4.1.2 Avrenning og fordampning i et framtidig klima

Årsavrenning for hele landet

De hydrologiske framskrivningene viser en jevn økning i årsavrenning for hele Norge fram mot midten (2041–2070) og slutten (2071–2100) av århundret, sammenlignet med referanseperioden 1991–2020, ved det høye utslippsscenarioet SSP3-7.0 (figur 4.1.5).

Gjennomsnittlig endring i årsavrenning for Norge ved høyt utslippsscenario er henholdsvis 7 % og 10 % for de to framtidsperiodene (tabell 4.1.4). Til sammenligning er de tilsvarende endringene for lavt og middels utslippsscenario på mindre enn 5 %.

Spredning mellom de 20 modellsimuleringene, vist i figur 4.1.5 som fargelagte områder og boksplott, er sammenlignbar med spredningen

i nedbørframskrivningene (figur 3.3.9). For høyt og middels utslippsscenario tilsier de aller fleste modellene en økning i avrenning. Spredningen i resultatene for høyt utslippsscenario er på 5–17 % for slutten av århundret, altså større enn for de andre utslippsscenarioene. Det lave utslippsscenarioet antar at utslippene kuttes kraftig, og viser ikke tegn på endring i avrenning ved slutten av århundret. Spredningen skyldes hovedsakelig forskjeller i nedbør- og temperaturutvikling i de ulike klimamodellene som er benyttet i de hydrologiske simuleringene (se tabell 3.1.3 og 3.3.3).

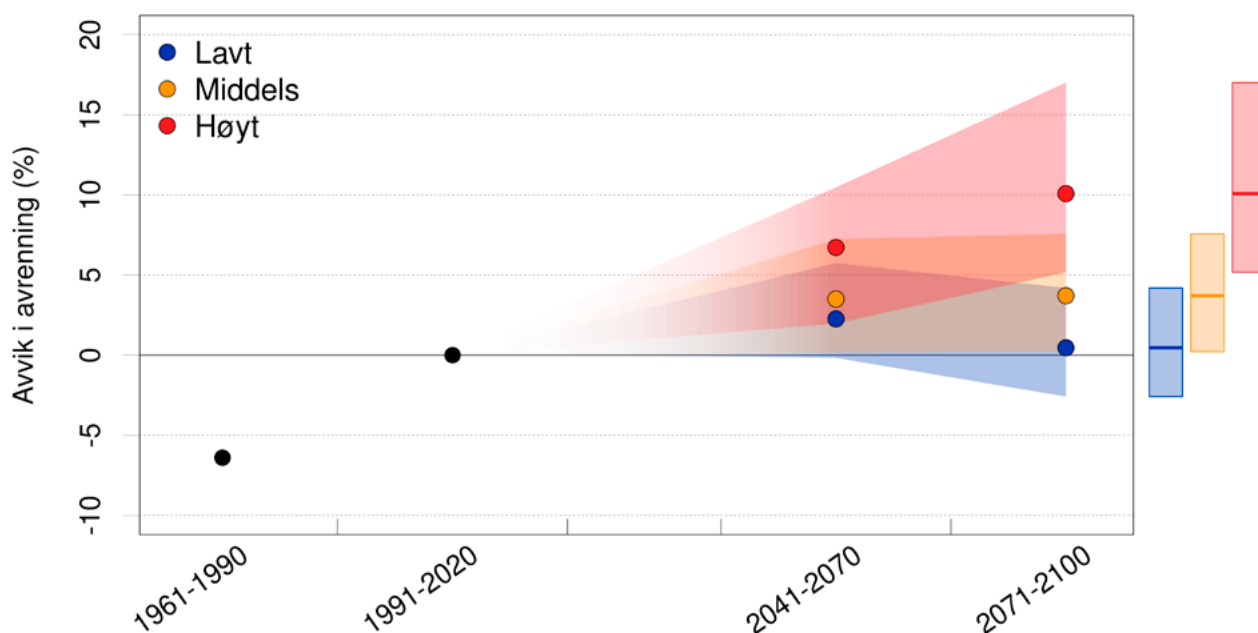
Sesongavrenning for hele landet

Endringene i sesongavrenning er betydelig

større enn i årsavrenning, spesielt for høyt utslippsscenario om vinteren, høsten og sommeren (figur 4.1.6). Mot slutten av århundret ventes det en økning i avrenning på 68 % om vinteren og 24 % om høsten, mens det ventes en reduksjon i sommeravrenningen på 27 %, for høyt utslippsscenario. Sesongavrenning for midten av århundret og hver region vises i appendiks A.4.

Årsavrenning for regioner

Figur 4.1.7 viser endringer i årsavrenning mot slutten av århundret for høyt utslippsscenario (SSP3-7.0). De største økningene i årsavrenning er beregnet i områder på Østlandet og i Trøndelag. En reduksjon i årsavrenning finner vi langs deler av Finnmarkskysten, som samsvarer

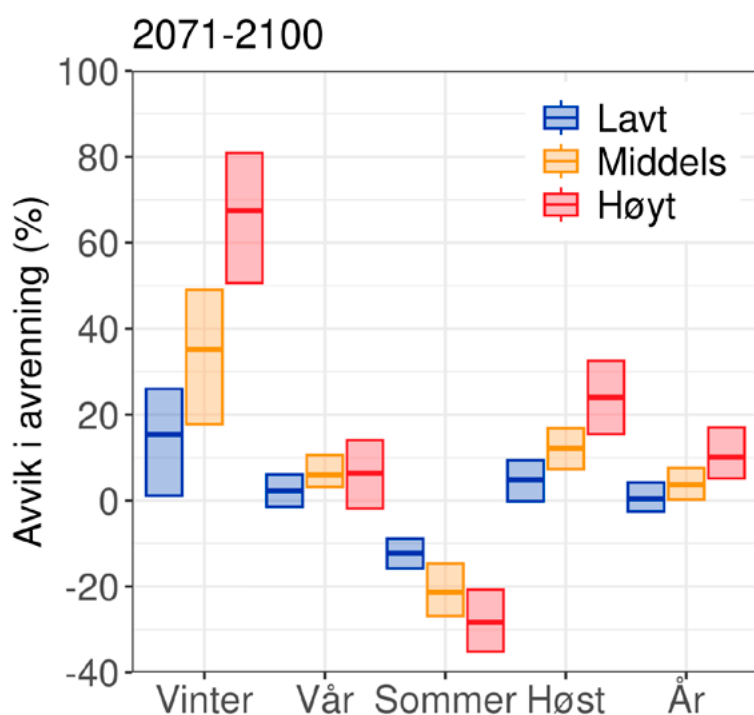


Figur 4.1.5 Trettiårsmidler for avrenning i Norge gitt som avvik (%) fra referanseperioden 1991–2020. Gjennomsnittlig avvik fra 1991–2020 for 30-års-periodene 1961–1990 og 1991–2020 er vist som svarte sirkler i midtpunktet av tilhørende periode. Blå, oransje og røde sirkler viser gjennomsnittsverdien for distHBV-COR-BA-2025 (20 framskrivninger) for henholdsvis lavt (RCP2.6), middels (RCP4.5) og høyt (SSP3-7.0) utslippsscenario for de to framtidsperiodene (2041–2070 og 2071–2100). De fargelagte områdene viser spredningen (10–90-persentil) mellom framskrivningene. Boksploetterne til høyre viser gjennomsnittlig endring og spredning (10–90-persentil) mot slutten av århundret for hvert utslippsscenario.

med områder med lite økning i årsnedbør (figur 3.3.10). I framtiden vil breene smelte ytterligere tilbake. I områder hvor breer fortsatt eksisterer ved slutten av århundret, er det beregnet økning i årsavrenning. I områder der breene vil ha smeltet, beregnes en reduksjon i årsavrenning. Detaljer om endringene i

avrenning fra hele breområdet er presentert i kapittel 5.2 og i avsnittet om sesongavrenning for regioner.

Det er regionale forskjeller i endringene i årsavrenning (tabell 4.1.4 og figur 4.1.8). De største endringene finner vi mot slutten av



Figur 4.1.6 Relativ endring (%) i sesongavrenning for Norge fra perioden 1991–2020 til 2071–2100, for lavt (RCP2.6), middels (RCP4.5) og høyt (SSP3-7.0) utslippsscenario. Blå, oransje og rød horisontal strek viser gjennomsnittsverdien av 20 framskrivninger for hvert utslippsscenario. De fargelagte områdene rundt strekene viser spredningen (10–90-persentil) av framskrivningene.

århundret for høyt utslippsscenario, med en gjennomsnittlig økning på 14 % på Østlandet, 11 % i Trøndelag, og mellom 8 % og 10 % i de andre regionene. Alle regioner viser en økning i gjennomsnittlig årsavrenning for middels og høyt utslippsscenario.

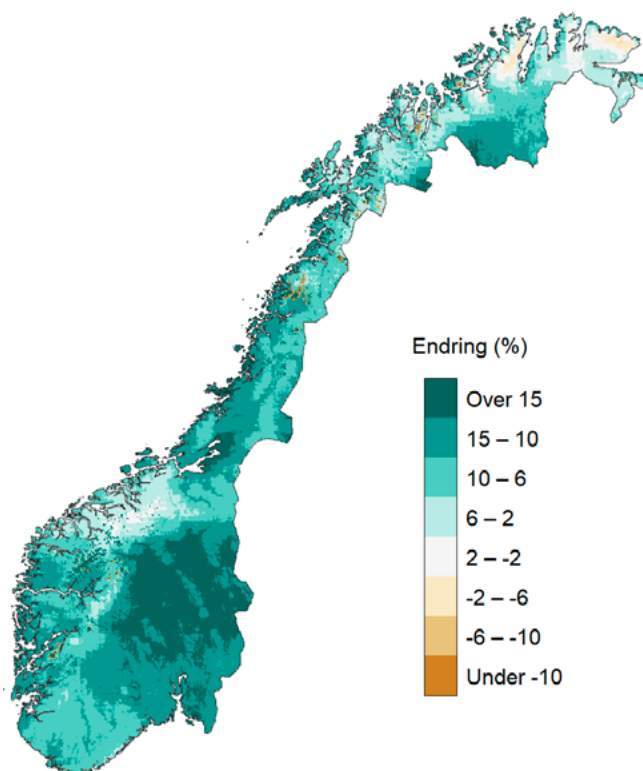
Merk at usikkerheten øker når datagrunnlaget minker, enten ved å reduseres fra hele året

til en sesong eller fra hele landet til en region. Utfallsrommene viser at det er større spredning i framskrivningene for høyt utslippsscenario på Sørlandet, Vestlandet og Østlandet enn i de andre regionene. Spredningen mellom modeller er vist som forskjellen mellom 10- og 90-persentilene (figur 4.1.8). For de enkelte regionene kan spredningen mellom modeller være større enn for landet som helhet

(sammenlign siste panel i figur 4.1.8 med panelet for Østlandet). Ved det høye utslipps-scenarioet er et overveiende flertall av modellene enige om at avrenningen vil øke, uavhengig av region og periode. Regionale endringer for hver sesong og alle utslipps-scenarioene vises i appendiks A.4. Ved det lave utslippsscenarioet viser omtrent halvparten av modellene at avrenningen vil øke, og omtrent halvparten viser en reduksjon, mot slutten av århundret.

Sesongavrenning for regioner

Regionale endringer for hver sesong vises i figur 4.1.9. Figur 4.1.9 viser relative (%) endringer i sesongavrenning mot slutten av århundret, for høyt utslippsscenario (absoluttverdier er vist i appendiks A.5). Endringer i sesongavrenning er en kombinasjon av økt nedbør og omfordeling av avrenning gjennom året. Til sammenligning er nedbørøkningen omtrent 10 % for hver sesong, litt mer om høsten (figur 3.3.11 og appendiks A.2.2), men endringene i sesongavrenning kan være betydelig større grunnet



Figur 4.1.7 Relative endringer (%) i årsavrenning fra 1991–2020 til 2071–2100 for høyt utslippsscenario (SSP3-7.0). Beregnet endring er gjennomsnittet av 20 framskrivninger (distHBV-COR-BA-2025).

	Sørlandet	Vestlandet	Østlandet	Trøndelag	Nordland	Troms og Finnmark	Norge
1991–2020 (mm/år)	1475	1898	646	1181	1687	745	1149
2041–2070 (%) (10–90-persentil)	5 (-5–12)	7 (0–12)	8 (-2–14)	8 (3–12)	8 (5–12)	4 (-1–9)	7 (2–10)
2071–2100 (%) (10–90-persentil)	9 (0–23)	10 (1–20)	14 (1–27)	11 (4–16)	10 (5–14)	6 (1–13)	10 (5–17)

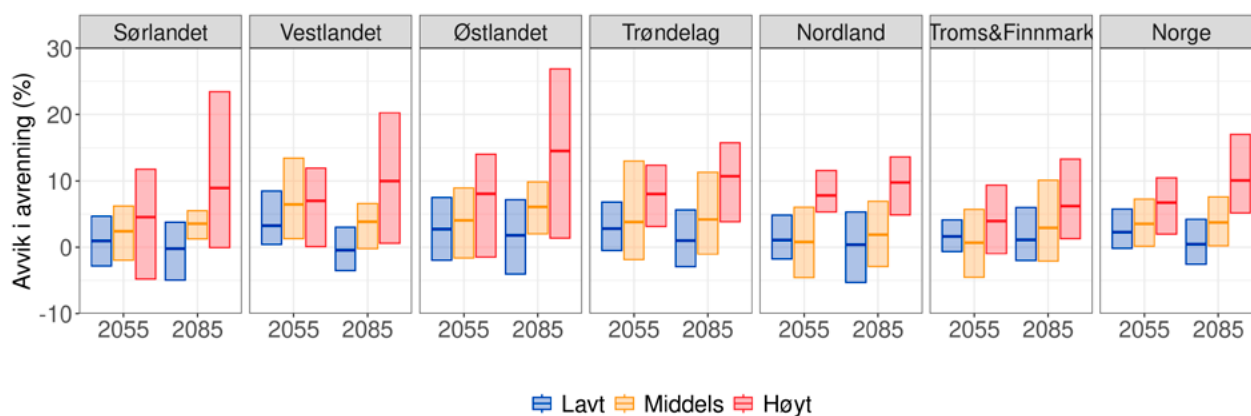
Tabell 4.1.4 Årsavrenning for avrenningsregioner (figur 4.1.1a) og Norge i referanseperioden 1991–2020 (basert på distHBV-COR-BA-2025), og avvik i % for framtidige 30-årsperioder i forhold til referanseperioden. Positive tall for en framtidsperiode betyr at estimert avrenning i denne perioden er høyere enn i perioden 1991–2020. Framtidige avvik viser gjennomsnittet, samt 10- og 90-persentiler i parentes, av 20 framskrivninger for høyt utslippsscenario (SSP3-7.0). Tabellen tilsvarer de røde søylene i figur 4.1.8.

omfordeling av mellomlagret vann fra én årstid til en annen.

Om vinteren vil en større andel av nedbøren falle som regn og mer av snøen vil smelte i løpet av vinteren, i tillegg til at nedbøren øker. Den prosentvise endringen i avrenningen er ventet å øke kraftig (en dobling eller mer) i det meste av landet. Det skal imidlertid bemerkes at de store relative endringene ikke nødvendigvis betyr store absolutte endringer, fordi vinteravrenningen er lav i

områder som er snødekte i dagens klima. Derfor er også absoluttverdier av endringene vist i appendiks A.5. De største økningene i vinteravrenning er på over 400 mm per vintersesong, og ventes hovedsakelig på Vestlandet og i kysten fra Trøndelag og nordover (figur A.5.2a).

Den største vannføringen under snøsmeltingen vil komme tidligere på året når snøsesongen blir kortere og store områder blir snøfrie tidligere. I områder med tidlig snøsmelt-



Figur 4.1.8 Relativ endring (%) i årsavrenning for Norge og de ulike avrenningsregionene fra perioden 1991–2020 til 2041–2070 ("2055") og 2071–2100 ("2085") for lavt (RCP2.6), middels (RCP4.5) og høyt (SSP3-7.0) utslippsscenario. Blå, oransje og rød horisontal strek viser gjennomsnittsverdien av 20 framskrivninger for hvert utslippsscenario. De fargelagte områdene rundt strekene viser spredningen (10–90-persentil) av framskrivningene.

ing (beige områder i figur 4.1.9b) forskyves smeltingen fra vårmånedene til vinteren, og i områder med sein snøsmelteflom forskyves smeltingen fra sommer- til vårmånedene. Om våren gir dette utslag i redusert avrenning i lavereliggende områder og økning i høyere-liggende områder og i Finnmark, på grunn av tidligere snøsmelting og høyere fordampning.

Om sommeren gir tidligere snøsmelting utslag i redusert avrenning i høyere-liggende områder

og i Finnmark (figur 4.1.9c). Nedbøren ventes å øke i alle regioner om sommeren (figur 3.3.11 og appendiks A.2.2), men økt fordampning og det at områder blir tidligere snøfrie, fører til at det ventes mindre vann i vassdragene om sommeren. Den absolutte reduksjonen i sommeravrenning er på mer enn 400 mm per sommersesong i deler av Troms og Finnmark, Nordland og i vest for Langfjella (appendiks A.5). Om høsten ventes det en økning i avrenning (mer enn 50 % i

høyereliggende strøk og i nord), hovedsakelig styrt av økningen i nedbør.

Relative endringer i avrenning for lavt og middels utslippsscenario er generelt svakere enn under høyt utslippsscenario, men store endringer i sesongfordelingen finnes også under lavt og middels utslippsscenario (appendiks A.5).

Sesongavrenning i breområder

I områder med store breer, altså som fortsatt eksisterer mot slutten av århundret, beregnes en stor økning i avrenning om sommeren og høsten. Dette kan sees i de grønneste flekkene i figur 4.1.9c, for eksempel for Jostedalsbreen. I områder med små breer, som Breheimen og Jotunheimen, vil redusert bresmelting mot slutten av århundret bidra til mindre vann i vassdraget nedenfor breene om sommeren og høsten. Endringer i avrenning for breområder er omtalt i kapittel 5.2.2, som gjennomsnitt for hele breområdet. Figur 4.1.9 viser imidlertid variasjoner innad i breområdene, med en oppløsning på 1 x 1 km². Ytterkanten av dagens breer vil ved slutten av århundret være isfrie (ved høye utslipp), og det vil ikke lenger være avrenning generert av ismelting. Dette kan sees i figur 4.1.7 som en beige rand rundt breene (sammenlign med 4.1.9c,d og figur A.5.2c,d).

Fordampning

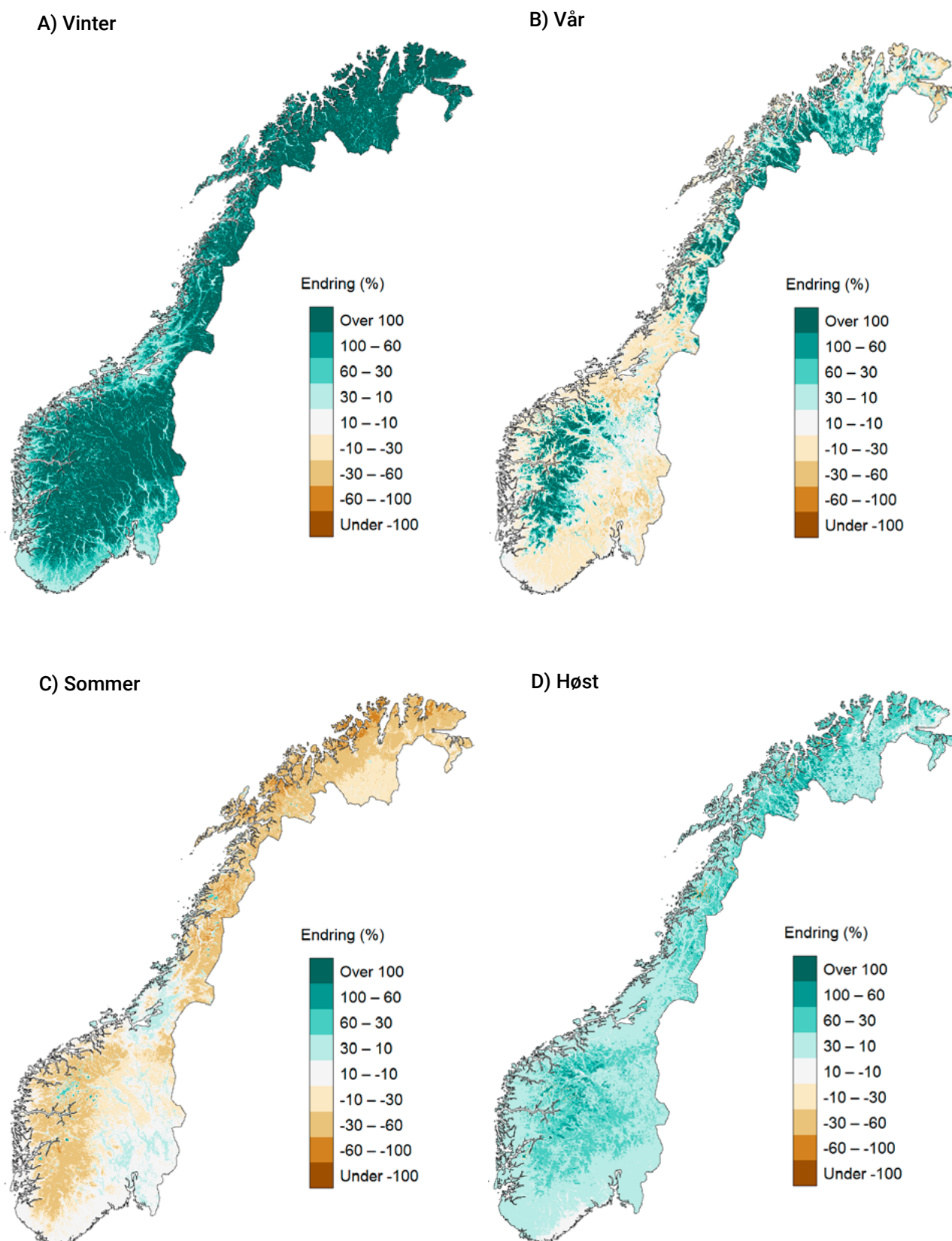
Fordampningen beregnes å øke i hele Norge mot slutten av århundret for alle scenarioene på grunn av temperaturøkning og mer tilgjengelig vann gjennom nedbørøkning. I Norge vil en økning i temperatur føre til en økning i fordampning så lenge det er vann tilgjengelig (fordampningen er generelt begrenset av tilgjengelig energi og ikke tilgjengelig vann). Figur 4.1.10 viser relativ endring i års- og sommerfordampning mot slutten av århundret for høyt utslippsscenario. Økningen i fordampning for hele året er i gjennomsnitt

20 % på landsbasis. Den største relative økningen i fordampning er beregnet for våren, når mye vann er tilgjengelig under og etter snøsmeltingen. Økningen i fordampning om sommeren (10 % på landsbasis) er mindre enn for våren, som indikerer tørrere forhold (fordampningen begrenses av vanntilgjengelighet). De største relative økningene (på mer enn 30 %) i både års- og sommerfordampning finner vi hovedsakelig i Nordland, Troms og Finnmark og i høyereliggende strøk i resten av landet. Dette tilsvarer omtrent 20 mm økning i absoluttverdi per sesong (figur A.5.4 i appendiks A.5).

Sammenligning med forrige utgave

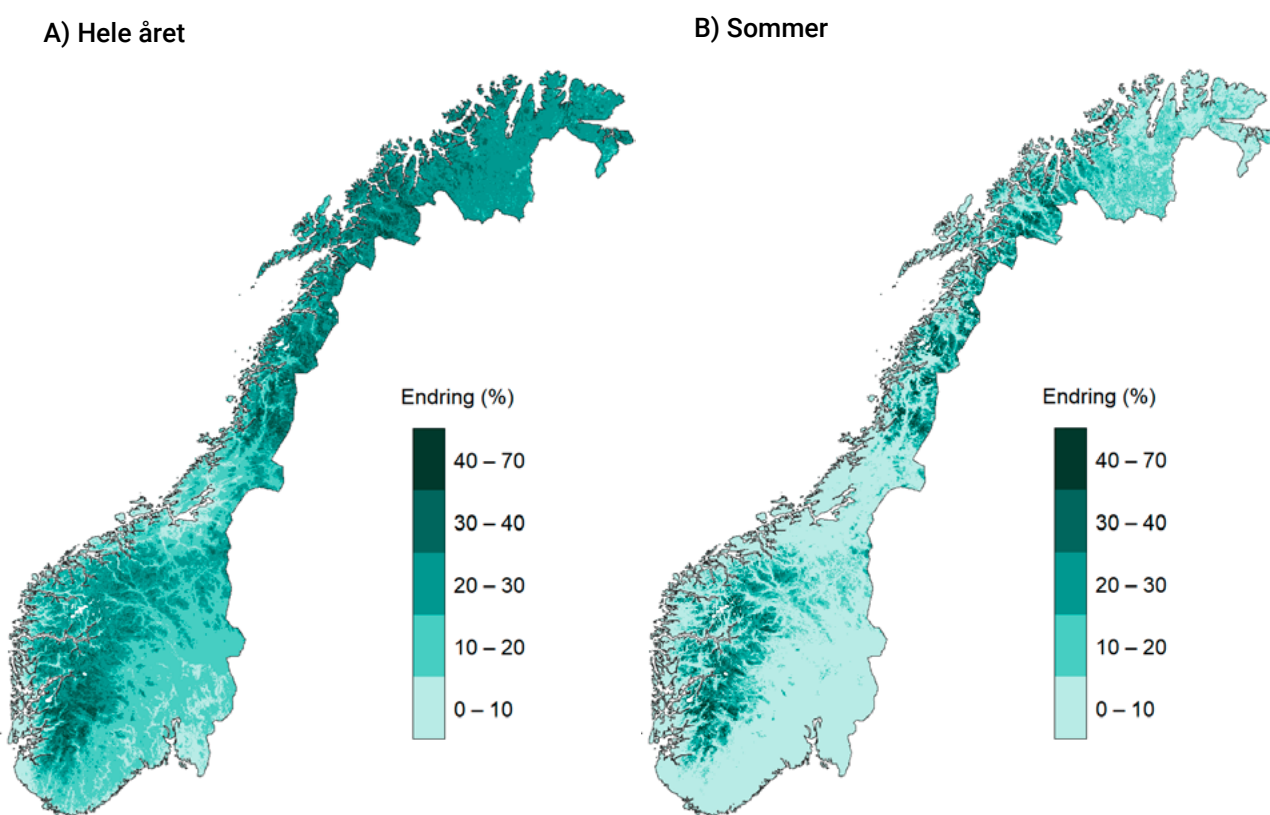
Resultatene i figur 4.1.5 og 4.1.7 avviker noe fra forrige utgave "Klima i Norge 2100" (Hanssen-Bauer mfl., 2015), ved at den viste en økning i årsavrenning på 7 % (medianverdi) fra perioden 1971–2000 til 2071–2100, under RCP8.5. Det tilsvarer en økning på 0,7 % per tiår. Her viser gjennomsnittet av framskrivningene med SSP3-7.0 en økning med 10 % på 80 år, som tilsvarer en økning på 1,25 % per tiår. I forrige utgave minket årsavrenningen i store deler av landet, og fordampningen var urealistisk høy. Da ble avrenningen simulert med en annen versjon av distHBV, som brukte en temperaturbasert fordampningsrutine og to inngangsvariabler (nedbør og temperatur). Nåværende fordampning rutine (Penman-Monteith, kapittel 10.3) antas å gi mer pålitelige estimater for avrenning og fordampning enn i Hanssen-Bauer mfl. (2015).

Generelt ligner sesongavrenningen i figur 4.1.9 på den fra forrige utgave i retning og størrelsesorden. Det er likevel flere forskjeller, blant annet at den prosentvise høstavrenningen i forrige utgave minket i mange lavereliggende områder, knyttet til overestimert fordampning. I nåværende rapport (figur 4.1.9d) øker høstavrenningen. Utslippsscenarioet brukt i forrige utgave, RCP8.5, ga høyere temperatur-



Figur 4.1.9 Relative sesongendringer (%) i avrenning fra 1991–2020 til 2071–2100 for høyt utslipps-scenario (SSP3-7.0), for a) vinter, b) vår, c) sommer, og d) høst. Beregnet endring er gjennomsnittet av 20 framskrivninger (distHBV-COR-BA-2025).

økning enn SSP3-7.0, som også bidro til høyere fordampning. I nåværende rapport er avrenningen fra breområder i distHBV erstattet med avrenning fra bremodellen DEW (kapittel 10.4), som antas å gi mer realistiske resultater for avrenning i breområdene.



Figur 4.1.10 Relativ endring (%) i fordampning fra perioden 1991–2020 til 2071–2100 for høyt utslipps-scenario (SSP3-7.0), for a) hele året og b) sommer. Beregnet endring er gjennomsnittet av 20 framskrivninger (distHBV-COR-BA-2025).

4.2 Flom

Deborah Lawrence

*Kolbjørn Engeland, Øyvind Paasche, Thomas Skaugen og
Wai Kwok Wong (i alfabetisk rekkefølge).*

Kort oppsummert

På Østlandet økte flommene mye i den lille istiden, rundt 1300 til 1850. Økningen henger sammen med mer snø og kaldere vintre, som oftere ga større smelteflommer om våren.

Vårflommene har kommet tidligere på våren de siste tiårene.

Det har blitt flere regnflommer de siste tiårene, spesielt i Sør-Norge og på Vestlandet.

Klimaframskrivninger viser en økning i størrelsen på både middelflom og 200-års flom mot slutten av århundret i alle landsdeler, med unntak av Finnmark, dersom utslippene av drivhusgasser fortsetter å øke.

Størst økning i 200-års flom, på over 30 % økning i vannmengde, finner vi i Sørøst-Norge, på Vestlandet og i Nordland.

4.2.1 Flom i Norge

Flom er definert som en unormalt høy vannføring i elvene. Flommer i dagens klima i Norge har tre hovedårsaker: snøsmelting, snøsmelting i kombinasjon med regnvær, eller regnvær alene (både langvarig nedbør og styrtregn). I noen tilfeller kan isgang eller skred som demmer opp elver føre til flom. I enkelte tilfeller kan nedsmelting av isbreer føre til jøkullaup, som er en plutselig økning i vannstand fra en bredemt eller morenedemt innsjø, men slike tilfeller er veldig sjeldne. Hva som fører til store flommer varierer fra landsdel til landsdel (figur 4.2.1) og med

lokale forhold. Størrelsen på oppstrøms nedbørfeltet, for eksempel, påvirker hvor fort styrtregn samler seg i en elvestrekning, mens både nedbørfeltets høyde over havet og avstand fra kysten påvirker lokale temperaturforhold og dermed snømagasinering- og smelting. Størrelsen på og frekvens av store flommer er derfor sensitiv til endringer i nedbør (både frekvens og intensitet) og temperatur over tid.

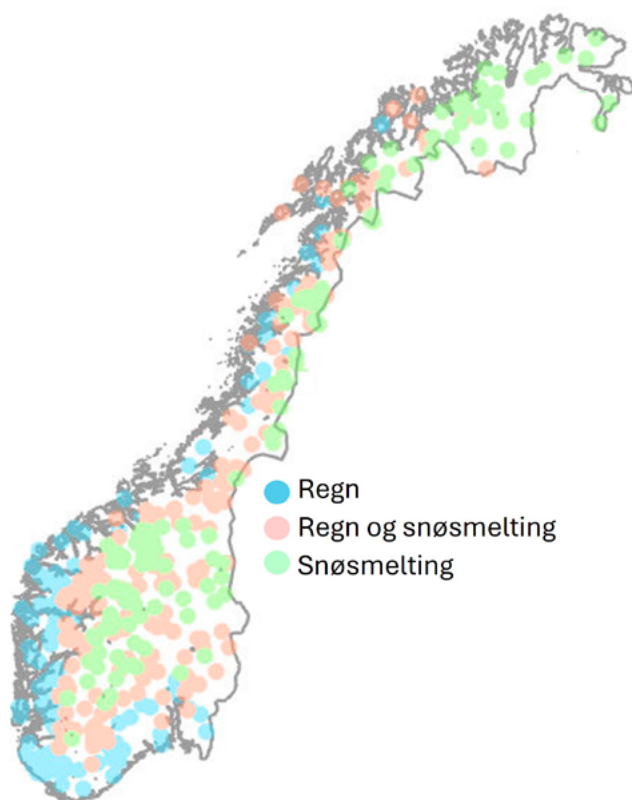
For å vurdere endringer i forekomst av flom og ulike flomtyper må man bruke ulike metoder og datatyper avhengig av perioden av interesse.

For flommer i dagens klima gir observasjoner av vannføring fra målestasjoner (kapittel 4.2.3) et godt datagrunnlag for å analysere både størrelsen på og frekvens av flom over tid. Analysene kan også støttes av hydrologisk modellsimuleringer for å analysere, for eksempel, forekomst av ulike flomtyper. Modellsimuleringer brukes også for å vurdere framtidige flommer som tar utgangspunkt i klimaframskrivninger (kapittel 4.2.4). I tillegg til de mer vanlige metodene for flomanalyser er det mulig å se på forekomst av flom langt tilbake i tid ved å ta i bruk mer kvalitative data fra blant annet flomsteiner, skriftlig kilder og proxy data fra sedimentkjerner (faktaboks 2.0.1 og kapittel 4.2.2). Selv om slike data gir et ganske grovt bilde av flomforekomst sammenlignet med det som kan gjenskapes fra observert

vannføring, er de likevel et viktig bidrag til vår forståelse av hvordan klima har påvirket flom over tid.

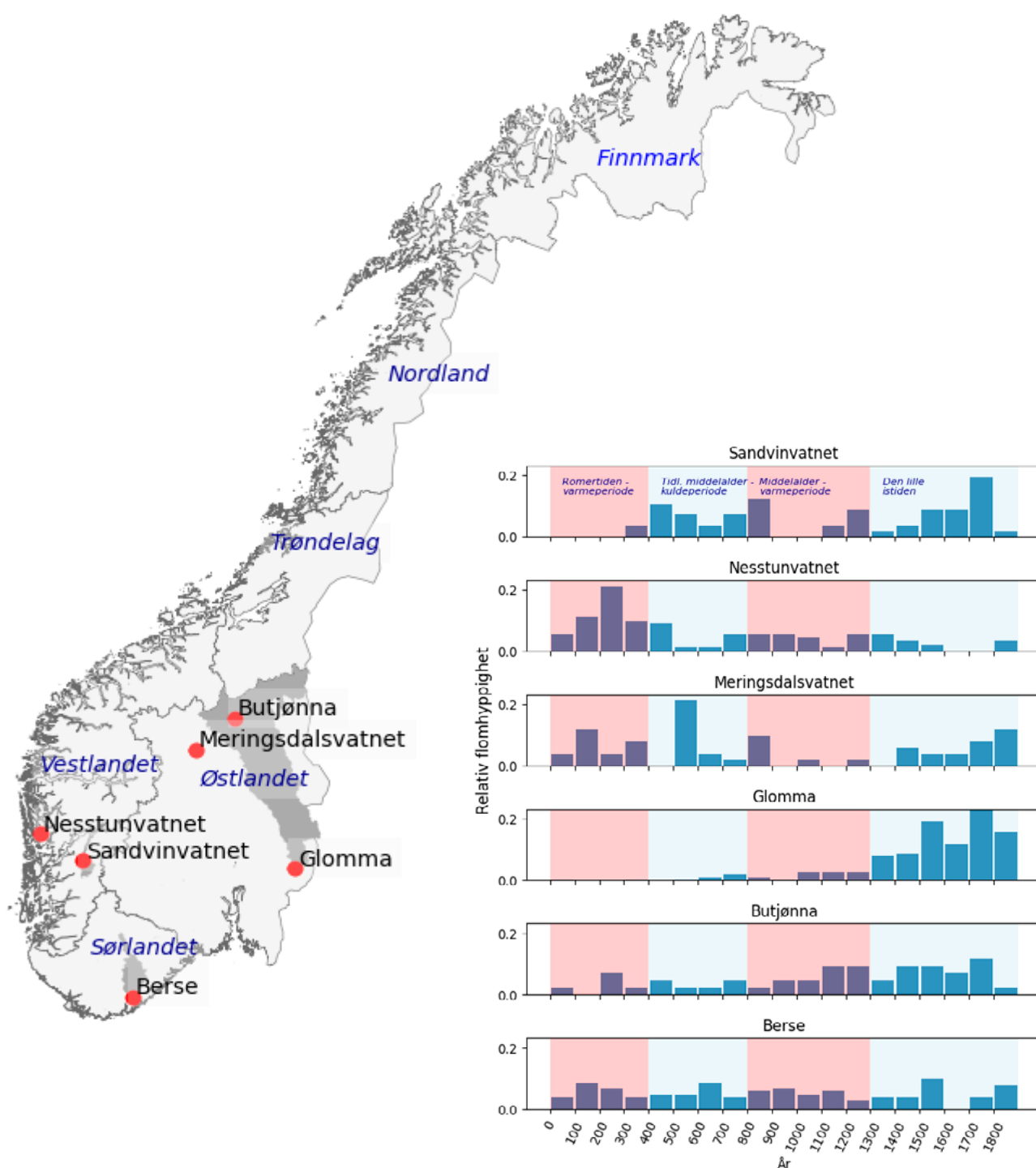
4.2.2 Flom de siste 2000 år, før instrumentell periode

Instrumentelle måleserier av vannføring og flom er sjelden lengre enn 50 år, selv om vannføringsmålinger i enkelte tilfeller kan gå tilbake til 1800-tallet. I perioden før instrumentelle målinger er indirekte, historisk informasjon om flomvannstand og flomskader tilgjengelig tilbake til 1600-tallet. Informasjon om flomvannstand ser vi på flomsteiner flere steder i landet. (En flomstein er en bautastein ved en elvestrekning som viser hvor høyt flomvannet har nådd i tidligere store flomhendelser). Informasjon om flomvannstand kan igjen være basert på skriftlige kilder eller markeringer i terrenget. Store flomhendelser er også beskrevet i bygdehistorier, og da kan man få informasjon om hvor høyt flomvannet stod på kirkebygg eller langs veier. For å få informasjon om flommer enda lenger bakover i tid må vi bruke naturens eget arkiv i form av sedimenter og avsetninger i bunnen av innsjøer (faktaboks 2.0.1). I Norge er det samlet inn sedimentkjerner fra innsjøer som vist i figur 4.2.2 (høyre panel). Basert på disse sedimentkjernene kan vi si noe om variasjoner i flommer gjennom de siste 2000 årene (figur 4.2.2; venstre panel). Også modeller kan brukes til å simulere nedbør og temperatur langt tilbake i tid. Nedskalerte nedbør- og temperaturserier sammen med en hydrologisk modell kan da brukes for å analysere endringer i avrenning og flomhyppighet (f.eks. Huo mfl., 2022). Paleoklimamodeller tar hensyn til blant annet endringer i solinnstråling, jordbane, vulkanutbrudd og andre kjente faktorer som kan påvirke nedbør og temperatur (Braconnot mfl., 2011).



Figur 4.2.1 Hovedflomtype i perioden 1985–2014 for nedbørfelt med vannføringsmålinger. Metoden for klassifisering av observerte flomhendelser med hensyn til bidrag av regn mot smeltevann til flomforløp er beskrevet i England, mfl, 2016.

De seks lokasjonene med sedimentkjerner som vises i figur 4.2.2 representerer ulike typer nedbørfelt i forskjellige regioner i det sørlige Norge (tabell 4.2.1) der dominerende flomgenererende prosesser varierer. For de to



Figur 4.2.2 Flomhyppighet ved seks lokasjoner i Sør-Norge. Resultater av analyser er publisert som følger: Sandvinvatnet ved Odda som fanger opp flommer i Buerdalen (Johansson mfl., 2020), Nesttunvatnet i Bergen (Paasche mfl., 2021), Butjønna ved Folldal og Meringdalsvannet i Sel kommune (Støren mfl., 2012), Glomma ved Kongsvinger (Engeland mfl., 2020) og Berse i Birkenes kommune (Hardeng mfl., 2024).

lokasjoner på Vestlandet er Nesstunvatnet dominert av regnflommer (Paasche mfl., 2021), mens Sandvinvatnet er dominert av snø- og bresmelteflommer om sommeren og regnflommer om høsten (Johansson mfl., 2020). På Østlandet representerer Meringsdalsvatnet og Butjønna høytliggende, små nedbørfelt med dominerende smelteflommer i mai og juni og noen sommerflommer i august som hovedsakelig skyldes styrtregn (Støren mfl., 2012). Glomma representerer store nedbørsfelt der smelteflommer på våren eller tidlig sommer er dominerende (Engeland mfl., 2020). Berse på Sørlandet har to flomsesonger, smelteflommer

i april–mai og regnflommer i perioden september–november (Hardeng mfl., 2024).

Til sammen viser sedimentkjernene fra disse lokasjonene hvordan variasjoner i klimaet (spesielt nedbør og temperatur) de siste 2000 år (figur 3.1.1, 3.1.3) har ført til variasjoner i flomhyppighet. Disse lokalitetene har forskjellig følsomhet for endringer i klima knyttet til både geografisk plassering og dominerende prosesser som skaper flom. Flomhyppigheten ved alle lokasjonene med smelteflommer er sterkt knyttet til vinter nedbør, som igjen er knyttet til ulike værmønstre. Flomhyppighet ved

Navn	Region	Flomsesong												Areal (km2)	Areal med innsjø (%)	Hmin - Hmax (m.o.h)
		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D			
Sandvinv.	Vest						S	S	S	R	R			51,6	1,5	84-1645
Nesstunv.	Vest	R	R	R				R	R	R	R	R	R	41,9	5,2	12-682
Meringsdalsv.	Øst				S	S		R						166	3,4	634-1744
Glomma	Øst				S	S								19168	3,3	140-2173
Butjønna	Øst				S	S		R						21,8	0,6	666-1269
Berse	Sør			S	S					R	R	R		1784	8,0	19-1144

Tabell 4.2.1 Egenskaper til oppstrøms nedbørfelt for seks lokasjoner i Sør-Norge der flomhyppighet er analysert (figur 4.2.2). Flomsesongen viser i hvilke måneder det opptrer flommer og hva som er de dominerende prosessene som fører til flom, regn (R) eller snøsmelting (S).

Sandvinvatnet og Berse kan knyttes til vestlige vindmønstre (se henholdsvis Johansson mfl., 2020 og Hardeng mfl., 2024.), Butjønna til nordlige vindmønstre og Glomma og Meringdalsvatnet til mer sørøstlige vindmønstre (Støren mfl., 2012; Engeland mfl., 2020). I tillegg til vinter nedbør vil temperatur bestemme lengden på vintersesongen og kan også knyttes til intensitet på sommernedbør. Økt temperatur

kan derfor føre til færre smelteflommer og flere regnflommer (se kapittel 4.2.3). Ved Berse, som har både smelteflommer om våren og regnflommer om høsten, kan flomsesong være følsom for klimavariasjoner mens flomhyppigheten ikke endres mye.

Hele perioden fra år 0 til år 1000 etter vår tidsregning er karakterisert ved et sterkt

vestavindsbelte (positiv NAO-indeks) som igjen fører til økt vinternedbør på Vestlandet og dermed høy flomhyppighet ved Sandvinvatnet og Berset. Gjennom denne perioden har det også vært betydelige variasjoner i temperatur. Perioden fra år 0 til år 400 er slutten av en varmeperiode som varte gjennom hele romertiden (se figur 3.1.1). Tidlig middelalder fra rundt år 400 til 800 er karakterisert ved et kjøligere klima (Helama mfl., 2017). På Vestlandet ser vi at Nesstunvatnet har høyest flomhyppighet i den varmeste delen av perioden, mens Sandvinvatnet har høyest flomhyppighet i den kaldeste delen, noe som demonstrerer forskjellen i klimafølsomhet på grunn av ulike flomgenererende prosesser. På Østlandet er flomhyppigheten relativt lav i den kaldeste delen av perioden og øker noe i Meringsdalsvatnet i den varmeste delen. Vi ser ingen betydelig økning i Butjønna og i Glomma gjennom de første 1000 årene. Til tross for lavere temperaturer, er vinternedbøren på Østlandet ikke tilstrekkelig til å gi hyppige flommer i Glomma og Butjønna. På Sørlandet ser vi ingen betydelige endringer i flomhyppighet gjennom de første 1000 årene.

Perioden ca 800–1300 er kjent som middelalderens varmeperiode i Europa og Skandinavia (Masson-Delmotte mfl., 2013) og økende vinternedbør på Østlandet, spesielt etter cirka år 1000 (Støen mfl., 2012). På Vestlandet fører dette til økt flomhyppighet i Nesttunvatnet mens den minker i Sandvinvatnet. På Østlandet ser vi at flomhyppigheten går ned i Meringsdalsvatnet, men øker svakt i Glomma og Butjønna.

Den lille istiden, karakterisert ved et fuktigere og kjøligere klima, varte fra omtrent 1300 til omtrent 1850 med de kaldeste periodene mellom 1600 og 1850. Denne perioden karakteriseres ved relativt kjølige somre, milde og fuktige vintre og kraftige uvær på vinteren (Nesje mfl., 2008). På Vestlandet ser vi den laveste flomhyppigheten i Nesttunvatnet i denne perioden, mens Sandvinvatnet har høy flomhyppighet. Vi ser spesielt en stor økning i flomhyppighet på

Østlandet (Meringdalsvatnet, Glomma og Butjønna). Denne økningen er representativ for vassdragene på Østlandet og skyldes økte snømengder gjennom vinteren både på grunn av økt vinternedbør og lavere temperaturer og dermed større smelteflommer på våren.

4.2.3 Flom i perioden med instrumentelle målinger

Flomhendelser i Norge

Direkte systematisk måling av vannstand og vannføring i elver begynte noen få steder i Norge i 1846, men det var ikke før 1960-tallet at målinger var tilgjengelige for et stort antall vassdrag. Fordelen med målinger i forhold til såkalt proxydata er at det gir mulighet for å analysere både flomstørrelse, endringer over tid og mulige årsaker til flom på en mer presis og pålitelig måte.

En kort oppsummering av hovedårsaker til flom for de forskjellige landsdelene som tar utgangspunkt i direkte målinger av vannføring finnes i avsnittene nedenfor, men mer omfattende beskrivelser av historiske flomhendelser finnes i Roald (2013, 2021) og om jøkullaup i Jackson og Ragulina (2014). Dokumentasjon om flomhendelser i de siste årene finnes også på nettsiden naturhendelser.varsom.no

I de store vassdragene på Østlandet forårsakes de fleste store flommene av snøsmelting om våren, gjerne kombinert med regn. Store flommer kommer særlig i år med en kjølig vår og forsinket snøsmelting, etterfulgt av brå temperaturøkning med rask snøsmelting og langvarig regn, for eksempel "Storofsen" i juli 1789 og flommen i juni 1995 ("Vesleofsen"). Enkelte år gir langvarig regnvær store flommer om sensommeren, og flommen i forbindelse med ekstremværet "Hans" i 2023 er et eksempel på dette. Stormsystemets romlige plassering og opphav spiller også en rolle, og både "Hans", "Storofsen" og "Vesleofsen" skyldtes vær-systemer som rammet Norge fra sørøst og



Flom i Flå. Foto: Bente Damengen Tollefsen

dekket store deler av Østlandet i flere dager. Styrregn kan også gjøre stor skade lokalt, og i noen tilfeller føre til lokal erosjon, høy masse-transport og løpsendringer i små bekker.

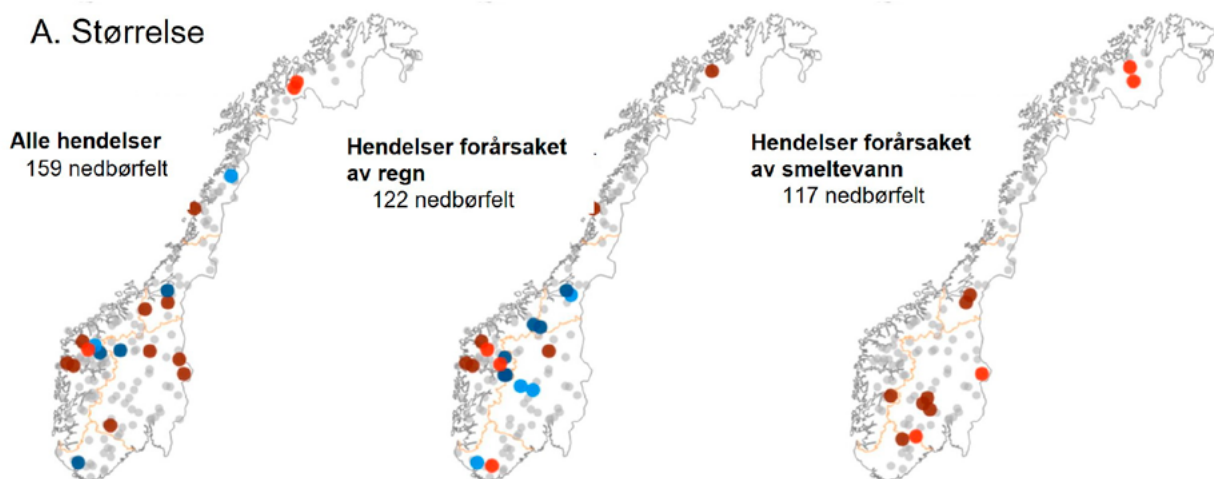
På Sørlandet er det vanlig med vårflokk i de store vassdragene, men ellers skyldes de største flomhendelsene på Sørlandet kraftig regnvær særlig om høsten, for eksempel skadeflokkene i 2017. Da førte nedbørmengder

på nesten 300 mm over 3–4 dager til store flommer i flere elvestrekninger på Sørlandet og i Rogaland. Sørlandet er også utsatt for flommer som skyldes styrregn.

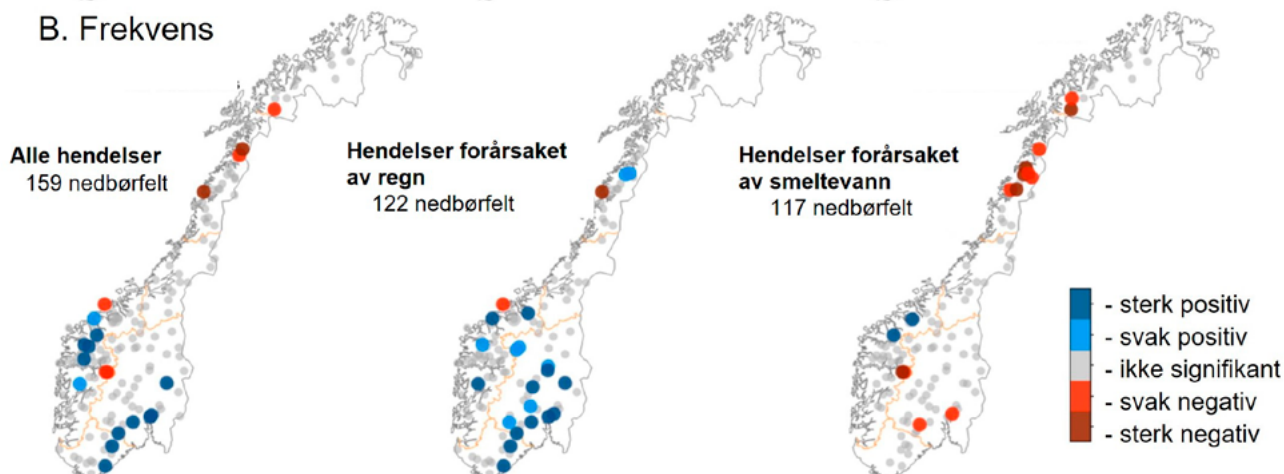
De fleste store Vestlandsflokkene skyldes kraftig regnvær om høsten, men også om vinteren, ofte i kombinasjon med snøsmelting. Værsystemer fra sørvest som danner en atmosfærisk elv er ofte årsaken til kraftig

1972-2012

A. Størrelse



B. Frekvens



Figur 4.2.3 Signifikante trender i A. flomstørrelse og B. antall flomhendelser for alle "hendelser over terskel" (venstre), hendelser som skyldes regn (midterste) og som skyldes snøsmeltevann (høyre). Lyseblå og mørkeblå prikker viser henholdsvis stasjoner med en økende trend som er statistisk signifikant på 90 % nivå (svak trend) og 95 % nivå (sterk trend). Lyserøde og mørkerøde prikker viser henholdsvis stasjoner med svake og sterke negative trender (dvs. en reduksjon over tid) (Fra Vormoor mfl., 2016. Brukt med tillatelse fra Elsevier).

langvarig regn. Flommen i Vosso i 2014 er et eksempel på dette med nedbørmengder opp til 300 mm over en 3-dagers periode, og hendelsen førte til høy vannføring og flommer i et stort område. Kraftige regnbyger om sommeren kan også forårsake store skader i bratt terreng, som i Utvik i 2017 (se Bruland, 2020) der stor erosjon og mye massetransport også bidro til omfattende skader. Enkelte steder på Vestlandet har også vært utsatt for katastrofale jøkullaup i historisk tid.

De store vassdragene i Trøndelag har utpregede vårflokker, men store skadeflokker forekommer også som regnflokker. På kysten kan store regnflokker ramme om vinteren, for eksempel flommene i forbindelse med ekstremværet "Gyda" i 2022, som skyldtes en atmosfærisk elv fra sørvest. Likevel er Trøndelag også utsatt for flommer i forbindelse med kraftig regnvær fra sørøst, for eksempel under "Hans" i 2023. Vinterflokker med store isganger kan også ramme de store vassdragene, for eksempel Gaula og Driva i 2021.

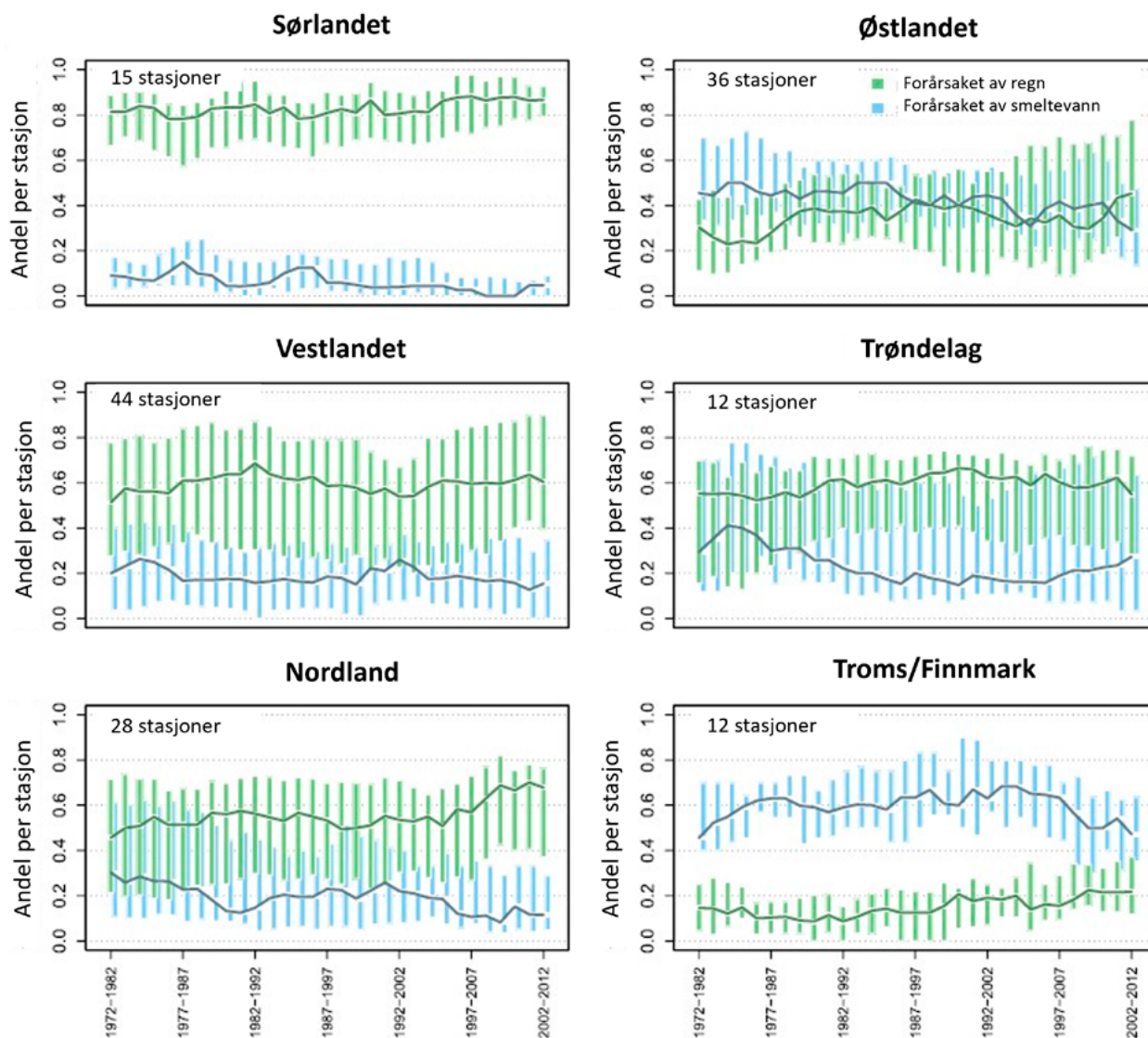
Kysten av Nordland og Troms domineres av lokale regnflokker om høsten og om vinteren som forårsakes av kraftig regnvær, ofte fra sørvest, og noen ganger kombinert med snøsmelting. Enkelte steder i Nordland og Troms har også aktive jøkullaup, for eksempel ved Blåmannsisen i Nordland og Koppangsbreen i Lyngen. I innlandet i Nordland er vårflokker den vanligste flomtypen, og også i Troms der mange nedbørfelt ligger høyere enn i Nordland. I Finnmark er de store vårflokker dominerende. Det har også vært lokale regnflokker i Finnmark som har gjort skade, men de er vanligvis betydelig mindre enn vårflokkerne.

Historiske trender i flomstørrelse

Det er vanskelig å påvise trender i flomstørrelse over tid. Dette kan ha flere årsaker, blant annet inngrep i vassdraget som påvirker flomtopper, naturlig variabilitet fra tiår til tiår, og ikke minst de ulike flomtypene som forekommer i Norge.

Wilson mfl. (2010) viste ingen klare trender i årlige maksimalverdier, men en oppdatert studie med flere stasjoner viste en økning i 100-årsflommen på cirka 5 % per tiår (Blöschl mfl., 2019). Det er likevel en klar tendens til at økt temperatur har gjort at snøsmeltingen og vårflokkerne kommer tidligere i Norge og i hele Skandinavia (Matti mfl., 2017; Skålevåg og Vormoor, 2021). Yang og Huang (2023) har gjort en attribusjonsstudie (se faktaboks 3.1.1) for å vise at endringer (både økninger og reduksjon) i størrelsen på høy vannføring over perioden 1961–2019 har en sammenheng med trender i temperatur og nedbør over samme periode.

I et varmere klima er det forventet at vårflokker etter hvert blir mindre på grunn av reduserte snømengder om vinteren. Vi venter også at flommer som forårsakes av kraftig regnvær vil forekomme oftere og bli større. En utfordring med trendanalyser av observerte tidsserier som tar utgangspunkt i årlige maksimalverdier uten å skille mellom flomtyper er at disse to effektene kan bli slått sammen. Trendanalyser som skiller mellom regnflokker og snøsmelteflokker ble derfor utført av Vormoor mfl. (2016) for vannføringsstasjoner i Norge for tre perioder: 1962–2012 (105 stasjoner), 1972–2012 (159 stasjoner) og 1982–2012 (211 stasjoner). Analysene ble basert på hendelser som overstiger en terskelverdi (peak-over-threshold) istedenfor årlige maksimalverdier for å få et større datagrunnlag. Den 98-persentilen av den kumulative fordelingen av vannføring ble brukt som terskelen, og hendelsene ble klassifisert som "regnflokk", "snøsmelteflokk" eller "blandet" avhengig av hvor mye regn eller smeltevann bidro til hendelsen. Se Vormoor mfl. (2016) for videre detaljer om hvordan hendelsene ble valgt og klassifisert. Trendanalysene ble gjort på både de klassifiserte hendelsene og for alle hendelsene uten klassifisering. Mann-Kendalltest (Kendall, 1975) og Poisson-regresjon (f.eks. Mallakpour og Villarini, 2015) ble brukt for å analysere trender i henholdsvis størrelse og frekvens (det vil si antall) av flomhendelser over terskel.



Figur 4.2.4 Andel av hendelser som hovedsakelig skyldes regn (grønt) mot snøsmelting (blått) i seks avrenningsregioner (fig. 4.1.1a) for 10-års glidende perioder mellom 1972–2012. Kurvene viser medianverdi for alle stasjoner i regionen (Fra Vormoor mfl., 2016. Brukt med tillatelse fra Elsevier).

Resultatene av trendanalysene viser både økning og reduksjon i størrelsen på og frekvensen av over-terskel-hendelser i alle de tre periodene, men det er store variasjoner mellom flomtyper og landsdeler. Figur 4.2.3 viser resultatene for perioden 1972–2012, og resultatene for alle periodene finnes i Vormoor mfl. (2016). Stasjoner med statistisk sikre trender er vist med blå prikker (for økning) og røde prikker (for reduksjon). Totalt er det flere negative (røde) enn positive (blå) trender i

flomstørrelse i alle tre periodene. Samtidig er det flere stasjoner som viser en økning i frekvens, det vil si i antall episoder med flomvannføring enn som viser en reduksjon. De fleste positive trendene i frekvens finner vi for regnflommer og gjelder flere stasjoner i Sør-Norge og på Vestlandet i periodene 1972–2012 (figur 4.2.3) og 1982–2012. Resultatene for regnflommer stemmer med en tidligere analyse som ble gjort spesielt for små, uregulerte nedbørfelt for perioden 1981–2010. Den viste ingen klar

endring i flomstørrelsene, men viste en økning i antall flommer (Wilson mfl., 2014). Trendanalysene til Vormoor mfl. (2016) viser også en reduksjon i både størrelse og frekvens for snøsmelteflommer hovedsakelig i Nord-Norge og på Østlandet, og det er veldig få stasjoner med økning (dvs. < 3 % av stasjonene) for denne flomtypen i periodene som ble analysert.

Vormoor mfl. (2016) analyserte også hvordan forekomsten av regn- mot snøsmelteflommer har endret seg i perioden 1972–2012 i seks regioner i Norge (figur 4.2.4). Både Østlandet, Sørlandet, Nordland og Troms/Finnmark viser en overgang til flere regnflommer og færre snøsmelteflommer over tid, og endringen er mest markant i perioden 1995–2012. Disse resultatene stemmer med mer generelle analyser for hele Europa (Stahl mfl., 2010; 2012; Blöschl mfl., 2017; Hodgkins mfl., 2017 og Blöschl mfl., 2019).

4.2.3 Flom i et framtidig klima

Middelflom

Framtidige endringer i nedbør, temperatur og sesongavrenning vil føre til at flommene fortsetter å endre seg, både i frekvens, størrelse, og i noen tilfeller, flomsesong. Endring i middelflommen og i 200-årsflommen er valgt som "flomindekser" og tar utgangspunkt i analyser gjennomført for 138 nedbørfelt, av ulik størrelse og med ulike flomforhold. Middelflommen er gjennomsnittet av høyeste døgn-middelvanntføring hvert år i en gitt periode, det vil si års-maksimalverdiene, og endringen er beregnet som forskjellen mellom referanseperioden (1991–2020) og perioden mot slutten av århundret (2071–2100). Prosentvis endring i middelflom under høyt utslippsscenario er vist i figur 4.2.5 og er medianverdien fra et ensemble med 40 simuleringer for hvert nedbørfelt. Ensemblet er beregnet med 10 ulike klimaframskrivninger, to ulike biasjusteringsmetoder og to ulike hydrologiske modeller, feltHBV og DDD, med biasjusterte framskrivninger av

nedbør og temperatur som inngangsdata (se kapittel 10.3.2 for videre detaljer). Resultatene tyder på økninger i størrelsen på middelflom i de fleste landsdeler, med unntak av Finnmark og noen nedbørfelt i Troms, på høyfjellet i Sør-Norge og langs svenskegrensen på Østlandet og i Nordland. De fleste stedene viser en økning mellom 10 og 30 %, og de største økningene finnes både på Vestlandet og i Sørøst-Norge (høyt utslippsscenario, SSP3-7.0). Reduksjonen i størrelsen på middelflommen i Finnmark er mellom 10 og 35 %. Beregninger for middels og lavt utslippsscenario (RCP2.6 og RCP4.5, appendiks A.6) gir et lignende regionalt mønster av økning og reduksjon mot slutten av århundret, men endringene er mindre (dvs. -10 til +20 % for middels og -5 til +10 % for lavt utslipp). Framskrivninger for midten av århundret (2041–2070 appendiks A.6) gir også litt mindre endringer i middelflom enn mot slutten av århundret, det vil si mellom -15 og +25 % for høye utslipp.

Flomsesong

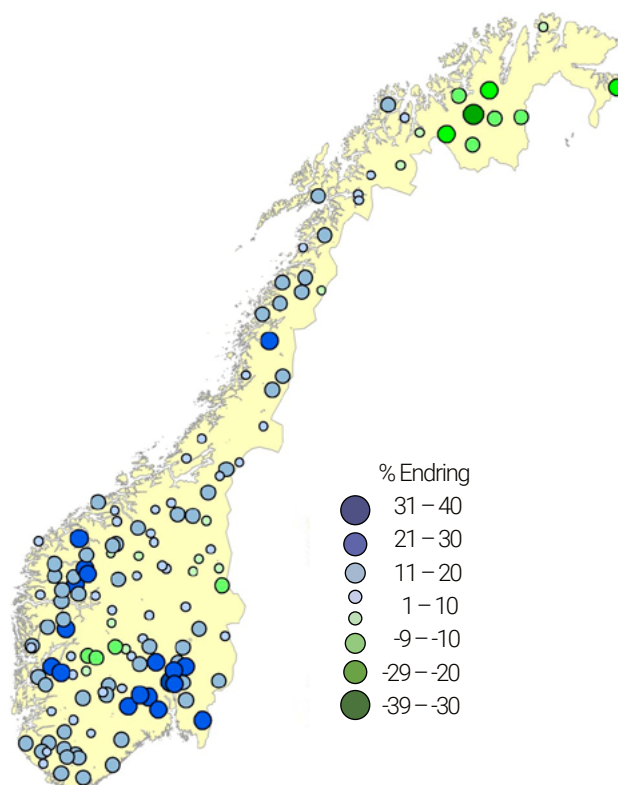
Flere årsaker bidrar til forandringer i flomforhold i framtiden, blant annet endringer i temperatur, sesongnedbør og andel som faller som snø, antall dager med kraftig nedbør og nedbør-intensitet. Endringer i snømagasin og perioder med maksimal snøsmelting kan også føre til endringer i flomsesong. Flomsesongen i dagens og framtidens klima er vist i figur 4.2.6, der flomsesongen er sesongen med de fleste års-maksimalverdiene i en gitt 30-års periode. Det betyr ikke at flommer ikke forekommer i andre sesonger, og det finnes en del nedbørfelt som er utsatt for både høy vannføring om våren og om høsten i dagens klima (Vormoor mfl., 2015). Likevel gir figur 4.2.6 et bilde av hvordan noen perioder med forholdsvis høy vannføring kan endre seg på grunn av klimaendring. To typer endringer i flomsesong er tydelige: 1) tidligere flommer i elvestrekninger på Østlandet som samler vann fra høyfjellsområder, og i Finnmark, der sesongen endrer seg fra sommer til vår; og 2) en endring i sesong fra høst til vinter i en del nedbørfelt, særlig i Midt-Norge og i nærheten av kysten i Sør-Norge. Noen få nedbørfelt viser

et skifte fra vårflokker til høst/vinterflokker i framtidens klima. Dette kan også tyde på en endring i hovedårsaken til høy vannføring, for eksempel langvarig kraftig nedbør istedenfor snøsmelting.

200-årsflom

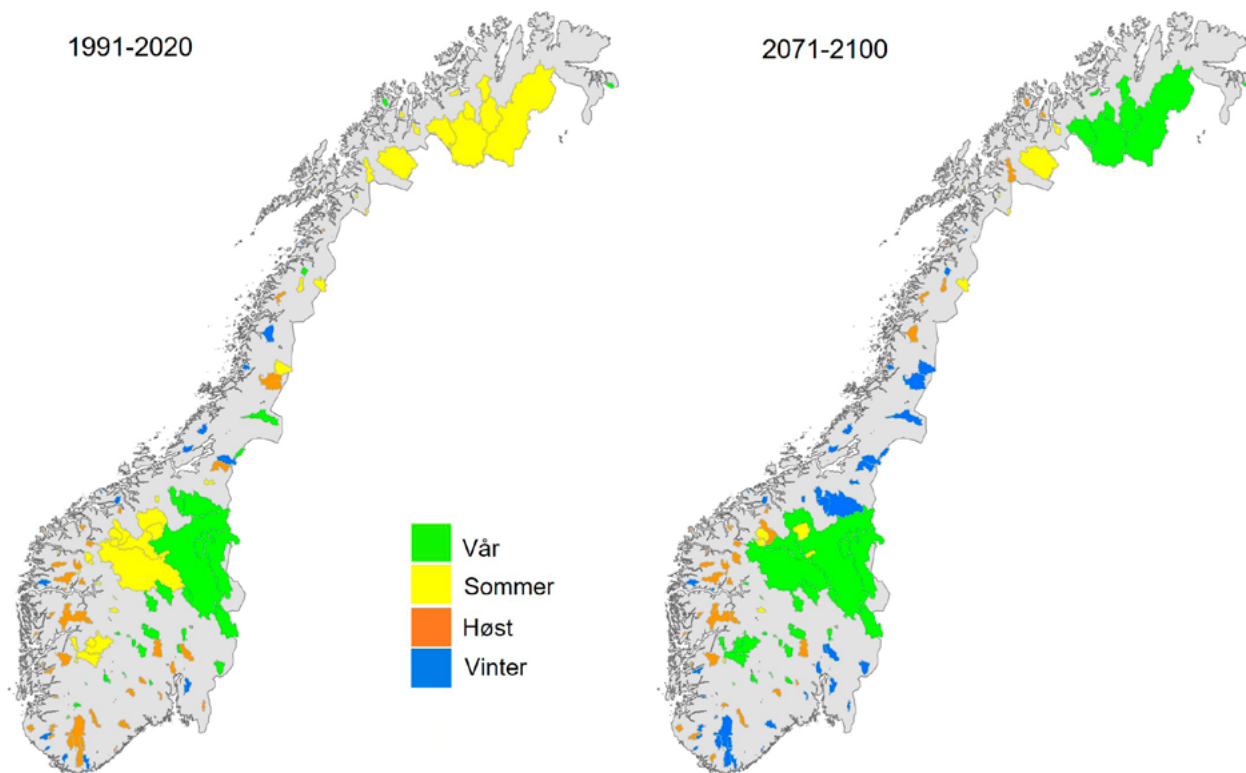
Flomindeksen 200-årsflom er beregnet fra års-maksimalverdiene i en gitt periode ved bruk av ekstremverdianalyse. En 200-årsflom er størrelsen på vannføring som i gjennomsnitt vil opptre én gang hvert 200 år dersom klimaet ikke endrer karakter. Det betyr at det er 0,5 % sannsynlighet for at en slik flom vil opptre i et gitt år. Endring i 200-årsflommen er valgt som flomindeks på grunn av risikoakseptkriterier oppgitt i teknisk forskrift til Plan- og bygningsloven (TEK17) og brukes blant annet i flomsonekartlegging. Prosentvis endring i størrelsen på 200-årsflommen mellom referanseperioden 1991–2020 og framtidsperioden 2071–2100 vises i figur 4.2.7 for høyt utslippsscenario. Det regionale mønstret er ganske likt det for middelflommen (figur 4.2.5), men økningene er større og reduksjonene er mindre. De største økningene er generelt mellom 30–45 % og finnes både i Sørøst-Norge, på Vestlandet og i Nordland. Noen nedbørfelt på Østlandet som viser en liten reduksjon i middelflom har en økning på 5–15 % i 200-årsflommen. Resultatene for middels og lavt utslippsscenario (appendiks A.6) gir mindre endring, og de fleste nedbørfeltene ligger mellom -15 % og 25 % endring for middels utslipp og mellom -5 og +15 % for lave utslipp. For perioden 2041–2070 (appendiks A.6) er endringen mellom -15 og +35 % i de fleste nedbørfeltene under høyt utslipp.

Verdiene vist i figur 4.2.7 er medianen av de samlede resultatene for hvert nedbørfelt. Det er likevel mye usikkerhet i framskrivninger for flom fordi ulike modeller og metoder gir ulike resultater (Osuch mfl., 2017; Lawrence, 2020), og det er viktig å være oppmerksom på usikkerheten bak tallene når de brukes i klimatilpasning. Ved å bruke ulike simuleringer (i dette tilfellet 40 for hvert nedbørfelt) får man mulighet



Figur 4.2.5 Prosentvis endring i middelflom fra 1991–2020 til 2071–2100 for høye utslipp i 138 nedbørfelt. Beregnet endring er medianen av 40 framskrivninger for hvert nedbørfelt (feltHBV og DDD).

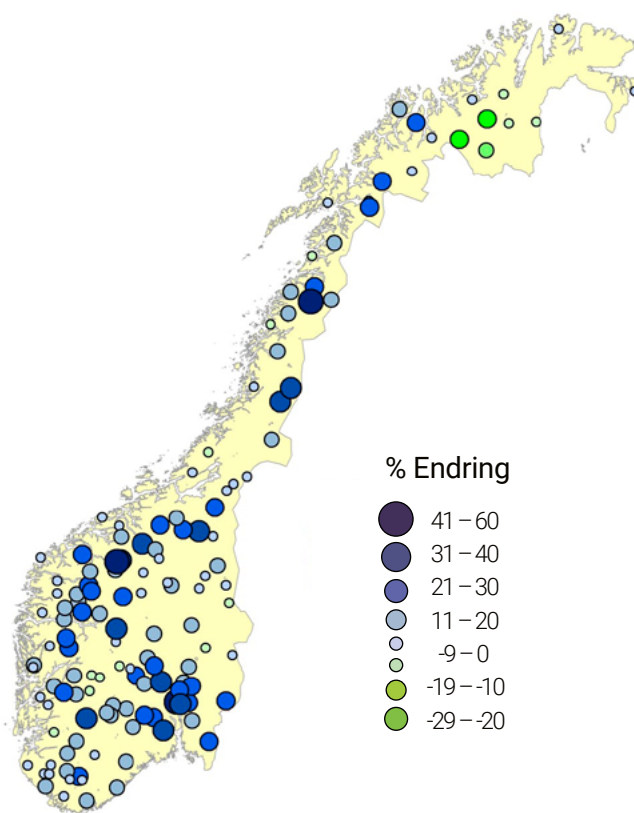
til å vurdere hvor godt de ulike simuleringene stemmer overens med hverandre. Dette kan gjøres ved å se på 10- og 90-persentilene fra de samlede 40 simuleringene for hvert nedbørfelt. Figur 4.2.8 viser at over halvparten av nedbørfelt i områdene der en betydelig økning er ventet basert på medianen i figur 4.2.7 (på Vestlandet, i Nordland og i Sørøst-Norge), også viser en liten økning (1–20 %) basert på 10-persentilen av de samlede resultatene. Dette betyr at minst 90 % av de 40 simuleringene for disse nedbørfeltene tilsier en økning i flomstørrelse. Andre nedbørfelt viser en reduksjon ved 10-persentilene, og det betyr at disse nedbørfeltene har minst 3–4 simuleringer (av 40) som tilsier en reduksjon i flomstørrelse i framtiden, selv om medianverdien (figur 4.2.7) kanskje tyder på en økning.



Figur 4.2.6 Hovedsesong for års-maksimal vannføring i referanseperioden 1991–2020 (venstre) og framtidsperioden 2071–2100 (høyre).

Samtidig viser kartet over 90-persentilen i figur 4.2.8 økninger over hele landet, og i de fleste tilfellene er økningen større enn 30 %. Dette betyr at alle nedbørfelt har minst 3–4 simuleringer som tilsier en økning i flomstørrelse, selv om medianen viser en reduksjon. I en del tilfeller er økningen større enn 60–80 %. Forskjellen mellom 10- og 90-persentilene i figur 4.2.8 for et gitt nedbørfelt er i de fleste tilfellene mellom 30 og 50 prosentpoeng.

Endringene i 200-års flommen som vises i figur 4.2.7 er i gjennomsnitt litt lavere enn tidligere publiserte framskrivninger for flom i Norge (Hanssen-Bauer mfl., 2015; Lawrence, 2016). Det er flere grunner til forskjellene, blant annet at referanseperioden er blitt flyttet fra 1971–2000 til 1991–2020, så endringen er beregnet i forhold til en nyere periode. I tillegg gir det høye utslippsscenarioet som legges til grunn for framskrivningene her, det vil si SSP3-7.0, litt mindre temperatur- og nedbørøkning enn RCP8.5, som ble brukt i 2015 analysene. Klimamodellutvalget (kapittel

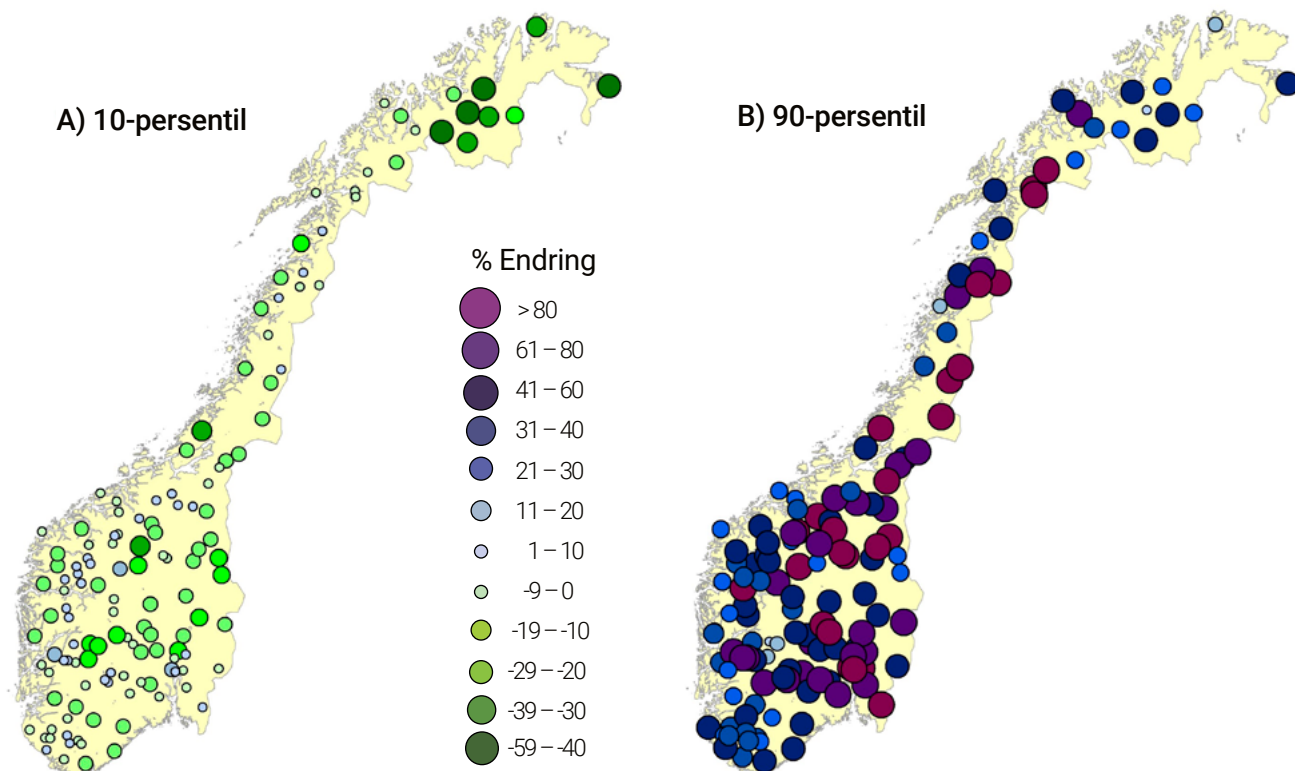


Figur 4.2.7 Prosentvis endring i 200-års flom fra 1991–2020 til 2071–2100 for høye utslipp i 138 nedbørfelt. Beregnet endringer medianen av 40 framskrivninger for hvert nedbørfelt (feltHBV og DDD).

10.2.4) er også forskjellig, og dette kan påvirke de endelige resultatene for flom (Hundecha mfl., 2016; Lawrence, 2020). Det er noen forskjeller i det regionale mønsteret av endringer i forhold til tidligere resultater. De største økningene finnes både på Vestlandet og i Sør-Øst-Norge i figur 4.2.7, mens det tidligere (Hanssen-Bauer mfl., 2015; Lawrence, 2016) hovedsakelig var Vestlandet og Nordland som viste de største endringene. Mens medianendringen er litt lavere i gjennomsnitt enn før (figur 4.2.5), er forskjellen mellom 10- og 90-persentilene (figur 4.2.8) større i de fleste tilfellene. Dette betyr at spredningen i resultatene for et gitt nedbørfelt er større enn i tidligere resultater. Dette kan ha en sammenheng med klimamodellutvalg, men vi har nå også tatt med resultatene fra to forskjellige hydrologiske modeller istedenfor bare én modell. Ulike modeller kan gi ulike resultater, og ved bruk av forskjellige modeller (kapittel 10.2.4) får man

bedre oversikt over usikkerheten i estimatene.

Resultatene som vises i dette kapitlet tar utgangspunkt i beregninger med tidsoppløsning på 24 timer. Dette vil i mange tilfeller underestimere økning i flomtoppen (den såkalte momentanflommen). Det er særlig små nedbørfelt som reagerer raskt på kraftig korttidsnedbør som er mest utsatt for underestimeringen. Tidligere resultater basert på kjøring med en tidsoppløsning på 3 timer for høyt utslipp (RCP 8.5) tyder på en økning i momentanflommen som er 25–50 % høyere enn økningen beregnet med en 24-timers tidsoppløsning (Lawrence, 2018; Carr mfl., 2023). Anbefalte klimapåslag (faktaboks 4.2.1) som brukes i forbindelse med klimatilpassede beregninger av flomestimer for dimensjonering vil bli oppdatert basert på de nyeste framskrivningene av flom (tidligst i 2026).



Figur 4.2.8 a) "Lav" (10-persentil – venstre) og b) "Høy" (90-persentil – høyre) framskrivning for 200-årsflom for perioden 2071–2100. Beregnet endring er medianen av 40 framskrivninger for hvert nedbørfelt (feltHBV og DDD).

Klimapåslag og dimensjonerende verdier

For å ta hensyn til forventede klimaendringer anbefales det å legge til klimapåslag på toppen av dagens dimensjonerende verdi for:

1. Kraftig nedbør
2. Flom
3. Stormflo

Begrepet "klimapåslag på 20 %" brukes på samme måte som "klimafaktor på 1,2". Klimapåslaget reflekterer forventede effekter av klimaendringer fram til slutten av århundret under et høyt utslippsscenario. Anbefalte klimapåslag er til enhver tid tilgjengelig på klimaservicesenter.no og i de fylkesvise klimaprofilene.

Tallet "200" i "200-årsflom" kalles gjentakintervall (eller returperiode), som sier hvor ofte en flomhendelse overskrides i gjennomsnitt over en lang tidsperiode. Gjentakintervallet sier først og fremst noe om hvor sjelden en viss flomstørrelse er. En 200-årsflom er ikke dobbelt så stor som en 100-årsflom, men opptrer halvparten så ofte. Flomstatistikken sier ikke noe om når flommene opptrer, men hvor ofte de opptrer. Hvert år er det en sannsynlighet på 0,5 prosent for at en 200-årsflom overskrides, og to 200-årsflommer kan opptre to år på rad i samme vassdrag.

Flomstørrelsen som tilsvare et visst gjentakintervall kalles dimensjonerende verdi (eller returverdi). Ofte brukte dimensjonerende verdier er:

1. IVF-verdier for 100-årsnedbør (se faktaboks 3.5.1)
2. 20-årsflom, 200-årsflom, 500-årsflom og 1000-årsflom
3. 20-års, 200-års og 1000-års vannstand for havnivå.

4.3 Tørke

Sigrid Jørgensen Bakke

*Shaochun Huang, Irene Brox Nilsen, Sunniva Nordeide, Ole Einar Tveito og
Wai Kwok Wong (i alfabetisk rekkefølge).*

Kort oppsummert

Framskrivninger viser at forekomsten av tørke øker over store områder, og at det blir tørrere forhold i bakken i sommersesongen.

Forekomsten av alvorlig meteorologisk tørke (periode med unormalt lite nedbør og høy fordampning om sommeren) har ikke endret seg vesentlig de siste tiårene.

Framskrivninger viser at varigheten av alvorlig meteorologisk tørke øker i enkelte områder på Sørlandet, sørlige deler av Østlandet og i Troms og Finnmark fram mot slutten av århundret, dersom utslippene av drivhusgasser fortsetter å øke.

Varigheten av hydrologisk tørke (periode med unormalt lav avrenning om sommeren) har blitt kortere i deler av Sør-Norge, og lengre i deler av Trøndelag og nordover de siste tiårene.

Framskrivninger viser at perioder med hydrologisk tørke blir noe lengre mot slutten av århundret i deler av landet.

4.3.1 Tørke i Norge

Tørke er definert som et vedvarende underskudd på vann over et større område (Tallaksen og van Lanen, 2023). Langvarige tørkeperioder er ofte et resultat av blokkerende høytrykksystemer som gir lengre perioder med klarvær og høy innstråling (Kautz mfl., 2022). En tørkehendelse starter som regel med en periode med mindre nedbør enn hva som er normalt,

relativt høy fordampning og et tørt utgangspunkt i bakken. Unormalt lite nedbør i kombinasjon med høy fordampning kan forårsake en meteorologisk tørke. Hvis en meteorologisk tørke vedvarer, kan det utvikle seg markvannstørke og hydrologisk tørke (i elver og grunnvann). Grunnvannet og elvene er ofte de siste til å respondere i løpet av en tørkehendelse, og det er ikke alltid en meteorologisk tørke utvikler seg til en

hydrologisk tørke. Dersom det likevel utvikler seg en hydrologisk tørke, kan den vare betraktelig lenger enn den meteorologiske tørken. Markvann er vann i jordens hulrom over grunnvannsspeilet. Når det er tørt i bakken, begrenses hvor mye vann som kan fordampe, og når det er lite vann tilgjengelig, går mer av energien med til å øke temperaturen. Derfor henger tørke og hetebølger tett sammen.

I Norge er det vanlig at en tørkehendelse varer fra noen uker til noen måneder i løpet av våren og sommeren, for så å slutte når høstregnet kommer. Det er likevel tilfeller der tørkehendelser "overvintrer" for eksempel hvis mye av høstregnet uteblir, og den hydrologiske tørken varer gjennom den påfølgende vinteren. Vinter-tørke kan oppstå når lave temperaturer over tid gir større enn normal lagring av snø og dermed lavere enn normal vannstand i elver og innsjøer.

Denne rapporten viser kun tørke i sommersesongen fordi tørkehendelsene som opptrer i løpet av våren og sommeren ofte gir de største konsekvensene.

Tørke kan påvirke alle komponentene i det hydrologiske kretsløpet, og har et bredt spekter av konsekvenser. I Norge er avlingssvikt, skogbranner, "tomme" brønner og redusert vannkraftproduksjon vanlige konsekvenser (Stahl mfl., 2016). I tillegg fører tørke ofte til en rekke negative konsekvenser for økosystemene på land og i ferskvann.

4.3.2 Tørke i perioden med instrumentelle målinger

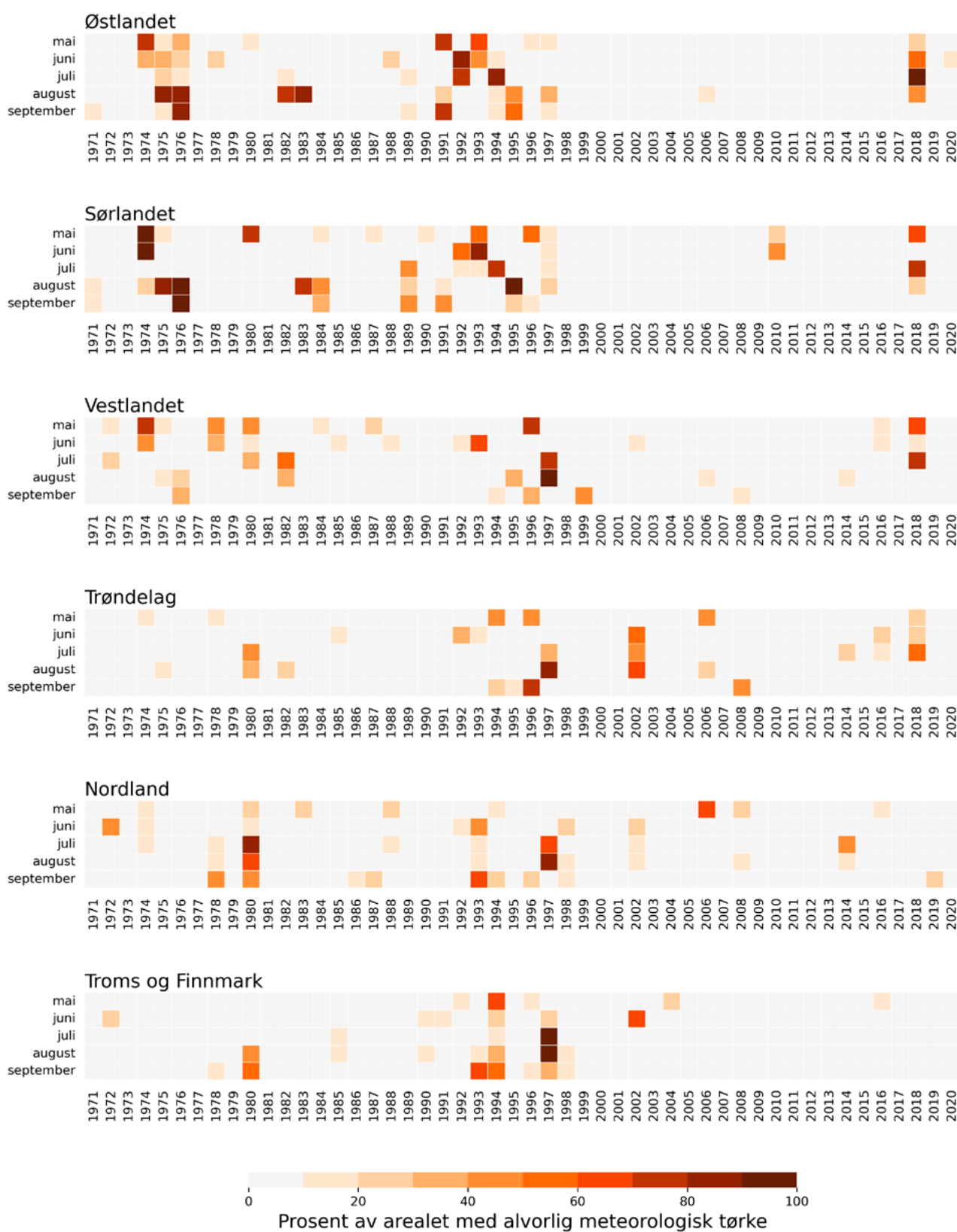
Tørkehendelser i Norge

Tørke er en tilbakevendende naturfare i Norge. Akkurat hvilke perioder vi har hatt tørke, varierer med hvor vi er i Norge, og hvilken type tørke vi undersøker. Figur 4.3.1 viser andelen av hver region i Norge med alvorlig meteorologisk tørke i perioden 1971–2020. Noen av disse hendelsene utviklet seg til hydrologiske tørkehendelser med store konsekvenser. Som en del av en større tørkehendelse i Europa, var Sør-Norge i 1975–1976 preget av alvorlig meteorologisk tørke som utviklet seg til vedvarende lav vannføring fram til sen-høsten 1976 (Baker mfl., 2021; Hannaford mfl., 2011). Flere tørker preget også 1990-tallet, deriblant en nedbørfattig periode fra sommeren 1995 til våren 1996 som skapte store utfordringer for jordbruket (Tallaksen og Hisdal, 2018). I 2002 utviklet en meteorologisk tørke seg til en hydrologisk tørke, som overvintret til våren 2003 og førte til rekordlave vannstander i vannkraftmagasinene (Killingtveit mfl., 2003).

I 2018 utviklet det seg en ekstrem tørke i store deler av Norge, og Nord-Europa for øvrig. Alvorlig meteorologisk tørke utviklet seg til rekordlave vannføringer og grunnvannstander om sommeren (Bakke mfl., 2020; Skaland

	Østlandet	Sørlandet	Vestlandet	Trøndelag	Nordland	Troms og Finnmark
1971–2020	-1,7	-1,4	-0,8	-0,3	-0,5	-1,0
1991–2020	-1,3	-0,6	-0,3	0,5	0,3	0,1

Tabell 4.3.1 Trender i antall alvorlige meteorologiske tørkehendelser for periodene 1971–2020 og 1991–2020. Trendene vises som endring per tiår i antall måneder med SPEI-3 mindre enn -1,5 mellom mai og september (faktaboks 4.3.1), og oppgir gjennomsnittet for hver region (figur 4.1.1a). Ingen av trendene er statistisk sikre på 5 % nivå.



Figur 4.3.1 Andelen av arealet (%) i hver avrenningsregion (figur 4.1.1a) med alvorlig meteorologisk tørke over perioden 1971–2020, vist for hver måned fra mai til september. Alvorlig meteorologisk tørke er definert som de tørreste hendelsene som opptrer omtrent 7 % av tiden (faktaboks 4.3.1).

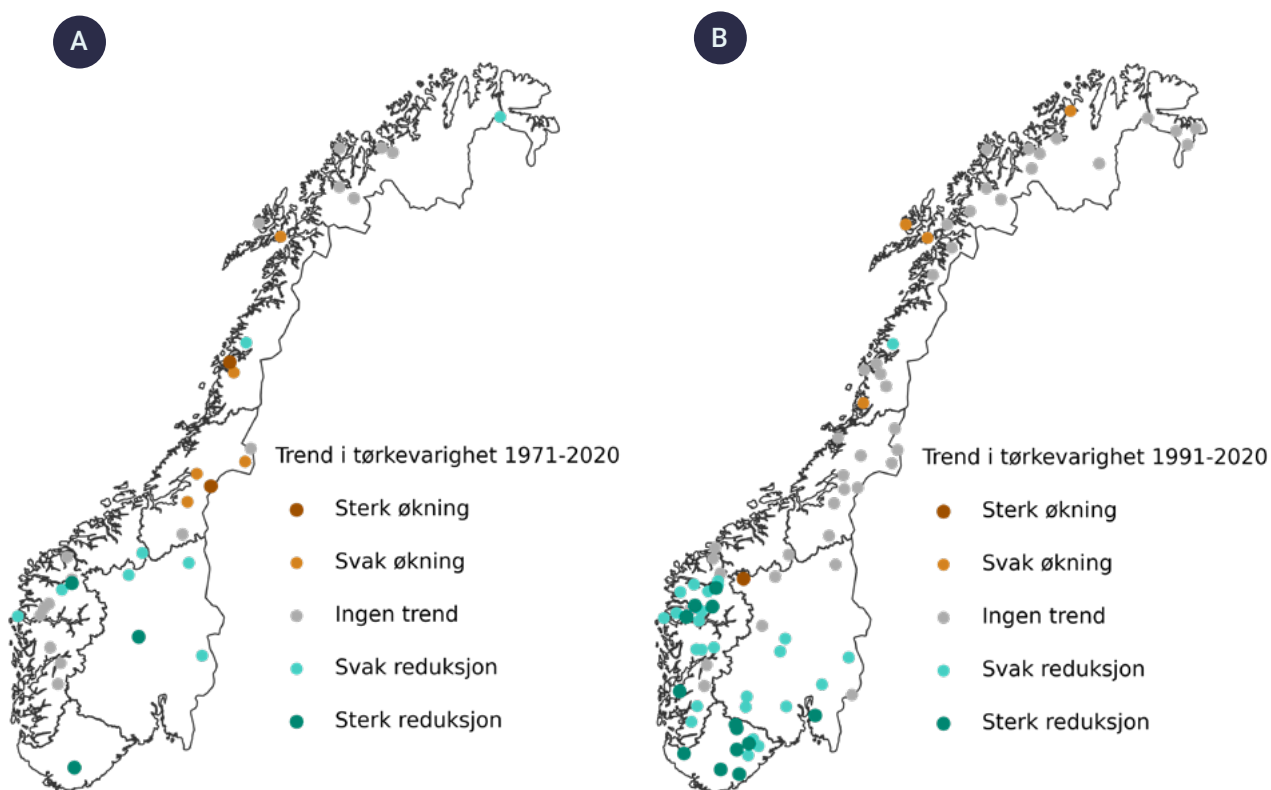
mfl., 2019). Tørken førte til rekordmange skogbranner, svært alvorlig avlingssvikt, lave vannstander i vannkraftmagasinene, samt problemer for økosystemer på land og i vann.

Tørke og klimaendringer

Endringer i sirkulasjonssystemet i atmosfæren kan endre hvor ofte og hvor intense tørkeperioder blir. Flere studier tyder på at blokkerende høytrykkssystemer over Kontinentaleuropa har blitt mer intense og stabile over de siste tiårene, som følge av at sirkulasjonen over midlere breddegrader har blitt svekket (Ionita mfl., 2022; Wazneh mfl., 2021; Coumou mfl., 2015). Hvilke konsekvenser dette har for Norge er avhengig av hvor høytrykkssystemene legger seg. I tilfeller der det blokkerende høytrykket stabiliserer seg

over Norge (slik som i 2018), kan det bli mer langvarige og intense tørkeperioder enn tidligere. Ligger Norge i randsonen av et høytrykk, kan vi derimot oppleve lengre perioder med mye nedbør.

Gradvise endringer i snøforhold, fordampning og nedbør påvirker hvordan en tørke utvikler seg. Med økte temperaturer, vil snøsmeltingen om våren bli ferdig tidligere, og vekstsesongen bli lengre. Dermed får vi en lengre periode av våren og sommeren med liten til ingen tilførsel av smeltevann til markvannet, grunnvannet og elvene. I tillegg vil økte temperaturer øke fordampningen der det er tilgjengelig vann. Disse endringene i snø og fordampning kan gi et tørrere utgangspunkt i bakken om våren og sommeren. Dette gjør at en meteorologisk tørke raskere kan utvikle seg til en hydrologisk



Figur 4.3.2 Trender i tørkevarighet (mellom 15.juni og 15.oktober) for a) 1971–2020 og b) 1991–2020, for vannføringsstasjoner med god kvalitet på lavvannføringer. Figurene er hentet fra Nordeide mfl. (2024). Tørkevarighet er definert i faktaboks 4.3.1. Sterke trender tilsvarer statistisk sikre trender på 5 % nivå, og svake trender på 30 % nivå (mindre pålitelig signal).



Vanning av åker ved Mjøsa. Foto: Shutterstock

Å tallfeste tørke

I denne rapporten bruker vi to indekser for å tallfeste tørke, én for meteorologisk tørke og én for hydrologisk tørke. For meteorologisk tørke tar vi utgangspunkt i den standardiserte nedbør–fordampnings-indeksen summert over tre måneder (SPEI3; Vicente-Serrano mfl., 2010). SPEI3 oppgir avviket i den meteorologiske vannbalansen (nedbør minus potensiell fordampning) i en tre-måneders periode i forhold til hva som er normalt. For eksempel representerer en SPEI3-verdi for august underskuddet i nedbør minus potensiell fordampning for juni–august målt i standardavvik fra “normalen” (1991–2020) for de samme månedene. Verdiene i normalperioden 1991–2020 er tilpasset en (log-logistisk) sannsynlighetsfordeling (Stagge mfl., 2015), før man beregner de standardiserte verdiene.

En alvorlig meteorologisk tørke er definert som SPEI3 lavere enn -1,5 standardavvik, det vil si hendelser som opptrer omtrent 7 % av tiden. For meteorologisk tørke fokuserer vi på sommersesongen fra mai til og med september ettersom de fleste konsekvensene opptrer da. Det innebærer at alvorlig tørke i sommersesongen vil forekomme i gjennomsnitt 10 dager per år i kalibreringsperioden (1991–2020). Vi bruker data fra seNorge2018 og COR-BA-2025 og potensiell fordampning beregnet ved hjelp av Penman-Monteiths metode til beregningene.

For hydrologisk tørke benytter vi indeksen tørkevarighet. Tørkevarighet er definert som antall sammenhengende dager mellom 15. juni og 15. oktober der vannføringen (glidende middel over 11 dager) er mindre enn vannføringen som underskrides 30 % av tiden i løpet av analyseperioden. Terskelen er valgt som en avveining mellom antall hendelser og alvorlighetsgrad. Sammenlignet med meteorologisk tørke, analyserer vi hydrologisk tørke for en noe senere periode av året for å minimere påvirkningen av lavvannføring som følge av snø og frost. Videre er det en naturlig forsinkelse fra en meteorologisk tørke inntreffer til den forplanter seg til en hydrologisk tørke. For framtidige endringer i hydrologisk tørke, benytter vi tørkevarighet basert på modellert avrenning i stedet for vannføring (faktaboks 4.0.1). Da beregnes gjennomsnittlig tørkevarighet for hele 30-årsperioden, fordi denne er mer robust mot usikkerheter knyttet til modelldata. Tørkevarighet for avrenning er, i motsetning til vannføring, ikke begrenset til elvestrengen. Har store deler av et nedbørfelt en økning i tørkevarighet for avrenning, kan dette føre til mer alvorlige hydrologiske tørkehendelser i tilhørende elv, selv om ikke tørkevarigheten til avrenningen øker akkurat der elva går.

Meteorologisk tørke og hydrologisk tørke er ikke direkte sammenlignbare, fordi de beskriver ulike prosesser, og det med ulike metodikk og sommersesong. Indeksen for meteorologisk tørke beregnes fra potensiell fordampning (det som kan fordampe hvis det er ubegrenset med vann), mens den hydrologiske tørkeindeksen beregnes fra aktuell fordampning (det som faktisk fordamper). Videre representerer den meteorologiske tørkeindeksen mer ekstreme hendelser (de 7 % laveste verdiene av SPEI3) enn den hydrologiske tørkeindeksen tørkevarighet (de 30 % laveste verdiene av vannføring eller avrenning). Den hydrologiske tørkeindeksen ble beregnet med en annen terskel (20-persentil) og perioder (mai til september) for å være mer sammenlignbar med den meteorologiske tørkeindeksen. Den er ikke vist, da resultatene viser samme hovedtrekk, men overestimerte varigheten fordi mai og juni fortsatt kan ha vinterlavvannføring i områder med sen snøsmelting.

tørke. Med tidligere snøsmelting øker dermed potensialet for lange hydrologiske tørker.

Den økte nedbøren som har vært observert i de fleste sesonger og regioner (tabell 3.3.1) har den motsatte effekten. Økt nedbør i form av styrtregn har imidlertid en begrenset evne til å motvirke tørre forhold i bakken, fordi en mindre andel av vannet rekker å trekke ned i bakken sammenlignet med regnvær som varer lenger (Eekhout mfl., 2018). I hvor stor grad de gradvise endringene i temperatur og nedbør endrer hvordan tørker utvikler seg i et område, avhenger blant annet av grunnforholdene, vannlagringskapasiteten, klimatologien og det hydrologiske regimet. Det er store geografiske variasjoner i disse faktorene i Norge.

Historiske trender i tørke

For å tallfeste endringer i tørke over tid, er det vanlig å ta utgangspunkt i én av tørke-typene. Ulike definisjoner av tørke kan gi varierende svar på endringer i tørke, avhengig av hvilke bakenforliggende prosesser som spiller inn. Resultatene for endringer i tørke er også sensitive til hvilken indeks som beregnes og hvilken periode man undersøker. I dette kapitlet vises en SPEI3-basert indeks for alvorlig meteorologisk tørke og indeksen tørkevarighet for hydrologisk tørke (faktaboks 4.3.1). Markvannstørke er ikke beregnet, men for framskrivningene viser vi endringer i markvann som et estimat for tørrere forhold i bakken.

Det har ikke vært noen signifikante endringer i forekomsten av alvorlig meteorologisk tørke mellom mai og september de siste tiårene (tabell 4.3.1). Perioden 1991–2020 viser svake trender mot færre alvorlige meteorologiske tørkehendelser i Sør-Norge, og en svak økning i Trøndelag og nordover. For 1971–2020 viser alle regionene en svak reduksjon.

Figur 4.3.2 viser historiske trender i hydrologisk tørke, definert som varigheten av hvert års lengste vannføringstørke mellom 15.

juni og 15. oktober. Trendene er beregnet for periodene 1971–2020 og 1991–2020 (Nordeide mfl., 2024). Kartene viser hvordan perioder med hydrologisk tørke har blitt kortere i deler av Sør-Norge, og lengre i deler av Trøndelag og nordover. Tilsvarende resultater finner vi for andre definisjoner av hydrologisk tørke over lignende perioder, slik som underskuddsvolum (mengde "manglende" vann i løpet av en tørkehendelse; Nordeide mfl., 2024) og minste ukesvannføring om sommeren (Nordeide 2022).

4.3.3 Tørke i et framtidig klima Meteorologisk tørke

Forekomsten av alvorlige meteorologiske tørkehendelser er beregnet til å øke mest på Sørlandet, sørlige deler av Østlandet og i Troms og Finnmark mot slutten av århundret for det høye utslippsscenarioet SSP3-7.0 (figur 4.3.3). Fra et gjennomsnitt på omtrent 10 dager per sommersesong (mai–september) i perioden 1991–2020 (per definisjon, se faktaboks 4.3.1), vil gjennomsnittet noen steder øke med over fem dager per sommersesong mot slutten av århundret. Hovedårsaken til endringene er en økning i potensiell fordampning som følge av økte temperaturer.

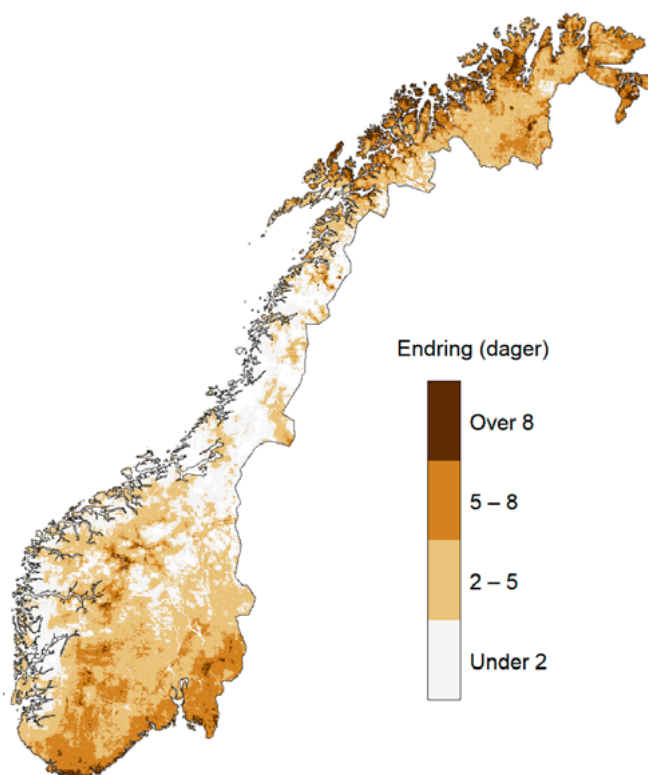
Figur 4.3.4 viser fordelingene av endringer i forekomsten av alvorlig tørke i form av dager per sommersesong for de ulike regionene, 30-årsperiodene og utslippsscenarioene. Figuren viser økt forekomst av alvorlig meteorologisk tørke i alle regioner. På Sørlandet, Østlandet og i Troms og Finnmark er økningene størst for høyt utslippsscenario. På Vestlandet, i Trøndelag og i Nordland, derimot, ser vi en kraftigere økning for de lavere utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP2.6. Små områder av disse regionene viser dessuten en svak reduksjon i forekomsten av alvorlig meteorologisk tørke. Selv om økningen i potensiell fordampning er størst for høyt utslippsscenario over hele landet, vil det variere mellom regioner og scenarioer i hvilke-

en grad nedbørsøkningen kompenserer for økningen i potensiell fordampning.

Både nedbør (figur 3.3.11) og fordampning (figur 4.1.10) spiller en viktig rolle for tørke. Selv om nedbøren beregnes å øke noe om sommeren, vil (både potensiell og aktuell) fordampning øke mer i enkelte perioder. Forrige rapport (Hanssen-Bauer mfl., 2015) inneholdt ingen tørkeindekser, men baserte konklusjonene hovedsakelig på endringer i nedbør kombinert med økt fordampning. Rapporten viste en reduksjon i sommernedbør i Agder og Vestfold mot slutten av århundret under det høye scenarioet (RCP8.5). Til gjengjeld var nedbør-økningen stor fra Midt-Norge og nordover. De nye klimaframskrivningene viser ikke reduksjon i nedbør i noen av sommermånedene (appendiks A.2.2), og en beskjeden økning i Midt-Norge og nordover. De nye klimaframskrivningene viser at vi må forvente økt forekomst av alvorlig meteorologisk tørke til tross for at sommernedbøren forventes å øke. Slike resultater fremhever hvor viktig det er å analysere tørke i seg selv, og ikke basere seg på resultater for nedbørendringer alene.

Markvannsinnehold

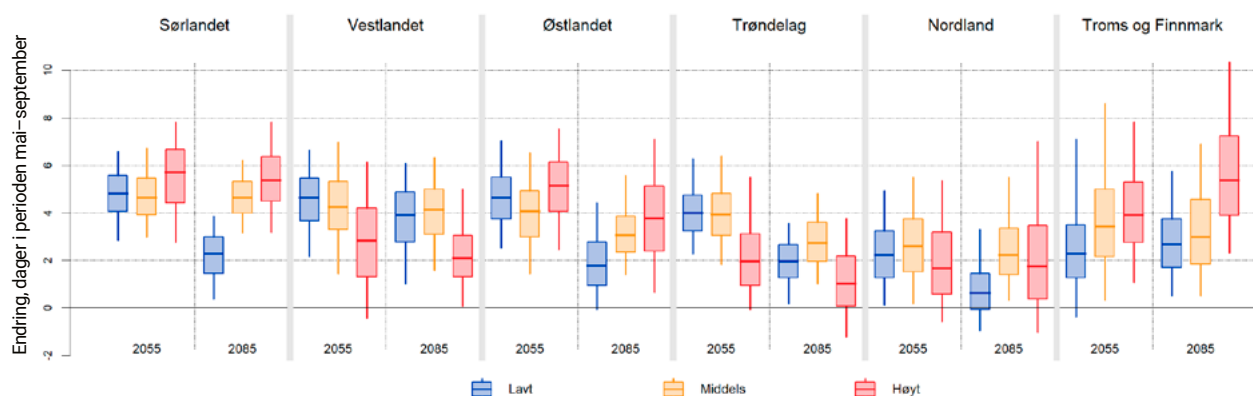
Figur 4.3.5 viser gjennomsnittlig markvannsinnehold i sommersesongen mai–september over perioden 1991–2020, samt endringer fra denne perioden til slutten av århundret for høyt utslippsscenario. Figuren viser gjennomsnittlig markvannsinnehold, i motsetning til meteorologisk og hydrologisk tørke, som viser sjeldnere hendelser. Over store områder i Norge ventes tørrere forhold i bakken i sommersesongen ved høyt utslippsscenario mot slutten av århundret. Markvannsinneholdet i sommersesongen beregnes å minke mest i en del høyereliggende strøk i Sør-Norge, samt kystnære strøk i Nordland, Troms og Finnmark. Reduksjoner i markvannsinneholdet om sommeren er blant annet en konsekvens av økt fordampning, samt tidligere snøsmelting, som fører til at bidraget fra smeltevann til å fukte bakken tar slutt tidligere på året.



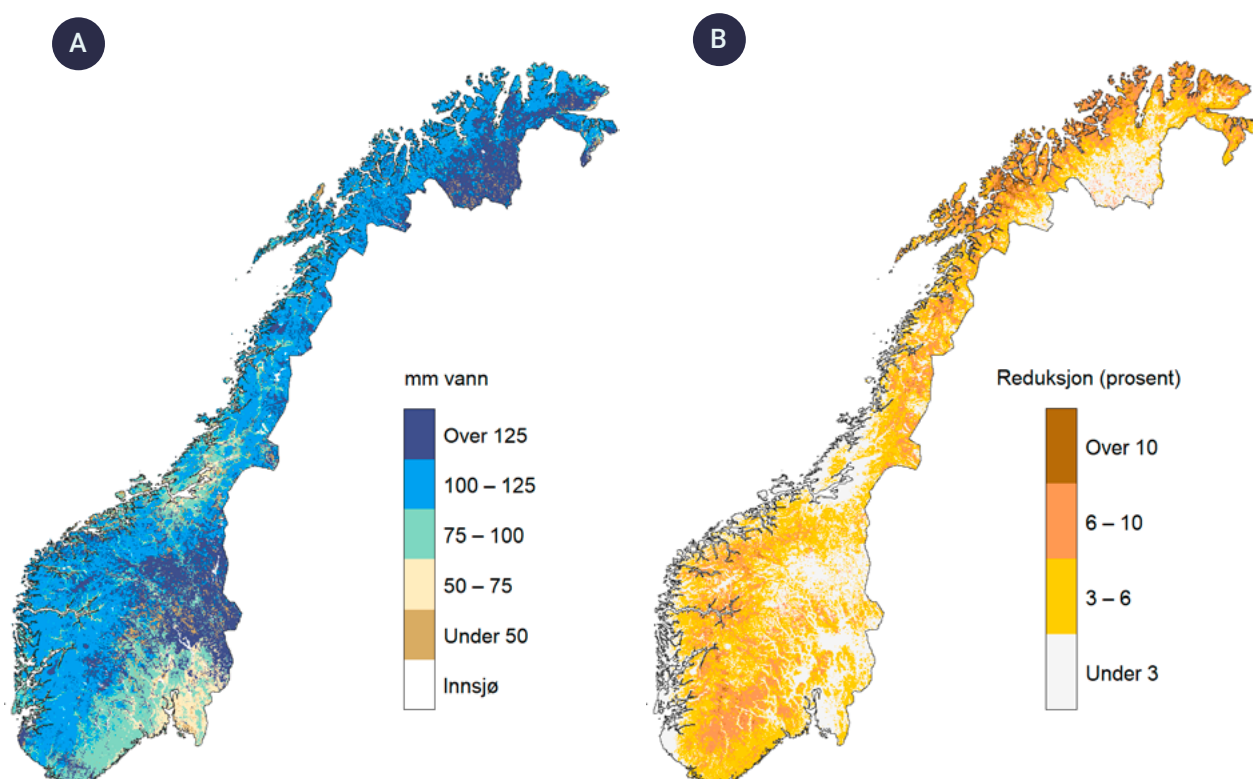
Figur 4.3.3 Endring i antall dager mellom mai og september med alvorlig meteorologisk tørke i perioden 2071–2100 for høyt utslippsscenario (SSP3-7.0). Alvorlig meteorologisk tørke er definert som SPEI3 lavere enn -1,5 standardavvik (se faktaboks 4.3.1). I referanseperioden (1991–2020) opptrer alvorlig meteorologisk tørke 7 % av tiden per definisjon, tilsvarende 10 dager i gjennomsnitt, mellom mai og september. Positive verdier i kartet indikerer en økning i alvorlige meteorologiske tørkehendelser mot slutten av århundret. Beregnet endring er gjennomsnittet av 20 framskrivninger (distHBV–COR–BA–2025).

Hydrologisk tørke

Hydrologisk tørke (tørkevarighet for avrenning) mellom 15. juni og 15. oktober beregnes å vare noe lenger mot slutten av århundret i områder av Nord-Norge, samt i vestlige og nordøstlige deler av Sør-Norge, ved høyt utslippsscenario



Figur 4.3.4 Endring i antall dager i sommersesongen (mai–september) med alvorlig meteorologisk tørke i de ulike avrenningsregionene for periodene 2041–2070 ("2055") og 2071–2100 ("2085") og for lavt (RCP2.6), middels (RCP4.5) og høyt (SSP3-7.0) utslippsscenario. Boksplottene viser median, 25–75-persentiler (boks) og 5–95-persentiler (vertikale streker) av endring i dager med alvorlig tørke innenfor hver region. Alvorlig meteorologisk tørke er definert som SPEI3 lavere enn -1,5 standardavvik (se faktaboks 4.3.1).

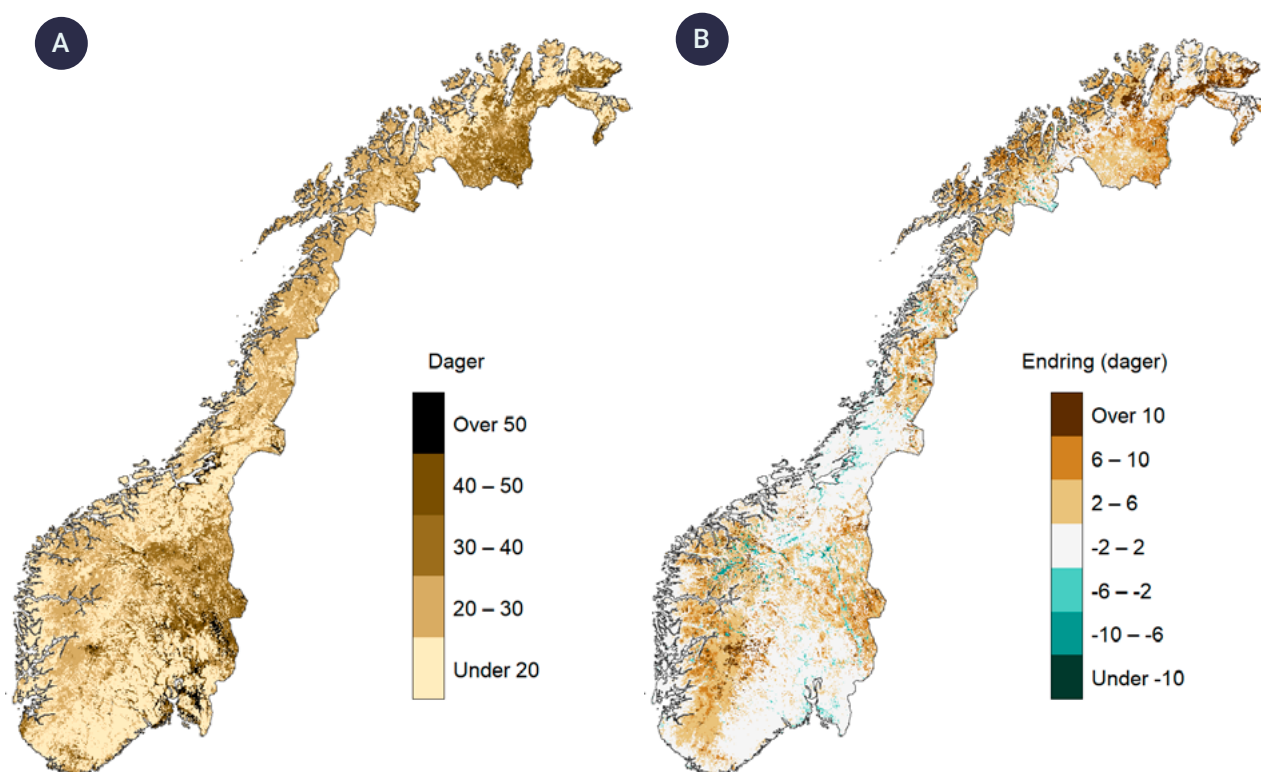


Figur 4.3.5 a) Gjennomsnittlig markvannsinhold (mm/døgn) i sommersesongen (mai til september) i perioden 1991–2020, og b) relativ endring i gjennomsnittlig markvannsinhold i sommersesongen (mai til september) fra 1991–2020 til 2071–2100 for høyt utslippsscenario (SSP3-7.0). En reduksjon indikerer tørrere forhold i framtiden. Beregnet endring er gjennomsnittet av 20 framskrivinger (distHBV–COR–BA–2025).

(figur 4.3.6). Resultatene for både hydrologisk tørke og alvorlig meteorologisk tørke viser noen av de største økningene i Troms og Finnmark, og svak til ingen endring i Trøndelag. I resten av landet gir de to tørkeindeksene ulike svar på hvor økningen er størst. Dette skyldes at prosessene som forårsaker meteorologisk og hydrologisk tørke er delvis ulike, og at indeksene av flere grunner ikke er direkte sammenlignbare (faktaboks 4.3.1). Noen relativt små områder spredt rundt i Norge viser en reduksjon i tørkevarighet for avrenning. Dette gjelder blant annet breområder, der økt bresmelting som følge av økte temperaturer gir høyere avrenning om sommeren mot slutten av århundret (se f.eks. figur 4.1.9).

Oppsummering

Til tross for noen ulikheter mellom resultatene viser det overordnede bildet at forekomsten av både alvorlig meteorologisk tørke og hydrologisk tørke beregnes å øke noe over store områder, og at det blir tørrere forhold i bakken i sommersesongen, for høyt utslippsscenario. Selv om sommernedbøren beregnes å øke, er det ingen større områder i Norge som vil få en reduksjon i forekomsten av alvorlig meteorologisk tørke eller hydrologisk tørke.



Figur 4.3.6 a) Gjennomsnittlig tørkevarighet for avrenning mellom 15. juni og 15. oktober i perioden 1991–2020, og b) endring i gjennomsnittlig tørkevarighet for avrenning mellom 15. juni og 15. oktober fra 1991–2020 til 2071–2100, for høyt utslippsscenario (SSP3-7.0). Tørkevarighet er definert som gjennomsnittlig antall sammenhengende dager med avrenning under 30-persentilen (se faktaboks 4.3.1). Positive endringstall indikerer mer langvarige hydrologiske tørkehendelser i framtiden. Beregnet endring er gjennomsnittet av 20 framskrivninger (distHBV-COR-BA-2025).



5

Kryosfære

Redaktør: Irene Brox Nilsen

Hovedforfattere: Sigrid Jørgensen Bakke (5.1), Shaochun Huang (5.1), Irene Brox Nilsen (5.1), Liss M. Andreassen (5.2), Kjetil Melvold (5.2 og 5.3), Ketil Isaksen (5.4)

Kryosfæren er definert som "den frosne delen av jordoverflata, der vann finnes i fast form i form av isbreer, snødekke, sesongfrost, permafrost, havis og islagte innsjøer" (Mæhlum,

2023). I dette kapitlet viser vi ulike indekser for kryosfære, som er oppsummert og definert i tabell A.1.3. Kryosfæren er følsom for klimaendringer, noe som reflekteres i mindre snø;

reduisert breareal og kortere brefronter; kortere isleggingsperiode på innsjøer og oppvarming og tining av permafrosten. Litt forenklet kan vi si at snø og breer varierer med nedbør og temperatur, som igjen varierer med høyde over havet.

Modelloppsett i kryosfærekapitlet

Snøens vannekvivalent og tilhørende snøindekser i kapittel 5.1 er beregnet med gridbasert hydrologisk modell (distHBV), og er oppsummert i kapittel 4. Bresimuleringene i

kapittel 5.2.2 (DEW) er utførlig beskrevet i kapittel 10.4. Til sammenligning bygger kapittel 5.2.1 (bre i historisk periode), 5.3 (is) og 5.4 (permafrost) på observasjoner og ikke modeller. Kvaliteten på gridbaserte simuleringer avhenger av hvordan modellen klarer å gjenskape terrenget, og dette blir ekstra tydelig for snø og bre som varierer mye med høyden. Dalbunner og fjelltopper jevnes ut, slik at både temperaturen og snømengdene i en modellrute kan avvike fra observasjoner. Les mer om dette i kapittel 1 og faktaboks 10.1.1.

5.1 Snø

Irene Brox Nilsen, Shaochun Huang og Sigrid Jørgensen Bakke

Ingjerd Haddeland, Ketil Isaksen og Tuomo Saloranta (i alfabetisk rekkefølge).

Kort oppsummert

Skisesongen har blitt opptil 4–7 uker kortere flere steder i perioden fra 1901–1930 til 1991–2020.

Den største årlige snømengden har minket betydelig. Unntaket er områder over cirka 850–1000 meter over havet, der snømengdene har økt fordi disse områdene fortsatt er kalde om vinteren samtidig som nedbøren har økt.

Framskrivninger viser at snøsesongen kan bli mye kortere fram mot slutten av århundret, dersom utslippene av drivhusgasser fortsetter å øke.

Den største årlige snømengden vil minke i nesten hele landet.

5.1.1 Snø i historisk periode

Endringer i snøforhold vil påvirke blant annet økosystemer, næringsliv, naturfarer og infrastrukturstabilitet (Nilsen mfl., 2025b; Ødegård mfl., 2023; Koestler mfl., 2019). Hvorvidt snø er til stede eller ikke, har stor betydning for vannbalansen og energibalansen. Snøen lagrer vann fra vinter til vår/sommer slik at områder med store endringer i snøforhold også opplever endringer i sesongfordelingen av avrenning og flomforhold. Endringer i snøforhold kan således påvirke naturfarer, som snøskred, flom, tørke og skogbrann.

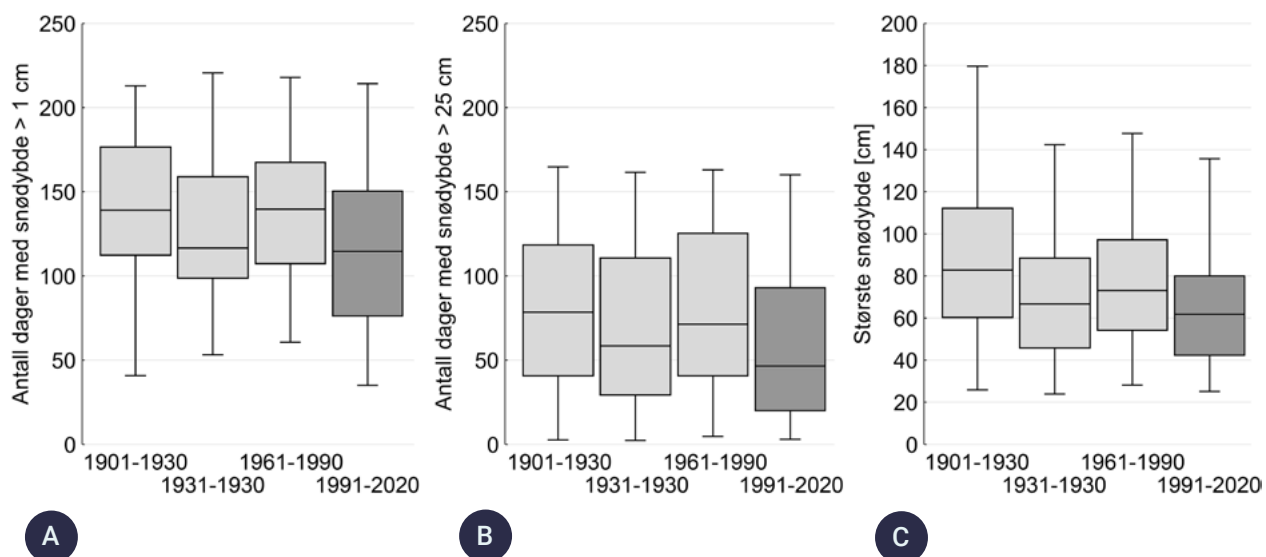
Tidligere studier av snøforhold i Norge viser at den gjennomsnittlige snøgrensen har krøpet innover i landet og oppover i høyden. Snødekkesesongen har blitt kortere, spesielt på grunn av tidligere snøsmelting (Dyrrdal og Vikhamar-Schuler, 2009; Rizzi mfl., 2018). Rizzi mfl. (2018) fant at snøen la seg omtrent 1 uke senere på høsten og smeltet cirka 1–2 uker tidligere om våren, men med stor variasjon fra region til region.

Også snømengdene har avtatt i lavereliggende strøk. I kystnære områder har det i gjennomsnitt blitt mindre snømengder fordi den stigende temperaturen fører til at en større andel av vinternedbøren og brorparten av vårnedbøren faller som regn. I lavereliggende og midlere høyder har økt temperatur gitt hyppige skifter mellom tining og frysing (nullgradspasseringer, se kapittel 3.2.7), og regn og snø fremfor stabilt vinterføre (Dyrrdal mfl., 2020; Nilsen mfl., 2021; Pall mfl., 2019). I mange fjellområder har derimot snømengdene økt de siste tiårene (Dyrrdal mfl., 2020; Rizzi mfl., 2018; Dyrrdal mfl., 2013; Skaugen mfl., 2012). Dette er fordi både vinter- og vårnedbøren i fjellet i stor grad faller som snø og nedbøren har økt (Kuya mfl., 2024 og kapittel

3.4.5). En nylig studie av vippepunkter for snømengder viste at områder med vinter-temperatur lavere enn cirka -8°C (gjennomsnitt for november til og med mars) ikke har opplevd sterke endringer i snømengde ennå, men at det kan endre seg etter hvert som temperaturen øker (Gottlieb og Mankin, 2023).

Definisjonen av snøindeksene brukt i dette kapitlet avhenger av om beregningene er gjort for målte snødybder eller simulerte snømengder (tabell A.1.3 og faktaboks 5.1.1). Indeksene snødekkesesong, skisesong og største årlige snødybde er beregnet fra lange måleserier av snødybde ved 46 målestasjoner (figur 5.1.1). For observert snødybde er skisesongen definert som antall dager per år med snødybde over 25 cm. Fra og med figur 5.1.2 viser vi indeksene skisesong og største årlige snømengde, som er beregnet ved hjelp av den hydrologiske modellen distHBV–est.obs. (kapittel 10.1.2 og kapittel 10.3). For simulert snømengde er skisesongen definert som antall dager med snømengde over 60 mm i vannverdi (vannekvivalent).

Figur 5.1.1 viser 30-årsmidler for de siste 120 år for måleserier av snødybde med god kvalitet. Beskrivelse av snødybdeseriene og historiske langtidstrender er vist i Nilsen mfl. (2025b). Alle stasjonene har kortere snødekkesesong og skisesong i 1991–2020 enn de tre foregående normalperiodene (figur 5.1.1). Sammenlignet med perioden 1961–1990 er medianverdien redusert fra 71 til 47 dager med skisesong, altså mer enn tre uker. Også den største årlige snødybden er betydelig mindre i 1991–2020 enn i de foregående tre normalperiodene (figur 5.1.1c). Som påpekt i en trendstudie av snømengder (Skaugen mfl., 2012) er forskjellene i snødybde mellom ulike normalperioder avhengig av hvor høyt stasjonene ligger.



Figur 5.1.1 a) Snødekkesesongens lengde, b) skisesongens lengde og c) største årlige snødybde for normalperiodene 1901–1930, 1931–1960, 1961–1990 (alle tre periodene i lys grå) og 1991–2020 (mørk grå) basert på data fra henholdsvis 26, 37, 46 og 46 snødybdestasjoner med homogene serier av høy kvalitet spredt over hele Norge. For hver normalperiode vises medianverdi og nedre- og øvre kvartil for alle stasjonene som inngår i hver av normalperiodene, samt maksimum- og minimumsverdi for de to stasjonene som har henholdsvis den største og laveste normalverdien blant stasjonene.

Snømengde, snødybde og ulike definisjoner av skisesong

Snøens vannekvivalent er hvor mye vann det er i en gitt mengde snø, altså høyden til smeltevannet i en sylinder som har samlet opp snø i hele snødybden. Vanlig måte å regne på dette er snødybde ganger snøens tetthet. For eksempel, om en har 25 cm snø og en tetthet på 0,25 kg/l, gir dette 60 mm vannekvivalent.

Snødybde er lett å måle. I en modell er derimot snøens vannekvivalent lettere å beregne enn snødybder, fordi modellen er satt opp for å beregne hvordan mengden vann varierer (snømassebalanse). Omregning til snødybder krever informasjon om snøens tetthet, som vanligvis holdes utenfor modellen.

Med utgangspunkt i målte snødybder defineres skisesongen som gjennomsnittlig antall dager per hydrologiske år (1. september til 31. august) med 25 cm snødybde (eller 1 cm for snødekkesesongen). Med utgangspunkt i modellsimuleringer defineres skisesongen som gjennomsnittlig antall dager per hydrologiske år med vannekvivalent over 60 mm. Fordi tettheten varierer utover vinteren er det vanskelig å gi et nøyaktig tall for hvilken snødybde dette tilsvarer. Utover våren, når tettheten ofte er 0,4 kg/l, vil en snømengde på 60 mm vannekvivalent omtrent tilsvare en snødybde på 15 cm, og ikke 25 cm som det ville vært tidlig i sesongen. Topptursesong er definert som gjennomsnittlig antall dager per hydrologiske år med vannekvivalent på 120 mm. I starten av sesongen tilsvarer dette snødybder over omtrent 50 cm. Snødekkesesong er ikke vist for simulerte snømengder. Vannekvivalenten som tilsvarer 1 cm snødybde er cirka 3 mm. Detaljer om snøindeksene er gitt i Nilsen mfl. (2025b).

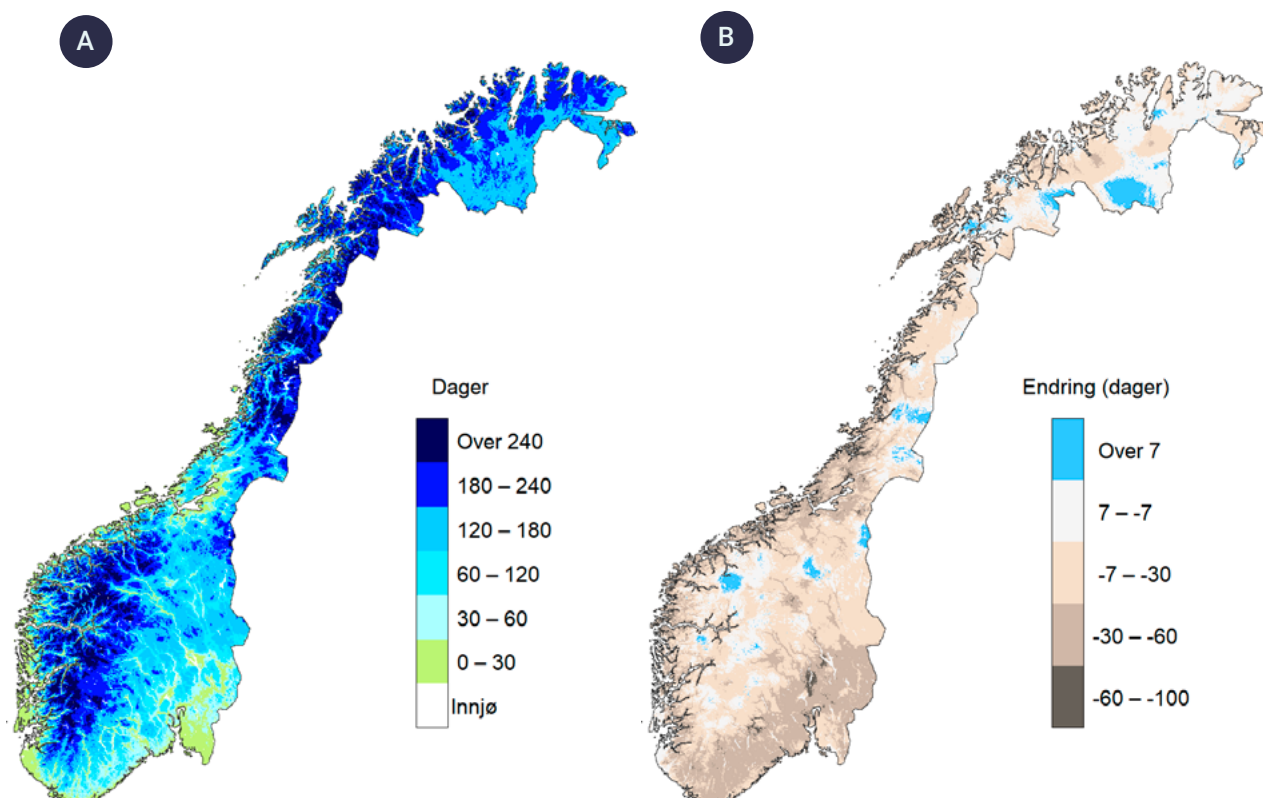
Faktaboks 5.1.1 Snømengde, snødybde og ulike definisjoner av skisesong

Skisesong

Figur 5.1.2a viser skisesongens lengde i perioden 1991–2020. Skisesongen er definert som simulert snømengde over 60 mm vannekvivalent (faktaboks 5.1.1). I perioden 1991–2020 har så godt som hele Norge skiføre hele eller deler av vinteren. Unntaket er mindre områder langs kysten, der snødekket er ustabil og kan mangle i flere år. Skisesongen varierer betydelig fra kystnære områder med under to

uker, til relativt store områder med skiføre i over seks måneder. Det er i høyfjellet og i nordlige områder at skisesongen er lengst.

I løpet av perioden 1961–2020 har skisesongen blitt kortere de fleste steder i Norge (figur 5.1.2b). Spesielt merkbart er denne reduksjonen i mange lavereliggende og kystnære områder i Sør-Norge, der en stor del av befolkningen bor. I store områder i lavlandet har skisesongen blitt mer enn en måned kortere, og enkelte områder



Figur 5.1.2 a) Gjennomsnittlig lengde på skisesongen, altså gjennomsnittlig antall dager per år med minst 60 mm vannekvivalent, for perioden 1991–2020. b) Endring i skisesong (antall dager årlig) fra perioden 1961–1990 til 1991–2020. Kartene er beregnet med distHBV-est.obs. Innsjøer er maskert fra figuren fordi modellen ikke skiller mellom snø og vann.

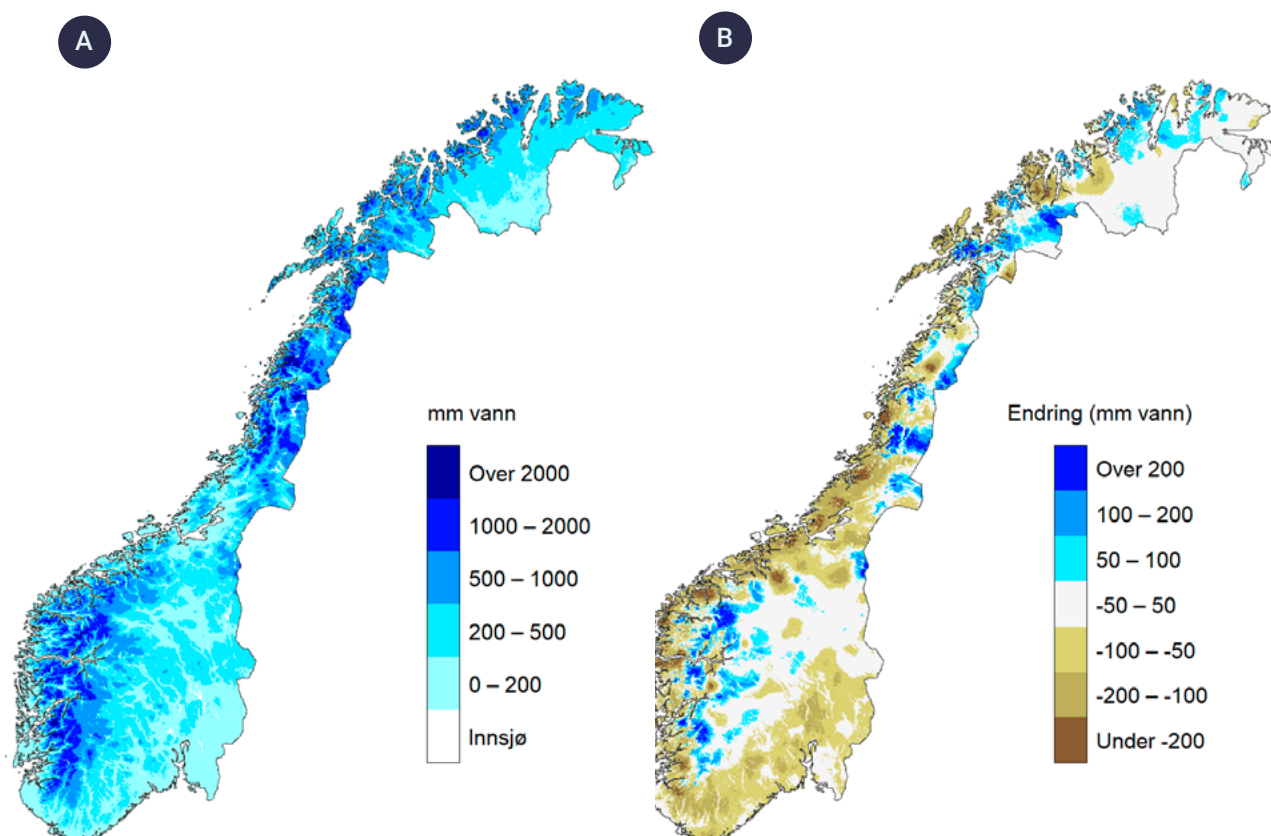
har nå fire til sju uker kortere skisesong enn 1901–1931 (tabell A.2 i Nilsen mfl., 2025b).

Største årlige snømengde

Figur 5.1.3a viser største årlige snømengde (uttrykt i millimeter vann) i gjennomsnitt over perioden 1991–2020. Totalt varierer den største snømengden fra nær null til over 1500 mm vannekvivalenter per år. De største verdiene, på over 800 mm per år, finnes i høyfjellet i vestlige deler av Sør-Norge, i Nordland og i kystnære strøk i Troms og Finnmark. De laveste verdiene på under 200 mm vannekvivalenter per år er i kyststrøk langs Vestlandet og Sørlandet, samt

deler av Sørøst-Norge, Trøndelag og indre Finnmark.

I løpet av perioden 1961–2020 har den største årlige snømengde økt i høyereliggende områder, men minket i lavereliggende områder (figur 5.1.3b). Områder med økende snømengder finnes i områder med lav vintertemperatur, men for å forklare økningen må også vinternedbør tas inn som forklaringsvariabel. Økningen er størst i områder med mye vinternedbør (Vestlandet og Nordland). I Finnmark har ikke snømengdene økt på tross av lav vintertemperatur, fordi vinternedbøren ikke har økt i dette området (tabell 3.1.2 i Lutz mfl., 2024).



Figur 5.1.3 a) Største årlige snømengde (mm vannekvivalenter per år) i gjennomsnitt over perioden 1991–2020. b) Endring fra perioden 1961–1990 til 1991–2020. Kartene er beregnet med distHBV–est.obs. Innsjøer er maskert fra figuren.

5.1.2 Snø i et framtidig klima

Framskrivninger av snøindekser er beregnet ved hjelp av den hydrologiske modellen distHBV med COR-BA-2025 som inngangsdata (kapittel 10.2.5). Det gir 20 framskrivninger av hver snøindeks for hvert utslippsscenario.

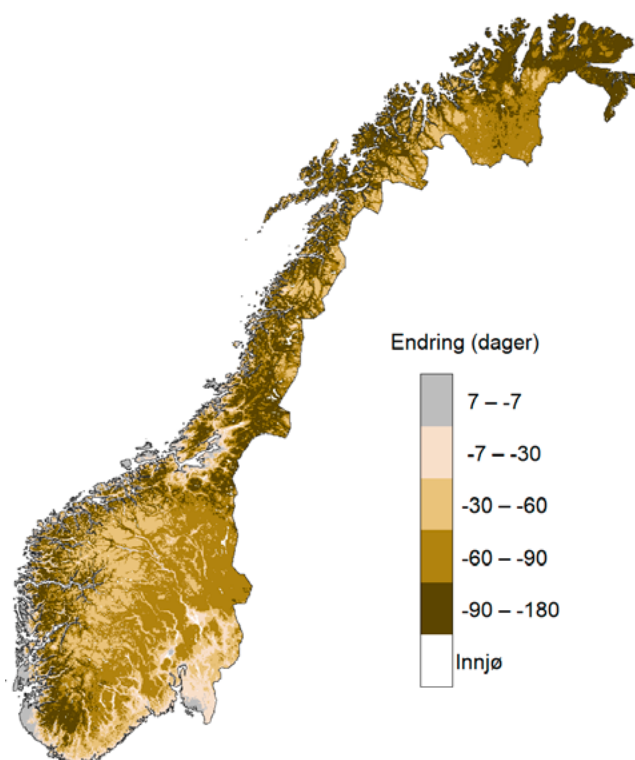
For det høye scenarioet, SSP3-7.0, viser framskrivningene kortere skisesong mot slutten av århundret (2071–2100) i forhold til 1991–2020 (figur 5.1.4), med en gjennomsnittlig reduksjon på 68 dager for hele landet for høyt utslippsscenario. Store deler av Norge viser en reduksjon på mer enn en måned, mens en reduksjon på

mer enn tre måneder finnes i høyereliggende strøk på Vestlandet, i Trøndelag og Nordland, samt på kysten av Troms og Finnmark. Dette kan forklares med økte temperaturer som fører til senere snølegging og tidligere snøsmelting, samt flere smelteepisoder om vinteren flere steder. De minste endringene i skisesongen finner vi langs kysten av Sør-Norge, samt i lavtliggende områder på Sørøstlandet og i Trøndelag. Dette er områdene i Norge med kortest skisesong i referanseperioden 1991–2020 (se figur 5.1.2a), noe som begrenser hvor stor reduksjonen kan bli.

Det geografiske mønsteret i skisesong ved

midten av århundret og høyt utslippsscenario ligner variasjonen for slutten av århundret, men har generelt lavere verdier som følge av en kortere tidshorisont (appendiks A.7). Høyfjellet i Sør-Norge, for eksempel, viser opptil én måned kortere skisesong fram til perioden 2041–2070. Ved det lave utslippsscenarioet RCP2.6, mot slutten av århundret, beregnes derimot kun én til to måneder kortere skisesong i et begrenset belte på Vestlandet og Nordland, og ellers opptil én måned kortere skisesong.

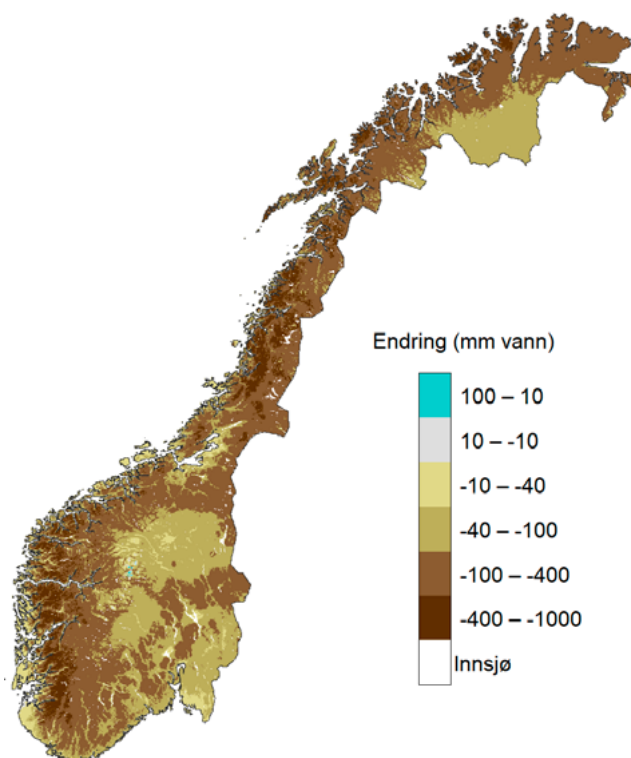
Figur 5.1.5 viser beregnet endring i største årlige snømengde mot slutten av århundret i forhold til 1991–2020 for høyt utslippsscenario (SSP3-7.0). Maksimal snømengde vil minke i så å si hele Norge med unntak av noen få områder i høyfjellet i Sør-Norge. Den gjennomsnittlige reduksjonen for hele landet er på 159 mm vannekvivalenter per år ved høye utslipp. Største årlige snømengde minker mest (med mer enn 400 mm per år) i høyereliggende strøk på Vestlandet og i Nordland, samt langs kysten av Troms og Finnmark. Som for reduksjonen i skisesong, er økte temperaturer hovedårsaken til reduksjonen i største årlige snømengde. Økte temperaturer gir senere snølegging og tidligere snøsmelting, en større andel av vinternedbøren vil falle som regn, og man vil få flere smelteepisoder i løpet av vinteren (Kuya mfl., 2024). I høytliggende områder kan man få en delvis kompensereffekt av økningen i vinternedbøren mot slutten av århundret (figur 3.3.11), så lenge temperaturen ikke stiger for mye. Lavt og middels utslippsscenario viser også en reduksjon i største årlige snømengde, men reduksjonene er ikke like kraftige som for høyt utslippsscenario (appendiks A.7). [Se også kapittel 3.9.3 om snølager.](#)



Figur 5.1.4 Endring i gjennomsnittlig lengde på skisesongen per år fra 1991–2020 til 2071–2100 for høyt utslippsscenario (SSP3-7.0). Skisesongen er definert som en snømengde på over 60 mm vann, omtrent tilsvarende en snødybde over 25 cm i starten av sesongen. Kartet er beregnet med dist HBV-COR-BA-2025 og viser gjennomsnittet av 20 framskrivninger. Innsjøer er maskert fra figuren.

I forrige utgave "Klima i Norge 2100" (Hanssen-Bauer mfl., 2015) viste median-framskrivningen av årets største snømengde en reduksjon under scenarioet RCP8.5 for Fastlands-Norge fra perioden 1971–2000 til 2071–2100. Dette resultatet ligner figur 5.1.5. I tillegg til sterk reduksjon i snømengder på Vestlandet og i Nordland, viste framskrivningene fra 2015 en økning i snømengder i fjellområder som ikke er tydelig i figur 5.1.5.

På grunn av forskjeller i referanseperioder og beregningsmetodikk, som beskrevet i kapittel 1, er resultatene i 2015-rapporten og denne rapporten ikke direkte sammenlignbare. Figur 5.1.4 viser endringer i skidager, mens Hanssen-Bauer mfl. (2015) viste endringer i snødekkesesong. Endringene i snødekkesesong er større enn endringene i skisesong fordi det er en lengre periode med mulighet for et tynt snødekke (over 1 cm). Det blir derfor ikke meningsfullt å sammenligne resultatene for snøsesong med forrige utgave fordi definisjonen av snøsesong er forskjellig i de to rapportene (les mer i Nilsen mfl., 2025b).



Figur 5.1.5 Endring i største årlige snømengde (mm vannekvivalenter per år) fra 1991–2020 til 2071–2100 for høyt utslippsscenario (SSP3-7.0). Kartet er beregnet med distHBV-COR-BA-2025 og viser gjennomsnittet av 20 framskrivninger. Innsjøer er maskert fra figuren.

5.2 Bre

Liss M. Andreassen og Kjetil Melvold

Stein Beldring, Øyvind Paasche og Gusong Ruan (i alfabetisk rekkefølge).

Kort oppsummert

Norske breer har minket i areal, lengde og tykkelse i perioden fra 1960 til i dag, som følge av høyere temperatur.

Mellom 1991 og 2020 minket Langfjordjøkelen i Finnmark mest, i gjennomsnitt 1 meter is per år, mens breene i Jotunheimen i Innlandet og Ålfotbreen og Austdalsbreen i Vestland har minket med 0,7 meter is per år.

Mange breer vil forsvinne i løpet av dette århundret. Den sydligste (Breifonn) og nordligste (Nordmannsjøkelen) breen i Norge er allerede i ferd med å forsvinne.

Framskrivninger viser en 70 % reduksjon i brearealet i Breheimen og Jotunheimen, dersom utslippene av drivhusgasser fortsetter å øke. Endringene blir noe mindre for Jostedalsbreen (40 % reduksjon) og de andre store breene i Norge.

Framskrivninger for Norges største bre, Jostedalsbreen, viser at isvolumet vil være halvert ved slutten av århundret sammenlignet med i dag, hvis vi følger et middels utslippsscenario. Flere brearmer vil trekke seg tilbake flere kilometer fra dagens posisjoner.

Avrenning fra breområder vil øke både på høsten, vinteren og våren på grunn av høyere temperatur og mer regn.

5.2.1 Bre i historisk periode

Bre de siste 11 000 år

I Norge finner vi breer i høytliggende fjellområder. Her er det kaldt nok til at en del av snøen som faller i vinterhalvåret overlever

sommerhalvåret. Når massen av snø og is blir tykk nok vil den deformere under sin egen vekt og begynne å sige nedover til lavereliggende områder. Breene er finstemt med det klimaet de eksisterer i. Endres klima, vil de tilpasse størrelsen ved å krympe eller vokse. Endemorener og sedimenter fra innsjøer kan

brukes til å rekonstruere hvordan breer har tilpasset seg tidligere klimaendringer (figur 5.2.1). Sammen med andre kilder som bilder, malerier og nedtegnelser kan historiske brevariasjoner dokumenteres og sammenstilles

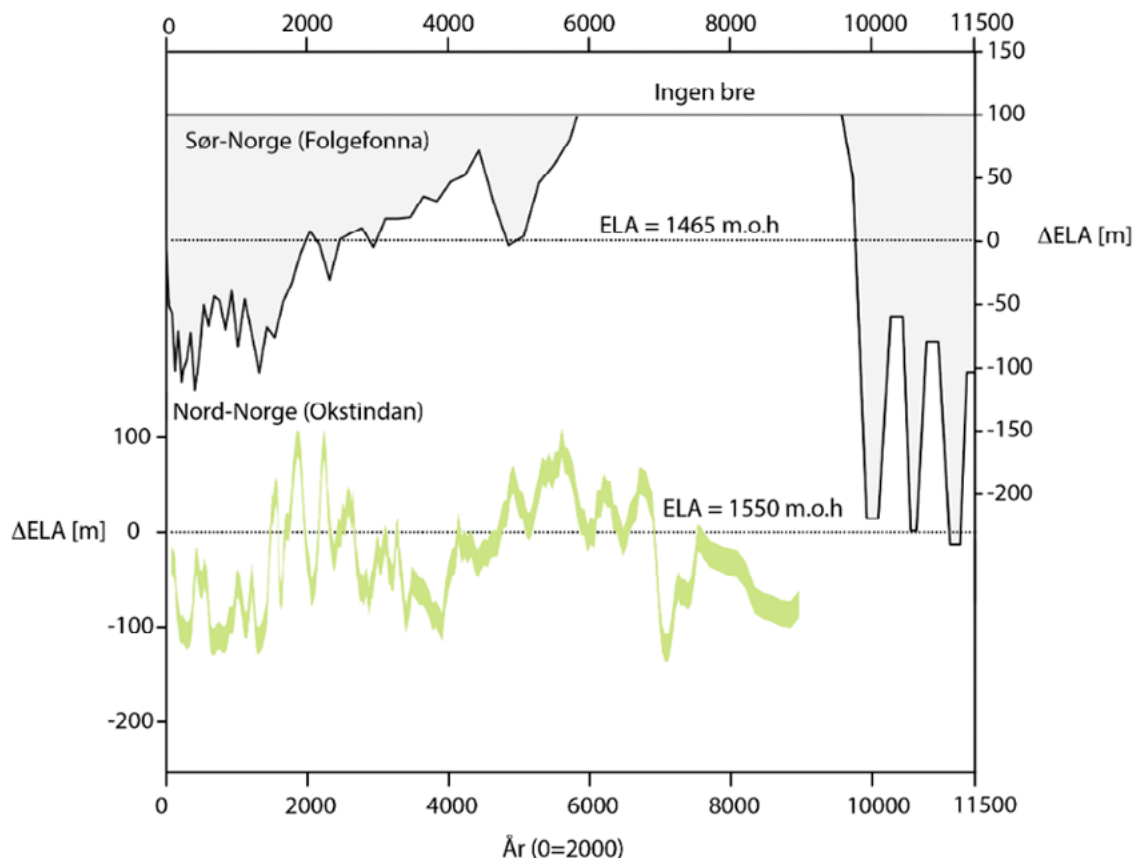
med direkte målinger gjort i felt. Denne kunnskapen er et viktig bidrag for å forstå og forklare hvordan klimaet har variert tidligere, og sette klimaendringene vi opplever i dag inn i en større kontekst.



Figur 5.2.1 Ryggen som demmer opp innsjøen i bildet er endemorene avsatt da breen var på sitt største rundt slutten av 1700-tallet. Innenfor denne ser vi en ny morenerygg avsatt senere. Til høyre i bildet ser man de to Grjotbreene i østlige Jotunheimen. Lengst til venstre skimtes Gråsubreen hvor det er gjort massebalansemålinger siden 1962. Foto: Liss M. Andreassen, 30. juli 2022.

Perioden etter at den siste innlandsisen begynte å smelte for 11700 år siden kalles for Holocen og er en mellomistid (kapittel 2.3). I likhet med breer ellers i verden har norske breer variert mye i utbredelse i Holocen, og i perioder vært helt nedsmeltet. Den hittil eldste isen vi kjenner til er isfonna Juvfonna i Jotunheimen som er omtrent 7600 år gammel (Ødegård mfl., 2017). Ved å analysere innsjøsedimenter som har fått tilførsel av vann fra bredekte områder, vet man at breene har fluktuert betydelig i Holocen. En sammenligning av Folgefonna i Sør-Norge og Okstindan i Nord-Norge viser hvordan de har variert gjennom Holocen (Bakke mfl., 2005; 2010) (figur 5.2.2). Folgefonna var nedsmeltet

i en periode på over 3000 år (fra 9700 til 5200 år siden). I det tidsintervallet var ikke de klimatiske betingelsene til stede for at breen kunne eksistere, mens Okstindan som ligger lengre nord og høyere i landskapet har sannsynligvis eksistert i samme periode. Noe av forklaringen kan være at selv om begge breene ble eksponert for høyere sommertemperaturer i Holocen optimum (mellom 5000 og 9000 år siden), kan fordelingen av nedbør i form av snø være forskjellig. Mer snø kan ha kompensert for økte sommertemperaturer for Okstindan, som også ligger noe høyere, mens dette ikke var tilfelle for Folgefonna.



Figur 5.2.2 Brevariasjoner gitt ved endringer i høyden av likevektslinjen (ELA, forkortelse for 'equilibrium line altitude') gjennom Holocen. Økning i likevektslinjer er negativt for breene, senking i likevektslinje er positivt for breene. Det er opp mot 300 m endring, hvilket tilsvarer temperaturskifter på opp mot 2 °C. Vi ser store fluktuasjoner for de siste 2000 årene med en serie brefremstøt og påfølgende tilbaketrekninger hvorav den lille istid er en av flere tilsvarende sykluser. Data fra Bakke mfl. (2005; 2010).

Dagens breer var ofte på sitt største under eller rett i etterkant av den lille istid. Tidspunktet for når breene var på sitt største varierer fra midten av 1700-tallet til rundt 1900 for de fleste breer, med noen så sent som rundt 1930 (Tvede, 1973; Bickerton mfl., 1993; Grove, 2004; Wittmeier mfl., 2015). I tiden etter den maksimale utbredelsen har breene minnet betydelig i areal (Baumann mfl., 2009; Carrivick mfl., 2022; Weber mfl., 2019; 2020). Vasskog mfl. (2012) anslo at den regionale likevektslinjen for breene i Oppstryn som i dag ligger på 1475±20 m var om lag 50 m lavere under den lille istiden.

Bre i perioden med instrumentelle målinger

I dag er om lag 2300 km² av Norge dekket

av bre og fonner. Av dette ligger 60 % av brearealet i Sør-Norge og 40 % i Nord-Norge (Andreassen mfl., 2022). Breene nær kysten får mer nedbør og kan derfor ligge lavere enn breene lenger inn i landet. Breer langs kysten i Nord-Norge ligger lavere enn breer i Sør-Norge fordi det jevnt over er kaldere i nord. Mesteparten av brearealet i Sør-Norge ligger mellom 1000 og 2000 moh., og høyere i øst enn i vest, mens mesteparten av brearealet i Nord-Norge ligger mellom 600 og 1500 moh. (Andreassen & Winsvold, 2012). Totalt er det 6700 registrerte breer og fonner i Norge, men over halvparten av dem er under 0,01 km² (Andreassen, 2022). De tykkeste ismassene er målt på Svartisen og Jostedalbreen, der isen er rundt 630 m på det tykkeste (Andreassen mfl., 2015, Gillespie mfl., 2024).

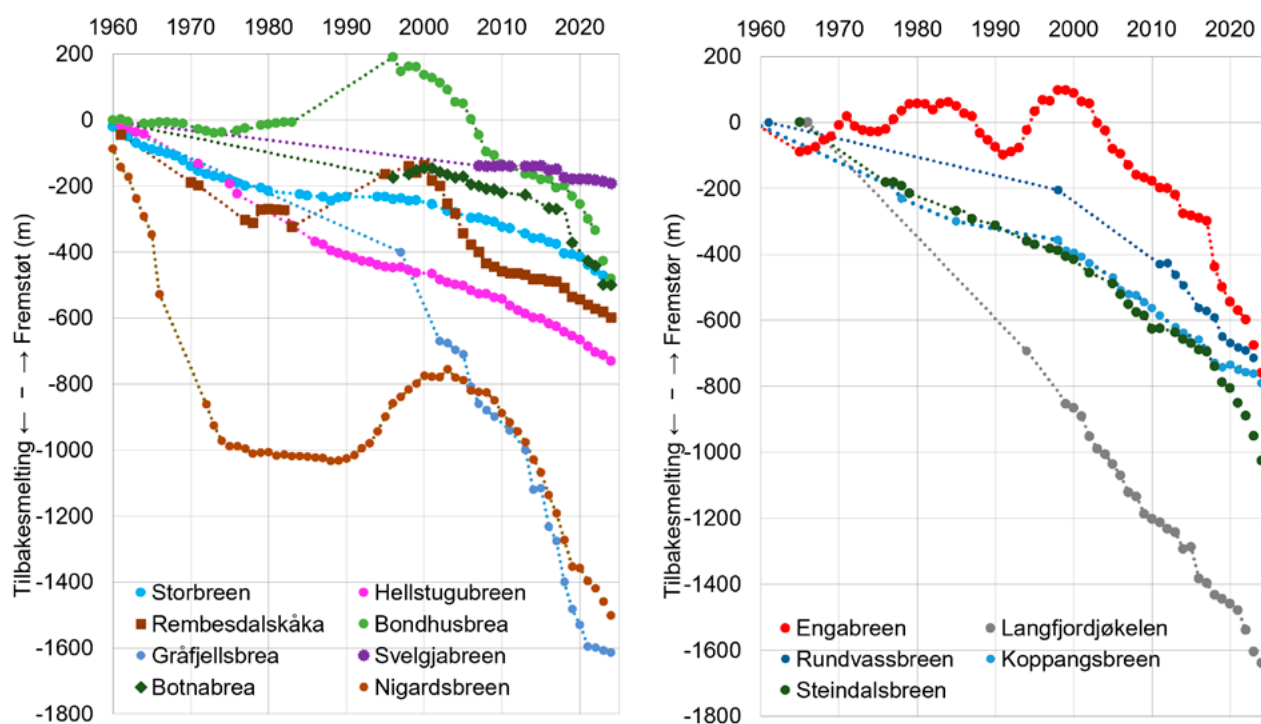
Systematiske målinger av avstand fra faste punkt til brefronter startet rundt 1900 på en rekke breer. Antallet målte breer har variert, i dag måles omtrent 40 breer årlig. Breene har smeltet mye tilbake siden 1900. Mange breer har hatt korte perioder med framstøt fram mot 1910, 1930 og 1980. Det siste store framstøtet var på 1990-tallet da 27 av 49 målte breer i Norge hadde framstøt (Andreassen mfl., 2020). Mens kystnære breer som Bondhusbrea, Rembesdalskåka, Nigardsbreen og Engabreen hadde markerte framstøt på 1990-tallet, etterfulgt av tilbakesmelting, har Storbreen og Hellstugubreen i Innlandet, Rundvassbreen i Nordland og Steindalsbreen, Koppangsbreen og Langfjordjøkelen i Troms og Finnmark alle smeltet nokså jevnt tilbake (figur 5.2.3). Siden 2000 har alle breer i hovedtrekk smeltet tilbake. Breene er nå på sitt minste siden målingene startet i 1900. Fra 1960-tallet til i dag har breenes lengde minket i gjennomsnitt 10 m per år, men individuelle variasjoner her er store (Andreassen mfl., 2020).

Den årlige massebalansen for en bre er forskjellen mellom pålagring av snø om vinteren (vinterbalansen) og smelting av snø og is om sommeren (sommerbalansen). Litt forenklet kan vi si at breene i Norge styres av balansen mellom sommertemperatur og vinternedbør. De første massebalansemålingene i Norge startet i 1949 på Storbreen i Jotunheimen (figur 5.2.4), og fra 1960-tallet har vi målinger på flere andre breer. De ti lengste seriene viser at det er store variasjoner i massebalanse fra år til år (figur 5.2.5). Nesten alle breene hadde et overskudd i perioden 1989–1995 grunnet vestavær og stor lavtrykksaktivitet som ga mye vinternedbør på breene. Disse årene hadde stor lavtrykksaktivitet i vest og nord som vises i positive oscillasjonsindekser som nord-atlantiske oscillasjon (NAO) og arktisk oscillasjon (AO) for disse årene (Nesje mfl., 2000; Andreassen mfl., 2020). Også i 2012, 2014, 2015 og 2020 var det positiv NAO-indeks og overskudd på de fleste av de målte breene (Andreassen mfl., 2020; figur 5.2.5). Til

tross for slike år med overskudd er det generelle bildet at breene mister masse som følge av en generell oppvarming (se kapittel 3.1). Det har vært et markant skifte etter år 2000 med mange år med svært negativ massebalanse som for årene 2002, 2003, 2006, 2010, 2011 og 2018. Ser vi på normalperioden 1991–2020 har Langfjordjøkelen i Finnmark minket mest, i gjennomsnitt 0,9 m vannekvivalenter per år. Breene i Jotunheimen, Ålfotbreen og Austdalsbreen har minket med 0,6 m vannekvivalenter per år (NVE, 2022). En kartlegging av høydeendringer for $\frac{1}{3}$ av Norges breareal viser at breene minket i gjennomsnitt med om lag 15 m fra 1960-tallet til 2010-tallet (Andreassen mfl., 2020). En global studie viser at breer i Skandinavia (Norge og Sverige) har mistet 14 % av sitt volum i perioden 2000–2023 (The GlaMBIE team, 2025).

Endringer i breareal

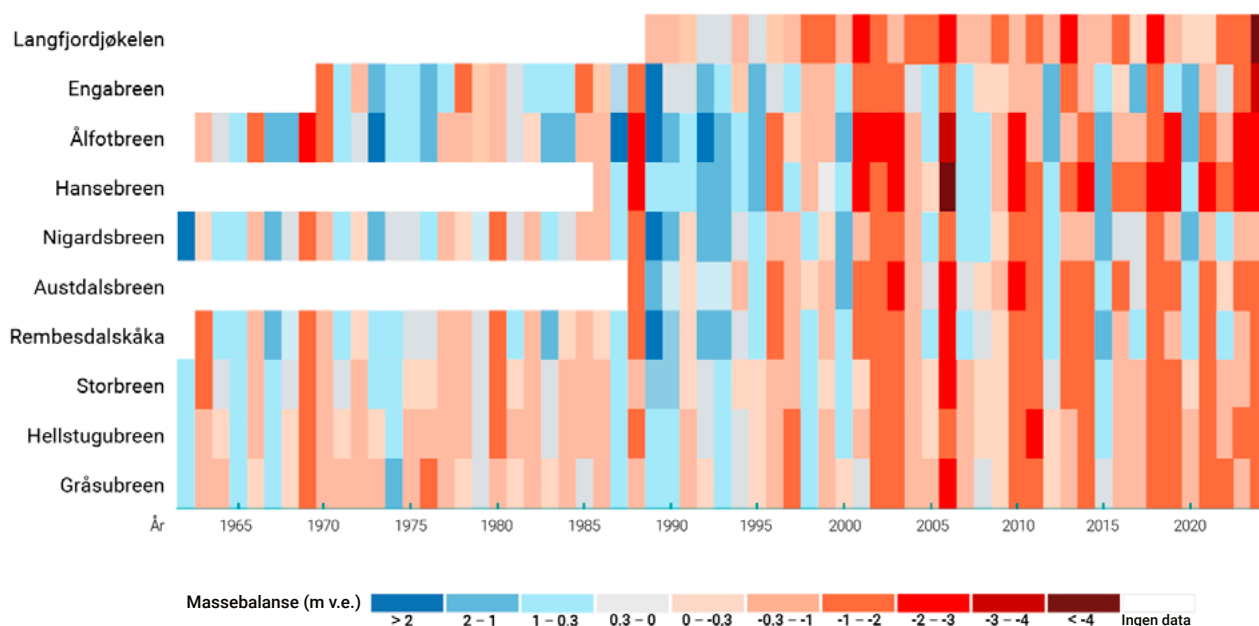
Kartlegging av norske breers utbredelse fra satellittbilder og topografiske kart viser at det norske brearealet minket med 11 % fra 1960-tallet til 2000-tallet (Winsvold mfl., 2014). Fra 1999–2006 til 2018–2019 har breene minket ytterligere i areal med 15 % (Andreassen mfl., 2022). Alle fylker med breer, unntatt Trøndelag, har hatt en reduksjon i brearealet i denne siste perioden (figur 5.2.6). Breene i Trøndelag har også blitt mindre, men i den nyeste kartleggingen har man kunnet inkludere flere mindre fonner på grunn av høyere oppløsning på satellittdata. Den største endringen i faktisk breareal er for Nordland med en reduksjon på 186 km² (20 %), etterfulgt av Vestland med et tap på 91 km² (8 %) og Troms og Finnmark med et tap på 64 km² (24 %). Rogaland og Vestfold-Telemark mistet mest i prosent, henholdsvis 71 og 56 %. I den nyeste kartleggingen av breer og fonner i Norge er 20 breenheter smeltet helt bort og i tillegg er mange små breer i ferd med å forsvinne helt. Breifonn i Rogaland er et eksempel på en bre som er i ferd med å forsvinne (figur 5.2.7). Et annet eksempel er Nordmannsjøkelen i Finnmark (GGCL, 2025).



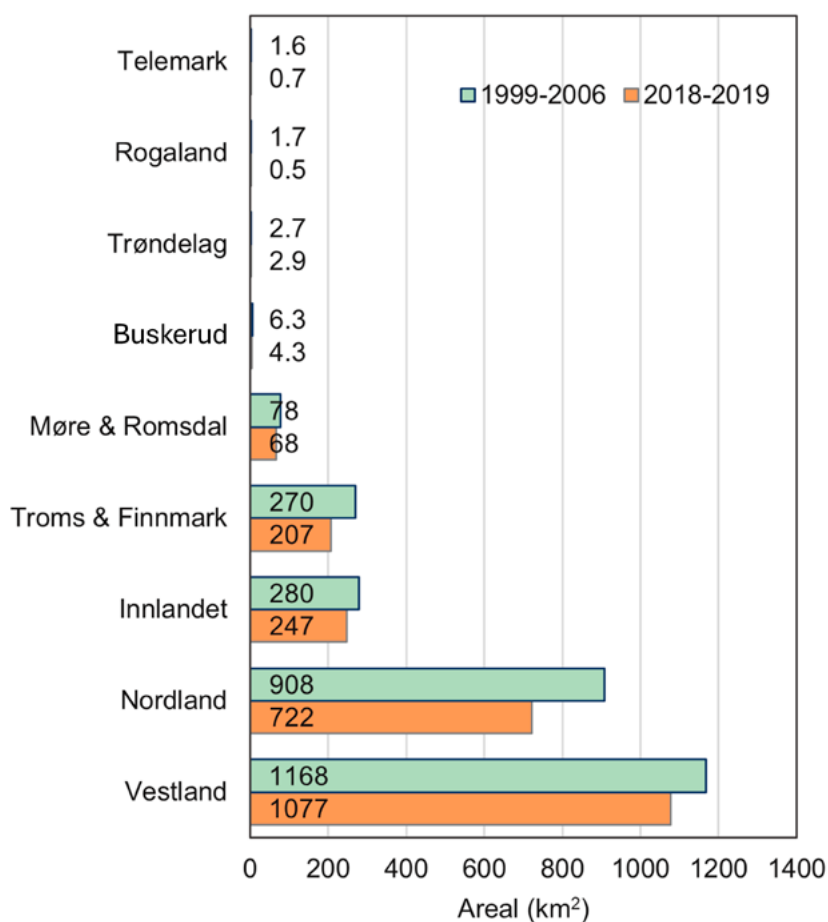
Figur 5.2.3 Frontendringer på breer i Norge fra 1960 til 2024. Figur oppdatert fra Andreassen mfl., 2020. Breer i Sør-Norge til venstre og i Nord-Norge til høyre. Data: NVE.



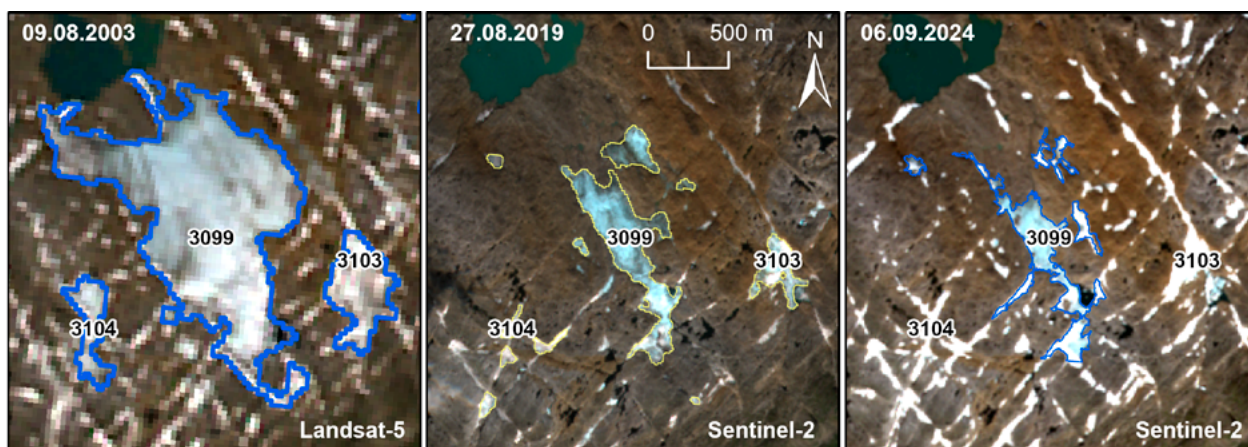
Figur 5.2.4 Storbreen i 1940 og 2021. Storbreen er den breen i Norge med lengst måleserie av massebalanse, målingene startet allerede i 1949. Breen har minket betydelig i måleperioden og brearmene henger ikke lenger sammen i fronten. Fra 2021 til 2024 har breen smeltet tilbake ytterligere 60 meter i fronten. Foto: W. Solheim og Liss M. Andreassen.



Figur 5.2.5 Massebalanse på de 10 breene med de lengste måleseriene i Norge fra 1962 til 2024. Langfjordjøkelen og Engabreen er i Nord-Norge, resten i Sør-Norge sortert fra vest (Ålfotbreen) til øst (Gråsubreen). Røde farger viser underskudd, blå farger overskudd. Alle tall i meter vannekvivalenter (m v.e.). Figur modifisert og oppdatert fra Andreassen mfl., 2020. Data: NVE.



Figur 5.2.6 Arealendringer fordelt per fylke fra forrige breatlas 1999–2006 til 2018/2019. Figur modifisert fra Andreassen (2022).



Figur 5.2.7 Breifonn, Rogalands største isbre, i 2003, 2019 og 2024, vist som satellittbilder (Landsat-5 og Sentinel-2). Breen har minket kraftig i areal og har delt seg opp i flere mindre deler. Legg merke til den økte oppløsningen på Sentinel-2 (10 m) hvor mer detaljer kommer frem sammenlignet med Landsat-5 (30 m). Figur modifisert fra Andreassen, 2022. Datakilde: Landsat 2003/Copernicus Sentinel data 2019 og 2024.

5.2.2 Bre i et framtidig klima

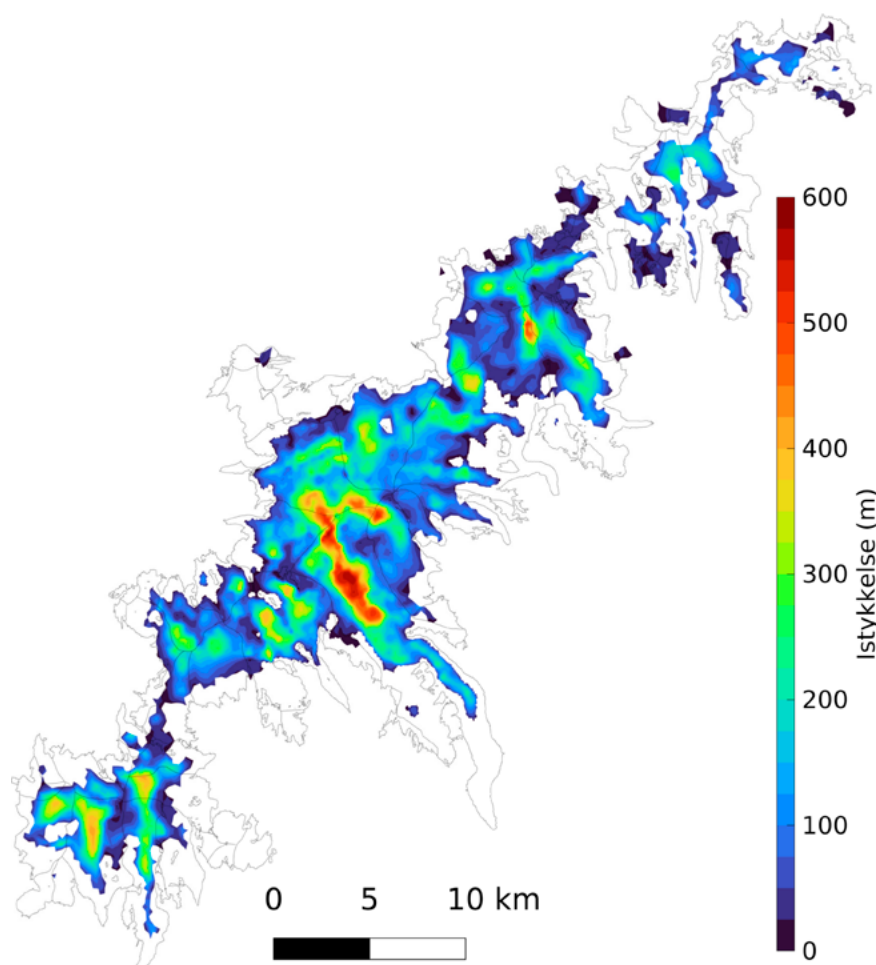
Breene holder på å tilpasse seg dagens klima og vil fortsette å minke fremover som følge av oppvarmingen som allerede har skjedd. En ny global studie viser at breene er mer sensitive til oppvarming enn tidligere anslått, breer i Skandinavia (Norge og Sverige) er framhevet som regioner som vil miste mye is også i dagens klima selv uten videre oppvarming (Zekollari mfl., 2025). Breenes utvikling fram mot slutten av århundret avhenger av endringer i både nedbør og temperatur, og er derfor knyttet betydelig usikkerhet til. Høyere temperatur vil føre til økende smelting i sommerhalvåret og at en mindre andel av nedbøren kommer i form av snø som omdannes til is på breene. Men dette kan i noen grad kompenseres ved at det faller mer nedbør om vinteren. I tillegg kan endringer i atmosfærens sirkulasjonsmønster påvirke nedbørmengdene og ha stor betydning for akkumulasjon av snø, og endringer i skydekke og vind har stor betydning for bresmeltingen. Utviklingen av de kystnære breene, som for eksempel Ålfotbreen, Jostedalsbreen og Svartisen, vil i stor grad avhenge av mengden vinter nedbør og om den faller som snø eller regn. Breene lengre inn i landet, slik som i Jotunheimen, er mer

følsomme for endringer i temperatur. Disse vil trolig fortsette å minke fordi den ventede temperaturøkningen vil føre til kortere sesong for snøakkumulasjon og lengre smeltesesong. Framskrivningene i denne rapporten viser både økt temperatur og økt vinter nedbør fram mot perioden 2071–2100 (kapittel 3.1 og 3.3). Den økte temperaturen vil føre til at overgangssonen fra regn til snø heves i forhold til referanseperioden 1991–2020. Snøen forventes å smelte tidligere i de lavereliggende områdene på breene samtidig med at den legger seg senere. Modellstudier for framtidig massebalanse for Hardangerjøkulen (maritim bre i Hordaland), Engabreen (maritim utløper fra Vestre Svartisen i Nordland) og Storbreen (kontinental bre i Jotunheimen i Oppland) har vist at, for å kompensere for en temperaturøkning på 2 til 3 °C, må vinter nedbøren øke betydelig og opp mot 100 % (Johannesson mfl., 1995; Andreassen mfl., 2009; Giesen mfl., 2010; Laumann mfl., 2014). Figur 5.1.5 viser at man i hovedsak forventer en reduksjon i snømengder, men enkelte høytliggende områder kan likevel få økte snømengder. En reduksjon i snømengder sammen med forventet temperaturøkning vil føre til at breen fortsetter å minke og at kortvarige perioder med vekst i breenes volum vil bli mindre sannsynlig.

Isbremodeller er benyttet i flere studier for å beregne breenes utvikling, for eksempel endringer i areal og volum. Slike modeller drives av nedbør og temperaturframskrivninger og bestemmer akkumulasjon og smelting av is på breene, og i noen tilfeller strømming av is fra høyere til lavere deler av breene. Simuleringer for Briksdalsbreen, en utløper fra Jostedal-breen, viser at den vil smelte tilbake slik at brefronten som nå ligger ved omtrent 350 moh. vil bli liggende 1300–1400 moh. rundt år 2085 (Laumann og Nesje, 2009). Volum og areal av iskappene Hardangerjøkulen og Spørteggbreen vil reduseres med mer enn to tredjedeler innen 2100 (Giesen mfl., 2010; Laumann mfl., 2014; Melvold og Laumann, 2010; Åkesson mfl., 2017). En studie fra Sørfonna (Søndre delen av Folgefonna) viser betydelige forskjeller i

utbredelse i 2120 avhengig av om et høyt eller lavt utslippsscenario benyttes (Ekblom Johansson mfl., 2022). I disse simuleringen ble dagens breutbredelse på 164 km² redusert til henholdsvis 101 km² og 31 km² i 2120. Simuleringer for Jostedalbreen (figur 5.2.8) viser at isvolumet vil være halvert innen år 2100 sammenlignet med i dag, gitt et middels utslippsscenario (RCP4.5) (Åkesson mfl., 2025). Flere brearmer vil trekke seg tilbake flere kilometer fra dagens posisjoner.

I tillegg til de nevnte stedsspesifikke studiene er det også utført simuleringer for de fleste breområdene i Norge under lavt (RCP2.6), middels (RCP4.5) og høyt (SSP3-7.0) utslippsscenario. Simuleringer av breutbredelse, brevolum og avrenning fra utvalgte nedbør-



Figur 5.2.8 Modellert istykkelse av Jostedalbreen i år 2100 med middels utslippsscenario (RCP4.5), simulert med en koblet modell for dynamikk og massebalanse. Den sorte brekanten er breen i 2019. Figur forenklet fra Åkesson mfl. (2025).

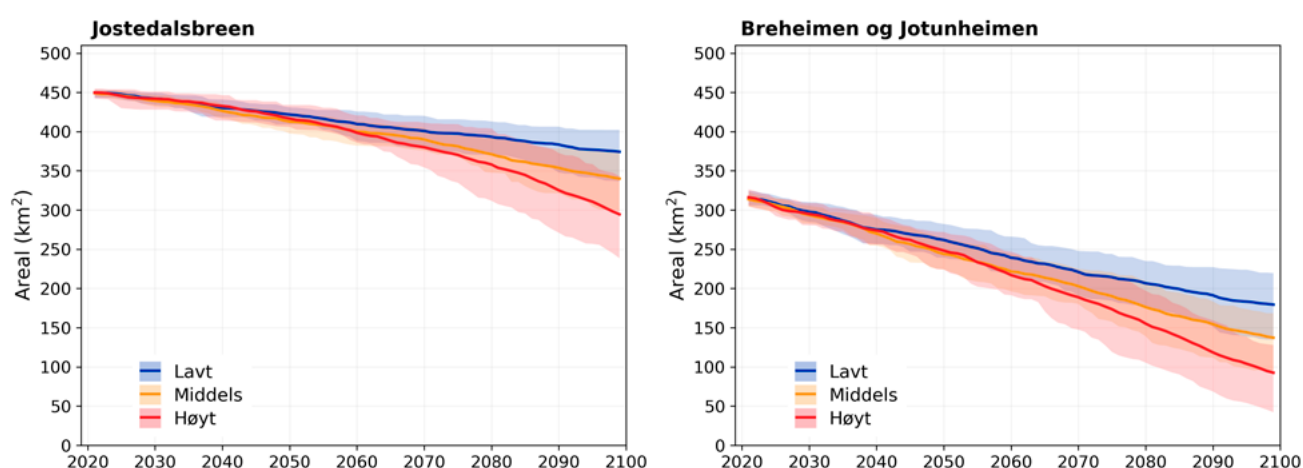


Tuftebreen, september 2024. Foto: Jostein Aasen/NVE/Jostice

felt er gjort med hydrologisk modell DEW og inngangsdata fra COR-BA-2025, som beskrevet i kapittel 10.4. Dette gir 20 framskrivninger av breutbredelse og avrenning fra breområder. Figur 5.2.9 viser endringen i areal for Jostedalsbreen og for breene i Breheimen og Jotunheimen, for de tre utslippsscenarioene og for to tidsperioder: midten av århundret (2041–2070) og slutten av århundret (2071–2100). Fram mot slutten av århundret er det beregnet en betydelig reduksjon på 40–70 % i utbredelse for breene i Breheimen og Jotunheimen for alle utslippsscenarioene. For Jostedalsbreen er reduksjon i utbredelse 20–40 %. Forskjellen mellom disse to områdene skyldes dels ulik respons på endringer i nedbør og temperatur. I tillegg består breene i Breheimen og Jotunheimen av mange små og til dels tynne breer, mens Jostedalsbreen som er en stor sammenhengende iskappe består av flere tykke breutløp som det tar lengre tid å smelte. Simuleringene viser at mange av de små og tynne breene vil smelte helt vekk eller bli betydelig redusert selv under det lave utslippsscenarioet. De større og tykkere breene vil bli tynnere og smelte tilbake til høytliggende områder, men reduksjonen i utbredelse skjer ikke like raskt for disse. I tillegg til endringen

som beskrevet ser man at det er betydelig spredning mellom de tre utslippsscenarioene, samt innenfor samme scenario (svakt fargede områder i figur 5.2.9).

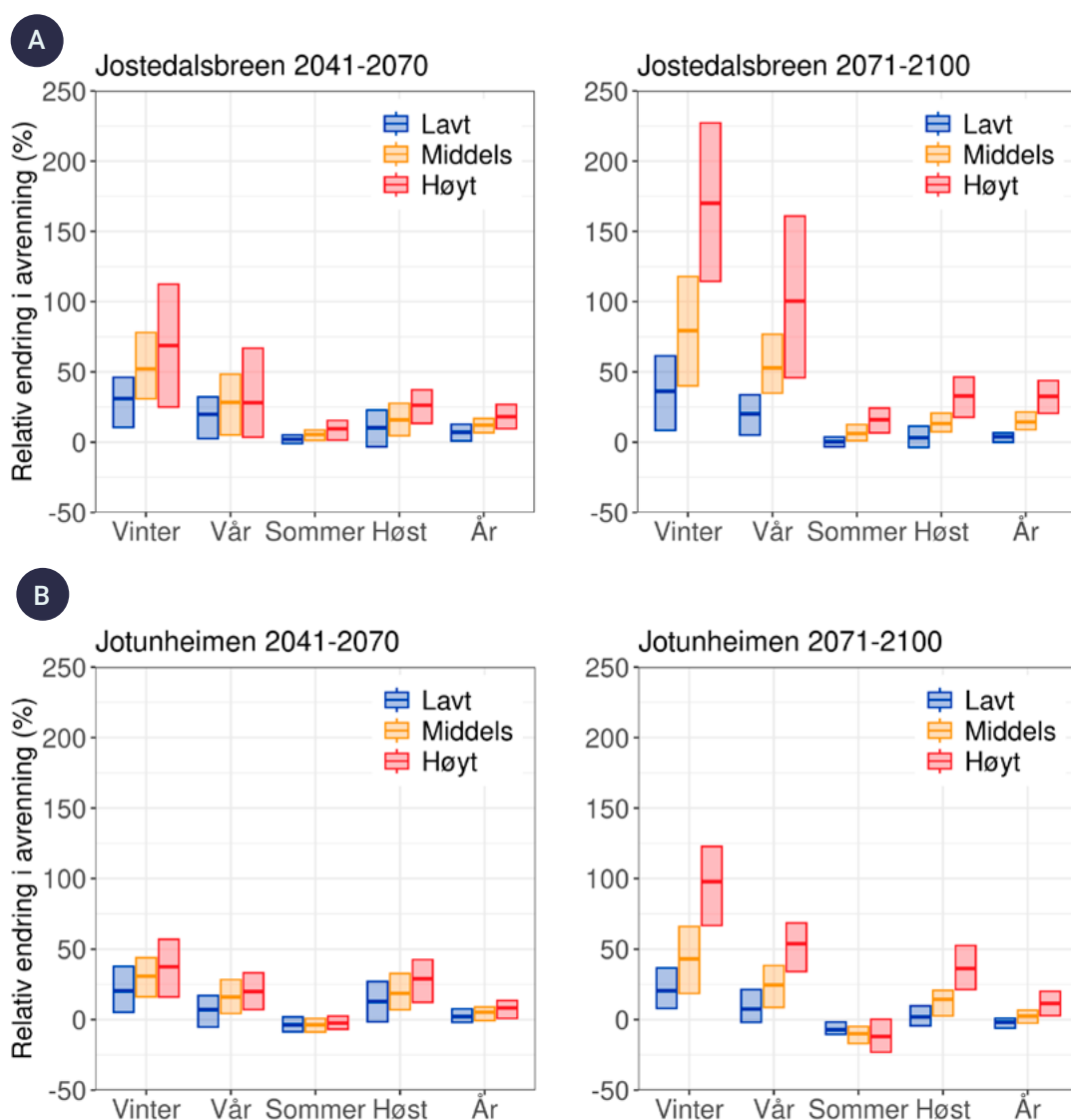
Med de nye framskrivningene er det undersøkt hvordan sesongfordelingen av avrenning endres i vassdraget nedenfor breene som følge av endringer i smelting av is, breenes utbredelse, temperatur og nedbør for både lavt, middels og høyt utslippsscenario. Sesongfordelingen av avrenning i breelvene avhenger av temperatur, endringer i breareal, høydefordelingen til breene, utvikling av snømagasinet og nedbørforhold. Figur 5.2.10 viser modellert relativ endring i avrenning ved Nigardsbrevatn nedenfor Nigardsbreen (en østlig breutløper fra Jostedalsbreen) og ved Akslen som ligger i Bøvra ovenfor Lom. Generelt ser man en økende årlig avrenning fra lavt til høyt utslippsscenario og at økningen er noe større for Nigardsbrevatn enn Akslen. Det er størst relative endringer om vinteren og våren fordi det er liten vannføring i dagens klima og små absolutte endringer gir stort relativt utslag. Ved Akslen ventes en reduksjon av vannføring om sommeren på opp mot 20 % mot slutten av århundret, mens ved Nigardsbrevatn ventes en økning på 20 %



Figur 5.2.9 Modellert utvikling av breutbredelse for Jostedalsbreen (venstre figur) og breene i Breheimen og Jotunheimen samlet (høyre figur). Blå, oransje og røde linjer viser gjennomsnittet av 20 framskrivninger for henholdsvis lavt (RCP2.6), middels (RCP4.5) og høyt (SSP3-7.0) utslippsscenario for perioden 2021–2100 basert på DEW–COR-BA-2025. De svakt fargede områdene rundt linjer viser utfallsrommet (10–90-persentil) av framskrivningene. Alle linjer er beregnet ved hjelp av et gaussisk filter som tilsvarende 10-års glidende middelverdier.

for samme periode. Noe av forskjellen mellom disse to vassdragene kan tilskrives at breene i Jotunheimen (oppstrøms Akslen) er blitt mindre på grunn av smelting, mens Nigardsbreen fortsatt har betydelig breareal som bidrar med smeltevann og dermed økt vannføring ut av Nigardsbrevatn. Liknende signaler har vi også sett for andre deler av landet. På høsten øker avrenningen både ved Nigardsbrevatn og Akslen fordi smeltesesongen varer lenger og nedbøren faller som regn istedenfor snø. Den største prosentvise

endringen i avrenning får man sent på høsten og om vinteren. I dag har mange av nedbørfeltene liten avrenning fordi de ligger høyt og nedbøren kommer som snø. Dette vil endre seg fram mot 2071–2100 og man vil få økt avrenning både på senhøsten, vinteren og våren på grunn av flere mildværsperioder med regn og snøsmelting selv midtvinters. Signalene er sterkere for det høye utslippsscenarioet. Tidspunkt for høyeste avrenning framskyndes fra juli til mai eller juni.



Figur 5.2.10 Relativ endring (%) i sesongavrenning for Nigardsbrevatn nedenfor Nigardsbreen (utløper fra Jostedalsbreen) og Akslen (Jotunheimen) fra perioden 1991–2020 til a) 2041–2070 og b) 2071–2100. Blå, oransje og rød horisontal linje viser gjennomsnittet av 20 framskrivninger for henholdsvis lavt (RCP2.6), middels (RCP4.5) og høyt (SSP3-7.0) utslippsscenario basert på DEW-COR-BA-2025. De svakt fargede områdene rundt linjene viser utfallsrommet (10–90-persentil) av framskrivningene.

5.3 Is på innsjøer og elver

Kjetil Melvold

Ånund Kvambekk

Kort oppsummert

De fleste innsjøer i Norge islegges om vinteren, med unntak av kystnære dype vann som kan ha sporadisk islegging. I perioden 1991–2020 er antall dager med innsjøis redusert.

Vi forventer at isleggingsperioden blir kortere i framtiden, og at flere elver og innsjøer i lavlandet kan bli isfrie, særlig sør i landet.

Vi forventer hyppigere vinterisganger, og isganger høyere opp i vassdragene enn i dag, men med mindre ismengder. Vårisganger ventes å bli mindre og gå tidligere enn i dag.

5.3.1 Is i historisk periode

I normalperioden 1991–2020 fant vi islagte innsjøer og elver i store deler av Norge hele eller deler av vinteren. Unntaket er mindre områder ytterst på kysten, der isdekket er fraværende eller ustabilt. Det er til dels store variasjoner i isforholdene fra år til år og fra område til område. Med basis i det generelle klimaet i Norge, som også reflekterer isforholdene, har man klassifisert Norge i tre isregimer (Asvall og Kvambekk, 2007 i Førland mfl., 2007): a) et kontinentalt regime med generelt stabile isforhold etter islegging; b) et maritimt regime med variable isforhold gjennom vinteren hvor variasjonene fra år til år er størst (L'Abée-Lund mfl., 2021); og c) et regime hvor det sjeldent er is. Det siste området er i en smal sone langs

kysten av Sørlandet, Vestlandet og Trøndelag, og noen store lavtliggende innsjøer på Østlandet. I tillegg til temperatur er også innsjøens størrelse viktig for isleggingstidspunktet, og dermed også for lengden av islagt og isfri periode. Store innsjøer islegges senere enn små. Isløsningen om våren er komplisert, men her spiller også snømengden inn sammen med temperatur. Det er senere isløsning desto lengre nord og lengre inn fra kysten man kommer, og desto mer snø som finnes.

I en analyse av 101 måleserier av isleggings- og isløsningstidspunkt for perioden 1890–2020, samt lengden av isfrie og islagte perioder, fant L'Abée-Lund mfl. (2021) tydelige endringer de siste 30 år. I perioden 1991–2020 skjer isleggingen senere, og isløsningen tidligere, noe

som fører til at perioden hvor hele innsjøen er islagt reduseres. Dette resulterer også i at den isfrie perioden blir lengre. I periodene før 1990 (1901–1930, 1931–1960 og 1961–1990) var det ingen slik klar trend. I den siste perioden er isløsningen fremskyndet med omtrent 2 dager per tiår, mens isleggingen er forsinket med omtrent 6 dager per tiår. De helt isfrie og helt islagte periodene har endret seg med respektivt 7 og 3 dager per tiår. Det stemmer bra med tidligere studier fra Øvre Heimdalsvatn øst i Jotunheimen i perioden 1969–2008 (Kvambekk og Melvold, 2010), og Atnsjøen (Innlandet) i perioden 1954–2008 (Sandlund mfl., 2010).

5.3.1 Is i et framtidig klima

Isdekket på elver og innsjøer påvirkes av klimaendringene. Om vinteren vil økt lufttemperatur gi kortere issesong, og etter hvert flere isfrie elver og innsjøer i lavlandet, særlig sør i landet. I fjellet ventes det fortsatt stabile vintre, men kortere enn i dag. I lavlandet, litt inn fra kysten, kan skøyteentusiaster i en overgangsperiode få flere muligheter for blank is enn i dag, da hyppigere smeltesituasjoner vil gi mindre snø på isen.

Klimaendringer med økt temperatur gir kortere perioder med is, og mindre og tidligere vårsganger. Ved mildvær og store nedbørhendelser som regn, går det i dag vinterisganger i lavlandet. Utover i dette århundret ventes vinterisganger å skje hyppigere og høyere opp i vassdrag enn i dag, men med mindre ismengder. Vi kan også få isganger i vassdrag som i dag har stabilt isdekke. I kystnære strøk sør i landet kan det bli så lite is at isgangene knapt merkes.

5.4 Permafrost

Ketil Isaksen

Ivar Berthling og Julia Lutz (i alfabetisk rekkefølge).

Kort oppsummert

Permafrost, som er permanent tele i bakken året rundt, dekker omtrent 15 % av landjorda på den nordlige halvkule. I Norge finnes permafrost hovedsakelig i fjellområder og enkelte myrområder, og utgjør rundt 4 % av landarealet.

Permafrosten er følsom for klimaendringer, og permafrosten i Norge varmes opp og tiner. I Nord-Norge er halvparten av permafrostområdene i torv- og palsmyrer forsvunnet siden 1950-tallet.

Beregninger viser at arealet med permafrost i Norden har blitt 60 % mindre fra 1981–1990 til 2001–2010.

Framskrivninger viser at permafrosten i øverste del av bakken i høyfjellet i Sør-Norge vil tine fullstendig innen 2050, og at permafrosten vil tine i store områder under 1800 moh. i løpet av dette århundret, hvis vi følger et middels utslippsscenario.

5.4.1 Permafrost i historisk periode

Permafrost, altså permanent tele i bakken året rundt, dekker om lag 15 % av jordas landareal på den nordlige halvkule (Obu, 2021). Store områder i Russland og Nord-Amerika har permafrost. I Norge finnes permafrost først og fremst i fjellet og i enkelte myrområder (figur 5.4.1), og totalt har om lag 4 % (13000 km²) av landarealet permafrost i dag (1981–2010, Gishås mfl., 2017). Målinger viser at permafrosten i Norge er «varm», typisk mellom –3 og 0 °C. Det aktive laget, det vil si det øvre laget av bakken som tiner i sommerhalvåret, er

normalt 1–3 m i Norge, men kan være opp til 10 m i fast fjell.

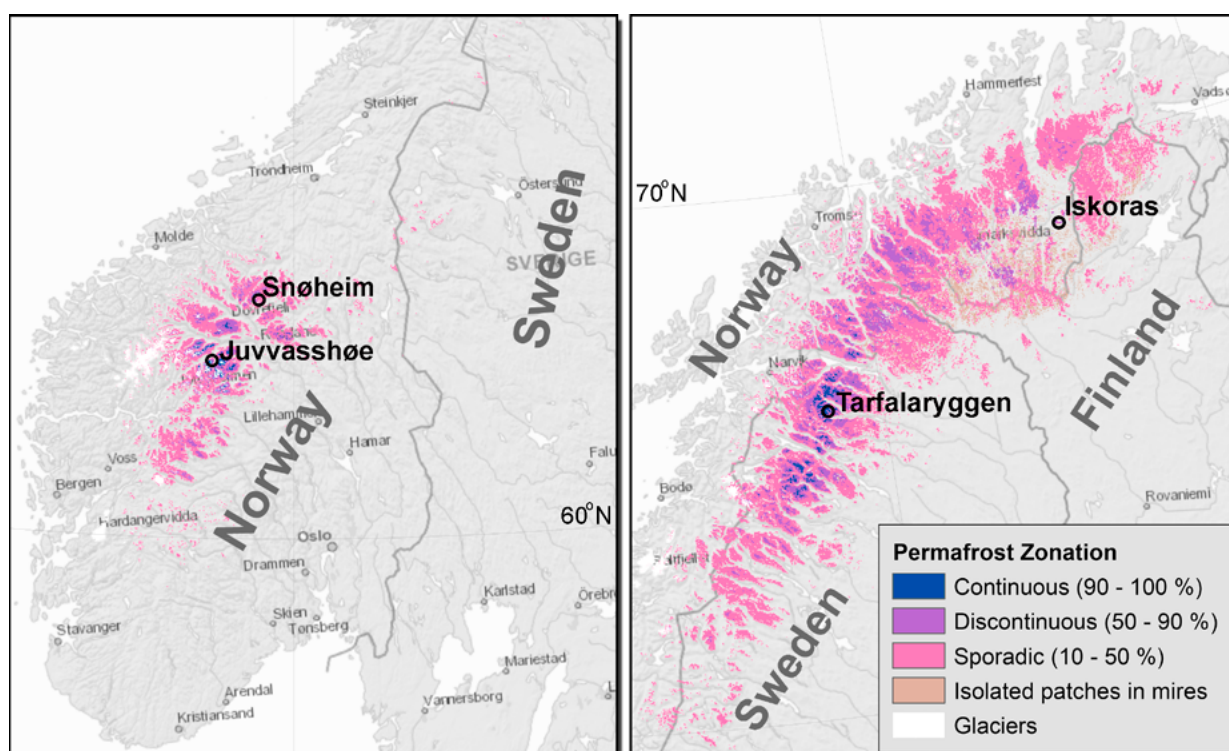
I Sør-Norge er det permafrost over 1300–1400 moh. enkelte steder i vestlige fjellområder. Lengre øst, mot grensetraktene til Sverige, synker den nedre grensen for permafrost til omtrent 900 moh. I Nord-Norge er det permafrost i tre hovedregioner: 1) over 800–900 moh. i vestlige deler av kyst- og fjordstrøkene i Troms, 2) over tregrensen og i de store myrområdene i kontinentale områder på Finnmarksvidda og indre Troms, 3) på Varangerhalvøya finnes det eneste området

i Norge med permafrost av «lav-Arktisk» type (Farbrot mfl., 2013). Permafrosten der er den nordligste i Nordvest-Europa utenfor Russland og Svalbard. I bratte fjellskråninger kan permafrost forekomme i mye lavere høyder enn i annet terreng, spesielt i nordvendte fjellskråninger (Magnin mfl., 2019).

Permafrost er, som resten av kryosfæren, følsom for klimaendringer. I bratte skråninger og fjellsider kan permafrosten ha stabilisert løsmasser og oppsprukket fjell i lang tid, men faren for skred kan øke dersom permafrosten varmes opp og tiner (Frauenfelder mfl., 2018; Etzelmüller mfl., 2022). Myrområder og organiske lag i permafrosten inneholder dessuten store mengder organisk karbon, som kan brytes ned og frigjøre klimagasser når bakketemperaturen stiger og permafrosten

tiner (se Pirk mfl., 2024 for et eksempel). 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 at enkelte steder har tint de senere årene (Etzelmüller mfl., 2020; Smith mfl., 2022; Noetzli mfl., 2024). Den lengste tidsserien i Norge går tilbake til 1999 på Juvvassshøe (1894 moh., for lokalisering se figur 5.4.1). På Tarfalaryggen (1550 moh.) i Nord-Sverige, nær grensen mot Norge, går serien tilbake til 2000. Oppdaterte målinger fra begge disse stedene viser en tydelig oppvarming av permafrosten (figur 5.4.2). I de øvre 10–15 m påvirkes temperaturen i permafrosten av års- og årstidsvariasjoner i lufttemperatur. På større dyp vil derimot ikke



Figur 5.4.1 Modellert permafrostutbredelse i Norge, Sverige og Finland for 1981–2010. Kartet indikerer et totalt permafrostområde på 23 400 km² i disse landene. Omtrent 56 % av arealet ligger i Norge, 35 % i Sverige og 9 % i Finland. Lokaliseringen av permafroststasjonene med de lengste tidsseriene er vist. Permafrosten er delt inn i ulike soner etter hvor store deler av området det er sannsynlig med permafrost: kontinuerlig, diskontinuerlig, sporadisk og isolert permafrost der henholdsvis 90-100 %, 50-90 %, 10-50 % og <10 % av landarealet sannsynligvis inneholder permafrost. Figuren er modifisert fra Gislås mfl. (2017).

et par kalde eller milde vintre ha noe særlig innvirkning på temperaturen, og målingene gir derfor et direkte bilde av temperaturutviklingen over lengre tid.

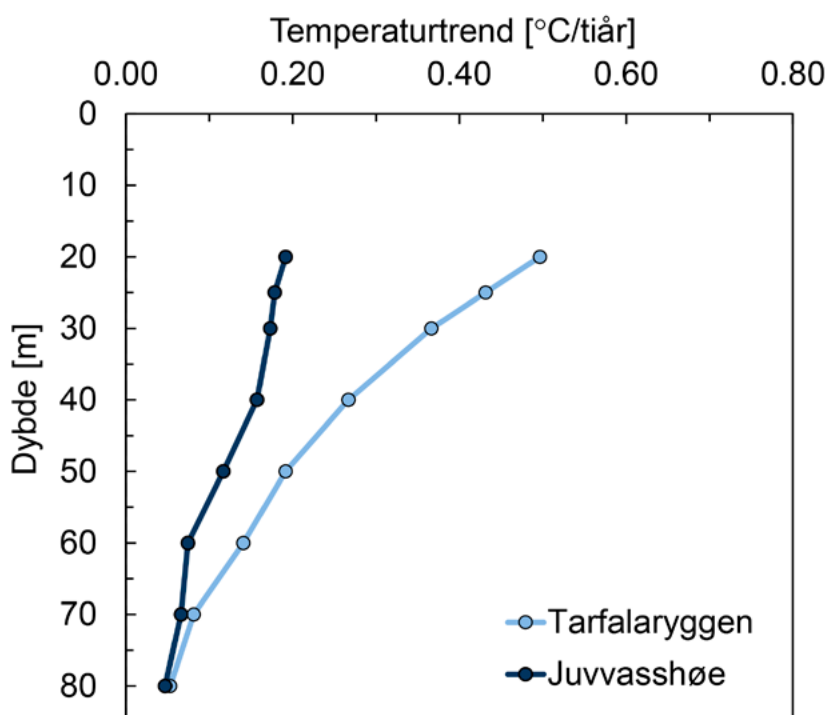
Figur 5.4.2 viser at på 20 m dybde har temperaturen på Juvvasshøe og Tarfalaryggen økt med henholdsvis omtrent 0,20 og 0,50 °C per tiår (Etzelmüller mfl., 2020; Smith mfl., 2022) siden målingene startet. En tydelig temperaturøkning kan nå registreres ned til 80 m dybde. Oppdaterte beregninger viser at tykkelsen av det aktive laget har økt med henholdsvis 7 og 13 cm per tiår på Juvvasshøe og Tarfalaryggen (Etzelmüller mfl., 2020).

Bakketemperaturmålinger gjort siden 2008 på Iškoras (591 moh.) i Finnmark og siden 2014 på Snøheim (1475 moh.) i Innlandet viser at permafrosten her er i ferd med å tine (figur 5.4.3, Isaksen mfl., 2022, Noetzli mfl., 2024). Iškoras representerer godt bakketemperaturen i permafrostområder over skoggrensen på

Finnmarksvidda, mens målingene på Snøheim representerer permafrost som er nær 0 °C i løsmasser i høyfjellet i Sør-Norge. Målingene fra Iškoras viser at det fantes permafrost på 10 og 20 m dybde de første årene med målinger, men at permafrosten gradvis tinte og forsvant fra disse dybdene i henholdsvis 2011 og 2021 (figur 5.4.3a). Bakketemperaturen på Iškoras på 10 m dybde har i gjennomsnitt økt med 0,6 °C per tiår siden målingene startet.

I Nord-Norge har omtrent halvparten av permafrostområdene i torv- og palsmyrer forsvunnet, sammenliknet med det som fantes på 1950-tallet (Borge mfl., 2017).

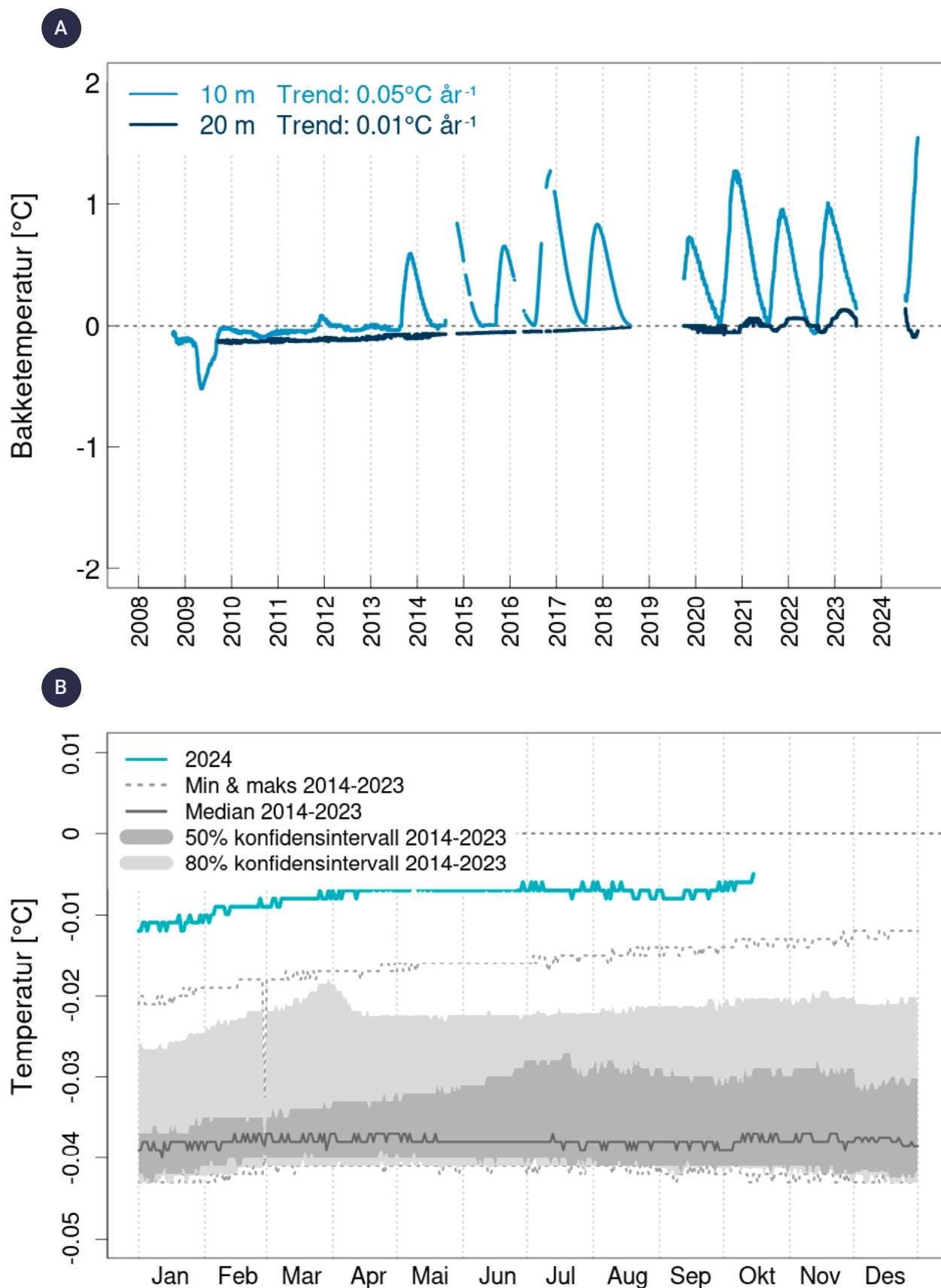
Tidligere modellberegninger tyder på at landarealet med permafrost i Norden er redusert med hele 60 % fra tiårsperioden 1981–1990 til 2001–2010 (Gisnås mfl., 2017). Dette indikerer at store områder tiner, spesielt i de nordlige permafrostområdene i Norge, Sverige og Finland der temperaturen i permafrosten i dag



Figur 5.4.2 Observerte temperaturendringer (lineær trend i °C per tiår) i permafrosten på Tarfalaryggen og Juvvasshøe for perioden fra 2000 til 2022 (modifisert og oppdatert fra Etzelmüller mfl., 2020, Romanovsky mfl., 2017).



Tining av permafrost gir sår i landskapet på Svalbard. Foto: Ketil Isaksen/MET



Figur 5.4.3 a) Temperaturutvikling og trend på 10 og 20 m dybde ved Iškoras i Finnmark, b) Temperatur nær overflaten av permafrosten på 8,5 m dybde ved Snøheim i Innlandet (oppdatert fra Isaksen mfl., 2022. [Nyeste data vises på cryo.met.no](https://www.cryo.met.no)).

er nær 0 °C. Disse modellberegningene tar ikke hensyn til at temperaturen i permafrosten endrer seg sakte (termisk treghet), men gir likevel en forholdsvis god representasjon av dagens permafrosttilstand. Nye modellsimuleringer for bratte fjellvegger viser at bakketemperaturen på 20 m dyp har økt med 0,2 °C per tiår i gjennomsnitt siden 1980-tallet (Czekirda mfl., 2023).

5.4.2 Permafrost i et framtidig klima

Den viktigste driveren for permafrostendringer er lufttemperatur. Beregninger viser at de øverste meterne av permafrosten i både høyfjellsregioner og lavlandsområder i Europa, inkludert Norge, vil tine i økende tempo i løpet av det 21. århundret (Chadburn mfl., 2017; Hock mfl., 2019). De største endringene skjer under høye utslippsscenarioer. Selv om tining av dypere permafrost går langsomt, kan denne prosessen akselereres i høyfjellet, spesielt der fjelltopper varmes opp fra flere kanter (Noetzli og Gruber, 2009) og der regn- og smeltevann trenger dypt ned i sprekker i fjellet (Hasler mfl., 2011).

Som nevnt i kapittel 5.4.1, har det vært en betydelig oppvarming av permafrosten i Norge de siste tiårene, og permafrosten har forsvunnet i en del områder hvor det tidligere var permafrost. Tidligere modellsimuleringer for Sør-Norge, basert på empirisk-statistiske nedskaleringer, viser at denne trenden fortsetter og forsterker seg i de kommende tiårene (Hipp mfl., 2012). Ifølge beregningene vil permafrosten i de øvre 10 m av bakken, der gjennomsnittstemperaturen i dag er mellom -1 og 0 °C, tine fullstendig innen 2050 (Hipp mfl., 2012). Videre vil permafrostgrensen i høyfjellet i Sør-Norge stige med 200–300 m innen år 2100, noe som betyr at permafrosten vil tine i store områder under 1800 moh.

Det er foreløpig ikke utført lignende simuleringer med oppdaterte utslippsscenarioer eller for Nord-Norge. Men siden den største temperatur-

økningen er beregnet for Nord-Norge (kapittel 3.1, tabell 3.1.3) antas det at endringene i permafrost der vil være større, sammenlignet med Sør-Norge. Hvis dagens endringer i de gjenværende frosne torv- og palsmyrene i Nord-Norge fortsetter i samme tempo, vil permafrosten i disse områdene stort sett forsvinne i løpet av det 21. århundret (Borge mfl., 2017). Dette indikerer at permafrosten mot slutten av århundret kun vil finnes i de høyeste fjellområdene og fjelltoppene i både Sør- og Nord-Norge. Men selv der vil det skje en betydelig oppvarming, og tykkelsen av det aktive laget der vil trolig øke med 5 til 10 m.



6

Foto: Jakub Stanek/Shutterstock

Skred

Tuomo Saloranta

*Ivar Berthling, Graziella Devoli, Regula Frauenfelder og Karsten Müller
(i alfabetisk rekkefølge).*

Kort oppsummert

Det blir mindre snø og kortere snøsesong i fremtidens klima, og snøskred blir sjeldnere i lavlandet. I høyereliggende områder ventes derimot flere naturlig utløste snøskred.

Framskrivninger for sørpeskred viser samme mønster som for snøskred, der sørpeskredaktivitet ventes å minke i lavlandet og øke i høyereliggende områder.

Det ventes flere jord- og flomskred i forbindelse med økt hyppighet og intensitet av lokalt kraftige nedbørepisoder (styrtregn) i fremtidens klima. Framskrivninger viser også generell økning i jord- og flomskred i sensommer- og høstsesongen.

Det er usikkert om klimaendringer fører til flere kvikkleireskred.

Det ventes flere steinsprang, steinskred og store fjellskred i områder med permafrost (rundt 4 % av Norges fastlandsareal) som tiner.

Det forekommer mange ulike typer skred i Norge på grunn av landets topografi, klima og geologiske forhold. Sammen med flom og storm er skred de naturfarene som forårsaker mest skade og som tar flest menneskeliv i Norge. Skredhendelser kan føre til stengning eller brudd av transportårer (f.eks. veier, jernbanelinjer, kraftlinjer) med konsekvenser for blant annet forsyningskjeder og transport. Videre kan de forårsake skade og ødeleggelse av hus og infrastruktur, gjøre beite- og dyrkbar jord ubrukelig og ta liv.

Ordet skred er et generelt begrep som indikerer en massebevegelse der stein, løsmasser, snø eller is beveger seg nedover en skråning, på land eller under vann. Et skred kan klassifiseres basert på for eksempel dets materiale og bevegelse, størrelse, vanninnhold og utløsende årsak. I Norge klassifiseres skred vanligvis i tre hovedkategorier basert på type materiale: (i) skred i fast fjell, (ii) skred i løsmasser og (iii)

skred i snø og is. I tillegg finnes det en fjerde kategori for skred som utløses under vann. Fast fjell defineres som den harde, faste og sammenhengende berggrunnen under løsmassene. Løsmasser kan være avsetninger av stein, grus, sand, silt, leire, eller jordsmonn med høyt innhold av organisk materiale (torv), samt masser som er deponert av mennesker. Definisjoner for ulike skredtyper kan variere noe fra land til land. I dette kapittelet brukes terminologi for skred etablert for norske forhold av Jenssen mfl. (2015).

Av de ulike skredtypene som forekommer i Norge er snøskred den som tar flest liv. I perioden 1995–2024 var det 167 omkomne i snøskredulykker ([inkludert 9 i sørpeskred-ulykker og 15 i ulykker med skavlfall og isnedfall](#)) ([nve.no, 2025a](#)). I samme 30-årsperioden var det 26 omkomne i ulykker som skyldes skred i fast fjell (steinsprang, steinskred) og 26 omkomne i ulykker som skyldes skred i

løsmasser (17 av dem i kvikkleireulykker) (nve.no, 2025a). Det er få dødsulykker knyttet til flom og storm, men disse naturfarene forårsaker de største økonomiske kostnadene og får ofte konsekvenser for større geografiske områder enn skred (Finans Norge, 2024).

Det finnes mange årsaker som påvirker stabiliteten i en skråning og som kan utløse skred. Medvirkende årsaker er relatert til mer konstante faktorer, som for eksempel topografi, geologi, grunnvannsforhold og generelle snøforhold, mens utløsende årsaker er de mer akutte faktorene som bidrar til at et skred skjer på et gitt tidspunkt. Vann i form av regn eller snøsmelting, økende grunnvannsstand, samt lufttemperatur, er generelle hovedfaktorer som påvirker skråningsstabiliteten for mange skredtyper. Menneskelig aktivitet og inngrep i terrenget, samt endringer i vegetasjonen på grunn av skogbranner, tørke, osv., kan også være medvirkende eller utløsende faktorer for en skredhendelse. Faren for skred i løsmasser kan for eksempel endres gjennom bygging av adkomstveier med utilstrekkelig drenering, eller ved grave- eller fyllingsarbeid, sprengninger, flatehogst og skogbranner.

Sammenhengene mellom skred og klima er kompliserte (se for eksempel Jakob, 2022; Stoffel mfl., 2024) fordi skredhendelser ofte er et resultat av mange sammenfallende årsaker (menneskelig aktivitet inkludert), hvor mange av disse kan bli påvirket av klimaendringer. Selv om den konkrete skredfaren er sterkt avhengig av lokale forhold (geologi, terreng, hydrologi), finnes det likevel noen klare sammenhenger mellom skred og for eksempel nedbør og temperatur. Snø-, sørpe-, jord- og flomskred er skredtyper som til en viss grad kan varsles fordi disse skredtypene har en tydelig sammenheng med været. Farenivået for disse fire skredtypene varsles daglig på et regionalt nivå i de relevante sesongene av skredvarslingstjenesten hos Norges Vassdrags- og Energidirektorat (NVE; varsom.no).

Crozier (2010) og Gariano og Guzzetti (2016) sammenfattet internasjonale studier om klimaendringenes effekt på skred og påpekte at siden vann er en hovedfaktor for utløsning av mange typer skred, finnes det et godt teoretisk grunnlag for å anta generelt økt skredaktivitet i et varmere og våtere klima. I tillegg til en generell økning i nedbørmengde, antas det at også økt hyppighet og økt intensitet av kraftige nedbørepisoder (styrtregn og kraftige snøfall; kapittel 3.5) vil være assosiert med økt skredaktivitet, spesielt for snø-, jord- og flomskred. Disse nevnte studiene understreker likevel at det fremdeles er stor usikkerhet knyttet til det å forutsi klimaendringenes effekt på skredaktivitet, spesielt lokalt, og på grunn av komplekse koblinger mellom klimaendringer og endringer i menneskelig aktivitet.

I den nasjonale skreddatabasen finnes det en oversikt over historiske skred i Norge. Denne oversikten ble opprettet av Norges Geologiske Undersøkelser (NGU) i 2001, og har siden 2014 blitt videreutviklet av NVE. Skredregistreringer i denne databasen er samlet fra flere kilder, blant annet fra feltobservasjoner, tekniske rapporter, nyheter i media og historiske dokumenter. De fleste skred er registrert langs veier, jernbanelinjer og i bebygde områder, hvor skredet har gjort skader på infrastruktur eller hvor mennesker har omkommet. Antall skredobservasjoner i skreddatabasen har økt kraftig de siste tiårene, men mye av denne økningen skyldes økt innsats for å få registrert hendelser, samt at datafangst fra enkelte eksterne databaser (f.eks. fra Statens vegvesen) ble innlemmet i den nasjonale databasen. Det er derfor vanskelig å kvantifisere historiske endringer og trender i skredaktiviteten i Norge de siste omtrent 50–100 år utfra skredobservasjoner i skreddatabasen (Jaedicke mfl., 2008).

Det er også generell mangel på gode matematiske skredmodeller (Arosio mfl., 2020) som kan håndtere og sammenfatte de mange sammenfallende skredårsakene og dermed

framskrive og kvantifisere endringer i skredhyppighet i et framtidig klima. Dermed må det som regel fortsatt kvalitative ekspertvurderinger til, når klimaendringenes effekt på skredaktiviteten i Norge skal vurderes. Et unntak her er bruken av kvantitative vann- og snørelaterte skredindekser som såkalte proxydata, eller alternative informasjonskilder (faktaboks 2.0.1; Dyrddal mfl., 2020), for jord-, sørpe- og flomskredaktivitet (kapittel 6.2 og 6.3).

6.1 Skred i snø – snøskred

Snøskred kan forekomme i snødekte fjellsider som har en helning på rundt 30° eller brattere. Når et snøskred løsner, kan snømassene transporteres ned i langt slakere terreng. Det finnes ulike typer snøskred. En ofte brukt inndeling skiller mellom tørre og våte snøskred og mellom løssnø- og flakskred. Snøskredtypen som tar flest liv i Norge og globalt er tørre flakskred (Schweizer mfl., 2003). Ved fatale ulykker i forbindelse med friluftsliv er det ofte ofrene selv som utløser skredet, ved å bevege seg inn i snøskredterreng. Ved ustabile snødekkeforhold kan den ekstra vekten av en person være nok til å bringe den skjøre stabiliteten i snødekket i ubalanse og føre til utløsning av et snøskred.

Snøskredrelaterte skader på infrastruktur skyldes stort sett naturlig utløste snøskred, der meteorologiske faktorer er hovedårsaken til utløsning. Naturlig utløste snøskred må som regel være store for at slike skader skal oppstå, men i kystnære strøk med bratte fjellsider, som i Nord-Norge eller på Nordvestlandet, kan også mindre skred føre til stengte veier eller ødelagte kraftlinjer. Nyere analyser av satellittmålinger tyder på at antall naturlig utløste snøskred i Norge kan i gjennomsnitt være i størrelsesorden 100 000 skred per år (Grahm mfl., 2024).

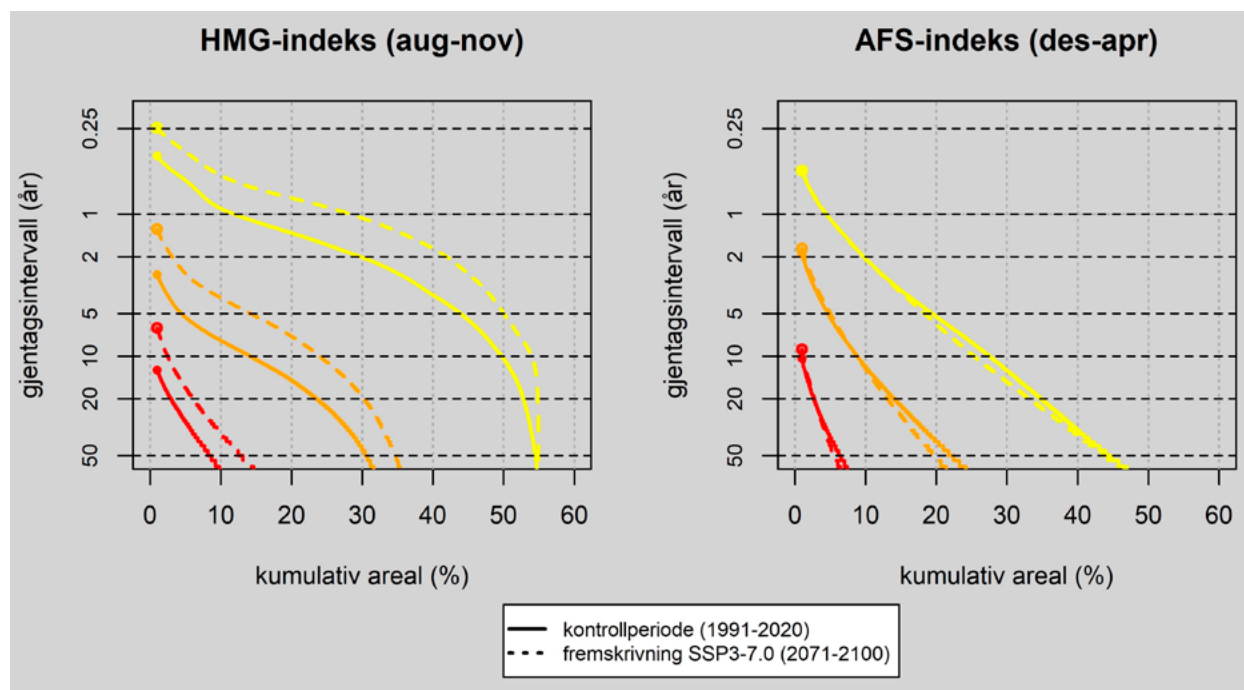
Typiske årsaker til naturlig utløste snøskred er (i) store snøfall som øker belastningen på det eksisterende snødekket, (ii) mye regn som både øker belastningen på snødekket, samt svekker bindingene i snøen, og (iii) raskt

stigende lufttemperatur som øker sig og dermed skjærspenningen i snødekket. Endringer mot et varmere og våtere klima vil derfor sannsynligvis medføre en økning av naturlig utløste snøskred i områder som fortsatt har nok snø for at snøskred kan dannes. Samtidig vil en reduksjon i snømengder (kapittel 5.1.2) på grunn av høyere temperatur sannsynligvis føre til kortere vintersesonger og mindre områder som er utsatt for snøskred, spesielt i lavere-liggende strøk. Siden den ødeleggende kraften av et snøskred er avhengig av volumet av snømassene i bevegelse og deres hastighet og tetthet, vil en reduksjon i snømengder sannsynligvis minke sannsynligheten av ødeleggende snøskred. Et sammendrag av internasjonale studier i Eckert mfl. (2024) og studier fra franske fjellområder (Castebrunet mfl., 2014; Giacona mfl., 2021) tyder på en slik langsiktig effekt.

Det finnes ennå ikke regionale, landsdekkende klimaframskrivninger for endringer i snøskredfare i Norge. Slike modellsimuleringer vil i fremtiden mer nøyaktig kunne sammenfatte de ulike og noen ganger motvirkende årsakene som kan føre til utløsning av snøskred.

6.2 Skred i snø – sørpeskred

Sørpeskred forekommer i snødekt terreng, men er et sjeldnere fenomen enn snøskred. Sørpeskred består av helt vannmettet snø (sørpe) og kan – i motsetning til vanlig snøskred – også utløses i slakt terreng. Sørpeskred løses oftest ut i perioder med kraftig regn på snøen og/eller ved intens snøsmelting. Andre medvirkende årsaker til utløsning av sørpeskred er et ugjennomtrengelig lag i bakken under snøen, for eksempel på grunn av tele, is eller høy vannmetning (Hestnes, 1998; Sund mfl. 2020). Også lagdelingen og krystallstrukturen i snødekket kan spille en rolle (Hestnes, 1998). Sørpeskred har likheter med flomskred, kan utvikle seg til flomskred lenger nedstrøms, og kan bevege seg raskt over relativt store avstander.



Figur 6.2.1 Kumulative arealkurver (% av Norges areal) for hyppigheten (gjentagsintervall) av utslag for skredfare angitt av HMG- og AFS-skredindekser i nåtidens (1991–2020; heltrukne linjer) og projisert framtidens klima (2071–2100; høyt utslippsscenario; stiplede linjer). For den jord- og flomskredrelaterte HMG-indeksen er perioden august-november brukt. For den sørpeskredrelaterte AFS-indeksen er perioden desember-april brukt. Linjefargene indikerer gult (eller høyere), oransje (eller høyere) og rødt indeksutslag. Resultater er gjennomsnitt basert på data fra distHBV modellen (kapittel 10.3.1) og et ensemble av 20 ulike nedskalerte og bias-korrigerede klimamodeller (kapittel 10.2.5).

Saloranta mfl. (2021) brukte simulerte skredindekser som proxydata (faktaboks 2.0.1) for å beregne jord-, sørpe- og flomskredaktivitet, basert på en underliggende antagelse om at disse indeksene har en tydelig korrelasjon med faktisk skredaktivitet og skredfare. Disse skredindeksene antyder graden av skredfare med en fire-trinns skala (grønt, gult, oransje, rødt) og tar ikke hensyn til alle potensielle årsaker til skred, men prøver å inkludere de viktigste hovedfaktorene. Den sørpeskredrelaterte indeksen (avrenning-fra-snøpakken, AFS) er basert på simulert avrenning av vann fra regn og snøsmelting i bunnen av snøpakken i områder der det er nok snø (minst 40 cm) for dannelse av sørpeskred. Saloranta mfl. (2021) fant signifikant økende trender for mengden regn og snøsmelting i den historiske perioden 1958–2020, men ikke en signifikant økning

i sørpeskredfaren i AFS-indeksen i vinter- og vårsesongen (november til juni). Dette skyldes antageligvis den motvirkende effekten av minking i snømengder og snøsesonglengder i denne perioden.

Ved hjelp av hydrologiske framskrivninger fra distHBV-modellen (kapittel 10.3.1) ble det beregnet klimaframskrivninger for AFS-indeksen for vinter- og vårsesongen (desember til april; Saloranta mfl. 2025, manuskript under arbeid). Som for den historiske perioden, viser disse framskrivningene (figur 6.2.1) lite endring totalt sett i hyppigheten av sørpeskredfare i AFS-indeksen fra perioden 1991–2020 til 2071–2100. Dette gjelder både i middels (RCP4.5) og høyt (SSP3-7.0) utslippsscenario. Ser man på endringer i ulike høydeintervaller, finner man likevel en tydelig reduksjon i

sørpeskredfare i AFS-indeksen under 500–800 moh. i høyt utslippsscenario (300–700 moh. i middels utslippsscenario) avhengig av regionen, og en økning i sørpeskredfare i AFS-indeksen i terrenget høyere enn dette. Med andre ord, sørpeskredaktivitet i framtidens klima ser ut til å «flytte seg» til høyere områder i terrenget. Denne type endring er også antydning for snøskred i kapittel 6.1., og henger sammen med endringer i vanntilførselen til snøen (regn og snøsmelting), samt mindre snømengder og kortere snøsesonger i framtidens klima (kapittel 5.1.2). Tabell A.8.2 i appendiks viser endringer i sørpeskredindeksen i ulike regioner og høydesoner mot midten og slutten av århundret.

6.3 Skred i løsmasser – jordskred og flomskred

Jordskred og flomskred forekommer i bratte skråninger og elveløp (ofte 20–30°). De kan beskrives som raske massestrømmer av vannmettede løsmasser. Flomskred skiller seg fra jordskred ved at skredet blir kanalisert i bratte elve- og bekkeløp, der vannmassene river løs og transporterer store mengder løsmasser, steinblokker, osv., mens jordskred forekommer utenfor definerte vannveier og er i mindre grad preget av en slik kanalisering. Jordskred og flomskred utløses vanligvis av kraftig eller vedvarende regn og/eller snøsmelting da et høyt vanninnhold vil senke friksjonen i løsmassene. Saloranta mfl. (2021) analyserte tidsserier av en indeks for jord- og flomskred (HydMetGeo, HMG) for Norge. HMG-indeksen er basert på simulert vannmetning i bakken, avrenning til bakken (regn og snøsmelting) og en klassifisering av hvor utsatt området er for jord- og flomskred. HMG-indeksen er mest pålitelig i sensommer- og høstsesongen. Resultater i Saloranta mfl. (2021) for perioden 1958–2020 viser ingen statistisk signifikante trender i denne jord- og flomskredindeksen i høstsesongen (september til november).

Framskrivninger viser en økning i hyppighet av jord- og flomskred i framtidens klima (figur 6.2.1). Framskrivninger for HMG-indeksen ble beregnet ved hjelp av framskrivninger fra distH-BV-modellen (kapittel 10.3.1) for sensommer- og høstsesongen (august–november; Saloranta mfl. 2025, manuskript under arbeid). Arealet av Norge med minst étt årlig utslag for jord- og flomskredfare i HMG-indeksen øker i gjennomsnitt med 16 prosentpoeng (fra 11 % i 1991–2020 til 27 % i 2071–2100 i høyt utslippsscenario; figur 6.2.1). Samme økning i middels utslippsscenario er 9 prosentpoeng. Økningen i jord- og flomskredaktiviteten i framtidens klima, antydning av HMG-indeksen, henger sammen med økt vanntilførsel, samtidig som det er lite endringer i gjennomsnittlig relativ vannmetningsgrad i bakken. Tabell A.8.1 i appendiks viser endringer i jordskredindeksen i ulike regioner og høydesoner mot midten og slutten av århundret.

6.4 Skred i løsmasser – leirskred og kvikkleireskred

Leirskred og kvikkleireskred forekommer ofte i slakt terreng og bare i områder med marin leire, det vil si leire som ble avsatt i saltvann under og rett etter siste istid og som deretter ble hevet over havnivå på grunn av landheving. I Norge har marin leire størst utbredelse i Trøndelag og på Østlandet. Den er også vanlig mange steder i Nord-Norge, samt at den finnes i enkelte områder på Vestlandet og på Sørlandet (nve.no/2025b).

Kvikkleire utvikles fra marin leire ved at det opprinnelige saltinnholdet i leiren blir vasket ut gjennom grunnvannsstrømning. Kvikkleire mister mye av sin styrke og blir flytende ved overbelastning eller omrøring, og kvikkleireskred utvikler seg derfor raskt og ofte over store områder, selv i slakt terreng. Kvikkleireskred utvikler seg bakoverskridende, det vil si at de starter i bunnen og går bakover i terrenget ettersom kvikkleiren blir overbelastet når

leiren nedenfor er rast ut. Leirskred derimot, vil vanligvis ikke forplante seg bakover i vesentlig grad.

Kvikkleire kan i utgangspunktet forekomme i alle områder med marine sedimenter. Den er som regel uproblematisk så lenge den ligger uforstyrret i grunnen. De fleste kvikkleireskred utløses av menneskelig aktivitet eller erosjon i elver og bekker og ofte vil det være en kombinasjon av årsaker (DIBK, 2024). Leirskred forekommer ofte på grunn av erosjon ved foten av skrånninger mot elver og bekker. Per i dag er det usikkert om klimaendringer har ført, eller vil føre, til økt hyppighet av leir- og kvikkleireskred.

6.5 Skred i fast fjell – steinsprang, steinskred og fjellskred

Skredtypene steinsprang, steinskred og fjellskred tilhører kategorien skred i fast fjell. Disse skredtypene forekommer alle i fjellsider hvor det finnes svake partier i berggrunnen, og forskjellen mellom dem ligger i bevegelsesmekanisme og skredvolum. Steinsprang og steinskred kan forekomme fra alle typer skrånninger der det finnes oppsprukne og løse fjellpartier. Spesielt steinsprang, det vil si ras av steinblokker i små volumer, er et hyppig fenomen i Norge. Steinsprang og steinskred er utfordrende å varsle i forkant, men økt vanntrykk i sprekksystemer i forbindelse med intens nedbør kan ofte bidra til steinsprang og steinskred. Skråningsstabiliteten kan bli påvirket av flere fryse–smelte-episoder og tining av permafrost, og bidra til flere steinsprang og steinskred (Jaedicke mfl., 2008). I framtidens klima ventes flere nullgradspasseringer om vinteren og i høyereliggende strøk om våren (kapitler 3.2.7) og disse kan ha en sammenheng med flere fryse–smelte-episoder i fjellsprekker. Permafrost, som fortsatt finnes i omtrent 4 % av Norges fastlandsareal, i høyfjellet og i de kaldeste områdene (Gisnås mfl., 2017), ventes å tine i et økende tempo (kapittel 5.4).

Fjellskred skjer når store volumer av steinmasser

(mer enn 100.000 m³) løsner og raser ned en fjellside. Fjellskred har ført til noen av de største naturkatastrofene vi kjenner til i Norge. De mest kjente katastrofene er Loen-skredene i 1905 og 1936 og Tafjord-skredet i 1934, som forårsaket flodbølger og førte til at til sammen 174 mennesker mistet livet. Oppvarming og tining av permafrost kan være en medvirkende faktor for utløsning av enkelte store fjellskred (Etzelmüller mfl., 2022; Penna mfl., 2023). Det er indikasjoner for at økende bakketemperaturer kan føre til økt intensitet i skred fra fast fjell (særlig steinsprang, steinskred) i permafrost-områder (kapittel 5.4) og til økt bevegelse i ustabile fjellsider med permafrost (Burn mfl., 2024). I områder uten permafrost finnes det dog ikke per i dag grunnlag til å si at fremtidige klimaendringer vil føre til økt hyppighet av store fjellskred.

6.6 Elveløpsendringer, skred- og flomprosesser

Skred både påvirker og påvirkes av stabiliteten til elveløpene og flomforholdene. Under flom kan erosjon og undergraving av løsmasse-skrånninger i kontakt med elveløpet føre til utglidninger og skred. Flomskred og jordskred kan tilføre store mengder materiale til elvene. Grovt materiale som elva tilføres eller eroderer under flomforhold, og så transporteres videre, vil avsettes der terrenget blir slakere. Dette kan føre til at elvene tar nye løp, særlig på elvevifter i overgangen mellom bratte sidedaler og hoveddalen. I leirområder preget av ravinelandskap kan erosjon ved flomvannføringer føre til senking av bekkeløpene og utløse skred og utglidninger (Bogen, 2006), samt føre til utløsning av kvikkleireskred (Bogen og Bønsnes, 2004). Mer styrtregn (kapittel 3.5.3) og flommer (kapittel 4.2.3) i framtidens klima vil øke erosjon og sedimenttransport i mange vassdrag (Bogen, 2009). Dette kan samtidig gi økt sedimentlagring og heving av elvebunnen både på elvevifter og langs slake elvesletter.



Hav

Redaktør: Jan Even Øie Nilsen

*Hovedforfattere: Marius Årthun (7.1), Anne Britt Sandø (7.2),
Kristina Øie Kvile (7.3), Matthew J.R. Simpson (7.4).*

7.1 Storskala sirkulasjon i Atlanterhavet

Marius Årthun

Helene Asbjørnsen

Kort oppsummert

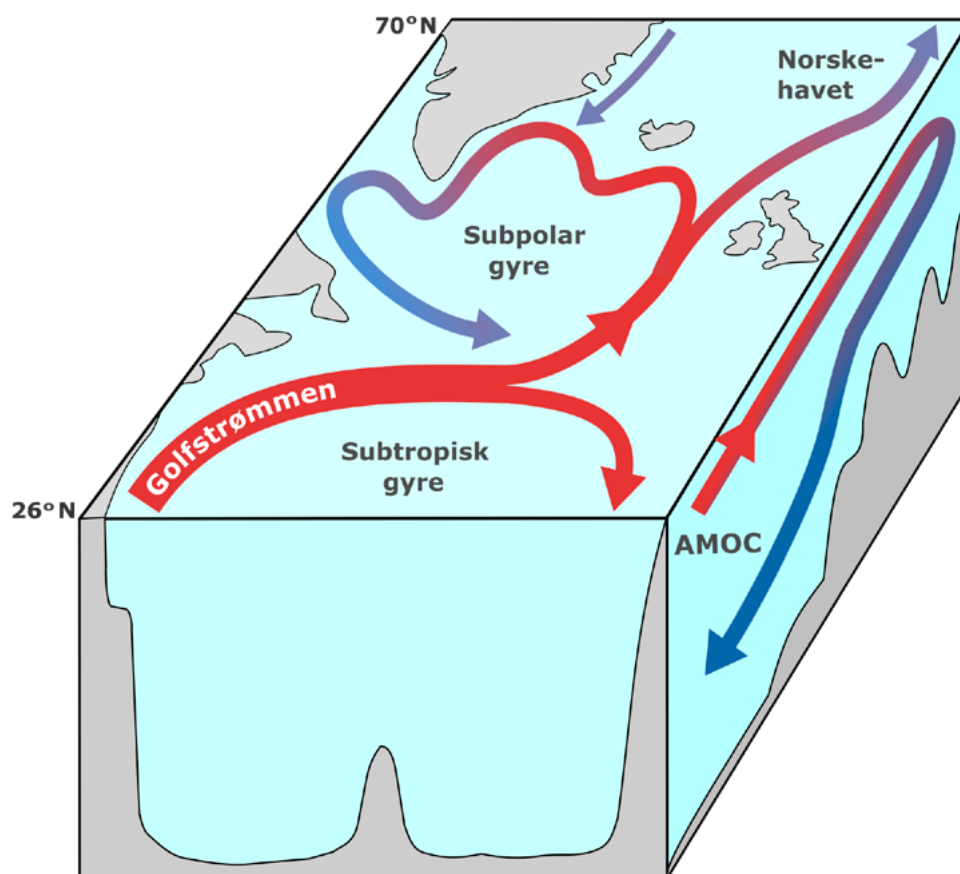
Varmt vann fraktes nordover med Golfstrømmen og Den norske atlanterhavsstrømmen, kjøles ned, synker og returnerer sørover i dypet. Denne sirkulasjonen kalles for omveltningssirkulasjonen i Atlanterhavet (eller Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC) og er en nøkkelprosess for global varmekfordeling.

Klimamodeller viser at både AMOC og Golfstrømmen kan svekkes betydelig fram mot slutten av århundret. Dette innebærer at mindre varme fraktes nordover i havet, noe som kan føre til endringer i temperatur og nedbør i Europa og Nord-Amerika.

Full kollaps av Golfstrømmen er ikke mulig, da den er drevet av vindmønstre som gjør den robust mot klimaendringer.

I Atlanterhavet strømmer varmt vann nordover i overflaten, først i Golfstrømmen og så videre inn i Norskehavet og langs norskekysten som Den norske atlanterhavsstrømmen (Weber og Bjørndalen, 2024). På sin ferd nordover blir det varme vannet gradvis nedkjølt i møte med den kalde atmosfæren. Etter hvert som vannet blir kaldere, blir det tyngre og synker. Det kalde vannet vender så snuten

sørover og strømmer mot dypet av Atlanterhavet. Denne sirkulasjonen, der varmt vann strømmer nordover i overflaten og kaldt vann returnerer sørover i dypet, kalles for omveltningssirkulasjonen i Atlanterhavet (eller Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC; figur 7.1.1). Omveltningssirkulasjonen er en viktig del av den globale havsirkulasjonen



Figur 7.1.1 Havsirkulasjonen i Nord-Atlanteren. I øvre lag frakter Golfstrømmen varmt vann nordover. Den subtropiske gyren sirkulerer med klokken og den subpolare gyren sirkulerer mot klokken. I det vertikale kjøles varmt overflatevann ned og synker som en del av omveltningssirkulasjonen (AMOC). (Grafikk: J. Skrefsrud/H. Asbjørnsen).

som omfordeler varme fra tropene til polene, og det er dermed viktig å forstå hvordan den kan endres i et framtidig, varmere klima.

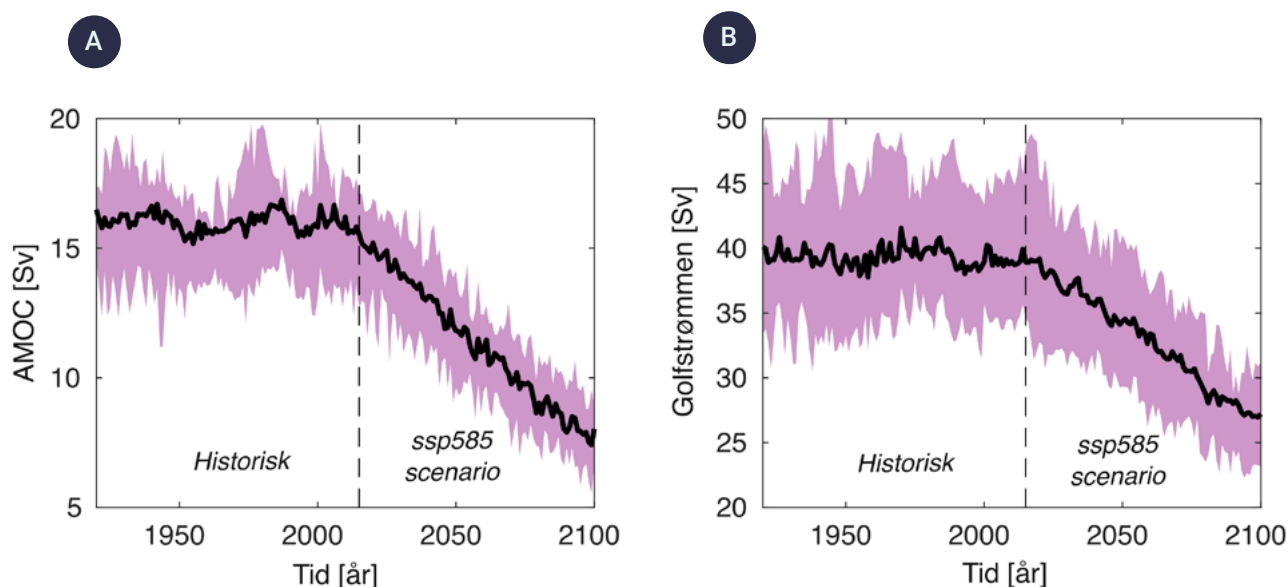
7.1.1 En svekket havsirkulasjon i framtiden

Vår beste kilde til å si noe om framtidens havsirkulasjon er klimamodellene som brukes i rapportene til FNs klimapanel (IPCC). Disse klimamodellene er alle enige i at omveltningssirkulasjonen i Atlanterhavet vil svekkes betydelig ved global oppvarming (figur 7.1.2; Weijer mfl., 2020; Asbjørnsen & Årthun 2023). Dette skjer både fordi avkjølingen av overflatevannet reduseres i et varmere klima og fordi overflatevannet blir ferskere på grunn av økt

tilførsel av ferskvann fra smeltende ismasser. Dermed svekkes dannelsen av dypvann og omveltningssirkulasjonen bremses.

Havsirkulasjonen i Nord-Atlanteren består ikke bare av omveltningssirkulasjonen. Golfstrømmen er også en del av den subtropiske gyren (figur 7.1.1), som drives av det storskala vindmønsteret over Atlanterhavet. Dette gjør Golfstrømmen relativt robust med hensyn til klimaendringer. Likevel viser klimamodellene at Golfstrømmen kan svekkes med rundt 30 % av dagens styrke innen 2100 hvis vi følger et høyt utslippsscenario (figur 7.1.2).

Den framtidige svekkelsen av Golfstrømmen vi ser i klimamodellene skjer både på grunn av



Figur 7.1.2 Historiske og framtidige endringer i (a) omveltningssirkulasjonen i Atlanterhavet (AMOC) og (b) styrken på Golfstrømmen basert på CMIP6 modeller og et høyt utslippsscenario (SSP5-8.5). Skraverte områder viser modellspredningens kvartilbredde. Størrelsen 1 Sv er $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$. Figur basert på Asbjørnsen og Årthun (2023).

endringer i vindmønstre og på grunn av en svekket nedsynking (omveltningssirkulasjon). Likevel er den vinddrevne delen av Golfstrømmen en stabiliserende faktor som tilsier at Golfstrømmen kan svekkes, men ikke kollapse. Så lenge vinden blåser vil vi ha en Golfstrøm.

Klimamodellene viser en gradvis svekkelse av havsirkulasjonen i Nord-Atlanteren fram mot år 2100 basert på utslippsscenarioene til FNs klimapanel, men ingen brå kollaps (figur 7.1.2). Studier viser likevel at dersom det tilføres store mengder ferskvann i Nord-Atlanteren så kan omveltningssirkulasjonen nå et vippepunkt, det vil si en hurtig og irreversibel endring (van Westen mfl., 2024). Det er stor uenighet blant forskere om hvorvidt et slikt vippepunkt er realistisk å nå, selv med høye klimagassutslipp.

7.1.2 Konsekvenser av en svekket havsirkulasjon

En svekkelse av omveltningssirkulasjonen og Golfstrømmen kan få store konsekvenser for hele planeten. Golfstrømmen kalles ofte for «Europas varmepumpe» på grunn av den store mengden varme den transporterer mot nord. En svekket havsirkulasjon fører til at denne varmetransporten i havet minker (Mecking og Drijfhout 2023). Dette kan igjen føre til endringer i temperatur og nedbør over Europa og Nord-Amerika. En svekket omveltningssirkulasjon vil også påvirke havets evne til å ta opp og lagre CO_2 ettersom nedsynkningen av det kalde vannet i nord frakter karbon fra overflaten og lagrer det i dypet.

Selv med en betydelig svekket havsirkulasjon i år 2100 (figur 7.1.2) viser klimamodellene at den globale oppvarmingen mer enn kompenserer for den reduserte varmetransporten i havet. Vi forventer dermed et varmere klima i Norge i framtiden til tross for svekket havsirkulasjon (kapittel 3.1.3).

7.2 Norskehavet og Barentshavet

Anne Britt Sandø

Robinson Hordoir og Morten D. Skogen (i alfabetisk rekkefølge).

Kort oppsummert

Framskrivninger med høye utslipp (SSP5-8.5) viser en kraftig oppvarming av havet, mot slutten av århundret, særlig i de nordlige deler av Barentshavet.

Framskrivninger viser under alle utslippsscenarioer at havet langs norskekysten blir mindre salt, drevet av ferskere vann fra Østersjøen og økt elveavrenning, mens deler av Barentshavet viser en motsatt trend med saltere vann i nord knyttet til økt innstrømning av varmt og salt Atlantisk vann og at mindre is gir mindre sesongmessig tilførsel av ferskt smeltevann (atlantifisering).

Langs norskekysten blir blandingslaget tynnere på grunn av ferskere og varmere overflatevann, mens Barentshavet viser et todelt bilde med tynnere lag i sørvest og dypere lag i nord og øst som følge av økt saltholdighet knyttet til atlantifisering.

Endringene i havet på grunn av menneskeskapte klimaendringer har konsekvenser for havets økosystemer. Framskrivninger viser økning i primær- og sekundærproduksjon i nordlige og østlige deler av Barentshavet, spesielt i de områdene der isen forsvinner, mens lenger sør som i Nordsjøen forventes en reduksjon i primær- og sekundærproduksjonen.

Framskrivninger viser at sjøiskonsentrasjonen om vinteren i Barentshavet kan falle fra rundt 90 % til nær 0 % i høyt utslippsscenario (SSP5-8.5), mens reduksjonen blir langt mindre i scenarioer med lavere utslipp.

7.2.1 Sirkulasjon, variabilitet og klimaendringer

Havklimaet i Norskehavet og Barentshavet er i stor grad bestemt av innstrømningen av atlantisk vann (Østerhus mfl., 2005; Skagseth mfl., 2011). Både volumet og egenskapene til

dette varme og salte vannet er viktig, og det eksisterer komplekse forhold mellom hav og atmosfære, både når det gjelder sirkulasjon og varmeutveksling. Ifølge Atlantisk Multi-dekadisk Oscillasjon (AMO)-indeksen (Sutton og Hodson, 2005) var vannet i Atlanterhavet relativt kaldt på begynnelsen av 1900-tallet;

varmt i perioden 1930–1960, og kaldt i perioden 1970–1980. Siden begynnelsen av 1980-tallet har det vært en oppvarming som nå ser ut til å ha kulminert. I tillegg til innstrømningen av atlantisk vann er havklimaet langs norskekysten avhengig av regionale vindforhold og ferskvannsavrenning. På vei nordover blir atlantehavsvannet gradvis kjøligere og mindre salt på grunn av blanding med kyststrømmen og arktisk vann, samt nedbør og varmetap til atmosfæren. Varmetransporten langs norskekysten og den vertikale varmekraften i Barentshavet er del av omveltningssirkulasjonen i Atlanterhavet (AMOC), hvor varme og salte vannmasser transporteres nordover i nærheten av overflaten, blir avkjølt, for så å synke ned og bli transportert sørover i dypet.

En økning i overflatetemperatur som følge av global oppvarming, og en reduksjon i saltholdighet på grunn av smeltende is, kan føre til økt vertikal stabilitet, noe som vil påvirke mange økosystemprosesser (Lien og Ådlandsvik, 2014). Alternativt, hvis det økte ferskvannet fra smeltende is transporteres ut av det aktuelle området med havstrømmene, kan den vertikale stabiliteten reduseres og påvirke økosystemprosessene på motsatt vis (Hordoir mfl., 2022). Iskanten er spesielt viktig for det marine økosystemet da den biologiske produksjonen er spesielt stor når isen smelter og lystilgangen øker. Klimaendringer påvirker på den måten marine fiskebestander både direkte gjennom endringene i havfysikken og indirekte gjennom havfysikkens påvirkning på produktiviteten på de ulike nivåene i næringsnettet (Sundby, 2000; Moloney mfl., 2011; Kjesbu mfl., 2023). Lenger nedstrøms i Nord-Atlanteren vil mer stabile vannmasser kunne gi en svakere AMOC i løpet av det 21. århundret (kapittel 7.1; IPCC, 2021c). Noen studier tyder på at AMOC allerede er redusert i Nord-Atlanteren, men så langt viser direkte observasjoner ingen reduksjon i innstrømningen til De nordiske hav (Orvik, 2022).

7.2.2 Nedskalering av marine klimaframskrivninger

Regionale effekter på klimaet kan bli kraftig modifisert av intern variabilitet, noe som enten kan dempe eller forverre 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 innstrømningen av relativt varmt atlantisk vann gjennom Barentshavsåpningen (Sandø mfl., 2010; Årthun mfl., 2012; Smedsrud mfl., 2013; Sandø mfl., 2014a,b), men sammenlignet med observasjoner er innstrømning av atlantisk vann til Nordsjøen og Barentshavet ikke spesielt godt simulert i globale klimamodeller (Langehaug mfl., 2013, 2019; Madonna og Sandø, 2022). Spørsmålet om, eller i hvilken grad, dette kan «repareres» ved hjelp av regional klimamodellering er ikke entydig, men noen modellresultater indikerer en betydelig forbedring av hydrografi og havisutbredelse i Barentshavet (Sandø mfl., 2014b; Hordoir mfl., 2022). Modellenes gridstørrelse har også stor betydning for den modellerte biologiske produksjonen i havet (McKiver mfl., 2015). For framtidens klima viser sammenligning av nedskaleringer (kapittel 10.2.3) fra to forskjellige globale modeller konsistente resultater for temperatur, mens resultatene for saltholdighet avviker mye (Sandø mfl., 2014b). Dette indikerer at enkelte regionale urealistiske trekk fra de globale modellene kan overføres til de regionale modellresultatene, og dermed øke usikkerheten. Å kjøre regionale modeller med randbetingelser basert på en kombinasjon av klimatologi fra observasjoner og trender fra de globale modellene vil redusere problemer med modellskjevheter (bias). Vi har nedskalert scenarioer fra den norske jordsystemmodellen Norwegian Earth System Model (NorESM2-MM; Bentsen mfl., 2013; Seland mfl., 2020) med den regionale havmodellen NEMO-NAA10km (Hordoir mfl., 2022). For å undersøke hvordan klimaendringer

påvirker biogeokjemi og lavere trofiske nivåer (se f.eks. Eide, 2024) i de norske havområdene, ble fysikken fra NEMO-NAA10km brukt som drivkrefter inn i NORWEGIAN ECOlogical Model End-to-End systemet (NORWECOM.E2E) (Aksnes mfl., 1995; Skogen mfl., 1995; Skogen og Søiland, 1998).

Beskrivelse av regional havmodell

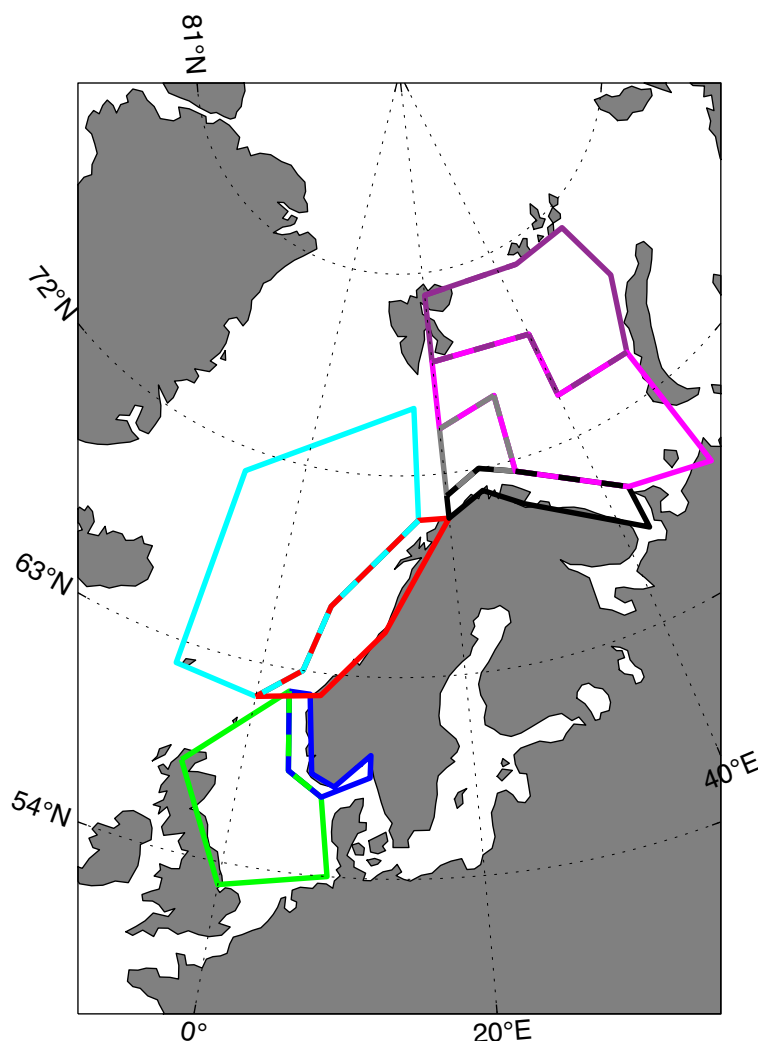
NEMO-NAA10km er en regional havmodelleringskonfigurasjon for Nord-Atlanteren og Polhavet, basert på NEMO versjon 3.6 (Madec and the NEMO system team, 2015) og videreutviklet ved Havforskningsinstituttet (Hordoir mfl., 2022). Den har blitt brukt i flere artikler som har som mål å beregne virkningen av klimarelaterte endringer på det biogeokjemiske systemet (Nilsen mfl., 2023; Sandø mfl., 2024). Modellen har en horisontal gridstørrelse på omtrent 10 km og inkluderer Nord-Atlanteren fra 39°N, hele Polhavet og videre et stykke inn i Stillehavet for å sikre en riktig representasjon av strømmen gjennom Beringstredet. Polhavet er svært lagdelt, og det meste av lagdelingen er halin (dominert av forskjeller i saltholdighet). Videre er regionen i økende grad påvirket av ferskvannstilførsel og store klimaendringer. De siste tiårene har den nordlige delen av Barentshavet blitt atlantifisert, noe som betyr at den sesongmessige lagdelingen i økende grad drives av termiske effekter, mens saltvannseffekter blir mindre viktige (Lind mfl., 2018). NEMO-NAA10km er satt opp med spesielt fokus på å reprodusere og analysere disse effektene, og det legges spesiell vekt på en god representasjon av den romlige og tidsmessige utviklingen av temperatur og saltholdighet (Hordoir mfl., 2022). Målet med denne konfigurasjonen er å ha et verktøy for å studere utviklingen av havet i et klima i endring med fokus på termohaline prosesser. Modellen kjøres derfor uten noen form for justering av saltholdighet mot realistiske verdier. For modellering av sjøis er NEMO koblet til sjøismodellen LIM3 (Vancoppenolle mfl., 2009).

Beskrivelse av økosystemmodell

NORWECOM.E2E (Aksnes mfl., 1995; Skogen mfl., 1995; Skogen og Søiland, 1998) er et koblet fysisk-biogeokjemisk modellsystem som brukes til å studere primærproduksjon, sekundærproduksjon, næringsbudsjetter og spredning av partikler som fiskelarver og forurensning. Primærproduksjonen utgjør her en sum av flagellater og diatomeer, som begge er vertikalintegrert i vannkolonnen. Tilsvarende er sekundærproduksjonen den vertikalintegrerte summen av mikro- og mesozooplankton. Modellen er tidligere validert ved sammenligning med feltdata i Norden og Barentshavet (Skogen mfl., 2007; Hjøllo mfl., 2012; Skaret mfl., 2014). I denne rapporten ble modellen kjørt i frakoblet modus ved å bruke femdagers middelerverdier for de fysiske havfeltene (hastigheter, saltholdighet, temperatur, havoverflatehøyde og sjøis) fra NEMO-NAA10km-nedskaleringen sammen med atmosfæriske felt fra NorESM2-MM. Det horisontale gridet som ble brukt i denne modellen er identisk med underdomenet til det originale NEMO-NAA10km-gridet. Flere detaljer om denne økosystemmodellen og klimarelaterte endringer på planktonproduksjonen i Barentshavet finnes i appendiks i Sandø mfl. (2021).

Scenarioene

For å kunne si noe om mulige framtidige klimaendringer har vi valgt å se på ulike utslippsscenarioer, eller såkalte Shared Socioeconomic Pathways (SSP; kapittel 10.2.1). Scenarioene SSP1-2.6, SSP2-4.5 og SSP5-8.5 spenner fra bærekraftig til fossildrevet utvikling og følger ganske forskjellige kurver med hensyn til utslipp og strålingspådriv, med tilsvarende topper på svært forskjellige tidspunkter, og det er disse scenarioene vi har valgt å studere i dette kapitlet.



Figur 7.2.1 De fargede polygonene representerer regionene hvor tidsserier av representative vannmasser fra framskrivningene er hentet ut for perioden 2015–2100: Barentshavet Polar (blå-lilla), Barentshavet Arktisk (rød-lilla), Barentshavet Atlantisk (grå), Barentshavet kyst (svart), Norskehavet (turkis) Norskehavet Kyst (rød), Nordsjøen (grønn) og Nordsjøen kyst (blå). Regionene i Barentshavet er basert på vannmasse-definisjonene for Atlanterhavsvann (temperatur $>3^{\circ}\text{C}$ og saltholdighet >35), Kystvann (saltholdighet <35) og Polarvann (temperatur $<0^{\circ}\text{C}$).

7.2.3 Framskrivninger av havklima

De fargede polygonene i figur 7.2.1 representerer områder hvor tidsserier av ulike variabler fra modellsimuleringene er hentet ut. Disse representerer kyst- og dyphavs-områder i Nordsjøen og Norskehavet, mens Barentshavet er delt inn i områder som representerer kystnære, atlantiske, arktiske og polare vannmasser.

Relevant informasjon om klimaendringer i havet

i de tre scenarioene er presentert i figurer med tidsserier (figur 7.2.2–7.2.4) og romlig fordeling av trender (figur 7.2.5–7.2.6). For ytterligere resultater, og da spesielt om temperatur-utviklinger for andre deler av året og andre dyp, se figurer og tabeller i Sandø mfl. (2022, 2024).

Temperatur

De tre scenarioene viser ganske ulik utvikling i overflatetemperaturen (figur 7.2.2). I tråd med den globale modellen som den regionale

modellen er nedskalert fra, har det lave utslippsscenarioet SSP1-2.6 svake, negative trender i de fleste regioner, spesielt om vinteren. Disse negative trendene kan være et resultat av naturlig variasjon som påvirker temperaturer på regionale skalaer sterkere enn på global skala. De glattede tidsseriene i figur 7.2.2, som representerer variasjoner på dekadisk til multi-dekadisk tidsskala, indikerer at temperaturen i SSP1-2.6-scenarioet er på vei opp igjen mot slutten av århundret. Hadde modellen vært kjørt et par tiår til, ville man trolig fått en positiv trend også i dette scenarioet. Man skal derfor være forsiktig med å konkludere med at de negative temperaturtrendene og tilhørende effekter vil være så mye lengre enn til det kommende århundreskiftet. Middels utslippsscenario, SSP2-4.5, viser svake positive trender i alle regioner, men også dette scenarioet reflekterer sterk langperiodisk (multi-dekadisk) variasjon med maksimale verdier rundt midten av det 21. århundret (figur 7.2.2). Den svakeste trenden er i Nordsjøen, mens den sterkeste trenden er i Barentshavet og Arktis som er sterkt dominert av vannet som kommer fra Norskehavet. Den sterkeste effekten av global oppvarming vises i det høye utslippsscenarioet SSP5-8.5 der overflatetemperaturene mot slutten av det 21. århundret skiller seg sterkt ut fra de andre scenarioene, med endring i overflatetemperatur i Barentshavet Arktis på opptil $2,6 \pm 0,9$ °C i mars (figur 7.2.2) og $4,5 \pm 1,5$ °C i juli (ikke vist). Både negative og positive trender er mindre i kjernen av Atlanterhavsvannet på 100 m dybde, bortsett fra vannmasser i de isdekkede områdene (Barentshavet Arktis) der trendene er ganske sterke sammenlignet med de på overflaten for alle tre scenarioene (ikke vist). De romlige mønstrene til trendene i overflaten for de tre scenarioene er vist i figur 7.2.5.

Saltholdighet

De tre scenarioene viser innbyrdes mindre spredning i overflatesaltholdigheten (figur 7.2.3) enn i overflatetemperaturen (figur 7.2.2), men

de viser alle en reduksjon i saltholdigheten langs norskekysten fra Oslofjorden til kystnære havområder på Vestlandet (figur 7.2.5). Denne ser ut til å skyldes en sterk negativ saltanomali som utvikles i Østersjøen og deretter transporteres videre langs norskekysten med Den norske kyststrømmen. Også økt elveavrenning langs norskekysten som følge av økt nedbør, vil bidra til at saltholdigheten der blir mer redusert enn i åpne havområder (figur 7.2.3). I Barentshavet går det derimot mot saltere vann i de nordligste områdene når vannet blir varmere (figur 7.2.5). Dette er i tråd med observasjoner som har vist at mer vann fra Nord-Atlanteren kommer inn i Barentshavet de siste tiårene (atlantifisering) (Lind mfl., 2018; Hordoir mfl., 2022).

Blandingslagsdyp

Endringer i blandingslagstykkelsen (figur 7.2.4 og 7.2.5) reflekterer endringer i både saltholdighet og temperatur (figur 7.2.2 og 7.2.3). Blandingslaget langs norskekysten fra Vestlandet og nordover blir tildels tynnere på grunn av ferskere og delvis varmere overflatevann. I Barentshavet er bildet mer todelt med tynnere blandingslag i de sørvestre delene og tykkere blandingslag i de nordlige og østre delene med unntak av kystvannet i sørøst. Til tross for økte overflatetemperaturer blir altså blandingslaget i store deler av Barentshavet dypere og det henger trolig sammen med økt saltholdighet i overflaten, en trend som allerede er observert (Lind mfl., 2018) og modellert (Hordoir mfl., 2022) for perioden med atlantifisering av vannmassene de siste tiårene.

Sjøis

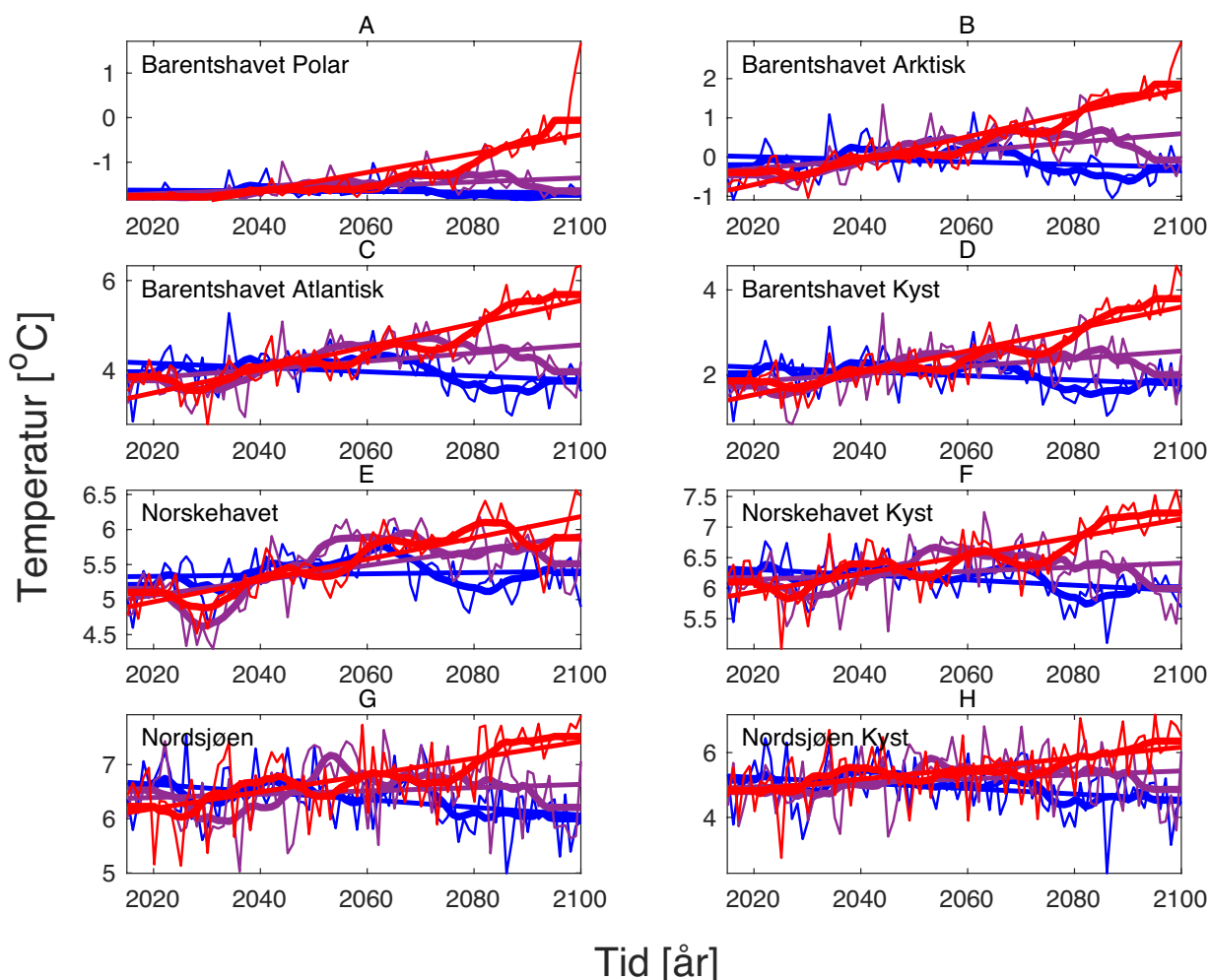
Også sjøiskonsentrasjonen i mars er sterkt påvirket av overflatetemperaturen i store deler av Barentshavet og viser en reduksjon i konsentrasjonen fra nær 90 % til rundt 0 % mot slutten av dette århundret i de nordligste delene av Barentshavet i SSP5-8.5 (figur 7.2.5 og Sandø mfl., 2022, deres figur 9). Reduksjonen

i SSP2-4.5 og SSP1-2.6 er betydelig mindre, og reflekterer i større grad de dekadiske svingningene i overflatetemperaturen (figur 7.2.2).

Netto primær produksjon og gross sekundærproduksjon

Trendene i netto primærproduksjon (NPP) i de polare delene av Barentshavet og Arktis er sterkere i SSP5-8.5 enn i SSP1-2.6 (Sandø mfl., 2022, deres figur 13). De største positive trendene finner vi i de nordligste områdene hvor

havisen trekker seg tilbake, og er spesielt tydelig i SSP5-8.5-scenariet med middelverdier i slutten av dette århundret på over 50 g C m^{-2} for de polare delene av Barentshavet, og enda høyere i enkelte mindre områder. Det samme scenariet har betydelig negativ endring i de sørlige regionene, og da spesielt i Nordsjøen (omtrent -10 g C m^{-2}). Trendene i gross sekundærproduksjon (GSP) avspeiler i stor grad disse endringene i NPP (figur 7.2.6 og Sandø mfl., 2022, deres figur 13).



Figur 7.2.2 Framskrevet overflatetemperatur (°C) i mars for perioden 2015–2100 i ulike havbassenger og tilsvarende kystregioner. Fra øvre venstre til nedre høyre: Barentshavet Polar, Barentshavet Arktisk, Barentshavet Atlantisk, Barentshavet Kyst, Norskehavet, Norskehavet Kyst, Nordsjøen og Nordsjøen Kyst. Fargede tidsserier indikerer scenarioene SSP1-2.6 (blå), SSP2-4.5 (lilla) og SSP5-8.5 (rød), og tilsvarende rette linjer deres trender.

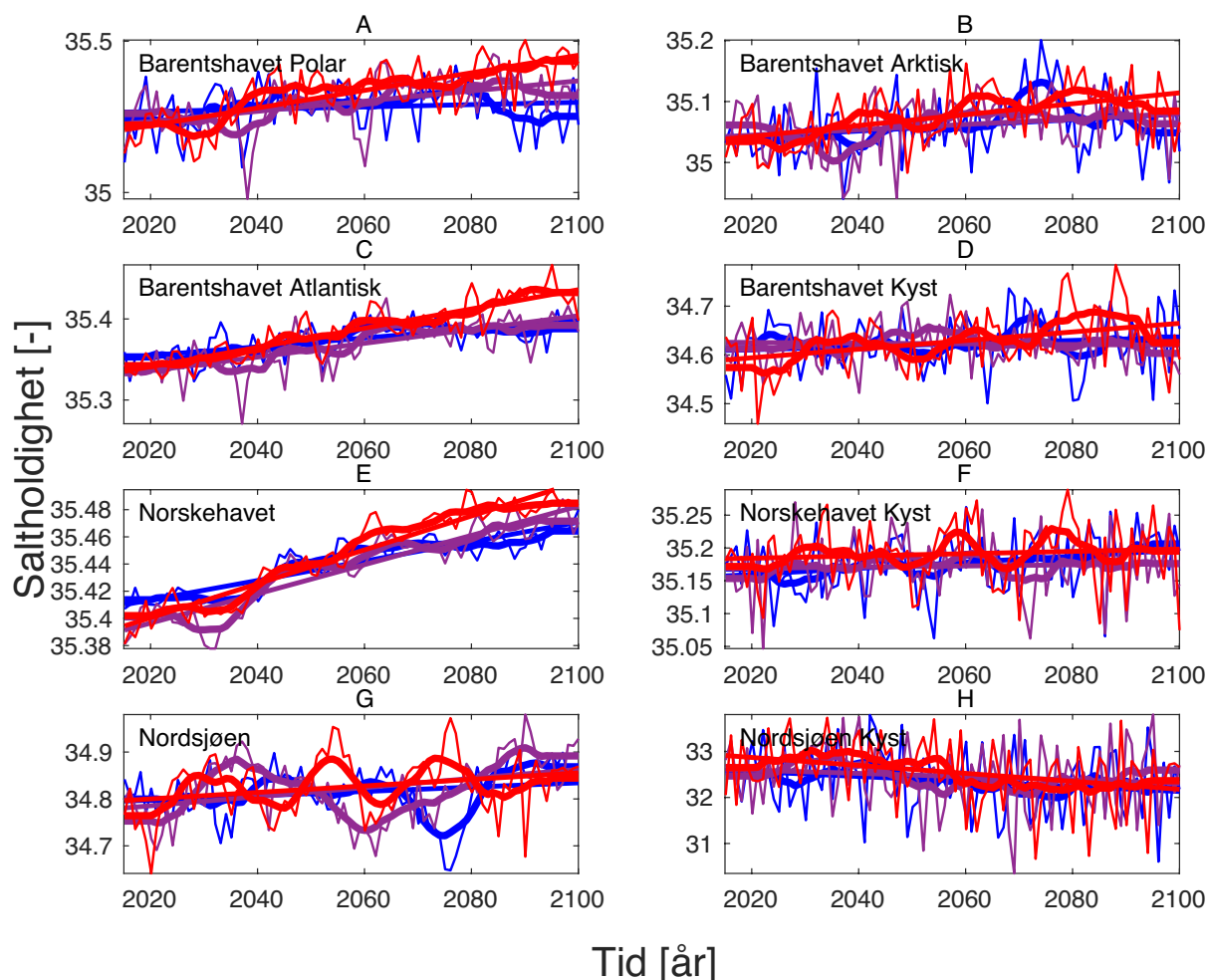
Oksygeninnhold og pH

Nedgangen i oksygeninnhold mot slutten av århundret er nær 0,0 ml l⁻¹ i SSP1-2.6 og rundt 0,6 ml l⁻¹ i SSP5-8.5, i de nordligste områdene av Barentshavet (figur 7.2.6 og Sandø mfl., 2022, deres figur 10). Det samme gjelder for pH, men her er den største nedgangen på 0,3 i de arktiske vannmassene lengst øst i Barentshavet (figur 7.2.6 og Sandø mfl., 2022, deres figur 11).

7.2.3 Usikkerheter

Spredningen i resultater fra individuelle kjøringer

innenfor et multi-modellensemble representerer responsen på en kombinasjon av ulike kilder til usikkerhet, slik som usikkerhet på grunn av valg av scenario, på grunn av modellfeil, og på grunn av intern variabilitet i klimasystemet (kapittel 10.5). I et hundreårsperspektiv endres den relative betydningen av hver usikkerhet over tid, og mens klimamodellusikkerheter på grunn av intern variabilitet og modellfeil er store de første 10 til 20 årene, øker usikkerheten på grunn av utslippsscenarioene sterkt med tiden (Hawkins og Sutton, 2009). Noen av de glattede tidsseriene i figur 7.2.2 indikerer at temperaturen har sterk dekadisk til multi-

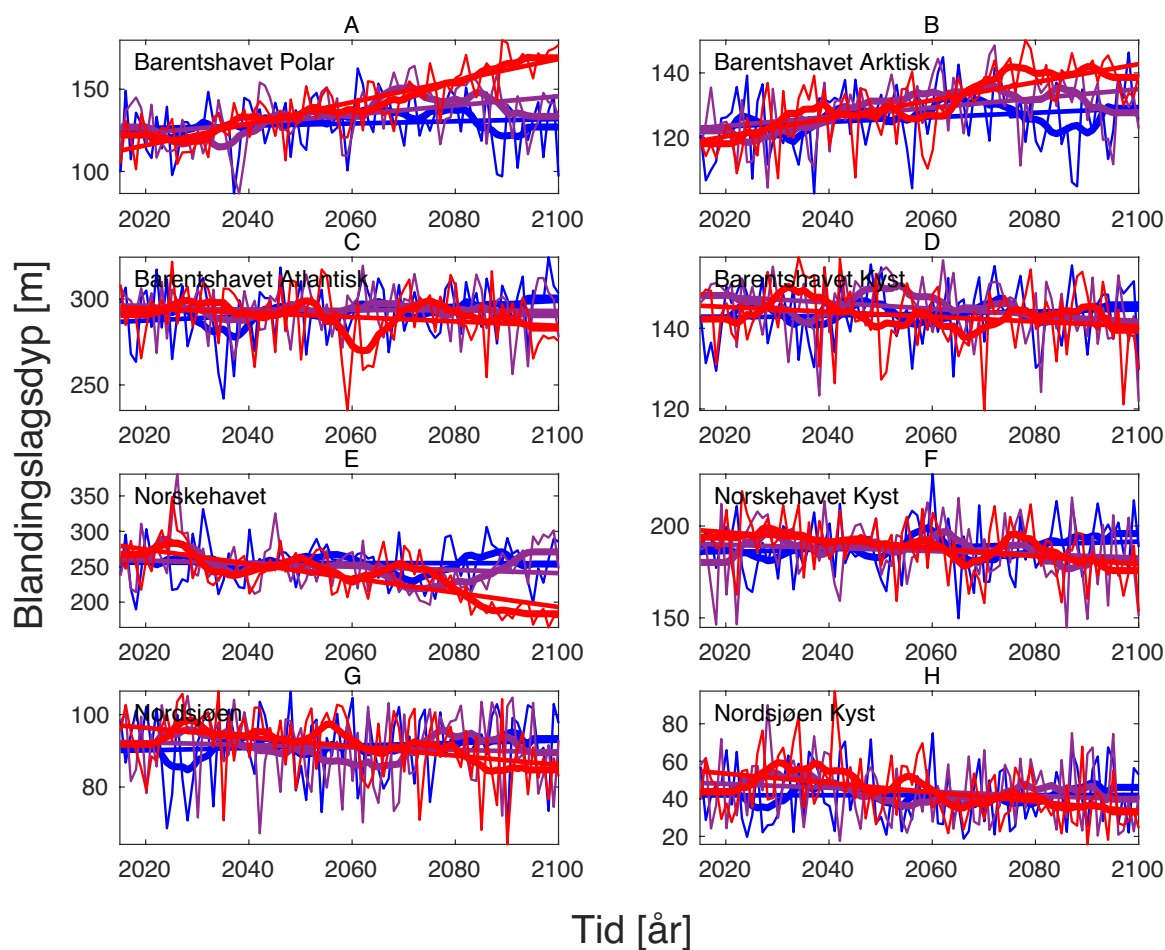


Figur 7.2.3 Framskrevet overflatesaltholdighet i mars for perioden 2015–2100 i ulike havbassenger og tilsvarende kystregioner. Fra øvre venstre til nedre høyre: Barentshavet Polar, Barentshavet Arktisk, Barentshavet Atlantisk, Barentshavet Kyst, Norskehavet, Norskehavet Kyst, Nordsjøen og Nordsjøen Kyst. Fargede tidsserier indikerer scenarioene SSP1-2.6 (blå), SSP2-4.A5 (lilla) og SSP5-8.5 (rød), og tilsvarende rette linjer deres trender.

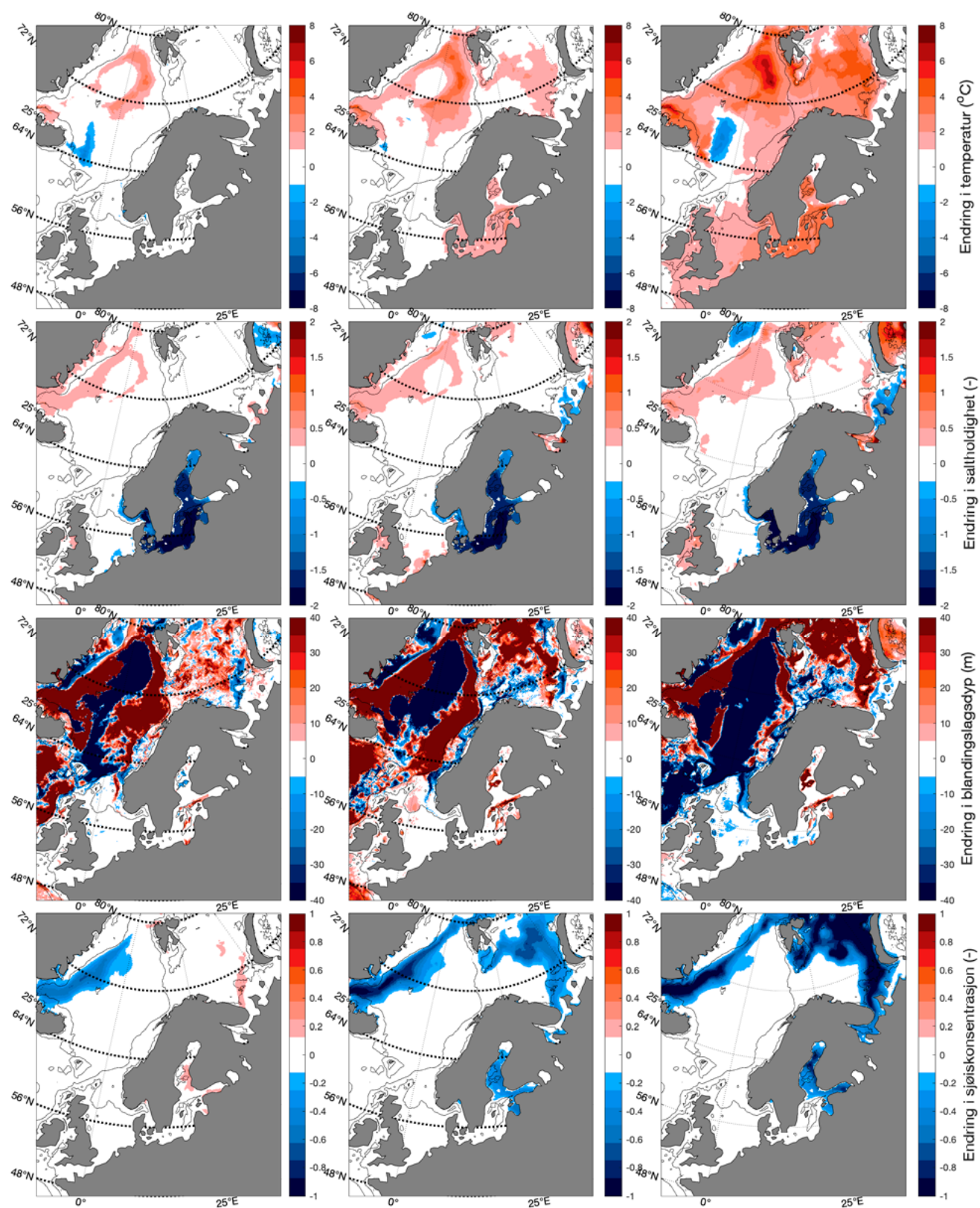
dekadisk variasjon, og de negative trendene kan være forårsaket av naturlige variasjonsfenomener, som storskala Atlantisk Multi-dekadisk Oscillasjon, som har en periode på opp mot 80 år (Zhang mfl., 2019).

Siden målet i denne rapporten er å vurdere effektene av klimaendringer ved slutten av dette århundret, har vi valgt å fokusere på nedskalering av flere utslippsscenarioer framfor reduksjon av modellfeil, ved å nedskalere flere globale modeller. Valget av scenarioer som skulle nedskaleres og analyseres med tanke på fysiske og biogeokjemiske variabler, ble tatt en stund

før det ble stor enighet om at SSP5-8.5 var usannsynlig, og før Burgess mfl. (2023) oppsummerte dette med fokus på hva det betyr for fiskeri- og økosystemforskning. Vårt valg ble gjort for å spenne over mulige utfall fra det mest optimistiske til det mest pessimistiske scenarioet. Et annet valg dreiet seg om hvilken global modell som skulle nedskaleres, og vi valgte den norske jordsystemmodellen, NorESM2, fordi den ble evaluert godt med hensyn til volum- og varmetransport til Norskehavet og Barentshavet blant 23 CMIP5- og CMIP6-modeller (Madonna og Sandø, 2022). I ettertid har Chylek mfl. (2024), som



Figur 7.2.4 Framskrevet blandingslagsdybde (m) i mars for perioden 2015–2100 i ulike havbassenger og tilsvarende kystregioner. Fra øvre venstre til nedre høyre: Barentshavet Polar, Barentshavet Arktisk, Barentshavet Atlantisk, Barentshavet Kyst, Norskehavet, Norskehavet Kyst, Nordsjøen og Nordsjøen Kyst. Fargede tidsserier indikerer scenarioene SSP1-2.6 (blå), SSP2-4.5 (lilla) og SSP5-8.5 (rød), og tilsvarende rette linjer deres trender.



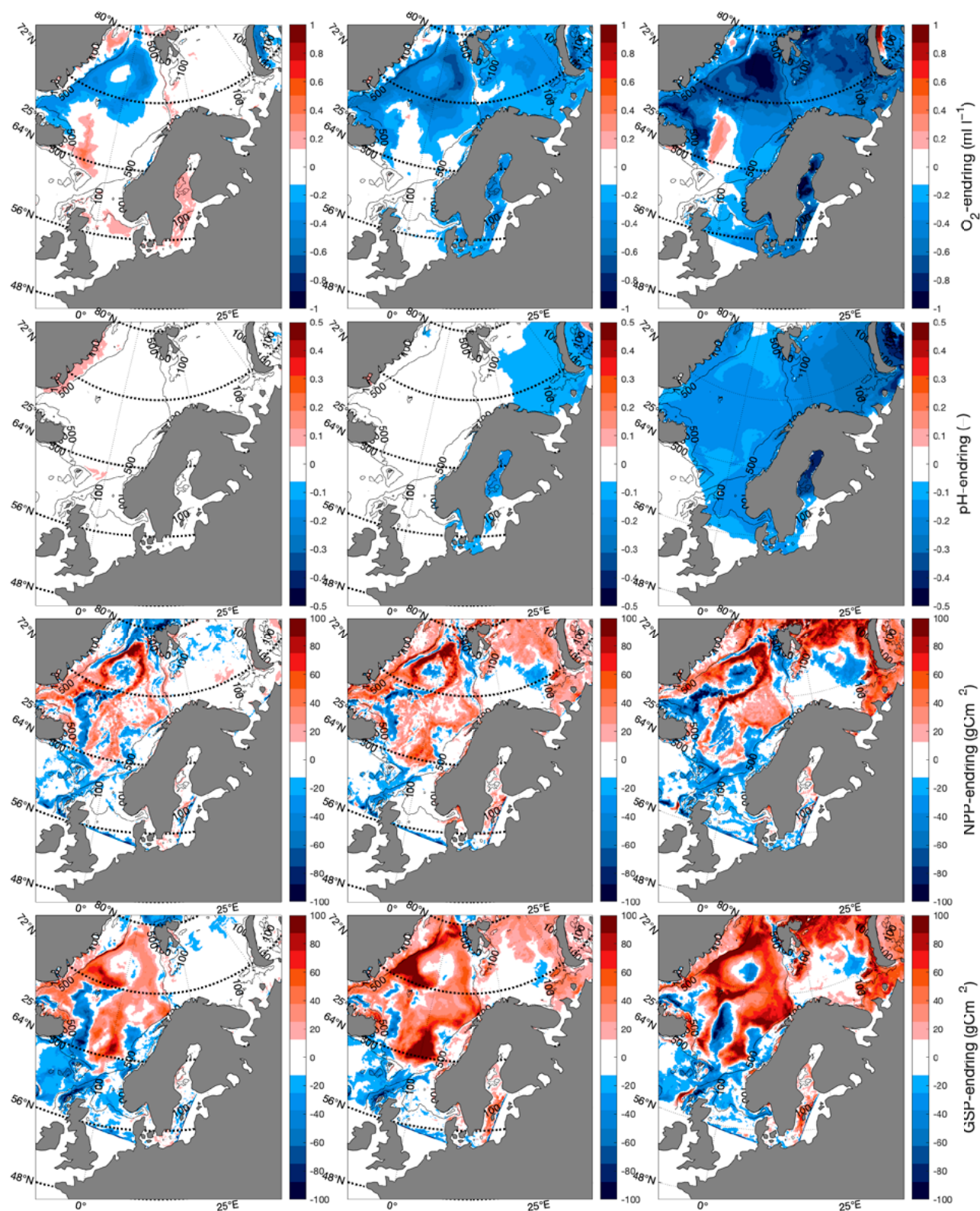
Figur 7.2.5 Endring i overflatetemperatur (°C), overflatesaltholdighet, blandingslagsdyp (m) og iskonsentrasjon i mars for SSP1-2.6, SSP2-4.5, og SSP5-8.5 (venstre-høyre) basert på trend i perioden 2015–2100.



sammenlignet ulike CMIP6-modeller for SSP2-4.5-scenarioet, funnet ut at NorESM2-LM undervurderer den framtidige arktiske oppvarmingen sammenlignet med gjennomsnittet av syv andre modeller som alle ble funnet å være innenfor 15 % av den observerte oppvarmingen i den historiske perioden fra 1850–2015. Foreløpige resultater kan tyde på at temperaturer i SSP5-8.5-scenarioet fra NorESM2 er nærmere SSP2-4.5-temperaturer i mange modeller når man fokuserer på Barentshavet, og at i modellen er dermed ikke SSP5-8.5-scenarioet nødvendigvis overdrevent med tanke på den framtidige oppvarmingen og de påfølgende effektene på det marine økosystemet.

På grunnlag av det vi vet om kritiske oksygenmetningsverdier og forsuringeffekter på en del

bestander i norske havområder og de simulerte endringene i oksygeninnhold og pH, så ble effektene for oksygen og pH i Sandø mfl. (2024) vektet relativt svakt. En begrensning med globale klimamodeller er at de gir en for svak utvikling i oksygennivået (Bopp mfl., 2013), noe som igjen bidrar til usikkerheter i risikoanalyser som ser på nettopp effekter av redusert oksygeninnhold på ulike bestander i framtiden. På en annen side viste de aller første studiene svært bekymringsfulle effekter av havforsuring, mens senere studier har vist betydelig mer sammensatte resultater (Browman, 2016; Runge mfl., 2016; Bailey mfl., 2016). Dette bidrar til mer nyanserte analyser om effekter av havforsuring, men forskningen fram til nå gir ikke klare holdepunkter for sterke effekter av havforsuring på arter som ikke er kalkdannende.



Figur 7.2.6 Endring i oksygen (ml l^{-1}), pH, årlig netto primærproduksjon (NPP) og årlig gross sekundærproduksjon GSP (g C m^{-2}) for SSP1-2.6, SSP2-4.5, og SSP5-8.5 (venstre-høyre) basert på trend i perioden 2015–2100.

7.3 Viktige kystvannsarter

Kristina Øie Kvile

Pipatthra Saesin

Kort oppsummert

Framskrivninger viser at økt temperatur, ferskere og surere vann, samt redusert oksygeninnhold langs norskekysten, generelt vil redusere egnet habitat for mange marine arter innen utgangen av århundret, med unntak av stortare i Nord-Norge.

Selv under det mest pessimistiske utslippsscenarioet (SSP5-8.5) vil det fortsatt finnes egnet habitat for de fleste utvalgte arter langs kysten, bortsett fra drøbakkråkeballen, som sannsynligvis vil miste leveområder på grunn av sterk havforsuring.

Både fysiske endringer og biologiske faktorer som mattilgang, predasjon og konkurranse vil spille en rolle i hvordan marine arter langs norskekysten påvirkes av klimaendringer i framtiden.

På oppdrag fra Miljødirektoratet analyserte NIVA i 2022 effekter av framtidige klimaendringer for et utvalg marine arter langs norskekysten – kysttorsk, atlantisk laks, kongekrabbe, stortare og drøbakkråkebolle (Kristiansen mfl., 2022). Disse artene spiller sentrale roller i økosystemet langs kysten, og er viktige for regional og nasjonal økonomi og matsikkerhet. Analysene baserte seg på statistisk nedskalering av globale klimamodeller (se kapittel 10.2.3), samt kunnskap om artenes historiske utbredelse og fysiologi. I dette kapittelet oppsummerer vi de viktigste funnene i rapporten. For detaljert beskrivelse

av metodikk og resultater, se Kristiansen mfl., (2022).

I gjennomsnitt har den globale temperaturen økt med 1,09 °C fra 1850–1990 til 2011–2020, med den kraftigste økningen på land (1,59 °C) sammenlignet med i havet (0,88 °C; IPCC, 2022). Effektene av klimaendringer på økosystemene langs kysten er komplekse og kommer i tillegg til andre negative påvirkninger som utbygging, forurensing, fiskeri, osv. Økt vanntemperatur reduserer oksygeninnholdet i vannet, noe som er skadelig for dyr i havet som er avhengige av

oksygen for å puste. Høyere temperatur øker også metabolismen hos marine arter, som gjør at de trenger mer energi og dermed må bruke mer tid på å lete etter mat, noe som kan øke risikoen for å bli spist av rovdyr. Dette kan føre til at arter dør ut i visse områder eller må flytte til kaldere og mer oksygenrike områder. Samtidig begrenses også nye habitater av miljøforholdene, både fysiske, som temperatur og saltholdighet, og biologiske, som tilgang på mat. Hvis forholdene er innenfor en arts tålegrenser, kan arten overleve og dermed endre utbredelse.

7.3.1 Statistisk nedskalering og beregning av framtidig habitat

For å oppnå et detaljert bilde av hvilke klimatiske endringer vi kan forvente langs norskekysten brukte Kristiansen mfl. (2022) en statistisk nedskalering av globale klimamodeller (kapittel 10.2.3) for hele Norskekysten, noe som ikke har vært gjort tidligere. Denne metodikken muliggjør integrering av flere globale klimamodeller og framtidige scenarioer (se tabell 2 i Kristiansen mfl., 2022), noe som gir bedre forståelse av spredningen og usikkerheten i de ulike modellene. Vi sammenlignet de samme tre scenarioer som kapittel 7.2: SSP1-2.6, SSP2-4.5 og SSP5-8.5 (kapittel 10.2.1).

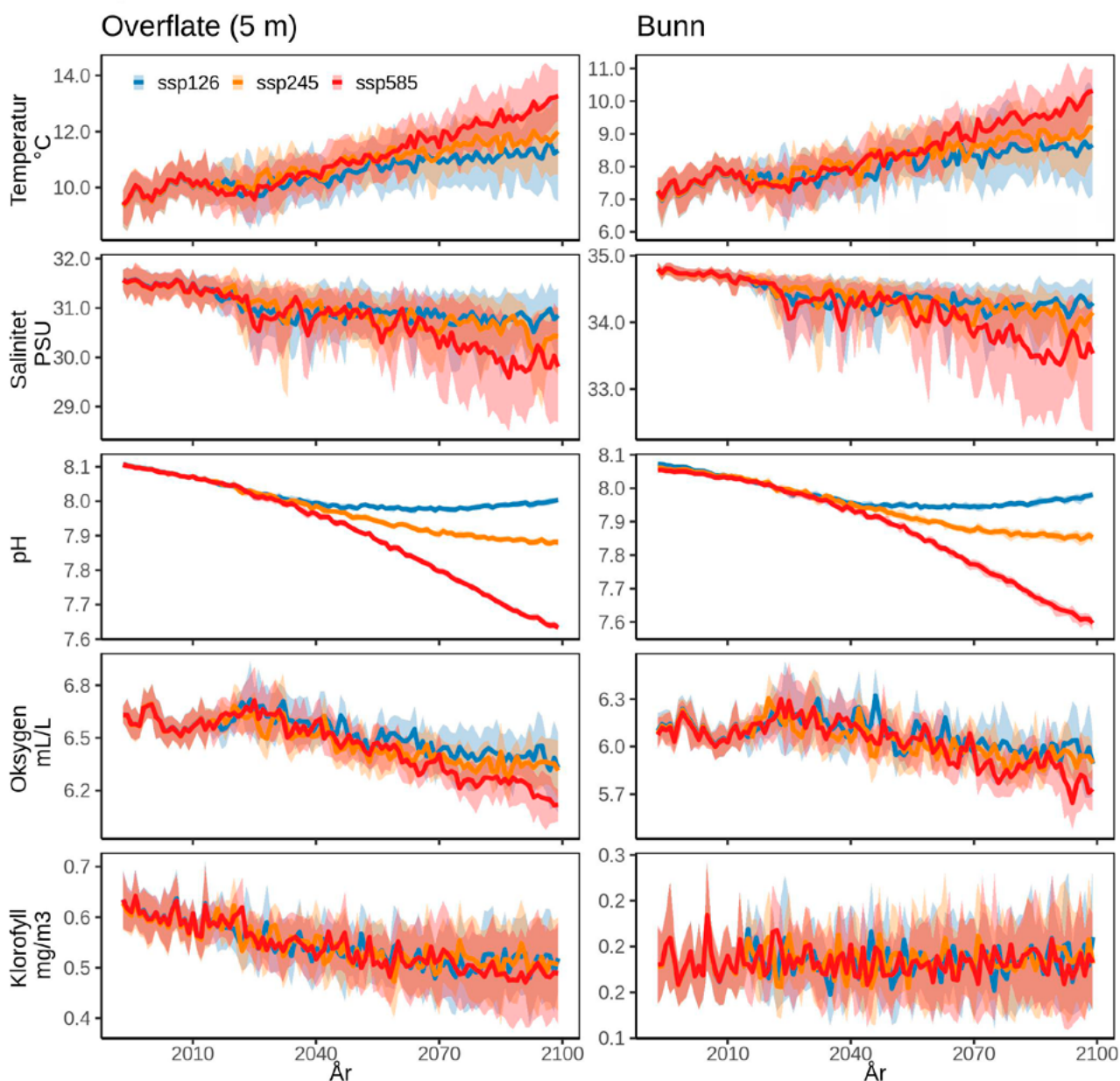
Habitatsvurderingen for de utvalgte marine artene baserte seg på kartlegging av artenes historiske utbredelse, ekspertvurderinger, og en aerobisk vekst-indeks (AGI; Clarke mfl., 2021). AGI beregner oksygenbehovet og vekstpotensialet for en bestemt art ved en gitt temperatur, forutsatt ubegrenset mattilgang. En AGI-verdi på null betyr at habitatet ikke er egnet, mens egnethet øker med økende verdi. Ved å kombinere AGI-indeksen med informasjon om artenes tålegrenser for temperatur, saltholdighet og pH, kunne vi beregne hvor det er sannsynlig at en art vil kunne overleve under framtidige klimaforhold. Tålegrensene ble beregnet ut ifra observasjoner av artenes historiske utbredelse, litteratur og ekspertvurderinger.

7.3.2 Endringer i det fysiske miljøet langs norskekysten

Klimaendringene vil føre til betydelig oppvarming langs norskekysten, spesielt ved høye klimagassutslipp. Se figur 7.3.1 for framskrivninger av gjennomsnittsverdier for de ulike fysiske variablene for Sør-Norge (figur 6 i Kristiansen mfl., 2022), og figur 7–11 i Kristiansen mfl. (2022) for andre regioner og kart. Avhengig av breddegrad vil gjennomsnittstemperaturen i havoverflaten øke fra dagens 6,5–9 °C til 8,5–13 °C mot slutten av dette århundret, avhengig av scenario. Overflatetemperaturene kan bli spesielt høye på sommerhalvåret, noe som kan ha sterke negative effekter på arter langs kysten. Ved havbunnen beregnes en temperaturøkning på opp til 3,5 °C fra dagens gjennomsnitt på omtrent 5,5–7,5 °C, avhengig av utslippsscenario og den lokale bunntopografien. Samtidig forventes oksygenkonsentrasjonen i vannet å synke, med sterkest reduksjon under SSP5-8.5. Endringene ved havbunnen er sterkere sammenlignet med overflaten, men også mer varierende i rom. Vi forventer å finne høyere oksygenverdier i nordlige kystområder sammenlignet med i sør, men det er også i nord vi ser de tydeligste reduksjonene mot slutten av århundret. Samtidig vil oksygenkonsentrasjonene sannsynligvis holde seg relativt høye langs norskekysten (over 5 ml/L) sammenlignet med den globale middelveien (5,2–6,0 ml/L).

Vannet langs kysten vil sannsynligvis bli mindre saltholdig på grunn av økt nedbør og elveavrenning. De laveste saltholdighetsverdiene finner vi i overflatelaget i Skagerrak (reduksjon på opp til 2,5 under SSP5-8.5, se figur 12 i Kristiansen mfl. 2022), mens endringene langs havbunnen er mindre drastiske. Det er også forventet at pH-verdiene vil synke langs hele norskekysten, men det er stor forskjell mellom de ulike utslippsscenarioene. De største endringene finner man mot slutten av århundret (2081–2100) under scenario SSP5-8.5, hvor modellene framskriver en reduksjon

Sør-Norge



Figur 7.3.1 Årlige gjennomsnittsverdier (mørke kurver) og 95 % konfidensintervall (lysere områder) for perioden 1993–2100 for fysiske og biologiske variabler midlet for Sør-Norge. Øverst til nederst vises temperatur (°C), saltholdighet, pH, oksygen (ml/L) og klorofyll (mg/m³) for overflate (venstre kolonne) og bunn (høyre kolonne) for de tre scenarioene SSP1-2.6 (blå), SSP2-4.5 (oransje), og SSP5-8.5 (rød). Se figur 7–11 i Kristiansen mfl. (2022) for andre regioner og kart.

fra rundt 8,1 til 7,6, med størst reduksjon i Sør-Norge. Vi forventer også en svak negativ trend i produksjonen av planteplankton langs kysten, men det er stor usikkerhet knyttet til framtidig biologisk produksjon i klimamodellene og på tvers av modellene.

7.3.3 Endringer i egnet habitat for utvalgte arter

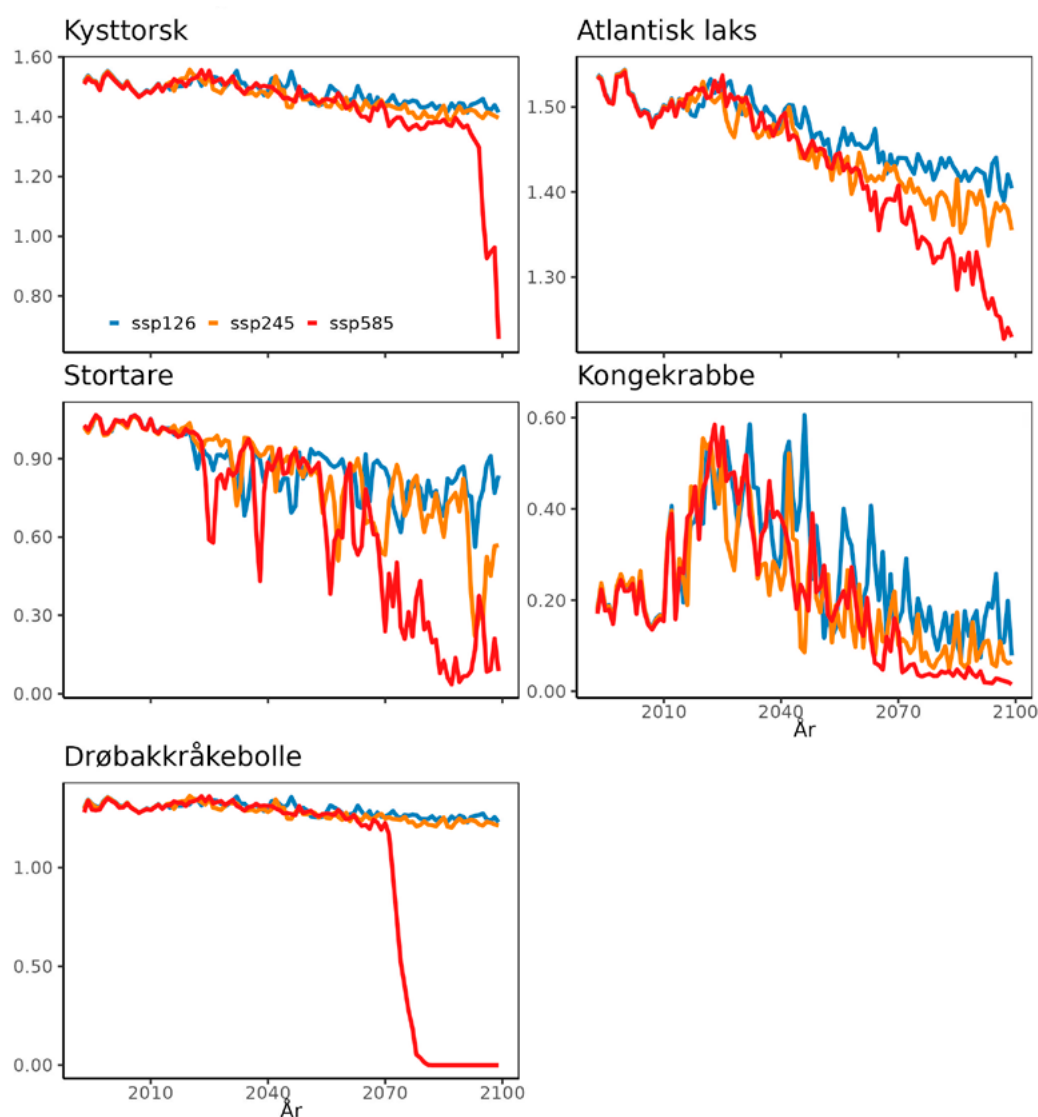
Framtidige endringer i det fysiske miljøet vil påvirke utbredelsen av artene vi finner langs

norskekysten, inkludert de utvalgte artene kysttorsk, atlantisk laks, kongekrabbe, stortare og drøbakkråkebolle. Ifølge våre beregninger kan vi forvente noe nedgang i utbredelsen til alle disse artene, med unntak av stortare i Nord-Norge, og de største nedgangene vil skje i sørlige kystområder under høyest klimagass-utslipp (SSP5-8.5). Se figur 7.3.2 for beregnede middelerverdier for AGI for de ulike artene i Sør-

Norge (figur 24 i Kristiansen mfl., 2022), og figur 19–27 i Kristiansen mfl. (2022) for andre regioner og kart.

Det vil sannsynligvis være egnet habitat for kysttorsk langs hele norskekysten fram mot 2100 (AGI-verdier over null), men vi forventer en gradvis nedgang i habitatkvalitet uavhengig av scenario. De beste forholdene for arten

AGI for Sør-Norge



Figur 7.3.2 Årlige middelerverdier for perioden 1993–2100 for AGI-indeksen midlet for Sør-Norge for de utvalgte artene kysttorsk, atlantisk laks, stortare, kongekrabbe og drøbakkråkebolle for de tre scenario-er SSP1-2.6 (blå), SSP2-4.5 (oransje) og SSP5-8.5 (rød). Se figur 19–27 i Kristiansen mfl. (2022) for andre regioner og kart.

er i Nord-Norge, og dette gjelder både i den historiske perioden (1993–2020) og ut århundret. Vi kan dermed forvente at kysttorskens gradvis vil flytte nordover, siden økt vanntemperatur og redusert oksygenkonsentrasjon sannsynligvis vil ha negative effekter på arten, særlig i sørlige områder. Det er viktig å påpeke at disse beregningene ikke tar hensyn til mattilgang eller fiskeri, to faktorer som antas å allerede begrense kysttorskens utbredelse i Sør-Norge.

Det er i dag egnet habitat for kongekrabbe i de nordligste og nordøstligste delene av kysten, og selv om vi kan forvente en nedgang i habitatkvalitet for arten, spesielt ved høye klimagassutslipp, vil det sannsynligvis være kongekrabbe i dette området fram mot 2100. Kongekrabben foretrekker relativt lave vanntemperaturer, og de sørligere kystområdene er derfor mindre egnede habitat, noe som vil forsterkes i framtiden uavhengig av utslipps-scenario.

Det har vært egnet habitat for atlantisk laks langs hele norskekysten i den historiske perioden. Selv om økte havtemperaturer vil redusere kvaliteten på kystnære habitater i framtiden, spesielt i nord, vil det fortsatt være egnet habitat for arten langs hele norskekysten fram mot 2100, uavhengig av utslipps-scenario. Dette er kun basert på det fysiske miljøet, men siden laksen skifter mellom ulike miljø i sin livssyklus er det viktig å forstå hvordan endringer i ferskvann, kyst og hav virker inn, inkludert gjennom faktorer som mattilgang, predasjon og konkurranse.

Ut ifra stortarens temperaturpreferanse kan vi forvente at artens utbredelse vil holde seg stabil i sør og øke noe i nord de kommende tiårene. Men med sterkere temperaturøkning mot slutten av århundret kan vi forvente nedgang, eller til og med lokal utryddelse, i Sør-Norge under SSP2-4.5 og SSP5-8.5. Det er også viktig å påpeke at andre faktorer, som økt nærings-tilførsel (eutrofiering), som favoriserer hurtigvoksende trådalger («lurv»), formørking av

kysten, og beiting fra kråkeboller, ikke er inkludert i disse beregningene. Det er rimelig å anta at kombinasjonen av disse og andre faktorer kan påvirke artens utbredelse negativt. For drøbakkråkebollen har det vært egnet habitat langs hele norskekysten historisk sett, og beregningene tyder på at artens habitat vil holde seg stabilt under scenarioene SSP1-2.6 og SSP2-4.5. Men under SSP5-8.5 kan vi forvente en kraftig nedgang og til slutt lokal utryddelse av drøbakkråkebolle langs hele norskekysten, delvis på grunn av økte temperaturer, men hovedsakelig på grunn av den sterke reduksjonen i pH som gir verdier under den antatt nedre grensen for levelig habitat for drøbakkråkebolle på 7,75.

7.3.4 Usikkerheter i beregningene

Analysene i Kristiansen mfl. (2022) er basert på tre globale utslippsscenarioer med lave til veldig høye framtidige utslipp, og det er stor usikkerhet i hvor høye framtidige klimagassutslipp blir (kapittel 10.5). De globale modellene som er utgangspunktet for den statistiske nedskaleringen av framtidige klimaendringer, dekker heller ikke stokastiske hendelser, som marine hetebølger, kortsiktige og lokale havforsurings- eller anoksiske forhold, som kan ha stor innvirkning på kystpopulasjoner.

AGI-indeksen definerer egnet habitat basert på historiske observasjoner av artens utbredelse i sammenheng med temperatur og oksygen, men den tar ikke hensyn til potensielle endringer i mattilgang eller predasjon, noe som vil være avgjørende for om en art kan endre utbredelse. Samtidig kan denne metodikken gi en god pekepinn på hvordan storskalaendringer vil arte seg, og et inntrykk av potensielt klimasensitive områder som bør undersøkes nærmere gjennom mer lokale, detaljerte og holistiske analyser.



Tåke på Værøy. Foto: Svein-Arne Bakkeli

7.4 Havnivåendring, stormflo og bølger

Matthew J.R. Simpson

Antonio Bonaduce, Hilde S. Borck, Kristian Breili, Øyvind Breivik, Oda R. Ravndal, Kristin Richter (i alfabetisk rekkefølge).

Kort oppsummert

Landhevning virker mot havnivåstigning i ulik grad langs norskekysten. Målinger av vannstand fra 1960 til 2022 viser at den relative havnivåendringen er negativ rundt Oslofjorden og langs deler av kysten av Trøndelag og Nordland, og positiv langs deler av Vest- og Sørlandet. Rundt 60 % av kysten opplevde ingen vesentlig endring.

Høyere globale temperaturer betyr raskere havnivåstigning, og mer av landet vil oppleve netto relativ havnivåstigning fram mot 2100.

Framskrivninger med høye utslipp (SSP3-7.0) viser en relativ havnivåstigning i Norge på omtrent 36 cm i 2100. Lokalt vil havnivåendringene avvike fra dette gjennomsnittet hovedsakelig som følge av geografiske forskjeller i landheving. Hele norskekysten vil trolig oppleve relativ havnivåstigning fram mot 2100.

For et scenario med lav sannsynlighet, men stor konsekvens, der svært høye utslipp (SSP5-8.5) kombineres med raskt istap i Antarktis, kan den gjennomsnittlige relative havnivåstigningen i Norge nærme seg 1–1,5 m innen 2100, og opptil 4,5–5 m innen 2150.

Havnivåstigning betyr at oversvømmelser fra hav i Norge vil nå høyere opp, lengre inn på land, og historisk sett sjeldne vannstands nivåer nås oftere i fremtiden.

Framskrivninger tyder på at bølgeklimate i Barentshavet og Nord-Norge blir mer kraftfullt fordi tilbaketrekning av arktisk havis gjør at bølger kan bygge seg opp over et større område.

Menneskeskapte klimaendringer gjør at havnivået stiger flere steder i verden. Havnivåstigningen er dessuten akselererende (Fox-Kemper mfl., 2021). Dette innebærer en økende risiko som kystnasjoner må tilpasse seg, også Norge.

På grunn av havets og innlandsisens lange responstid på et varmere klima, gjør dagens klimagassutslipp at havnivåstigningen vil fortsette i flere hundre til tusener av år. Havnivåstigninger derfor en langsiktig utfordring som må håndteres over flere generasjoner. For å unngå de mest dramatiske konsekvensene i framtiden, må dagens utslipp reduseres kraftig. Store utslippskutt vil begrense ytterligere akselerasjon i havnivåstigningen og redusere risikoen for at innlandsisen på Grønland og i Antarktis krysser vippepunkter som vil føre til flere meter med havnivåstigning (Fox-Kemper mfl., 2021).

Det er flere faktorer som teller i Norges favør når man vurderer eksponering og sårbarhet for havnivåstigning. Kysten er generelt bratt og steinete, og landhevning etter siste istid motvirker havnivåstigningen. Dette innebærer at Norge gjennom historien har hatt ganske stabilt eller til og med fallende relativt havnivå. I motsetning til mange andre kystnasjoner, har derfor Norge til nå ikke erfart konsekvensene av havnivåstigning. Faren er at dette kan skape en falsk trygghetsfølelse, der den langsiktige risikoen ikke er tilstrekkelig forstått eller til og med ignorert.

Resultater fra rapporten «Sea-Level Rise and Extremes in Norway» fra Norsk klimaservicesenter (KSS) (Simpson mfl., 2024) viser at havnivåstigningen allerede påvirker vannstanden i enkelte deler av landet, særlig på Vest- og Sørlandet. På grunn av global oppvarming, er Norge i ferd med å gå fra å være et land med gjennomsnittlig fallende eller stabilt havnivå til et land med stigende havnivå. I dette kapittelet oppsummerer vi hovedfunn fra Simpson mfl. (2024).

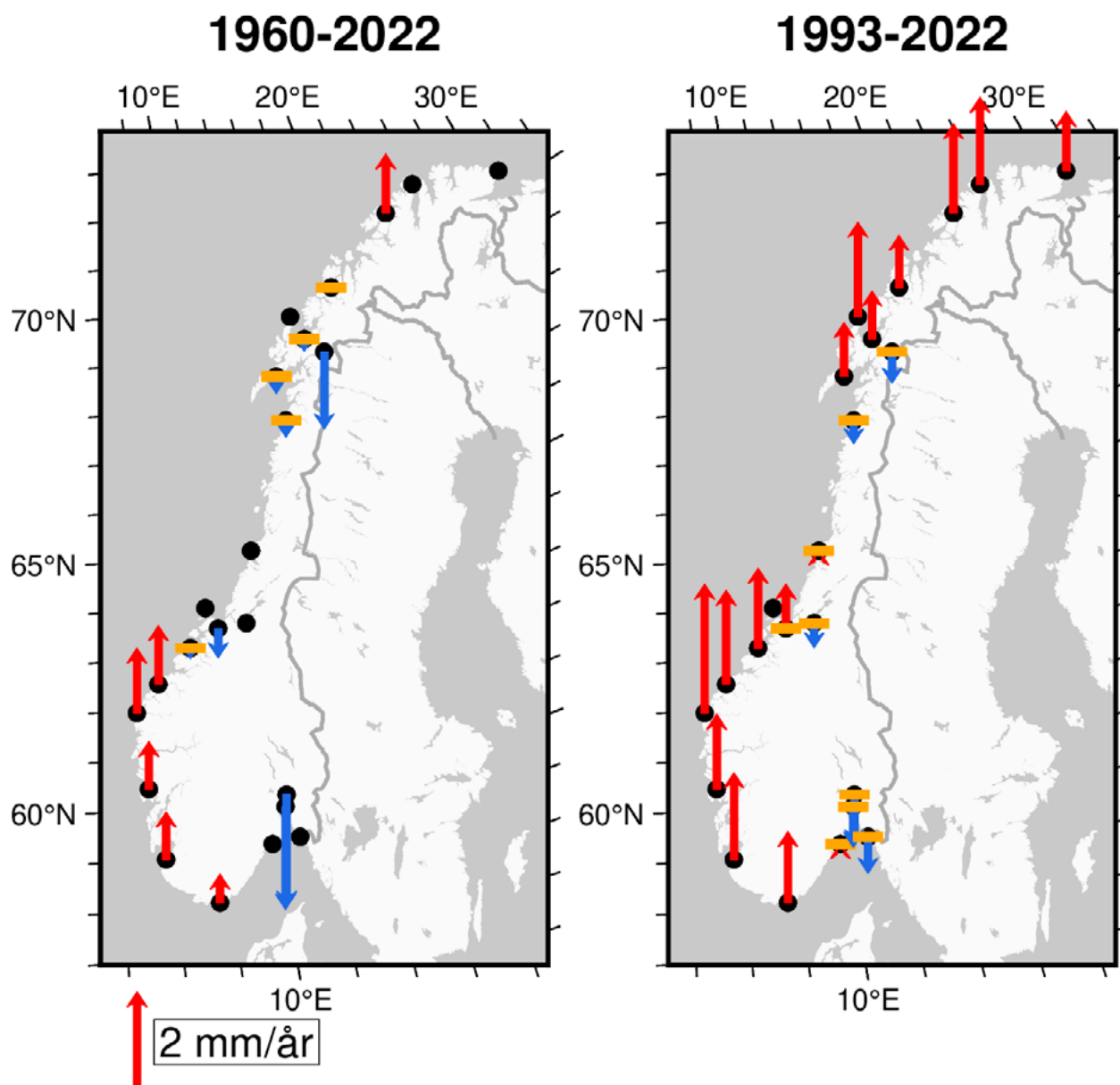
7.4.1 Observert havnivå

På grunn av global oppvarming fortsetter havnivået (havoverflaten) å stige langs norskekysten. Dette kalles det geosentriske havnivået og tar ikke hensyn til landhevning. I gjennomsnitt har det geosentriske havnivået langs norskekysten steget med $2,3 \pm 0,3$ mm/år for perioden 1960–2022 og $3,3 \pm 0,9$ mm/år for perioden 1993–2022. Dette stemmer godt overens med den observerte globale gjennomsnittlige havnivåstigningen (Fox-Kemper mfl., 2021).

Landhevning, som følge av at isen trakk seg tilbake etter siste istid, reduserer virkningen av den geosentriske havnivåstigningen i ulik grad langs kysten (Vestøl mfl., 2019; Kierulf mfl., 2021). Målinger av vannstand langs norskekysten fra 1960 til 2022 viser at den relative havnivåendringen er negativ rundt Oslofjorden (med minimum $-2,3$ mm/år i Oslo hvor landhevningen er høy) og langs deler av kysten av Trøndelag og Nordland, og positiv langs deler av Vest- og Sørlandet (med maksimalt $1,3$ mm/år i Måløy hvor landhevningen er lav) (figur 7.4.1). Rundt 60 % av kysten opplevde ingen vesentlig endring.

7.4.2 Framskrivninger av havnivået

Høyere oppvarming betyr mer og raskere havnivåstigning. For et scenario med svært lave utslipp (SSP1-1.9), viser framskrivninger basert på den sjette hovedrapporten fra FNs klimapanel (IPCC, 2021c) at det relative havnivået i Norge i gjennomsnitt vil være $0,13$ m ($-0,12$ til $0,41$ m) høyere i 2100 enn i perioden 1995–2014 (figur 7.4.2). For høyt utslippsscenario (SSP3-7.0) vil det relative havnivået stige med $0,36$ m ($0,11$ til $0,66$ m) over tilsvarende periode, mens for et svært høyt utslippsscenario (SSP5-8.5) er stigningen beregnet til $0,46$ m ($0,21$ til $0,79$ m). Anslagene er basert på framskrivninger med middels faglig sikkerhet, gitt som median og 17



Figur 7.4.1 Observert relativ havnivåendring ved de norske tidevannsmålerne for periodene 1960–2022 og 1993–2022. Endringer som ikke er vesentlig forskjellig fra null er merket med en oransje strek. Ratene de siste 30 årene (1993–2022) er høyere enn den langtidstrenden (1960–2022). Om dette er en del av en reell økning eller naturlig variabilitet – eller mest sannsynligvis en kombinasjon av begge – gjenstår å se.

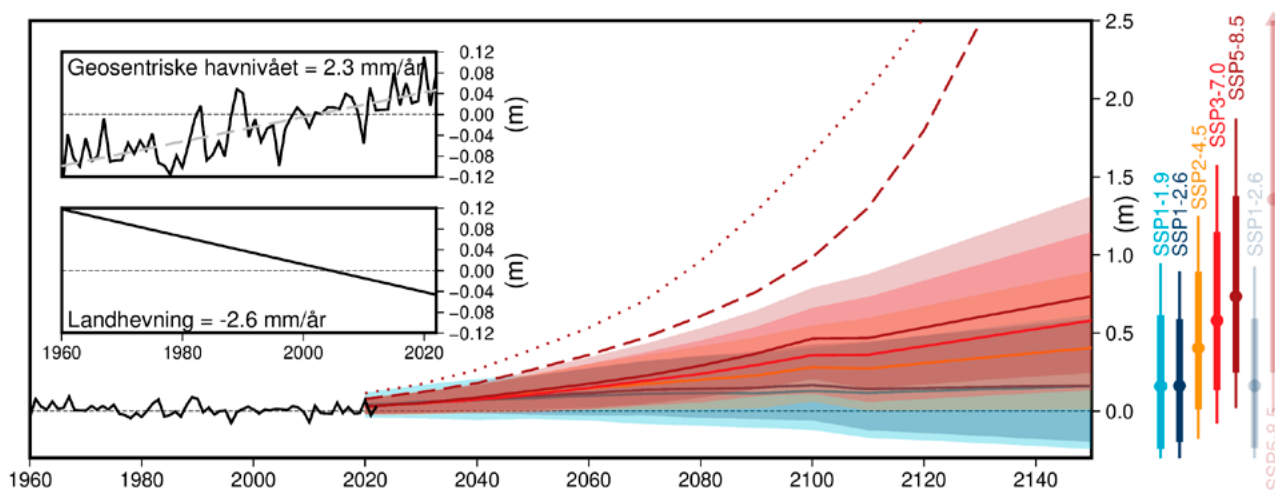
og 83 persentiler. Framskrivningene er mellom 40 % og 70 % lavere enn det anslåtte globale gjennomsnittet; en forskjell som kan forklares med pågående landheving i Norge og nærhet til Grønland og arktiske isbreer.

Lokalt vil havnivåendringene avvike fra gjennomsnittet hovedsakelig som følge av geografiske forskjeller i landheving. Anslåtte relative havnivåendringer for 2100 på seks utvalgte steder er vist i tabell 7.4.1.

For det lave utslippsscenarioet (SSP1-2.6) vil store deler av Vest- og Sør-Norge, samt en liten del av Nord-Norge, sannsynligvis (17–83 persentiler av utfallsrommet) oppleve relativ havnivåstigning fram mot 2100 (figur 7.4.3). For de resterende to tredjedeler av kysten, er det en mulighet for at havnivået vil holde seg stabilt under dette scenarioet. For scenarioer med høyere klimagassutslipp enn SSP1-2.6, vil det meste av kysten sannsynligvis oppleve relativ havnivåstigning fram mot 2100 (figur 7.4.3).

For et scenario med lav sannsynlighet, men stor konsekvens, der svært høye utslipp (SSP5-8.5) kombineres med raskt istap i Antarktis, kan den

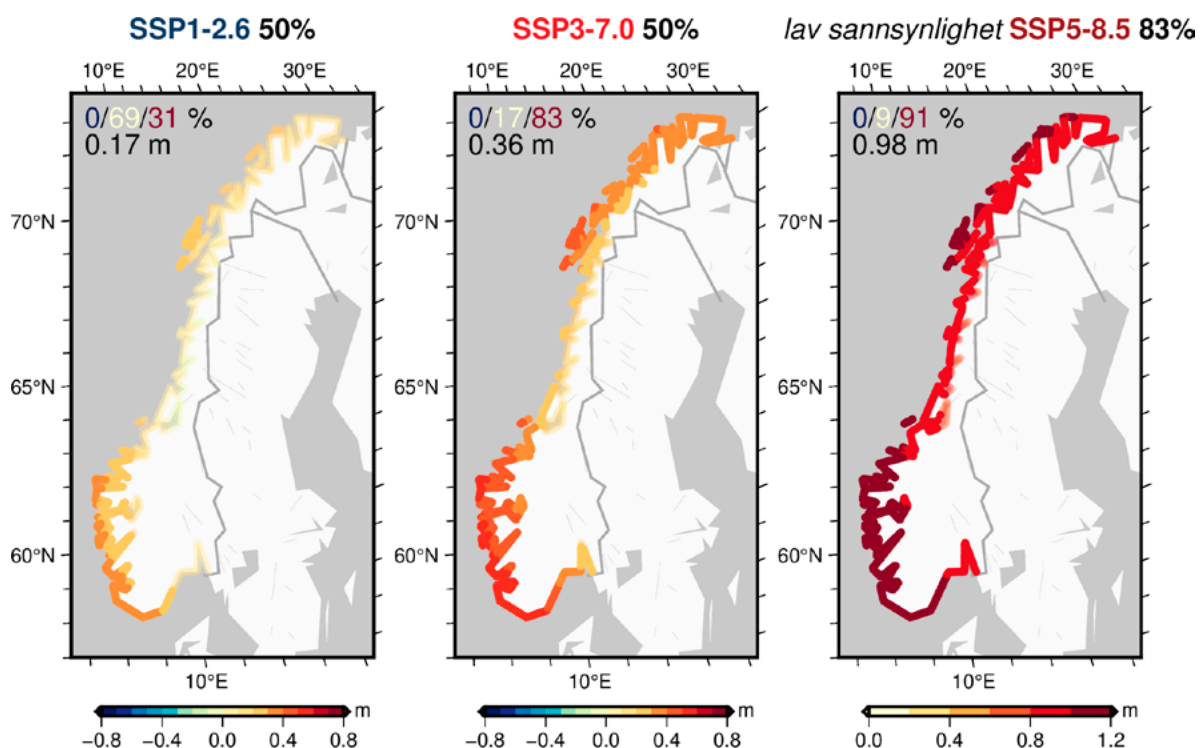
gjennomsnittlige relative havnivåstigningen i Norge nærme seg mellom 1 og 1,5 m fram til 2100 (figur 7.4.2). De geografiske forskjellene for dette "lav sannsynlighet - stor konsekvens" scenarioet er vist i figur 7.4.3. Noen steder langs kysten, særlig Stavanger og Bergen, kan man oppleve nær 2 m havnivåstigning (se tabell 7.4.1). Kort tid etter 2100 kan massivt istap fra Antarktis raskt øke Norges gjennomsnittlige havnivåstigning til mellom 4,5 og 5 m innen 2150. Dette er et scenario som ikke kan utelukkes og er spesielt relevant for brukere med lav risikotoleranse. (Dette er framskrivninger med lav faglig sikkerhet, gitt som 83 og 95 persentiler.)



Figur 7.4.2 Observert og framskrivninger av kystgjennomsnittlig relativ havnivåendring for Norge. Det geosentriske havnivået har vært i balanse med landheving i perioden 1960 til 2022, noe som betyr at kystgjennomsnittlig relativt havnivå har vært stabilt. På hovedgrafene er median (50 %; vist som kurver) og sannsynlig utfallsrom (17–83 %; vist som fargeområder) gitt for framskrivninger med middels faglig sikkerhet og for ulike utslippsscenarioer. For det svært høye utslippsscenarioet SSP5-8.5 vises også framskrivninger for et utfall med lav sannsynlighet, men stor konsekvens, som innebærer raskere istap fra innlandsisen i Antarktis (gitt som 83 og 95 persentiler av framskrivningene med lav faglig sikkerhet, vist som stiplete kurver). Søylene til høyre viser 17–83 % (tykke søyler) og 5–95 % (tynnere kurver) for framskrivninger med middels faglig sikkert (solide farger) og lav faglig sikkert (lett skyggelagt) for 2150. Referanseperioden er 1995–2014.

Framskrevet havnivå- endring for 2100	SSP1-1.9 Median (Sannsynlig utfallsrom)	SSP1-2.6 Median (Sannsynlig utfallsrom)	SSP3-7.0 Median (Sannsynlig utfallsrom)	SSP5-8.5 Median (Sannsynlig utfallsrom)	SSP5-8.5 Lav sannsynlighet - stor konsekvens
Oslo	-0,05 (-0,30 to 0,23)	0,01 (-0,19 to 0,25)	0,21 (-0,02 to 0,50)	0,32 (0,07 to 0,64)	0,84 og 1,56
Stavanger	0,28 (0,02 to 0,57)	0,33 (0,10 to 0,60)	0,55 (0,30 to 0,85)	0,65 (0,38 to 0,99)	1,19 og 1,92
Bergen	0,25 (-0,02 to 0,53)	0,30 (0,08 to 0,56)	0,51 (0,26 to 0,81)	0,61 (0,35 to 0,94)	1,14 og 1,85
Heimsjø	0,07 (-0,17 to 0,35)	0,12 (-0,11 to 0,37)	0,30 (0,06 to 0,60)	0,41 (0,15 to 0,73)	0,93 og 1,60
Tromsø	0,14 (-0,12 to 0,42)	0,16 (-0,07 to 0,43)	0,34 (0,09 to 0,65)	0,44 (0,18 to 0,77)	0,96 og 1,59
Honningsvåg	0,19 (-0,04 to 0,45)	0,20 (-0,03 to 0,47)	0,39 (0,15 to 0,69)	0,49 (0,24 to 0,81)	1,01 og 1,65

Tabell 7.4.1 Framskrevet relativ havnivåendring (oppgitt i meter) fram mot 2100 i forhold til perioden 1995–2014. Median (50 %) og sannsynlig utfallsrom (17–83 %; det vil si de midtre to tredjedeler av utfallsrommet) er gitt for framskrivinger med middels faglig sikkerhet og for ulike utslippsscenarioer. For det svært høye utslippsscenarioet SSP5-8.5 vises også tall for et utfall med lav sannsynlighet, men stor konsekvens, som innebærer raskere istap fra innlandsisen i Antarktis (gitt som 83 og 95 persentiler av framskrivingene med lav faglig sikkerhet).



Figur 7.4.3 Fra venstre til høyre: Framskrevet relativ havnivåendring ved 2100 i forhold til perioden 1995–2014 for utslippsscenarioet SSP1-2.6 og 50 persentil (framskrivinger med middels faglig sikkert), for utslippsscenarioet SSP3-7.0 og 50 persentil (framskrivinger med middels faglig sikkert), og for utslippsscenarioet SSP5-8.5 og 83 persentil (utfall med lav sannsynlighet - stor konsekvens; framskrivinger med lav faglig sikkerhet). Tall på kartene viser kystgjennomsnittlig relativ havnivåendring (m) og prosentvis del av kystlinjen hvor spredningen (17–83 %) av framskrivingene er negativ/overlapper med null/positiv. Områder der spredningen på 17–83 % overlapper med null har delvis gjennomsliktig farge.

Ut fra dagens kunnskapsgrunnlag, kan vi ikke utelukke at raskt istap fra Antarktis også kan utløses av mindre utslippsintensive scenarier enn SSP5-8.5 (Fox-Kemper mfl., 2021; van de Wal mfl., 2022). Imidlertid er prosesser som gir et betydelig tap fra innlandsisen usannsynlig for SSP1-1.9 eller SSP1-2.6, i det minste innenfor tidsrammen fram til 2100. (Dette er framskrivninger med lav faglig sikkerhet.)

For 2300 viser framskrivninger at den relative havnivåstigningen i Norge i gjennomsnitt vil stige med 0,35 m (-0,75 til 1,4 m) for SSP1-2.6 til 4,15 m (0,4 til 16 m) for SSP5-8.5. (Framskrivninger med lav faglig sikkerhet, gitt som median og 17 og 83 persentiler.)

7.4.3 Framtidig risiko for oversvømmelser langs kysten og framskrivninger av stormflo og bølger

Havnivåstigning vil bidra til å øke risikoen for oversvømmelse i Norge ved at de ekstreme vannstands-nivåene blir høyere. Oversvømmelse fra hav vil dermed nå høyere og lengre inn på land. Det er små forskjeller (0,3 til 0,6 meter avhengig av sted) mellom vannstands-nivåer som inntreffer årlig og vannstands-nivåer som inntreffer i snitt hvert to-hundrede år. Dette viser at bare noen få desimeter havnivåstigning er nok til å gjøre dagens 200-årsnivåer til årlige for deler av kysten. Havnivåstigning vil derfor føre til at historisk sett sjeldne vannstands-nivåer nås hyppigere, til og med årlig eller enda hyppigere i fremtiden.

Framskrivningene av ekstreme vannstands-nivåer bestemmes først og fremst av framskrivningene av gjennomsnittlige endringer i havnivå. Endringer i stormenes styrke og hyppighet er av underordnet betydning (Vousdoukas mfl., 2018; Muis mfl., 2020). Mens framskrivninger viser at middelvinden for norskekysten kan avta, kan variansen bli større (Aarnes mfl., 2017). Dette antyder at

noen av de mest ekstreme bølge- og stormflo-hendelsene vil kunne bli mer alvorlige i framtiden. Det er imidlertid lav faglig sikkerhet knyttet til disse anslåtte endringene.

Framskrivninger tyder på at bølgeklimaet i Barentshavet og langs kysten av Nord-Norge vil bli mer kraftfullt (Aarnes mfl., 2017; Bricheno og Wolf, 2018). Dette er et resultat av tilbaketrekning av arktisk havis og dermed økt strøklengde (eng. fetch), noe som betyr at bølger kan bygge seg opp over et større område.



Foto: Ketil Isaksen/MET

Svalbard og Antarktis

Tuomo Saloranta

Inger Hanssen-Bauer, Ketil Isaksen og Priscilla Mooney (i alfabetisk rekkefølge).

Kort oppsummert

Temperaturen i Arktis har de siste 40-50 årene økt tre til fire ganger raskere enn globalt. På Svalbard økte den med 3 til 5 °C fra 1971 til 2017.

Den forsterkede oppvarmingen er i stor grad knyttet til redusert haviskonsentrasjon, som vesentlig skyldes økt innstrømning av varmt Atlanterhavsvann.

Framskrivninger viser en videre økning i temperatur i Svalbardområdet på 0,6 til 1 °C per tiår fram mot slutten av århundret, dersom utslippene av drivhusgasser fortsetter å øke. Temperaturøkningen blir størst i områder som nå har sjøis, men der isen forsvinner.

Nedbøren ventes å øke i området. I Longyearbyen beregnes en økning på 1,9 til 4,6 % per tiår.

Endringene i temperatur og nedbør fører til kortere snøsesong, mindre areal og volum av isbreer og tinende permafrost. Vinterens maksimale snømengde kan likevel øke i høyreliggende og nordøstlige områder.

Det ventes økt vannføring i elvene, og sedimenttransporten vil øke. Mange steder øker risikoen for snø- og jordskred.

I Antarktis fører den globale oppvarmingen til økning både i temperatur og snøfall. Det er observert tilbaketrekning av isbreer og delvis kollaps av isbremmer, særlig i Vest-Antarktis.

Klimaendringene i Antarktis vil ha globale konsekvenser, blant annet for havnivå.

8.1 Introduksjon

Dette kapitlet oppsummerer innholdet fra «Climate in Svalbard 2100»-rapporten (Hanssen-Bauer mfl., 2019) som ble laget på oppdrag fra Miljødirektoratet for å gi oppdatert kunnskap om klimaendringer til blant annet klimatilpasningsformål på Svalbard. Rapporten beskrev både historisk klima på Svalbard og prognoser for framtidens klima for atmosfæren, hydrosfæren, kryosfæren og havet, inkludert permafrost og ulike typer skred. Denne viktige rapporten og alle referansene i den blir heretter referert til som "CiS2100". Dette kapitlet inneholder også nyere resultater som er publisert etter utgivelsen av CiS2100. Blant annet sammenligner vi atmosfæreframskrivningene i CiS2100 med resultater fra en nyere regional klimamodellkjøring over Svalbard (Landgren mfl., 2025).

I løpet av de siste 40-50 årene har Arktis blitt varmet opp tre til fire ganger raskere enn verden som helhet (AMAP, 2021; Rantanen mfl., 2022). Denne oppvarmingen er ledsaget av raske og omfattende endringer i havis, isbreer, permafrost, snødekke og andre komponenter i det arktiske miljøet med potensielt betydelige konsekvenser.

Klimaet på Svalbard er betydelig mildere og våtere enn gjennomsnittet for breddegraden. Dette er hovedsakelig forårsaket av atmosfærisk varme- og fuktighetstransport assosiert med lavtrykket ved Island og den relativt varme Vestspitsbergen havstrømmen, som går nordover langs kontinentalskråningen vest for Svalbard og utgjør en viktig kilde til varmeenergi. I tillegg spiller havisen rundt Svalbard en stor rolle i å forme klimaet på Svalbard, spesielt om vinteren, ettersom tilstedeværelsen av et havisdekke effektivt hindrer varmeutvekslingen mellom det relativt varme havet og den kalde atmosfæren.

Nettverket av meteorologiske stasjoner på Svalbard er ganske sparsomt sammenlignet

med Fastlands-Norge. På grunn av dette ble et nedskalert ($1 \times 1 \text{ km}^2$) reanalysedatasett (Sval-Imp; Schuler, 2018) brukt mye i CiS2100 for å få et mer dekkende estimat på klimaet og historiske klimaendringer på Svalbard de siste seks tiårene. Som et meteorologisk grunnlag for de framtidige klimaframskrivningene presentert i CiS2100, ble data fra tre forskjellige kilder brukt: (1) fra et modellensemble av regionale klimamodeller (RCMs; Arctic CORDEX), (2) fra en regional COSMO-CLM klimamodell med høyere romlig oppløsning (CCLM), og (3) fra en empirisk-statistisk nedskaleringsmetode (ESD). Resultater fra Arctic CORDEX og CCLM datasett ble videre brukt til å kjøre modeller for, for eksempel, avrenning, snøforhold og massebalanse av isbreer. Klimaframskrivninger for hav og havis presentert i CiS2100 var basert på en regional havmodell (ROMS). Både middels (RCP4.5) og høyt (RCP8.5) utslippsscenario for klimagassutslipp var tilgjengelige fra Arctic CORDEX- og ESD-framskrivninger, mens kun høyt utslippsscenario var tilgjengelig fra CCLM og middels utslippsscenario fra ROMS-framskrivninger.

Det framtidige klimaet på Svalbard, oppsummert i CiS2100, har varmere havoverflatevann rundt Svalbard, redusert utbredelse av havis, høyere lufttemperatur, samt økte nedbørmengder og kraftigere episoder av mye nedbør. Disse projiserte endringene i hav og atmosfære vil igjen påvirke det hydrologiske systemet og estimeres i CiS2100 å føre til en kortere snøsesong, minkende areal og volum av isbreer, tining av permafrost, økt vannføring i elver samt økt erosjon og sedimenttransport. Snø- og jordskred kan også skje hyppigere i et framtidig klima. Det gjennomsnittlige relative havnivået langs kysten av Svalbard ventes imidlertid å avta i framtiden på grunn av stor landheving og redusert gravitasjonsbidrag, til tross for den globale havnivåstigningen (CiS2100). Denne typen klimaendringer, som beskrevet ovenfor, er allerede blitt observert på Svalbard de siste tiårene (CiS2100).

Modellusikkerheter og systematiske avvik på grunn av haviseffekt

Siden Svalbard ligger i den marginale issonen, det vil si mellom det varmere og åpne Atlanterhavet og de kalde og isdekte arktiske områdene, kan systematiske feil i utbredelsen av havis i klimamodeller utgjøre en betydelig kilde til usikkerhet for klimaframskrivninger. Dette er fordi den simulerte temperaturøkningen i framtidens klima vil forsterkes i områder med størst simulert reduksjon i havis, og modellenes manglende evne til å simulere riktig utbredelse av havis vil dermed også kunne gi misvisende geografisk mønster på oppvarmingen. Denne usikkerheten kommer i tillegg til de vanlige store usikkerhetene i klimaframskrivninger knyttet til 1) framtidige menneskeskapte klimagassutslipp, 2) naturlige klimavariasjoner og 3) nødvendige forenklinger i fysiske prosessbeskrivelser i klimamodeller (CiS2100).

Arctic CORDEX og ESD er eksempler på modellensembler som er påvirket av systematiske avvik på grunn av for mye havis i området rundt Svalbard i mange av modellenes nåværende klima. Det er derfor sannsynlig at de ofte overestimerer økningen i temperatur og nedbør i framtidens klima. Denne svakheten bør tas i betraktning når man bruker og tolker resultater presentert i CiS2100.

Som et alternativ gir CCLM-modellen antageligvis noe mer realistiske framskrivninger for temperatur og nedbør ettersom den har høyere romlig oppløsning (2,5 km) og er nedskalert fra en global klimamodell med rimelig havisklimatologi i nåværende klima. Imidlertid var kun en enkel simulering med høyt utslippsscenario (RCP8.5) tilgjengelig fra CCLM-modellen da CiS2100-rapporten ble publisert.

Faktaboks 8.1.1 Modellusikkerheter og systematiske avvik på grunn av haviseffekt

8.2 Hav og havis

Atmosfæren, havisen og havet utgjør et tett sammenkoblet system, og de kompliserte interaksjonene i dette systemet spiller en stor rolle i å definere klimaet på Svalbard (f.eks. Skogseth mfl., 2020; Gerland mfl., 2023). Temperaturen og saltholdigheten i innstrømmende vann til Nordsjøen og opp

til Svalbard har vært spesielt høy etter omtrent 2000 og dette har redusert dannelse av havis og åpnet store områder med isfritt vann rundt Svalbard (CiS2100; Bensi mfl., 2025). Slike store anomalier i havisens utbredelse skaper stor varmeutveksling mellom det relativt varme havet og den kalde atmosfæren om vinteren. I tillegg har nylige endringer i storskala atmosfæriske sirkulasjonsmønstre og

atmosfære - havis - hav interaksjonsprosesser brakt mer av det varme atlantehavsvannet fra Vestspitsbergenstrømmen til sokkelen og videre inn i mange av fjordene på Svalbard (CiS2100; Skogseth mfl., 2020). Økt påvirkning av varmt atlantisk vann og samspillet med havisens utbredelse er en viktig drivkraft for mange av endringene som man har observert i Svalbards klimasystem og har sannsynligvis hatt en stor rolle i å skape mange av episodene med unormalt varmt vær de siste tiårene (f.eks. Wickström mfl., 2020; Skogseth mfl., 2020; Isaksen mfl., 2022; Gerland mfl., 2023; Bensi mfl., 2025).

Storskala trender i havisutbredelsen rundt Svalbard er dokumentert ved satellitt-observasjoner de siste fire tiårene og viser betydelig reduksjon i havis om vinteren (CiS2100). Også data fra lokale overvåkingsprogram tyder på mindre isutbredelse, tynnere havis og kortere sesonger med havisdekke i fjordene og kystområdene på Svalbard sammenlignet med for noen tiår siden (CiS2100). Det er særlig nord i Barentshavet, sjøisutbredelsen har minket (Gerland mfl., 2023).

CiS2100-rapporten presenterte modell-simuleringer fra ROMS hav- og havismodellen for middels utslippsscenario. I likhet med de observerte trendene fra de senere årene indikerer disse resultatene en stor reduksjon i havisutbredelsen i det nordlige Barentshavet og en reduksjon i de vestlige fjordene. De indikerer også en viss økning i Storfjorden på sørøst-siden av Svalbard. Økningen kan knyttes til områder med økt ferskvannstilførsel på grunn av økt avrenning fra land. Overflatevannet rundt Svalbard er i disse simuleringene stort sett estimert til å bli omtrent 1 °C varmere rundt 2070 sammenlignet med 2020. Kun de få områdene med økt ferskvannstilførsel, for eksempel ytre delene av Storfjorden og Framstredet, er estimert til å bli inntil 1 °C kjøligere. Områder med redusert havisutbredelse er assosiert med økt overflate-temperatur i havet.

Mens den globale oppvarmingen generelt fører til stigende havnivå langs jordklodens kystlinjer, viser Svalbard, noe overraskende, det motsatte, nemlig synkende relativt havnivå i et framtidig klima (CiS2100). Den estimerte framtidige oppvarmingen og stor massetap av breis på Svalbard vil føre til større landheving, redusert gravitasjonsbidrag og dermed et netto fall i relativt havnivå.

8.3 Atmosfære

8.3.1 Lufttemperatur

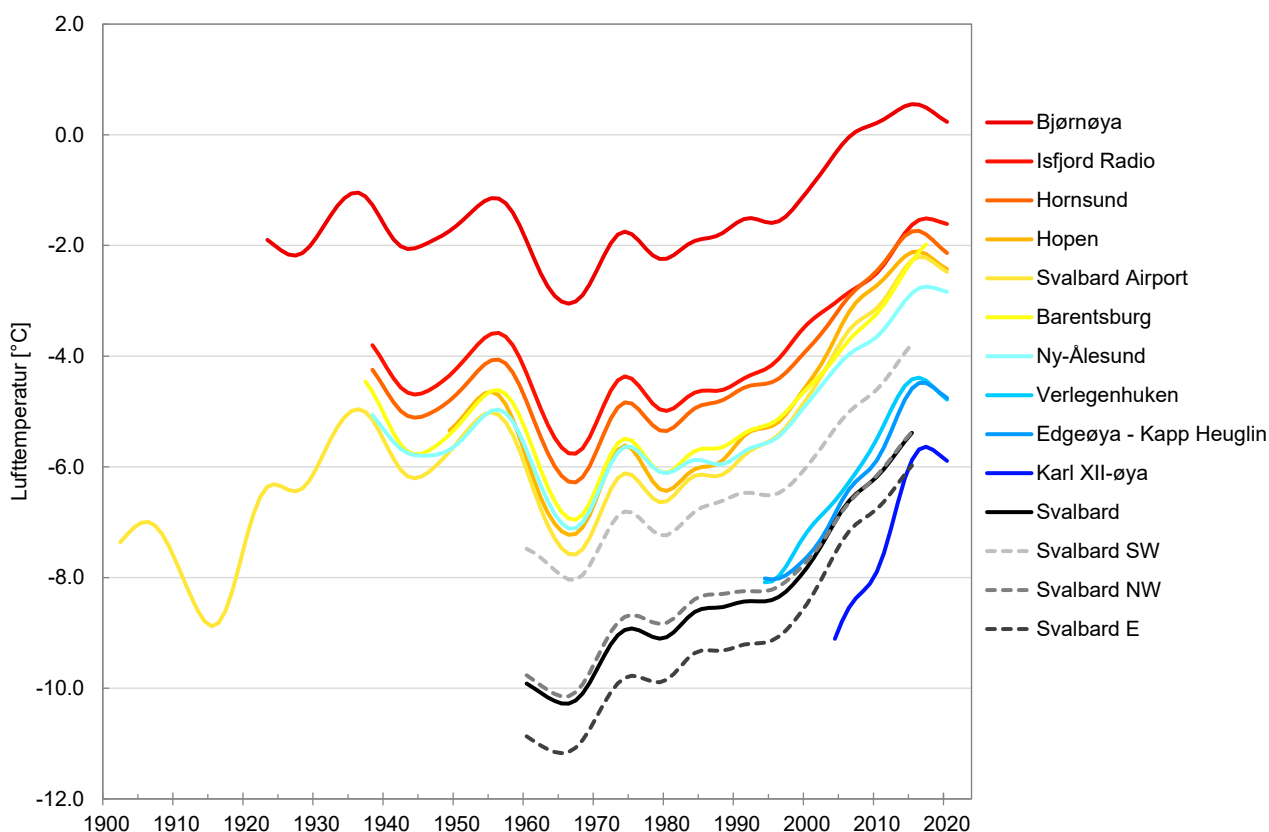
Analysen av lufttemperatur på Svalbard (1971–2000 gjennomsnitt) presentert i CiS2100, viser at vintertemperaturen i gjennomsnitt er 10 til 20 °C lavere enn sommertemperaturen og at de høyeste temperaturene generelt finnes i de sørsørvestlige delene av øygruppen mens de laveste temperaturene forekommer i de nordlige og østlige områdene av Svalbard. Modellstudien til Wickström mfl. (2020) viser at i dagens klima (2013–2018) påvirker de forskjellige atmosfæriske sirkulasjonstypene lufttemperaturene mest i vinter- og vårsesongen og minst om sommeren. Resultatene deres antyder også at tilstedeværelse eller fravær av havis lokalt og regionalt rundt Svalbard forklarer en stor del av den lokale variasjonen i både lufttemperatur og nedbør. Også studien til Skogseth mfl. (2020) antyder en betydelig effekt av et varmere hav og mindre havis på lufttemperaturene lokalt i Isfjorden-regionen sentralt på Svalbard.

Figur 8.1 viser glattede tidsserier for årsmiddel-temperatur fra et utvalg av meteorologiske stasjoner på Svalbard. De lengste tidsseriene indikerer generell oppvarming før 1930-tallet, en relativt varm periode i de påfølgende to tiårene, en temperaturnedgang fra 1950- til 1960-tallet, og deretter en generell temperaturøkning (CiS2100). Siden de fleste meteorologiske stasjonene på Svalbard ligger i lavlandet og nær kysten, ble Sval-Imp reanalysedata, som

omfatter hele landområdet på Svalbard (unntatt Bjørnøya helt i sør), brukt i CiS2100 for å gi et mer dekkende bilde av klimaet på Svalbard (stiplede linjer i figur 8.1). Det er godt samsvar mellom trender i lufttemperatur i Sval-Imp data og de lange stasjonsseriene. Disse viser at årlig middeltemperatur har økt med 3–5 °C i 47-årsperioden fra 1971 til 2017 og at temperaturøkningen har vært størst om vinteren (tilsvarende en økning på 5–8 °C; CiS2100). Som et eksempel viser den lengste tidsserien fra Svalbard lufthavn (Longyearbyen) en statistisk sikker økning i lufttemperatur på 0,34 °C per tiår i 1899–2023 og 0,96 °C per tiår i 1971–2023. Isaksen mfl. (2022) viste at

trendene i lufttemperatur de seneste tiårene har vært enda større i de nordøstlige delene av Svalbard (de korte stasjonsseriene i figur 8.1) og over det nordlige Barentshavet, hvor reduksjonen i havis har vært dramatisk (Gerland mfl., 2023). Basert på observasjonsdata fant Rantanen mfl. (2022) et område med maksimal oppvarming i Arktis som ligger nær Svalbard og Novaja Zemlja, hvor en oppvarmingstrend lokalt oversteg 1,25 °C per tiår i 1979–2021.

Tre forskjellige modeller og metoder (Arctic CORDEX, CCLM, ESD) ble brukt for å gi framskrivninger for lufttemperatur i CiS2100. For høyt utslippsscenario gir disse en økning



Figur 8.1 Årlig gjennomsnitt av lufttemperatur for utvalgte værstationer (observasjoner, fargede linjer) og regioner (Sval-Imp reanalysedata, grå og svarte linjer). Tidsseriene er glattet ved hjelp av et gaussisk filter for bedre å vise langtidsvariabiliteten. Figuren er en oppdatert versjon av figur 4.1.3 i CiS2100-rapporten, supplert med data fra noen stasjoner med kortere tidsserier fra Isaksen mfl. (2022).

på 7,2–9,8 °C i årlig middeltemperatur på Svalbard over 100 år fra 1971–2000 til 2071–2100 (9,1–15,1 °C økning om vinteren; tabell 8.1). Tilsvarende gir middels utslippsscenario (kun Arctic CORDEX og ESD) en økning på 6,2–6,9 °C (9,9–10,3 °C økning om vinteren; tabell 8.1). Resultater fra CCLM-modellen gir her antageligvis en mer realistisk framskrivning enn Arctic CORDEX og ESD ensemblet (se tabell 8.1 og faktaboks).

Framskrivninger presentert i CiS2100 bygger på forrige generasjon av globale klimamodeller (CMIP5). Landgren mfl. (2025) brukte en regional klimamodell (HCLIM-AROME) med 2,5 km romlig oppløsning sammen med en global klimamodell fra en nyere generasjon (CMIP6) av klimamodeller og et annet høyt utslippsscenario SSP5-8.5. Landgren mfl. (2025) sammenligner periodene 1991–2020 og 2041–2070, så deres resultater er ikke direkte sammenlignbare med endringer og framskrivninger beskrevet i CiS2100. En sammenligning av kartene for temperaturendringer viser likevel godt samsvar i de regionale mønstrene.

Både i CiS2100 og i Landgren mfl. (2025) finner vi lokale beregninger for Longyearbyen. Siden tidsperiodene for framskrivningene er forskjellige har vi i tabell 8.2 regnet om endringer til endringer per dekad (10 år) for lettere sammenligning. Tabell 8.2 viser på årsbasis særlig godt samsvar mellom de nye resultatene fra HCLIM-AROME og CCLM-resultatene fra CiS2100. På sesongbasis viser HCLIM-AROME noe mer oppvarming om vinteren og noe mindre om våren enn CCLM.

8.3.2 Nedbør

For nedbør indikerer Sval-Imp data en gjennomsnittlig nedbørmengde på Svalbard på omtrent 700 mm per år (1961–2000), med de høyeste verdier i de sørvestlige delene (CiS2100). Dette er betydelig høyere enn det som er målt ved de meteorologiske stasjonene. Sval-Imp reanalysedata virker likevel til å kunne gi et realistisk bilde av de årlige nedbørmengdene, når man tar i betraktning den høye romlige variasjonen i nedbør, representativiteten

Modell/metode	Temperaturendring, middels utslippsscenario (RCP4.5)	Temperaturendring, høyt utslippsscenario (RCP8.5)
Arctic CORDEX	+6,9° C (+10,3° C)	+9,8° C (+14,8° C)
CCLM	ingen data	+7,2° C (+9,1° C)
ESD	+6,2° C (+9,9° C)	+9,5° C (+15,1° C)

Tabell 8.1 Simulerte endringer i gjennomsnittlig års- og vinterlufttemperatur på Svalbard fra 1971–2000 til 2071–2100 (CiS2100; vinterverdier fra perioden desember-februar er angitt i parenteser). Resultater fra Arctic CORDEX og ESD er medianer av et ensemble av 5 og 8 modeller (Arctic CORDEX) og av 108 og 81 modeller (ESD) for henholdsvis middels og høyt utslippsscenario.

Modell/metode	År	Vinter	Vår	Sommer	Høst
Temperaturrendring per tiår (Longyearbyen)					
Arctic CORDEX	+0,87 °C	+1,16 °C	+0,92 °C	+0,58 °C	+0,87 °C
ESD	+0,74 °C	+0,97 °C	+0,66 °C	+0,32 °C	+0,98 °C
CCLM	+0,65 °C	+0,82 °C	+0,71 °C	+0,43 °C	+0,65 °C
HCLIM-AROME	+0,66 °C	+0,90 °C	+0,62 °C	+0,42 °C	+0,68 °C
Nedbørendring per tiår (Longyearbyen)					
Arctic CORDEX	+3,9 %	+2,6 %	+3,6 %	+3,6 %	+4,0 %
CCLM	+1,9 %	+2,1 %	+2,9 %	+2,9 %	+2,1 %
HCLIM-AROME	+4,6 %	+4,0 %	+2,4 %	+2,4 %	+8,0 %

Tabell 8.2 Beregnede endringer per dekad (10 år) i gjennomsnittlig års- og sesongtemperaturer og -nedbør i Longyearbyen basert på framskrivningene beskrevet i CiS2100 (Arctic CORDEX, ESD, CCLM) og i Landgren mfl. (2025) (HCLIM-AROME). Resultater fra Arctic CORDEX og ESD er medianer av ensembler av henholdsvis 8 og 81 modeller. Alle CiS2100-resultatene gjelder for punktet "Svalbard Lufthavn Longyearbyen" og er basert på høyt utslippsscenario RCP8.5, mens resultater fra HCLIM-AROME gjelder for seks punkter i Longyearbyen og Adventdalen og er basert på høyt utslippsscenario SSP5-8.5. Endringer per dekad i CiS 2100-framskrivningene er beregnet fra 100-årsperioden 1971–2000 til 2071–2100 (delt på 10). For HCLIM-AROME er de beregnet fra 50-årsperioden 1991–2020 til 2041–2070 (delt på 5).

til målestasjonene, vannbalansevurderinger og oppfangingsvikt i nedbørmålere, som kan gi stor underestimering spesielt for snønedbør i mye vind (CiS2100; Førland mfl., 2020).

Historiske trender i alle lange nedbørserier fra Svalbard viser økt nedbør fra startår (mellom 1912 og 1969) til 2017, særlig signifikant om høsten (CiS2100). Det er imidlertid usikkert om trendene er representative for hele Svalbard. I tillegg kan de være påvirket av at det også har vært en oppvarming i denne perioden. I et varmere klima kan mer av nedbøren generelt falle som regn enn snø. Denne endringen vil også redusere oppfangingsvikten i nedbørmålinger,

noe som kan forstyrre trendestimater som er basert på ukorrigerte nedbørobservasjoner. Førland mfl. (2020) estimerte nedbørtrender fra fire stasjoner, hvor det ble foretatt en justering for oppfangingsvikt. Deres resultater viste positive årlige nedbørtrender på 4–7 % per tiår i 1969–2018. Nedbørtrenden for hele Svalbards landområde i 1971–2017, basert på Sval-Imp data, viste imidlertid en liten reduksjon i nedbør på -1 % per tiår (CiS2100). Dessuten er nedbørtrendene svært forskjellige for de ulike årstidene. Høst- og vintersesongen har de mest positive nedbørtrendene i Sval-Imp data i 1971–2017 (CiS2100). Nedbørtrendene (1969–2018) fra stasjoner Svalbard lufthavn og Ny-Ålesund,

korrigert for oppfangingssvikt, viser tilsvarende mest positive nedbørtrender (10–15 % per tiår) i høst- og vintersesongen (Førland mfl., 2020). Både Sval-Imp data og målinger fra alle stasjoner på Spitsbergen viser en trend mot mindre vår- og sommer-nedbør fra 1971 til 2017 (CiS2100).

Teoretisk sett ventes høyere temperaturer og dermed økt fuktinnhold i atmosfæren å føre til mer nedbør på Svalbard. Klimaframskrivninger for nedbør fra Arctic CORDEX ensembler (CiS2100) viser en median økning i årsnedbøren på 43 og 63 % for henholdsvis middels og høyt utslippsscenario over Svalbards landareal fra 1971–2000 til 2071–2100. Disse tallene kan dog være noe overestimert på grunn av systematiske avvik i Arctic CORDEX ensembler (se faktaboks 8.1.1). Den antageligvis mer realistiske CCLM-modellen ga en betydelig lavere økning i nedbør på 34 % (sammenliknet med 63 % for Arctic CORDEX) for høyt utslippsscenario (CiS2100). Både Arctic CORDEX og CCLM simulerer den minste økningen i nedbør i sommersesongen. Framskrivninger for kraftig regn fra CCLM-modellen (høyt utslippsscenario; CiS2100 gir for de fleste analyserte stedene en 20 % økning i de høyeste nedbørmengdene (99,5 % persentil-nedbøren, det vil si nedbørmengden som overskrides omtrent to ganger i året) fra 1971–2000 til 2071–2100.

Som for temperatur (kapittel 8.3.1), kan man sammenligne nedbørframskrivninger i CiS2100 med nyere fremskrivninger fra Landgren mfl. (2025), som brukte den regionale klimamodellen HCLIM-AROME og et alternativt høyt utslippsscenario SSP5-8.5. Deres resultater viser, i likhet med CiS2100, en betydelig økning i årsnedbøren over Svalbard. Det er også likheter i de geografiske mønstrene, der årsnedbøren, og særlig vinter-nedbøren, har minst relativ endring i sør, mens nedbøren øker mest i nordøst. For sommernedbøren er det derimot betydelige forskjeller, idet Landgren mfl. (2025) beregner redusert sommernedbør i øst. Dette

illustrerer at nedbørframskrivningene er mer usikre enn temperaturframskrivningene, fordi variasjoner i sirkulasjonsmønstrene i atmosfæren har stor innvirkning, særlig i områder med stor topografisk variasjon.

For Longyearbyen viser både CiS2100 og Landgren mfl. (2025) nedbørøkning på årsbasis og i alle sesonger (tabell 8.2). Økningen i nedbør per tiår, beregnet i tabell 8.2, er større i framskrivninger fra HCLIM-AROME enn fra Arctic CORDEX og CCLM modeller for års-, høst- og vinter-nedbøren.

Regn-på-snø-hendelser (ROS) blir et hyppigere fenomen i vinterklimaet på Svalbard og kan ha betydelige konsekvenser for, for eksempel, dyrelivet og infrastrukturen (CiS2100). Vickers mfl. (2024) analyserte modell- og satellittbaserte datakilder for ROS-hendelser og fant ut at mest ROS-hendelser finner sted i de sørlige og vestlige kystområdene, der tidlig vinter-sesong (november–desember) totalt har hatt flere ROS-hendelser enn våren (mars–april).

8.3.3 Vind

Datagrunnlaget er dårlig, både modell- og observasjonsbasert, når det gjelder vind på Svalbard. Framskrivninger for vindhastighet fra CCLM-modellen (høyt utslippsscenario; CiS2100) indikerte en økning i maksimal daglig vindhastighet i de nordøstlige delene og en reduksjon i de sørvestlige delene av Svalbard, hvor endringene er størst i vintersesongen.

8.4 Hydrologi, kryosfære og skred

8.4.1 Snø

Snøen er et dominerende element på Svalbard i godt over halvparten av året. I CiS2100 ble snødekket simulert med SeNorge snømodellen med lufttemperatur og nedbør fra Sval-Imp data

som pådriv i historisk periode (1958–2017) og biaskorrigert data fra Arctic CORDEX ensemblet og fra CCLM modellen for klimaframskrivninger. Lengden av snøsesongen for Svalbard ble i disse simuleringene i gjennomsnitt 20 dager kortere (fra 340 til 320 dager) i perioden 1958–2017, mens den simulerte maksimale årlige snømengden (SWE_{max}) økte noe ettersom økningen i vinternedbøren mer enn kompenserte for effekten av varmere lufttemperatur på snøfall og snøsmelting. Denne, noe overraskende, økningen i snømengder kan oppstå spesielt i kalde polare og høyfjellstrøk (f.eks. Gottlieb og Mankin, 2024). Alle målestasjoner av snødybde på Svalbard som har lengre tidsserier ligger i lavtliggende strøk nær kysten og er dermed lite representative for gjennomsnittet av hele Svalbards landområder.

Medianen av framskrivninger for snø med Arctic CORDEX ensemblet og middels utslippsscenario som pådriv viser fortsatt områder med uendret eller mer SWE_{max} i perioden 2071–2100, mens tilsvarende simuleringer med høyt utslippsscenario viser mindre snømengder over det meste av Svalbard (50–100 % mindre SWE_{max} mange steder; CiS2100). Resultater fra CCLM-modellen gir også her antageligvis en mer realistisk framskrivning enn Arctic CORDEX ensemblet (se faktaboks), og viser redusert SWE_{max} i vestlige og sørlige områder og økte snømengder (opptil 100 % mer for visse områder) for store områder i nordøst (høyt utslippsscenario; CiS2100).

Alle framskrivningene, med pådriv fra både Arctic CORDEX og CCLM-modeller, gir reduksjon i lengden av snøsesongen over hele Svalbard, men det er en stor variasjon mellom modellene (CiS2100). I noen simuleringer forventes det en liten reduksjon, mens i andre forventes det en drastisk reduksjon i lengden av snøsesongen. Van Pelt mfl. (2021) brukte en energibalansemodell kombinert med en flerlags snø- og firnmodell (EBFM; 1 x 1 km², tre timers tidssteg) og deres resultater indikerte en tilsvarende avkortning av snøsesongen, hvor for eksempel

årsminimum av snødekningsgraden på Svalbard i august ble redusert fra 58 % snødekning i 1957–2018 til 33 % og 31 % snødekning i 2019–2060 for henholdsvis middels og høyt utslippsscenario.

8.4.2 Avrenning

Mesteparten av den årlige avrenningen på Svalbard skjer om sommeren, mens en mindre andel skjer om høsten (spesielt i sørlige deler av Svalbard) og det er nesten ingen avrenning om vinteren og våren, bortsett fra ved kystområdene (CiS2100). På grunn av få målestasjoner for vannføring på Svalbard ble avrenningen for historisk periode (1980–2015) i CiS2100 simulert med HBV modellen med Sval-Imp data som pådriv. Disse simuleringene viser en statistisk signifikant økning i årsavrenning, samt for alle de enkelte årstidene unntatt våren. I framskrivninger fra HBV-modellen, med pådriv fra det biaskorrigerte Arctic CORDEX ensemblet, øker den årlige avrenningen generelt over hele Svalbard. Den simulerte endringen fra 1971–2000 til slutten av dette århundret var hele tre- og femdobling for henholdsvis middels og høyt utslippsscenario. Disse tallene kan dog være overestimert på grunn av systematiske avvik i Arctic CORDEX ensemblet (faktaboks 8.1.1) som gir for mye bresmelting og avrenning om sommeren (CiS2100). Områder med isbre hadde en sterk økning i avrenning i HBV-simuleringer, spesielt i sommersesongen, mens områder uten isbreer hadde en nedgang i sommeravrenningen på grunn av tidligere snøsmelting og økt fordampning (evapotranspirasjon). Simuleringer fra EBFM-modellen i van Pelt mfl. (2021) indikerte at kombinert avrenning fra isbreer og land forventes å mer enn dobles fra 1957–2018 til 2019–2060, for både middels og høyt utslippsscenario.

8.4.3 Permafrost

Målinger av permafrosttemperatur fra de siste tiårene viser generelt en kontinuerlig oppvarming i de øvre 10-20 m i bakken (CiS2100). Temperaturmodellering av permafrost med CryoGrid3-modellen, med pådriv fra CCLM-modellen (høyt utslipps-scenario; CiS2100), ble utført for åtte utvalgte steder på Svalbard. Resultatene antydde en økning i tykkelsen av det aktive laget og i permafrosttemperaturen, og at det fortsatt vil være permafrost under 5 m dyp på de fleste av disse stedene etter 2100.

8.4.4 Skred og erosjon

CiS2100-rapporten konkluderte med at mange typer skred vil bli hyppigere i et framtidig klima. For skredaktivitet på Svalbard finnes det ingen lange tidsserier av observasjoner eller modellsimuleringer, og framtidige endringer nevnt i CiS2100 er derfor basert på kvalitativ ekspertvurdering. Generelt sett vil økt nedbør, og spesielt kraftige nedbørepisoder, øke sannsynligheten for alle typer skred i bratt terreng. I tillegg vil økt tykkelse og sesonglengde av det aktive laget over permafrosten kunne bidra til økt skredaktivitet i et framtidig klima. For snøskred er bildet mer usikkert da flere prosesser påvirker skredfaren (se kapittel «Skred»). For eksempel kan regn og snøsmelting både utløse snøskred og bidra til å stabilisere snøpakken. En kortere snøsesong i et varmere klima vil også forkorte sesongen når det er nok snø til at snø- og sørpeskred kan oppstå. Hancock mfl. (2021) analyserte 632 snøskredobservasjoner fra fire sesonger (2016–2020) i Nordeskiöld Land regionen sentralt på Svalbard og fant ut at typen tørre flakskred var den hyppigst observerte snøskredtypen (nesten 60 %), mens kun ett sørpeskred ble observert i løpet av denne perioden. Resultatene deres indikerte også at atmosfæriske sirkulasjonsmønstre som førte til våte, vindfulle og varme forhold var assosiert med økt observert snøskredaktivitet.

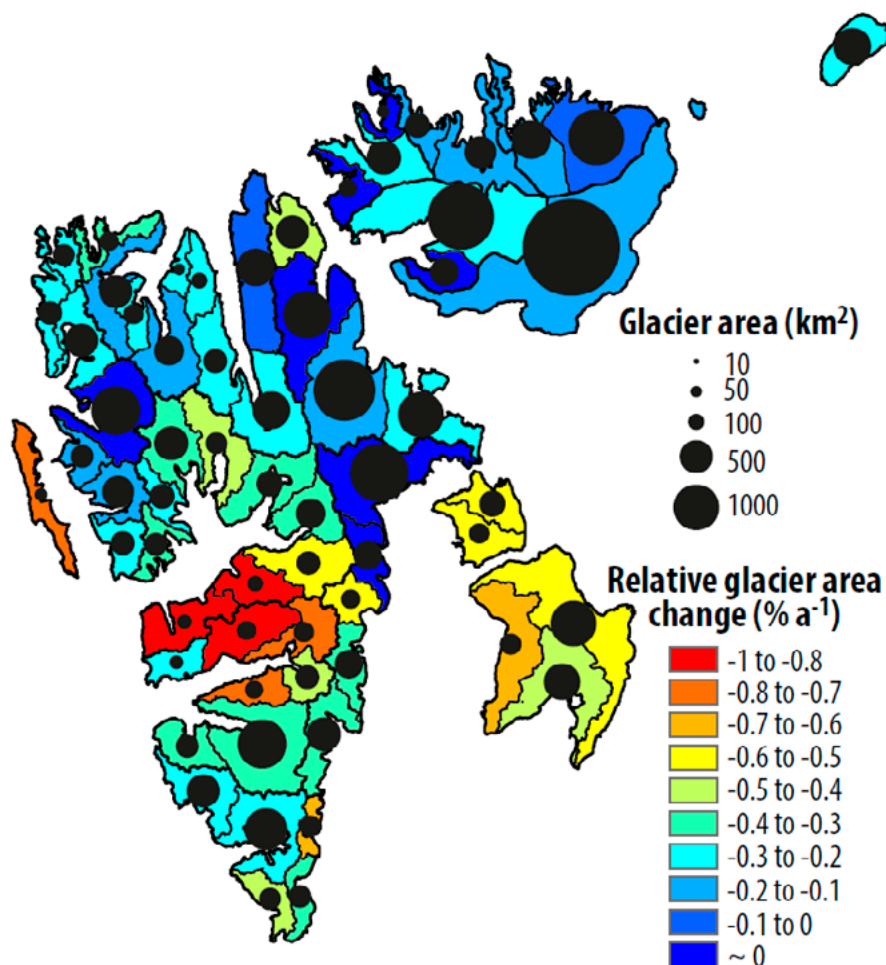
I takt med ventet framtidig oppvarming og økning i avrenning, ventes også erosjon og sedimenttransport i elver og vassdrag å øke. De fleste av disse sedimentene stammer fra isbreer og moreneområder (CiS2100). Ettersom permafrost begrenser erosjonen, antas tiningen av permafrosten i et framtidig klima å bidra også til økt erosjon (CiS2100).

8.4.5 Isbreer

Isbreer er det mest dominerende landskapselement på Svalbard og dekker hele 57 % av landarealet (Nuth mfl., 2013). Bretyper på Svalbard spenner fra små dalbreer til store iskapper. I omtrent 68 % av det nåværende bredekte området vil breisen til slutt ende i kalvingsfronter i havet (Nuth mfl., 2013). Kalving av breis til havet er et viktig ledd i massebalansen av isbreer på Svalbard (CiS2100). Verdier sitert i van Pelt (2021) indikerer en kalvingsrate på 7–15 Gt (gigatonn) is per år de siste to tiårene.

Figur 8.2 (fra Nuth mfl., 2013) viser relative endringer i brearealet ved å sammenligne to brekartlegginger fra 1960–1990-tallet og fra 2000-tallet. Resultatene viser en gjennomsnittlig arealendring på -7 % for et gjennomsnittlig 32-års tidsintervall mellom de to kartleggingene. Selv om denne endringen varierer fra sted til sted, er det bemerkelsesverdig at ingen regioner viste en økning i breareal i denne studien. Ved å bruke arkiver av flybilder, estimerte Geyman mfl. (2022) en gjennomsnittlig tynningsrate i perioden 1939–2010 for breis på Svalbard på 0,35 m per år og en 10,4 % reduksjon i brearealet i denne 70-års perioden. Endringer i breistykkelsen ble funnet å være minst i de nordøstlige delene og størst i de sørlige delene av Svalbard.

Tidsseriedata av kumulativ årlig massebalanse (omtrent tilsvarende endringen i brevolum) fra tre isbreer med de lengste sammenhengende tidsseriene (to serier siden 1960-tallet;



Figur 8.2 Relative endringer i breareal (% per år), der eldre brekartlegging fra Hagen mfl. (1993) fra perioden 1960 til 1990 er sammenlignet med en nyere kartlegging fra 2000-2010. Det totale brearealet i delregionene er illustrert med størrelsen på de svarte sirkene. Hentet fra Nuth mfl. 2013.

alle tre breene lokalisert i det nordvestlige Kongsfjord-området) viser at disse breene har mistet ismasse (CiS2100). Dette gjelder spesielt for de to mindre isbreene, Austre Brøggerbreen og Midtre Lovénbreen, som er mindre enn 10 km² i areal og ligger under 650 moh. Den tredje isbreen, Kongsvegen, er større med et areal på 100 km² og ligger under 850 moh. Kongsvegen har et betydelig større akkumulasjonsareal og derfor har den saktere minkende kumulativ massebalanse enn de to mindre isbreene (CiS2100).

Simuleringer i Noël mfl. (2020) viste at mens

kalvingsraten av is i 1960–1985 var i balanse med breenes positive massebalanse, har breene på Svalbard opplevd samlet netto massetap siden midten av 1980-tallet. Netto ismassetap i perioden 2013–2018 var estimert til $19,4 \pm 3,4$ Gt per år. Noël mfl. (2020) konkluderte med at Svalbardbreer har i nåværende klima en høy følsomhet for endringer i lufttemperatur på grunn av breenes lave høyde over havet sammenlignet med andre arktiske iskapper.

Simuleringer av breenes massebalanse i et framtidig klima, med pådriv fra CCLM-modellen (høyt utslippsscenario; CiS2100), viste

at den årlige netto massebalansen for breene på Svalbard blir gradvis mer negativ, og er i gjennomsnitt -0,39 m vann (faktaboks 5.1.1) per år (tilsvarende -14 Gt per år) i perioden 1971–2000, og -2,38 m vann per år (-87 Gt per år) hundre år senere i 2071–2100. Vinterbalansen hadde ikke en klar trend i disse simuleringene, noe som indikerer at den sterke negative trenden i netto massebalanse i sin helhet er drevet av økningen i issmelting i sommer-sesongen. Simuleringer med EBFM-modellen i van Pelt mfl. (2021) indikerte tilsvarende et akselererende bremassetap. I deres resultater for perioden 2019–2060 var årlige gjennomsnitts netto massebalanse for breene på Svalbard -0,82 og -1,06 m vann per år (-31 og -40 Gt per år) for henholdsvis middels og høyt utslippsscenario. I begge disse modell-studiene ble det imidlertid ikke tatt hensyn til kalvingsraten eller framtidige endringer i arealet eller høyden av breoverflaten. Nettoeffekten av antagelsen om en konstant isbregeometri ble imidlertid estimert som liten i van Pelt mfl. (2021).

Framskrivninger fra en modell i Geyman mfl. (2022) ga gjennomsnittlige tynningsrater for breis på Svalbard på 0,73 m per år og 0,92 m per år for henholdsvis middels og høyt (RCP8.5) utslippsscenario i perioden 2010–2100. De fant også et romlig samsvar mellom mønsteret på istynning og gjennomsnittlig sommer-temperatur, noe som tyder på at tynning av breis er relatert til lufttemperaturen, som er i tråd med konklusjonen fra CiS2100-rapporten. Geyman mfl. (2022) ga også et sammendrag av mange tidligere studier som har estimert totalt istap i breene både i historisk og framtidig klima, og viser en ganske stor variasjon mellom resultater fra de forskjellige studiene.

8.5 Antarktis

Klimaet på det antarktiske kontinentet kan generelt karakteriseres som ekstremt kaldt, tørt og vindfullt. Det antarktiske kontinentet er likevel

en region med store regionale variasjoner både i klimaet og i responsen på global oppvarming. Klimaet i Antarktis er påvirket av kontinentets iskappe, topografi, katabatiske vinder, storskala atmosfæriske sirkulasjonsmønstre, havstrømmer i Sørishavet som omgir kontinentet, utbredelsen av havis og ozonhullet.

De siste tiårene har Antarktis opplevd en generell oppvarming (Jones mfl., 2016). Dette er mest tydelig på Antarktishalvøya og Vest-Antarktis, som også har opplevd økt issmelting, tilbaketrekning av isbreer og delvise kollapser av isbrekker (f.eks. Larsen-B iskollaps i 2002; Shepherd mfl., 2018). Selv om snønedbøren og netto snøakkumulering har økt, overstiger massetap fra utløpsbreer i Vest-Antarktis disse. I motsetning til Arktis hvor utbredelsen av havis avtar raskt, er situasjonen i Antarktis mer komplisert og noen regioner opplever en økning i utbredelsen av havis mens andre opplever en reduksjon (Hobbs mfl., 2016). Dette kan, i kombinasjon med endringer i havoverflate-temperatur og havsirkulasjon i Sørishavet, påvirke dynamikken til iskapen i Antarktis.

Ettersom de globale temperaturene fortsetter å stige, er det forventet at lufttemperaturen i Antarktis også vil stige. Spesielt antar man at oppvarmingen på Antarktishalvøya og i Vest-Antarktis fortsetter med en rate som er høyere enn det globale gjennomsnittet. Varmere lufttemperaturer vil sannsynligvis øke issmeltingen og isbreenes tilbaketrekning, noe som bidrar til havnivåstigning og kan påvirke stabiliteten til iskapen i Antarktis. Det er anslått at hvis den globale oppvarmingen opprettholdes på 2–3 °C, kan iskapen over Vest-Antarktis nesten gå tapt, noe som vil være irreversibelt over flere årtusener (IPCC, 2021a).

Det ventes at klimaendringer i Antarktis vil ha globale konsekvenser for klimasystemet, økosystemer og havnivåendring (Shepherd mfl., 2018).

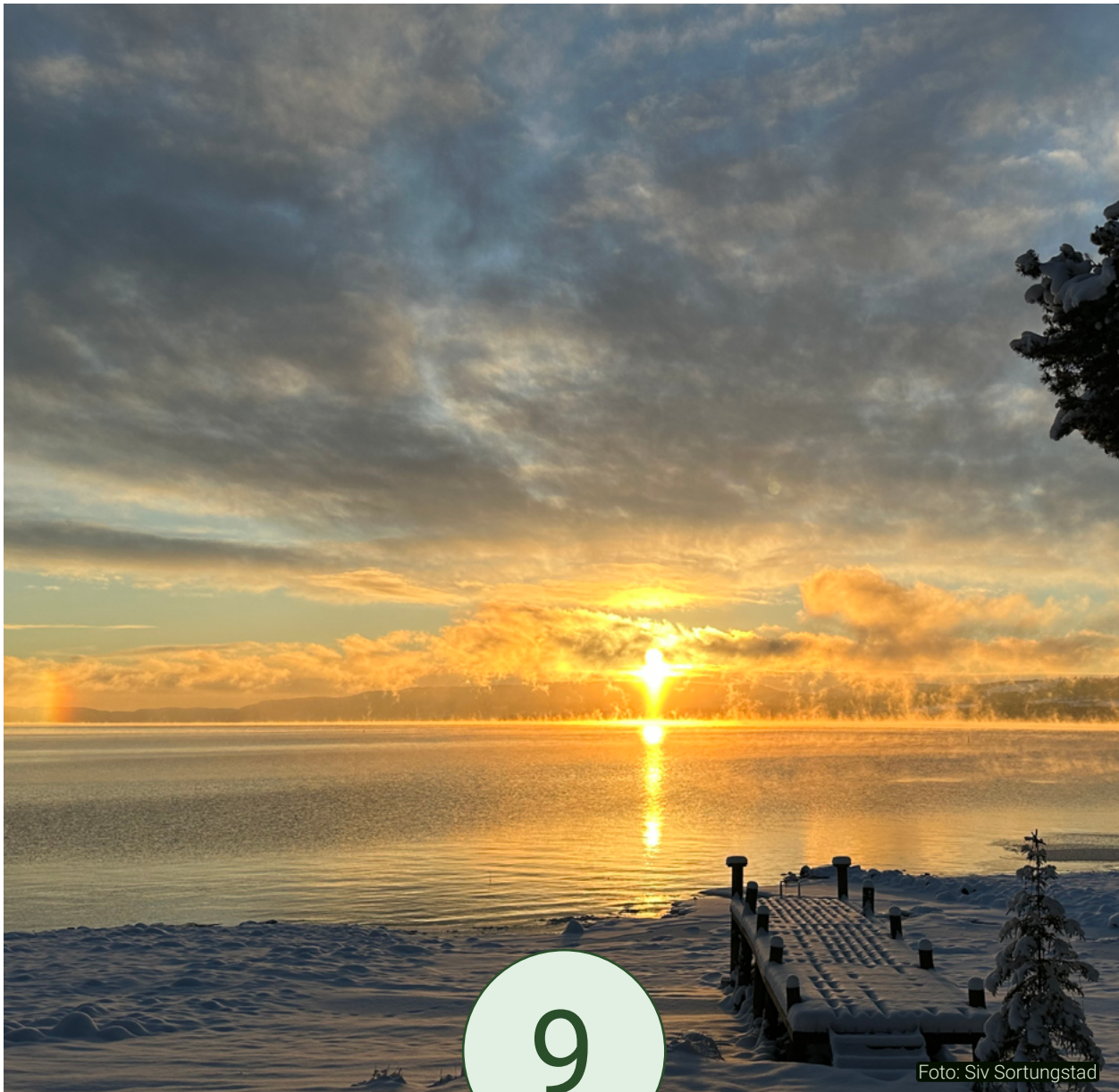


Foto: Siv Sortungstad

Klimavarsling

Marius Årthun

François Counillon, Helene R. Langehaug og Lea Svendsen (i alfabetisk rekkefølge).

Deler av denne teksten er tidligere publisert i Årthun mfl. (2019).

Kort oppsummert

I motsetning til værvarsel for dager eller uker, gir et klimavarsel informasjon om forventede værforhold de neste årene, noe som er viktig for blant annet kraftproduksjon og jordbruk.

Havet har "lang hukommelse" ved at temperaturen endres saktere enn i atmosfæren. Derfor spiller havet en sentral rolle i klimavarsling.

Klimavarsling er et aktivt forskningsfelt. Det jobbes med å realisere en norsk klimavarslingsmodell og denne har foreløpig relativt høy treffsikkerhet i Nord-Atlanteren og norske havområder, særlig om vinteren.

Vi nordmenn er kjent for å være over gjennomsnittlig opptatt av været, og værvarselet styrer ofte våre fritidsaktiviteter og helgeplaner. Industri og næringsliv tar også avgjørelser basert på informasjon om framtidens vær og vind – avgjørelser som kan ha store økonomiske konsekvenser. Informasjon om nedbørmengder og temperatur er for eksempel viktig både for kraftselskap og for jordbruksnæringen.

I motsetning til et vanlig værvarsel krever planlegging av kraftproduksjon og jordbruk informasjon om værforhold over en lengre periode, for eksempel om somrene de neste fem årene vil bli varmere og våtere enn normalt. Slik informasjon kalles et klimavarsel.

Som vi alle vet, skifter været veldig fra dag til dag og uke til uke. Vi kan si at atmosfæren har dårlig hukommelse. Dette er en hovedgrunn til at vi ikke kan varsle været mer enn noen uker i forkant. Så hvordan er det mulig å lage et klimavarsel for de neste årene?

Mens atmosfæren har hukommelse som en glemsk gullfisk, har andre deler av klimasystemet til sammenligning god langtids-hukommelse. Havet holder for eksempel mye bedre på varmen enn atmosfæren, og temperaturen i havet varierer svært sakte i forhold til lufttemperaturen. Disse sakte temperaturendringene i havet kan kommuniseres over land av vindene som blåser over havet og føre til forutsigbarhet i klima. Havet spiller derfor en sentral rolle i å utvikle klimavarsler.

Klimavarsling er et forskningsfelt som har vokst fram i Norge og internasjonalt de senere årene. På Bjerknessenteret i Bergen forsker man i dag med stor innsats for å realisere en norsk klimavarslingsmodell. Målet er å etablere Bergen som verdensledende innen klimavarsling for våre land- og havområder.

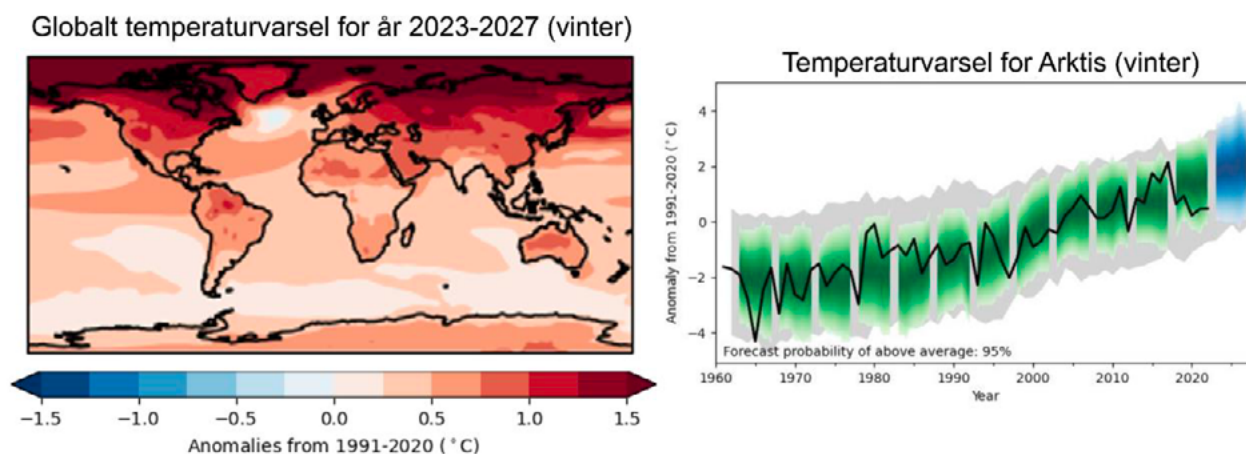
Den norske klimavarslingsmodellen (NorCPM) er basert på den norske klimamodellen NorESM. En klimamodell er en forenklet digital versjon

av vårt virkelige klimasystem (hav, atmosfære, land, sjøis) og hvordan dette påvirkes av ulike klimapådriv som for eksempel solstråling, vulkanutslipp, og endringer av atmosfærens gassammensetning. Selv om fysikken i atmosfæren og havet er godt kjent, er ikke modellene perfekte. NorCPM bruker derfor statistiske metoder (dataassimilering) der eksisterende observasjoner benyttes for å redusere forskjellen mellom et klimavarsel og den faktiske tilstanden i hav, is eller luft.

For å teste hvor god en klimavarslingsmodell er, prøver man å varsle det som har skjedd i fortiden. Nord-Atlanteren skiller seg ut som et område hvor klimavarsel treffer best. Her kan temperaturen varsles opp mot flere år fram i tid (Bethke mfl., 2021). Det er også gode muligheter for klimavarsling i norske havområder, spesielt på vinterstid, med relativt god treffsikkerhet noen år fram i tid langs kysten av Norge og i Barentshavet (Passos mfl., 2023; Fransner mfl., 2023). De langsomme endringene i temperaturen over Norge påvirkes av hav-

temperaturen i Norskehavet (Årthun mfl., 2017). Dermed er gode varsel til havs viktig for å kunne varsle langsiktig på land.

Resultater fra NorCPM og andre klimavarslingsmodeller viser at mye av den langsomme temperaturøkningen er knyttet til global oppvarming (svart kurve i figur 9.1; Boer mfl., 2016; se også kapittel 3.1.2). Samtidig er det relativt store svingninger på årlig til flerårig tidsskala som gjenspeiler viktigheten av naturlige klimavariasjoner. Mange klimavarslingsmodeller, inkludert NorCPM, deltar hvert år på «WMO Lead Centre and Global Annual to Decadal Climate Update» som tilbyr en oversikt over de siste klimavarslene. Figur 9.1 viser et varsel av temperatur om vinteren 1–5 år fram i tid for hele kloden. Vi ser at temperaturen øker overalt, men aller mest på land og i Arktis. I Arktis (nord for 60°N), er den varslede temperaturøkningen de neste fem årene mer enn tre ganger større enn i resten av verden. Her er temperaturen ventet å øke med omtrent 2 °C i perioden 2023–2027.



Figur 9.1 Varsel for overflatetemperatur om vinteren for perioden 2023–2027. Disse varslene er basert på ni forskjellige klimavarslingsmodeller (gitt som blått felt i figuren til høyre), hvor NorCPM er inkludert. Observasjoner er gitt som svart kurve til høyre, mens grønt felt er fem-års varsel tilbake i tid. Det grå feltet i bakgrunnen er basert på simuleringer fra klimamodeller som ikke er justert ved hjelp av eksisterende observasjoner. Temperaturanomalierne er beregnet ut fra referanseperioden 1991–2020. Arktis er definert som regionen nord for 60°N. Figurene er hentet fra World Meteorological Organization (2023).

Selv om det de siste tiårene har vært store framskritt innen klimavarsling, er det fortsatt flere utfordringer med de eksisterende klimavarslingsmodellene. For eksempel er klimavariasjoner over land underestimert i modellene, noe som gir begrenset treffsikkerhet til klimavarslene. Statistisk håndtering av klimavarslene i etterkant kan forbedre treffsikkerheten, og nylig ble dette anvendt for å vise at atmosfæren over Nord-Europa er mer predikerbar enn tidligere antatt (Smith mfl., 2020). Samtidig krever dette et veldig stort antall simuleringer, som igjen krever mye regnekraft.

Klimavarslingsmodellene er stadig i utvikling. Det jobbes mye med å gjøre modellene bedre, for eksempel ved å simulere mer realistiske havstrømmer eller en mer realistisk kobling mellom hav og atmosfære. Et annet viktig forbedringspotensial ligger i hvilke observasjoner som blir tilført modellen og hvordan de blir integrert i modellen. Til nå har hovedfokuset vært på langsiktig klimavarsling ved å ta i bruk observasjoner fra havet. Klimavarslingsmodellene utvikles nå til også å tilby varsel på kortere sikt (måneder eller sesonger fram i tid), ved å tilføre observasjoner av sjøis, land og atmosfæren. Sist, men ikke minst, så er det nødvendig å få en bedre forståelse av prosesser og sammenhenger i klimasystemet som kan gi forutsigbarhet måneder til år fram i tid. Kort oppsummert vil bedre modeller og bedre prosessforståelse være nøkkelen til å forbedre treffsikkerheten til klimavarslene.



Datasekk og modellverktøy

Stephanie Mayer

Stein Beltring, Rasmus Benestad, Andreas Dobler, Inger Hanssen-Bauer, Shaochun Huang, Deborah Lawrence, Tyge Løvset, Stephanie Mayer, Kjetil Melvold, Abdelkader Mezghani, Irene Brox Nilsen, Kaja Parding, Thomas Skaugen, Silje Lund Sørland, Ketil Tunheim, Wai Kwok Wong (i alfabetisk rekkefølge)

I dette kapitlet beskrives datasett (kapittel 10.1) og modellverktøy for klimaframskrivninger (kapittel 10.2) som danner et vitenskapelig grunnlag for mange av resultatene omtalt i rapporten.

Norges landskap er karakterisert av en lang kyst, fjord og bratte fjell. Store forskjeller i landskap og klimatiske forhold over relativt korte avstander fanges ikke opp av globale klimamodeller, derfor er det nødvendig å bruke en rekke avanserte modellverktøy for å kunne gi klimainformasjon på nasjonal og regional skala. I kapittel 10.2 beskrives hvordan verdikjeden av en rekke modeller er satt sammen og hvordan data og metoder inngår i dette arbeidet. Vi tar utgangspunkt i ulike utslipps-scenarioer, klimamodeller med ulik romlig skala, og metoder som tilrettelegger data på et lokalt nivå for Fastlands-Norge. Disse nye nasjonale klimaframskrivningene på et 1 x 1 km² grid kalles for COR-BA-2025 (kapittel 10.2.5) og inngår som klimainformasjon til videre framskrivninger av hydrologiske (kapittel 10.3) og kryosfæriske endringer (kapittel 10.4). Videre omtales usikkerheten i klimaframskrivninger (kapittel 10.5) og indeksberegninger (kapittel 10.6).

10.1 Om meteorologiske og hydrologiske datasett for historisk klima

I tillegg til lokale observasjoner fra meteorologiske og hydrologiske målestasjoner brukes flere datasett (figur 10.1.1) i et regelmessig nettverk av punkter (grid) som dekker hele landet (faktaboks 10.1.1).

10.1.1 Meteorologiske data

I denne rapporten brukes to historiske datasett på et 1 x 1 km² grid for temperatur og nedbør og et datasett på tilsvarende grid for vind (figur 10.1.1):

① KlimGrid er basert på homogeniserte tidsserier fra et fast antall stasjoner (Tveito 2021; 2023). Datasettet inneholder månedsverdier for temperatur og nedbør fra 1901 og utover som danner grunnlag for de offisielle normalkartene for Norge (figur 3.1.4 og 3.3.1). Datasettet brukes i kapittel 3.1 og 3.3 både som grunnlag for kart for normalperioden 1991–2020 og til å beskrive langtidsutviklingen av temperatur og nedbør.

② seNorge2018 v20.05 er et datasett med daglige meteorologiske variabler fra 1957 og framover (Lussana mfl., 2019; 2020). Det baseres på optimale kvalitetssikrede døgn-datasett. Det er to viktige forskjeller fra KlimGrid: i) Datasettet er ikke homogenisert, og tidsutviklingen kan derfor avvike noe fra KlimGrid. ii) Nedbørverdiene er justert for oppfangingssvikt (faktaboks 3.3.1). Datasettet er derfor bedre egnet til hydrologisk modellering enn KlimGrid. seNorge2018 brukes også i biasjustering av modelldata (kapittel 10.2.5), og følgelig til alle beregninger der nåtidsklima og framtidsklima sammenlignes direkte (kapittel 3), samt i all hydrologisk modellering (kapittel 4). Det kan forekomme inkonsistens som påvirker beregning av endringer for den historiske perioden, fordi datasettet inneholder endringer i stasjonsnettverket over tid (ikke homogenisert).

③ NORA3 vinddatasettet (Haakenstad mfl., 2021) er basert på en dynamisk nedskalert reanalyse av ERA5 (faktaboks 10.1.2). Det dekker Nordsjøen, Norskehavet og Barentshavet og Fastlands-Norge på et 3 x 3 km² grid for årene 1961 til 2024. NORA3 er videre interpolert til et 1 x 1 km² grid (Lussana mfl. 2022a; 2022b) tilsvarende seNorge2018. I NORA3 er vindfeltet sterkt forbedret i forhold til ERA5, spesielt i fjellområder og langs kysten, og yter mye bedre enn det tidligere 10 x 10

Detaljeringsgrad i datasett på grid

Mange av kartene i denne rapporten er gitt i et grid på $1 \times 1 \text{ km}^2$. Fordi Norge har et areal på $324\,000 \text{ km}^2$, består datasettet av mer enn 324 000 beregningspunkter – såkalte gridruter. En gridrute vises som en piksel i kartet. Siden alle resultatene er gjennomsnitt av $1 \times 1 \text{ km}^2$, blir detaljer mindre enn 1 km^2 glattet ut. Én gridrute har én verdi, og variasjoner innenfor dette arealet tas ikke hensyn til. Det innebærer at resultatene delvis jevner ut dype daler og høye fjell. Områder med stor lokal variasjon i topografi blir forenklet til et gjennomsnitt over hver kvadratkilometer, og kartene gir ikke lokal informasjon i disse områdene. Det betyr også at virkningene av for eksempel lokalt byggevær glattes ut. Ekstreme temperaturer eller nedbørhendelser som rammer mindre områder innen en gridrute fanges ikke opp. Det samme gjelder lokale variasjoner i snømengder innenfor en gridrute. Det er per i dag ikke tilstrekkelig detaljert informasjon til å øke detaljeringsgraden mer enn til $1 \times 1 \text{ km}^2$ for landsdekkende kart over Norge.

Simuleringer med høy horisontal oppløsning krever mye datakraft fordi de skal produsere (minst) ett kart hver dag fra 1. januar 1971 til 31. desember 2100, for hver variabel og hvert utslippsscenario. Detaljeringsgraden i modellene klarer ikke å fange opp variasjoner innenfor en gridrute, og detaljer blir glattet ut. For å få en følelse av hvor stort $1 \times 1 \text{ km}^2$ er, kan man se for seg et kvadrat utspent fra Bryggen i Bergen og opp til Fløyfjellet. I et slikt kvadrat kan betydelig variasjon i terreng jevnes ut og dermed også variasjoner i temperatur, nedbør, vegetasjon og jordsmonn.

Faktaboks 10.1.1 Detaljeringsgrad i datasett på grid.

Hva er en reanalyse?

I en reanalyse blir lokale observasjoner fra målestasjoner kombinert med simuleringer av matematiske modeller slik at resultatet blir et finmasket rutenett (grid) av tall som beskriver for eksempel temperatur, vind, trykk og nedbør. Griddet strekker seg fra jordoverflaten og langt opp i atmosfæren. På denne måten tallfestes hvordan været har vært, ikke bare nøyaktig på de stedene der det finnes en meteorologisk værstasjon, men i et regelmessig nettverk av punkter (grid). Det finnes mange reanalyseprodukter. ERA5 er et globalt produkt på et $31 \times 31 \text{ km}^2$ grid fra 1950 fram til i dag (Hersbach mfl., 2020).

Faktaboks 10.1.2 Hva er en reanalyse.

km² Norwegian Hindcast Archive (NORA10) i komplekst terreng. I tillegg er NORA3 bedre til å reprodusere detaljerte strukturer til polare lavtrykk og maksimal vindhastighet observert i ekstras tropiske vindstormer sammenlignet med NORA10 og ERA5 (Haakenstad mfl., 2021).

Kvaliteten av historiske datasett på gridruter er avhengig av de underliggende observasjonene. Usikkerheten i temperatur og nedbør i seNorge2018 avtar når stasjonstettheten øker. Lussana mfl. (2019) viser at temperaturverdier generelt ikke er påvirket av signifikant bias. Men i områder med få observasjoner som på fjellet i Sør-Norge og Finnmarksvidda er minimumstemperaturene om vinteren mer usikre og viser en bias på 2–3 °C. Usikkerheten for kraftig nedbør ligger på omtrent 5 % i regioner med mange observasjoner, mens den øker til omtrent 30 % i fjellregioner med få målestasjoner (Lussana mfl., 2019).

10.1.2 Inngangsdata til hydrologiske simuleringer (est.obs.) og biasjustering

I kapittel 4 og 5 har vi produsert hydrologiske simuleringer for perioden 1961–2020 fordi tilsvarende datasett ikke eksisterte på daglig basis. Til dette arbeidet har vi laget et inngangsdatasett av tre observasjons- eller reanalysebaserte datasett for den historiske perioden. Kombinasjonen av disse tre observasjonsbaserte datasettene kalles “est.obs.” (estimerte observasjoner) for å skille det fra inngangsdatasettet beregnet med klimamodeller (COR-BA-2025, se kapittel 10.2.5 og sammenlign med inngangsdatasett for framtidsperioden i tabell 10.2.4). Est.obs. er også brukt som referansedatasett for biasjustering (kapittel 10.2.5) og består av ni inngangsvariabler fra tre datasett:

1. Fra seNorge2018 v20.05 (Lussana mfl., 2019; 2020, beskrevet over):

- a. [Nedbør](#), justert til å dekke enkelte små øyer

- b. [Middeltemperatur](#)
- c. [Maksimumstemperatur](#)
- d. [Minimumstemperatur](#)

2. Fra [HySN2018v20.05ERA5](#) (Huang mfl., 2022, Erlandsen mfl., 2019).

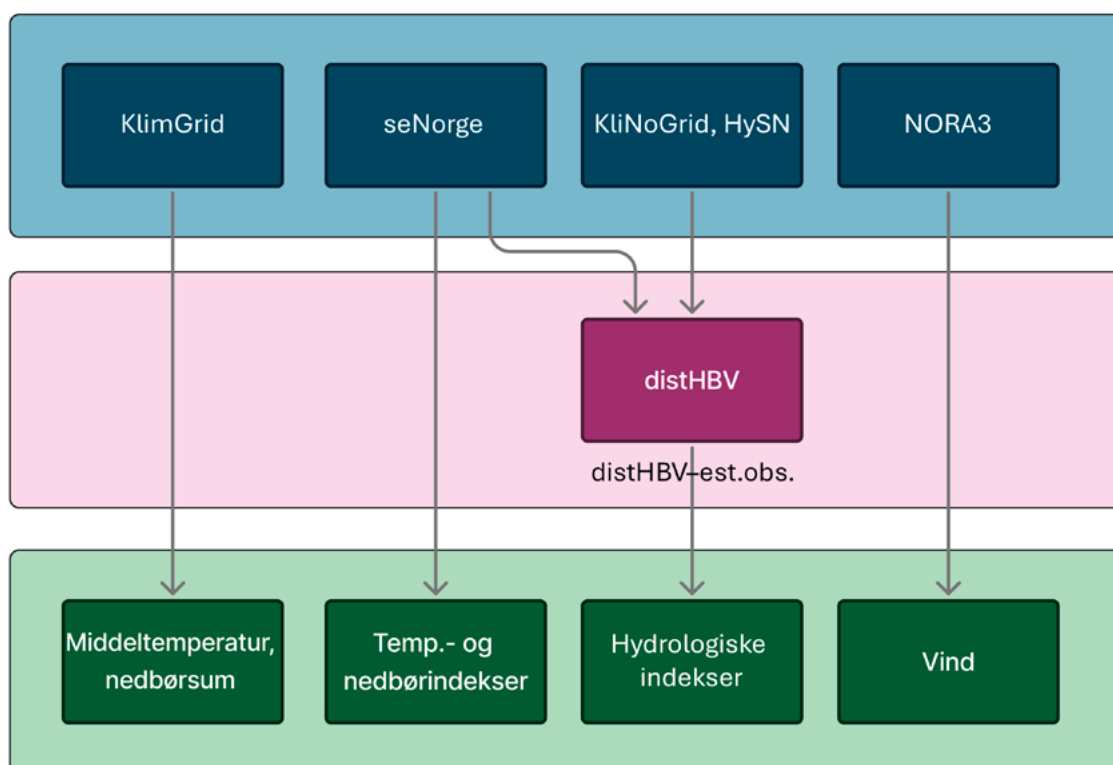
- a. Kortbølget stråling
- b. Langbølget stråling
- c. Overflatetrykk
- d. Relativ luftfuktighet

3. Og [vindstyrke fra KliNoGrid](#), som er en statistisk nedskalering av NORA10 (Norwegian ReAnalysis 10 km; Reistad mfl., 2011) til 1 x 1 km².

Den hydrologiske modellen bruker sju av de ni inngangsvariablene (tabell 10.2.4); langbølget stråling og overflatetrykk er inkludert i est.obs. slik at andre effektmodeller som tar hensyn til energibalanse skal kunne bruke datasettet. Referansedatasettene for avrenning, fordampning, markvannsinhold og snøens vannekvivalent er beregnet med estimerte observasjoner som inngangsdata, og kalles her “distHBV–est.obs.”. Disse estimerte observasjonene er ikke homogenisert (i motsetning til KlimGrid), og det er derfor fare for lokale ‘falske’ endringer i avrenning som skyldes endringer i nettverket av nedbør- og temperaturmålere. For større regioner, slik som avrenningsregionene, er det antatt at denne effekten er relativt liten.

10.2 Modellverktøy – fra globale utslippsscenarioer til effektmodellering

Studier av lokale effekter av framtidige klimændringer bygger på en lang verdikjede (figur 10.2.1). Vi tar utgangspunkt i utslippsscenarioer, som beskriver ulike framtidige utslipp av klimagasser (kapittel 10.2.1). Disse utslippsscenarioene benyttes i globale klimamodeller

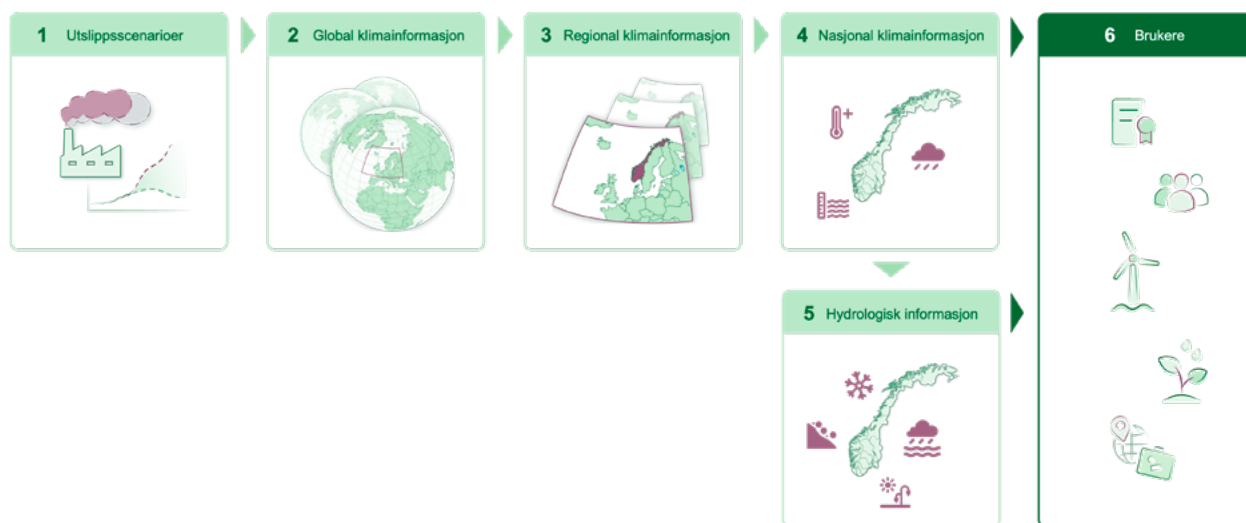


Figur 10.1.1 Oversikt over observasjonsbaserte datasett brukt i rapporten. Øverste rad viser eksterne datasett, distHBV er hydrologisk simulering av hydrologiske indekser, og siste rad viser indekser produsert til denne rapporten.

for å lage globale klimaframskrivninger på stor skala (kapittel 10.2.2), som igjen er grunnlaget for regional nedskalering. I en nedskalering tilføres det blant annet mer detaljert informasjon om topografi (kapittel 10.2.3 nedskalering). Alle modeller har skjevheter, også kalt bias, og etter regional modellering gjøres derfor en statistisk analyse for å fjerne disse skjevhetene og ytterligere tilføre mer detaljert informasjon om topografien (kapittel 10.2.5). Verdikjeden resulterer i et datasett på et 1 x 1 km² grid som videre kan benyttes blant annet til hydrologiske framskrivninger (kapittel 10.3). Parallelt med denne prosessen brukes statistisk nedskalering rett fra de globale framskrivingene til lokalt klima (kapittel 10.2.3 empirisk-statistisk nedskalering). Dette sikrer en mer robust forståelse av hele utfallsrommet for framtidige endringer i temperatur og nedbør. Siste steg er tilrettelegging av informasjonen til praktisk bruk gjennom ulike formidlingskanaler.

10.2.1 Utslippsscenarioer

Utslippsscenarioer beskriver mulig framtidig utvikling av globale klimagassutslipp på grunnlag av faktorer som befolkningsvekst, styresett, økonomisk utvikling, teknologisk innovasjon og menneskelig livsstil. Scenarioene er ikke prediksjoner av framtiden, men brukes til å studere flere mulige framtider, og analysere og vurdere klimapolitiske valg under gitte forutsetninger. De uttrykkes i form av tidsserier av globale utslipp av ulike klimagasser (CO₂, CH₄, N₂O, SF₆, osv.) til atmosfæren. Per i dag har CO₂-konsentrasjonen i atmosfæren økt med over 50 % siden førindustriell tid og mer enn halvparten av økningen har skjedd siden 1970 (f.eks., NASA, 2025). Det tar flere 1000 år før CO₂ brytes ned og dermed akkumuleres gassen år etter år i atmosfæren (Archer, 2005).



Figur 10.2.1 Verdikjeden som danner datagrunnlaget i de nasjonale klimaframskrivningene. Grafikk: Suet Chan, NORCE.

I forbindelse med FNs klimapanel sin femte hovedrapport (IPCC, 2014) ble det etablert flere utslippsscenarioer gitt som "Representative Concentration Pathways" (RCP), med hovedfokus på et lavt (RCP2.6), et middels (RCP4.5) og et høyt scenario (RCP8.5). RCPene gir en kvantitativ beskrivelse av konsentrasjonene av klimagasser i atmosfæren over tid, så vel som strålingspådriv (ekstra varmeeffekt i W/m^2) i 2100 sammenlignet med 1750 (førindustriell tid). RCP8.5, for eksempel, fører til en samlet varmeeffekt på $8,5 \text{ W/m}^2$ i 2100 (figur 1.2.1). Dette scenarioet beskriver et veldig høyt scenario uten effektiv politikk for utslippsreduksjon, noe som fører til at konsentrasjonen av klimagasser i atmosfæren fortsetter å øke raskt. RCP2.6 derimot representerer en framtid med lave klimagassutslipp og høye utslippsreduksjoner som gir en 2/3 sjanse for å begrense den globale atmosfæriske oppvarmingen til under 2°C innen slutten av århundret.

RCPene inkluderer i mindre grad sosioøkonomiske forutsetninger. Parallelt med arbeidet med disse ble det derfor utviklet et sett med scenarioer basert på sosioøkonomiske

utviklingsbaner ("Shared Socioeconomic Pathways" på engelsk, forkortet SSP). Utviklingsbanene komplementerer utslipps-scenarioene ved å inkludere varierende sosioøkonomiske utfordringer innen tilpasning og utslippsreducerende tiltak, som befolkning, økonomisk vekst, utdanning, urbanisering og teknologisk utvikling. Hensikten er å tydeliggjøre ulike valg og retninger inn i framtiden, og konsekvensene av disse (Riahi mfl., 2017). Utviklingsbanene beskriver fem alternative sosioøkonomiske framtider: SSP1, bærekraftig utvikling; SSP2, en middelvei; SSP3, regional rivalisering; SSP4, ulikhet og SSP5, fossildrevet utvikling. Det er disse utslippsbanene som ligger til grunn for FNs klimapanel sin sjette hovedrapport (IPCC, 2023).

I denne rapporten vises framskrivninger i hovedsak basert på to utslippsscenarioer og en utslippsbane: Lavt (RCP2.6), middels (RCP4.5) og høyt (SSP3-7.0). Figur 1.2.1 gir en oversikt over globale utslipp gitt disse tre mulige framtidsutviklinger, i tillegg til RCP8.5. SSP3-7.0 beregnes på grunnlag av utslippsbanen SSP3 som vil føre til en ekstra varmeeffekt på $7,0 \text{ W/m}^2$ i 2100. Det innebærer at CO_2 -utslippene

fordobles ved slutten av århundret. SSP3-7.0 fremheves i rapporten, som det nye føre-var scenarioet (se kapittel 1). SSP3 inneholder beskrivelser av samfunnsutviklingen på globalt nivå som ikke nødvendigvis samsvarer med det mest realistiske scenarioet for samfunnsutvikling i Norge. Norge er et lite land, og utviklingen nasjonalt vil i liten grad påvirke den globale samfunnsutviklingen.

Enkelte kapitler beskriver, av ulike grunner, resultater basert på andre utslippsscenarioer. For eksempel beskriver kapittel 3.5 (korttids-nedbør) og kapittel 3.6 (lynaktivitet) resultater basert på det forrige føre-var scenarioet RCP8.5, fordi framskrivninger med høy oppløsning i tid og rom er tilgjengelige for dette scenarioet fra NorCP-samarbeidet (kapittel 10.2.3). Kapittel 3.4.5 (nedbør fordelt på snø, sludd og regn) viser også resultater for RCP8.5, da slike beregninger ikke foreligger for de nye scenarioene. Det samme gjelder kapittel 4.2.4 (flom i framtidig klima) som viser til flom-simuleringer med høyere tidsoppløsning der RCP8.5 scenarioet er benyttet. Kapittel 7 (Hav), som baseres på allerede publisert arbeid, omtaler scenarioene SSP1-2.6, SSP2-4.5 og SSP5-8.5. Kapittel 7.4.2 (Havnivå) omtaler i tillegg både SSP1-1.9 og SSP3-7.0.

10.2.2 Global klimamodellering

Globale jordsystemmodeller (Earth System Models, ESM) brukes til å beregne framtidig klimautvikling i jordsystemet som hav, atmosfære, kryosfære og karbonkretsløpet basert på grunnlag av forskjellige globale utslippsscenarioer. Disse modellene har en grov detaljeringsgrad på omtrent $100 \times 100 \text{ km}^2$. I et slikt grid blir detaljer i terrenget og kystlinjen borte. Det er viktig å evaluere de globale klimamodellene for å se om de klarer å gjenskape regionale aspekter av klimaet som påvirker Norge. De globale klimamodellene avviker fremdeles fra virkeligheten når det gjelder å plassere stormbanene riktig eller å gjenskape hyppigheten og varigheten av blokkerende høytrykk i våre områder (IPCC 2021c, i Section

3.3.3.3). En forklaring kan være at de gir en for grov romlig framstilling til å gjenskape den polare jetstrømmen godt nok. En evaluering av hvordan globale klimamodeller gjenskaper årtidsvariasjon og år-til-år-variasjoner i temperatur, nedbør og trykk på havnivå, aggregert over sesonger eller år i våre områder, derimot, tyder på at de til tross for sine mangler gjengir vesentlige storskala variasjoner som gir utgangspunktet for nedskaleringen av de globale klimamodellene (Benestad mfl., 2023). Vær og klima påvirkes av storskala prosesser i atmosfæren og havet, men også av lokale forhold som topografi, vegetasjon og nærhet til vann. Samme storskala atmosfæriske situasjon kan gi varierende respons på steder nært hverandre, for eksempel på ulik side av et fjell eller høyde over havet.

I rapporten brukes det et stort antall klimamodeller, med ulike styrker og svakheter, for å beregne framtidige endringer. Framskrivninger fra de ulike modellene er i utgangspunktet like plausible. Det anbefales derfor å bruke en samling av framskrivninger, et såkalt ensemble, for å beskrive utfallsrommet av framtidige endringer best mulig.

10.2.3 Nedskalering

For å estimere framtidige klimaendringer mer regionalt og lokalt må modellsimuleringene nedskaleres til finere skala. Dette er særdeles viktig for et land som Norge som har en kompleks topografi. Det finnes i hovedsak to nedskaleringsmetoder av data fra jordsystemmodeller: i) empirisk-statistisk nedskalering, der det etableres statistiske relasjoner mellom storskala klima og den lokale responsen (direkte fra steg 2 til steg 4 i figur 10.2.1), og ii) dynamisk nedskalering der man bruker regionale klimamodeller med tettere gridruter (steg 3 i figur 10.2.1). I denne rapporten brukes både empirisk-statistisk nedskalering og dynamisk nedskalering, da begge metoder har ulike styrker som utfyller hverandre. Det betyr at når metodene gir resultater som samsvarer uavhengig av hverandre, er de mer robuste.

Mezghani mfl. (2019) viste at empirisk-statistisk og dynamisk nedskalerte temperaturer samsvarte godt når de var basert på de samme simuleringene med globale klimamodeller, men også at et mindre utvalg med globale klimasimuleringer ikke fanget opp hele spennet av mulige temperaturendringer i framtiden.

Empirisk-statistisk nedskalering

Empirisk-statistisk nedskalering (ESD) er en familie med metoder som finner statistiske relasjoner mellom storstilte mønstre i klimasystemet og den lokale responsen (Benestad mfl., 2008; Hewitson mfl., 2014). Den statistiske modellen tilpasses basert på observasjonsdata og brukes deretter på data fra jordsystemmodeller for å få lokale klimaframskrivninger av lufttemperatur og nedbørstatistikk (Benestad mfl., 2024). En styrke ved ESD er at den kan brukes til å beskrive hele utfallsrommet fra de globale jordsystemmodellene (tabell 10.2.1) og gir dermed en robust vurdering av om den regionale klimainformasjonen for Norge er pålitelig.

ESD kan også brukes til å fremskaffe informasjon om formen til matematiske kurver som blant annet beskriver sannsynlighet for kraftig nedbør eller formen på kurvene for nedbørens Intensitet-Varighet-Frekvens (IVF; faktaboks 3.5.1), men denne metoden er fremdeles under utvikling (Benestad mfl., 2019; 2021; 2024; Parding mfl., 2023). Til nå finnes det et eksempel på hvordan beregning av slike kurver kan kombineres med dynamisk nedskalering fra EURO-CORDEX (Oguz mfl., 2024). Empirisk-statistisk nedskalering er også blitt brukt til å nedskalere informasjon om stormbaner (Parding mfl., 2019).

Metoden som er brukt for statistisk nedskalering i denne rapporten er nøye beskrevet i Benestad mfl. (2015). Kort oppsummert kobles sesongverdier av stasjonsbaserte observasjoner (av nedbør eller luft-

temperatur) mot storskala værmønstre over Norge av samme klimavariabel fra reanalyse (ERA5) og globale klimamodeller (CMIP6). Slik etableres en empirisk-statistisk modell som beskriver sambandet mellom storskala klima og lokal respons, som deretter kan brukes for å estimere de lokale klimaendringene fra globale framskrivninger. Denne ESD-metoden har blitt brukt for å nedskalere store ensembler av CMIP6-simuleringer for fem ulike utslippsscenarioer. Simuleringene som er tilgjengelig for videre statistisk nedskalering er vist i tabell 10.2.1.

Regional klimamodellering

Regionale klimamodeller (Regional Climate Models, RCM) brukes til å dynamisk nedskalere resultater fra globale jordsystemmodeller. «ESM–RCM-kombinasjoner», har en detaljeringsgrad på omtrent 12 x 12 km² i Europa, og gjør det mulig å gjenskape regionale meteorologiske fenomen som for eksempel vind over fjellområder, regnbyger i en region, temperaturforskjell mellom kyst og innland mer realistisk.

“Coordinated Downscaling Experiment for Europa”, EURO-CORDEX er den europeiske delen av det internasjonale CORDEX-initiativet støttet av World Climate Research Program (WCRP) for å koordinere det internasjonale samarbeidet innen produksjon og tilgjengeliggjøring av regionale klimaframskrivninger for alle kontinenter. I CORDEX initiativet sammenlignes ulike regionale modeller, og resultater fra framskrivninger brukes ofte som kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning og inngangsdata til effektmodellering. Flere detaljer og anbefalinger finnes i EURO-CORDEX data guidelines.

En av utfordringene i EURO-CORDEX-simuleringene er å gjenskape intensiteten i ekstrem og konvektiv nedbør. Denne svakheten stammer i stor grad fra parametriseringen av konveksjon i modellene, og simuleringer som tillater konveksjon har vist seg å gi en

ACCESS-CM2	AC-CESS-ESM1-5	AWI-CM-1-1-MR	BCC-CSM2-MR	CanESM5	CanESM5-CanOE	CESM2
5	40	5	1	43	3	3
CESM2-FV2	CESM2-WAC-CM	CMCC-CM2-SR5	CMCC-ESM2	CNRM-CM6-1	CNRM-CM6-1-HR	CNRM-ESM2-1
1	1	1	1	6	1	5
EC-Earth3	EC-Earth3-AerChem	EC-Earth3-Veg	EC-Earth3-Veg-LR	FGOALS-f3-L	FGOALS-g3	GISS-E2-1-G
4	1	4	3	1	3	23
GISS-E2-1-H	GISS-E2-2-G	INM-CM4-8	INM-CM5-0	IPSL-CM5A2-IN-CA	IPSL-CM6A-LR	KACE-1-0-G
6	5	1	5	1	10	3
MCM-UA-1-0	MIROC-ES2L	MIROC6	MPI-ESM1-2-LR	MRI-ESM2-0	NorESM2-LM	NorESM2-MM
1	10	3	30	5	1	1
TaiESM1	UKESM1-0-LL	UKESM1-1-LL				
1	13	1				

Tabell 10.2.1 Oversikt over globale ESM-simuleringer (fra CMIP6) som er tilgjengelig for ESD per juni 2023 med utviklingsbane SSP3–7.0 for tidsrommet 1850–2100. Ensemblet omfatter 38 ulike globale klimamodeller, der noen har blitt brukt til å kjøre mange parallelle beregninger mens andre bare ble brukt en gang. Totalt 252 ensemble medlemmer for SSP3–7.0. (SSP1–1.9: 121 simuleringer; SSP1–2.6: 209 simuleringer; SSP2–4.5: 407 simuleringer; SSP5–8.5: 217 simuleringer).

klar forbedring (f.eks. Prein mfl., 2013). En slik forbedring er viktig for simuleringen av hydrologiske hendelser. Derfor har de danske, finske, svenske og norske meteorologiske (og hydrologiske) instituttene utført 'konveksjonstiltatte' simuleringer for Nord-Europa på et grid på 3 x 3 km² i "Nordic Convection Permitting Climate Projections", NorCP-samarbeidet. Målet med NorCP er å framskrive detaljert klimadata for Norden og øke kunnskapen om fysiske prosesser i regionen. Simuleringene ble utført med det regionale klimamodelleringsystemet HCLIM38 (HARMONIE-Climate version cycle38, Belušić mfl., 2020). Innen NorCP er HCLIM-modellen

videreutviklet og tilpasset regionen. NorCP-simuleringene ble utført på grunnlag av utslippsscenarioet RCP8.5 ved bruk av to globale jordsystem modeller (EC-Earth og GFDL-CM3) og omfatter tidsperiodene 1986–2005, 2041–2060 og 2081–2100 (Lind mfl., 2023).

For å beskrive endringer i korttidsnedbør i framtiden (basert på utslippsscenarioet RCP 8.5) har vi i denne rapporten (kapittel 3.5) analysert én av to simuleringer fra NorCP datasettet, nedskalering av den globale modellen EC-EARTH, fordi den representerer middels klimafølsomhet sammenlignet med

andre modeller. Klimafølsomhet i en modell er forventet temperaturutvikling som følge av en økning i klimagasskonsentrasjon. Dyrreid mfl. (2023) viste også at endringer, gitt denne simuleringen, i stor grad følger endringer funnet i et EURO-CORDEX ensemble med 21 medlemmer for 1-timesnedbør, under utslippsscenarioet RCP8.5. Men hvis vi sammenligner med det nye EURO-CORDEX ensemblet benyttet i denne rapporten, basert på utslippsscenarioet SSP3-7.0, finner vi at NorCP/EC-EARTH simuleringen ligger høyt både for temperatur- og nedbørendring (figur 10.2.2).

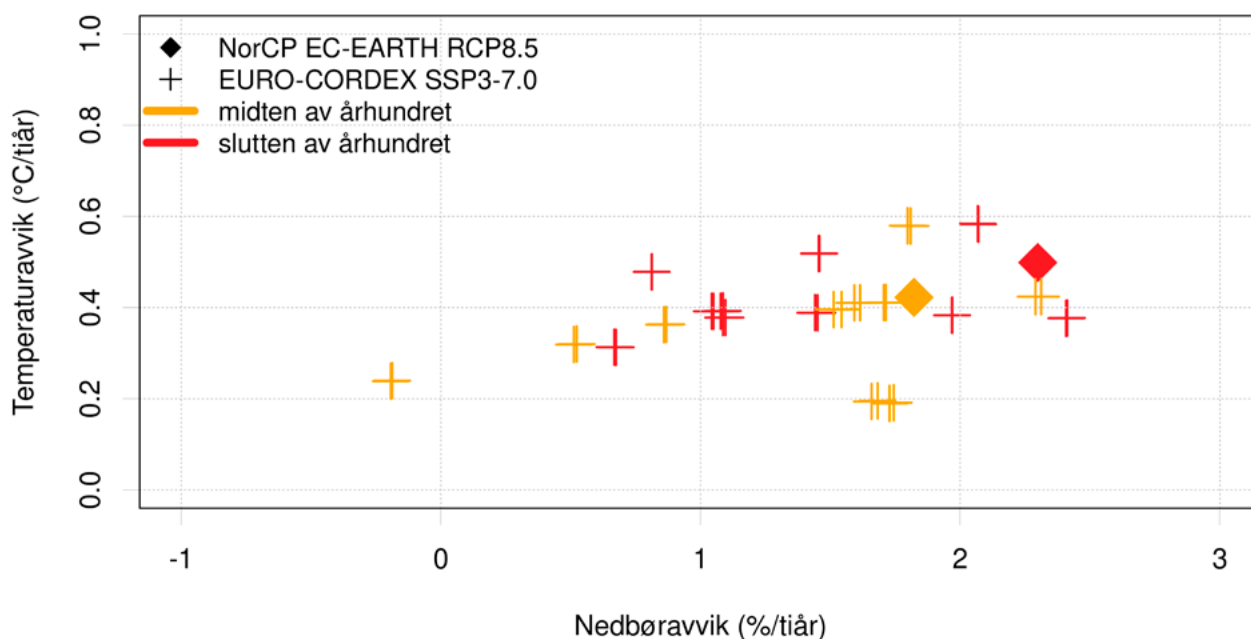
10.2.4 Modellutvalg fra EURO-CORDEX

Da arbeidet med modellutvalget til KiN-2025 startet fantes det 17 modellkombinasjoner (ESMer x RCMer) fra [EURO-CORDEX initiativet](#) (kapittel 10.2.3) som har blitt beregnet på grunnlag av utslippsscenarioene RCP2.6 og RCP4.5 fra [CMIP5](#). Per 2024 er 14 modellkombinasjoner tilgjengelig basert på det høye utslippsscenarioet SSP3-7.0 fra [CMIP6](#). Disse er de eneste datasettene for å analysere framtidige

klimaendringer og dens effekter i Europa og Norge, i tillegg til resultater fra empirisk-statistisk nedskalering (kapittel 10.2.3). Det er svært kostbart og tidkrevende å framskrive alle tilgjengelige datasett i effektmodeller (f.eks. hydrologisk modell). Gitt tids- og beregningsbegrensninger defineres (kun) ti modellkombinasjoner basert på tre utslippsscenarioer til videre biasjustering og modellering av effekter (f.eks. flom, bre). Modellkombinasjonene er valgt ut på grunnlag av fem kriterier som består av:

① Detaljerte ($0,11^\circ \times 0,11^\circ$ tilsvarer omtrent $12 \times 12 \text{ km}^2$) simuleringer på grunnlag av RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 er åpent tilgjengelig på Earth System Grid Federation, ESGF.

② Viktige fysiske fenomener som i) temperatur- og nedbørårgang, ii) atmosfærisk sirkulasjon og iii) stormbaner over Europa er representert på en realistisk måte, det vil si den valgte jordsystemmodellen skårer tilfredsstillende for minst to av de fysiske fenomenene (tabell 6 i McSweeney mfl., 2015).



Figur 10.2.2 Endring i nedbør (x-aksen) og temperatur (y-aksen) per tiår mellom referanseperiode og to framtidsperioder, for én NorCP-framskriving under RCP8.5 (diamant) og EURO-CORDEX-ensemblet under SSP3-7.0.

③ Det inkluderer flest mulig jordsystem-modeller som tilfredsstiller kriteriet 2 for å fange opp fysisk mulige effekter av framtidige klima-enderinger og kaotiske interne regionale variasjoner (Deser mfl., 2020).

④ Modellkombinasjonene bør være rangert i øvre halvdel av en rangliste som omfatter alle Euro-CORDEX simuleringene. Ranglisten er laget på grunnlag av en omfattende evaluering av hele ensemblet som undersøkte bias i alle simuleringene for 24 variabler og klimaindekser (tabell 2 i Vautard mfl., 2020) for Skandinavia (figur 12a i Vautard mfl., 2020).

⑤ Bias i temperatur og nedbør i Norge (simulerte versus observerte verdier i seNorge2018 v.20.05) fra 1951–2000 bør være mindre enn i andre tilgjengelige modell-kombinasjoner.

På grunnlag av disse kriteriene prioriteres ti klimamodellsimuleringer (tabell 10.2.2) for videre analyse og som inngangsdata til effektmodellering. Resultatene fra dynamisk nedskalering blir biasjustert (kapittel 10.2.5) og projisert på et 1 x 1 km² grid over Fastlands-Norge for å beregne lokale klimaindekser. Datasettet (COR-BA-2025) brukes deretter som inngangsdata til hydrologisk modellering. I tillegg til de 10 dynamisk nedskalerte klimamodellene i COR-BA-2025 analyseres resultater fra empirisk-statistisk nedskalering utført for flere hundre simuleringer med globale klimamodeller.

Modellutvalget for CMIP6-EURO-CORDEX framskrivninger er gjort på en annen måte. Her har Sobolowski mfl., 2023 vurdert alle globale klimamodeller med hensyn til fysisk plausibilitet i framskrivningene før videre dynamisk nedskalering med regionale klimamodeller. Vurderingen baseres på kriterier som storskala sirkulasjon over Nord-Atlanteren,

nord-sør-posisjonen av Jetstrømmen (Oudar mfl., 2020), lokasjon av stormbaner (Priestley mfl., 2020), låste værmønstre ('blocking') (Davini & D'Andrea, 2020) og frekvensen av spesielle vær-situasjoner i Europa (Brands, 2022). I tillegg anvendes oppdaterte kriterier som ble brukt i McSweeney mfl. (2015). Disse er i) aerosol-optisk dybde, ii) havoverflatetemperatur i Middelhavet, Svartehavet, Norskehavet, Barentshavet, Østersjøen, Nordsjøen og Nord-Atlanteren og iii) sjøis i Østersjøen, Norskehavet og Barentshavet. Detaljer beskrives nærmere i Sobolowski mfl. (2023), i tillegg til en omfattende oversikt over evalueringen av [alle globale CMIP6 simuleringer](#). En oversikt over tilgjengelige regionale framskrivninger for Europa vises i tabell 10.2.3. Her velges ti modellkombinasjoner ut ifra 14 tilgjengelige (per juni 2024). Hovedkriteriet for utvalget er å omfavne flest mulig jordsystemmodeller og samtidig utelukke modellkombinasjoner som viser nokså like resultater i temperatur og nedbør over Norge.

10.2.5 Fra EURO-CORDEX til nasjonale klimaframskrivninger (COR-BA-2025)

Regionale klimamodeller har ofte systematiske avvik sammenlignet med observasjoner. Modellene må derfor justeres i forhold til observerte variable. For eksempel kan en negativ temperaturbias i modellene føre til en for lang snøsesong. Dette kan blant annet skyldes kunnskapshull om viktige fysiske prosesser og forenkling av finskalafenomen, og ikke minst fordi resultatene fra en simulering gjenspeiler en gjennomsnittsverdi over et område som gjerne spenner over flere kilometer, mens målingene representerer langt mer lokale forhold. Måten ulike prosesser og forhold gjenskapes på i de numeriske klimamodellene, og deres begrensninger i måten matematikken utregnes på, gjør at de har en såkalt minimumskala for å kunne representere virkeligheten og som gjerne omfatter flere

Global klimamodell	Ensemble medlem	Regional klimamodell					
		CCLM	HIRHAM5v2	REMO2015	REMO2009	RCA4	ALADIN63
EC-EARTH	r12i1p1	1961–2100				1961–2100	
	r3i1p1		1961–2100				
NorESM1-M	r1i1p1			1961–2100		1961–2100	
HadGEM2	r1i1p1			1961–2100		1961–2100	
MPI	r1i1p1	1961–2100					
	r1i1p1				1961–2100		
CNRM	r1i1p1						1961–2100

Tabell 10.2.2 Oversikt over CMIP5-EURO-CORDEX modellkombinasjoner som er prioritert og valgt ut på grunnlag av kriteriene 1–5. Disse modellene er biasjustert og brukt som inngangsdata til hydrologisk modellering for utslippsscenarioene RCP2.6 og RCP4.5.

gitterruter (Benestad, 2023). Så lenge man sammenligner modelldata med en referanseperiode fra samme modell trenger ikke dette være noe problem, dersom feilen kan antas å være nokså konstant. I noen sammenhenger er det likevel viktig at de modellerte dataene har realistisk absoluttverdi, særlig hvis dataene skal brukes i effektmodellering for å studere klimapåvirkning. Avvik kan lett forplante seg videre i modellkjeden og føre til urealistiske resultater for snø, is og tidspunkt for frysing og tining. Også flomrisiko kan bli feilestimert hvis simuleringer som viser for mye nedbør blir benyttet i estimering av flomstørrelser. Det finnes en rekke metoder for å gjøre slike biasjusteringer (f.eks., Maraun, 2016; Maraun og Widmann, 2018).

I denne rapporten er døgnverdier for flere atmosfæriske variabler fra dynamiske

modeller først tilpasset et grid på 1 x 1 km². Videre er hver enkelt variabel biasjustert med en metode kalt empirisk-kvantil-tilpasning (EQM) som utføres for hver rute uavhengig av de andre rutene (Gudmundsson mfl., 2012; CH2018, 2018). Metoden tilpasser modelldata på en måte som minimerer avvik i forhold til empiriske kumulativfordelingsfunksjoner av referansedata på månedlig basis i den historiske perioden 1985–2014. Tabell 10.2.4 viser en oversikt over de biasjusterte variablene og tilsvarende referansedatasett som modelldata justeres mot. Her er referansedata basert på observasjoner eller reanalysedata. Tilpasningen antas å være gjeldende også for framskrivninger. EQM-metoden ignorerer imidlertid mulige korrelasjoner blant variabler, i rom og i tid. For å hensynta eventuelle samvariasjoner, er EQM-resultater ytterligere bearbeidet med 3DBC metoden (Mehrotra og Sharma, 2019) slik

	Regional klimamodell			
Global klimamodell	HCLIM-ALADIN	RACMO23E	CCLM	ICON-CLM
CNRM-ESM2-1				
EC-Earth3				
EC-Earth3-Veg		ikke prioritert		ikke prioritert
MIROC6	ikke prioritert			
MPI-ESM1-2-HR				
NorESM2-MM		ikke prioritert		

Tabell 10.2.3 Oversikt over tilgjengelige CMIP6-EURO-CORDEX modellkombinasjoner. Nedskaleringene er biasjustert for Fastlands-Norge (COR-BA-2025 datasett) og brukt som inngangsdata til hydrologisk modellering for utviklingsbane SSP3-7.0. [Oversikten er hentet fra wcrp-cordex i juni 2024.](#)

at korrelasjonsmønstre i referansedata gjenskapes i modelldata. 3DBC-metoden er valgt fordi den er effektiv. Metoden justerer også for endringer i korrelasjonene (mellom variabler, i rom og tid) som modelldata viser, men bare på en begrenset måte. 3DBC i denne rapporten er brukt slik at den rekonstruerer årssyklusen til alle variabler som i referansedata. Dermed kan metoden påvirke og endre måneds- eller sesongtrendene som opprinnelig ligger i modelldataene, mens EQM bevarer de modellerte trendene. En oversikt over egenskapene til de to metodene er gitt i tabell 10.2.5, etter anbefalinger fra François mfl. (2020). For nærmere beskrivelse av de brukte metodene og resulterende datasett henvises til Huang mfl. (2025) og Benestad mfl. (2025). Begge biasjusteringsmetodene (EQM og EQM+3DBC) er anvendt på ti EURO-CORDEX framskrivninger, som resulterer i 20 fram-

skrivninger for hvert scenario (RCP2.6, RCP4.5 og SSP3-7.0). Dette nye datasettet på 1 x 1 km² for hele Fastlands-Norge kalles for COR-BA-2025. En oversikt over variablene i COR-BA-2025 er gitt i tabell 10.2.4.

I tillegg til gridrutebasert biasjustering for hele Norge (kapittel 4.1, 4.3 og 5.1) er det gjort egen biasjustering for 143 nedbørfelt til flom-analyser (kapittel 4.2). Biasjusterte verdier er tilpasset høydesoner i hvert nedbørfelt med bruk av både EQM og distribusjonsbasert skalering (DBS) (Yang mfl., 2010). DBS-metoden gir en mer robust tilpasning til de mest ekstreme verdiene enn EQM, og dette kan ha betydning for flomanalyser. Nedbørfeltbaserte justeringer er kun gjort for nedbør og temperatur fordi nedbørfeltmodellene kun tar inn disse to inngangsvariablene.

10.3 Hydrologiske framskrivninger

10.3.1 Hydrologisk modellering på grid

En hydrologisk modell brukes til å beregne hydrologiske klimaframskrivninger, nærmere bestemt den romlig fordelte versjonen av nedbør–avløpsmodellen HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelningen modell; Beldring mfl., 2003; Huang mfl., 2019; Huang mfl., 2025). Denne romlig fordelte modellen, også kalt distHBV, beregner vannbalansen for et landsdekkende grid på 1 x 1 km² som dekker hele Fastlands-Norge og enkelte nedbørfelt i våre naboland som drenerer til Norge. Modellen er satt opp med en beskrivelse av geografien

(høyde over havet, jordart, arealbrukstype) i alle ruter. Hver rute beskrives med mellom 1 og 5 arealbrukstyper, hvorav andelen «innsjø» og «bre» utgjør to av de fem typene. De resterende beskrives med opptil tre av følgende arealbrukstyper: dyrket mark, lyng, myr, snaufjell, urbant areal, annet areal eller skog. Skog blir videre inndelt i en av tolv undergrupper. I denne versjonen ble observert vannføring fra 123 nedbørfelt brukt til å kalibrere parametre og validere modellen (figur 10.3.1).

HBV-modellen er brukt for å simulere avrenning, fordampning, markvannsinnhold og snøens vannekvivalent som tidsserier for hvert døgn fra 1961 til 2100 for hele Norge (1 x 1 km² grid). For perioden 1991–2020 er simuleringene gjort både med datasettet est.obs. (kapittel 10.1.2) som inngangsdata, og COR-BA-2025,

Standard forkortelse	Variabelnavn	Enhet	Referansedatasett brukt for biasjustering
pr	Nedbør	kg m-2 s-1	seNorge2018v2005
tas	Middeltemperatur	K	seNorge2018v2005
tasmin	Minimumstemperatur	K	seNorge2018v2005
tasmax	Maksimumstemperatur	K	seNorge2018v2005
sfcWind	Vindhastighet	m/s	KliNoGrid1612
rsds	Kortbølget stråling	W/m-2	HySN2018v2005ERA5
rlds	Langbølget stråling	W/m-2	HySN2018v2005ERA5
hurs	Relativ luftfuktighet	%	HySN2018v2005ERA5
ps	Overflatetrykk	Pa	HySN2018v2005ERA5

Tabell 10.2.4 Oversikt over biasjusterte atmosfæriske variabler i COR-BA-2025 datasettet. Referanse-datasett på grid ("est.obs.", delkapittel 10.1) er enten basert på observasjoner eller reanalysedata.

Metode	EQM	3BDC
Korreksjon av enkeltvariabel	Ja	Ja
Korreksjon av korrelasjoner mellom variabler, i rom og tid	Nei	Ja
Bevar korrelasjonsstrukturer fra modeller	Ja	Nei
Ta vare på endringer i korrelasjonsstrukturene	Ja	Delvis, lag-1 autokorrelasjon
Bevar endringer i årsmidler	Ja	Ja
Bevar endringer i måneds- og sesongmidler	Ja	Nei

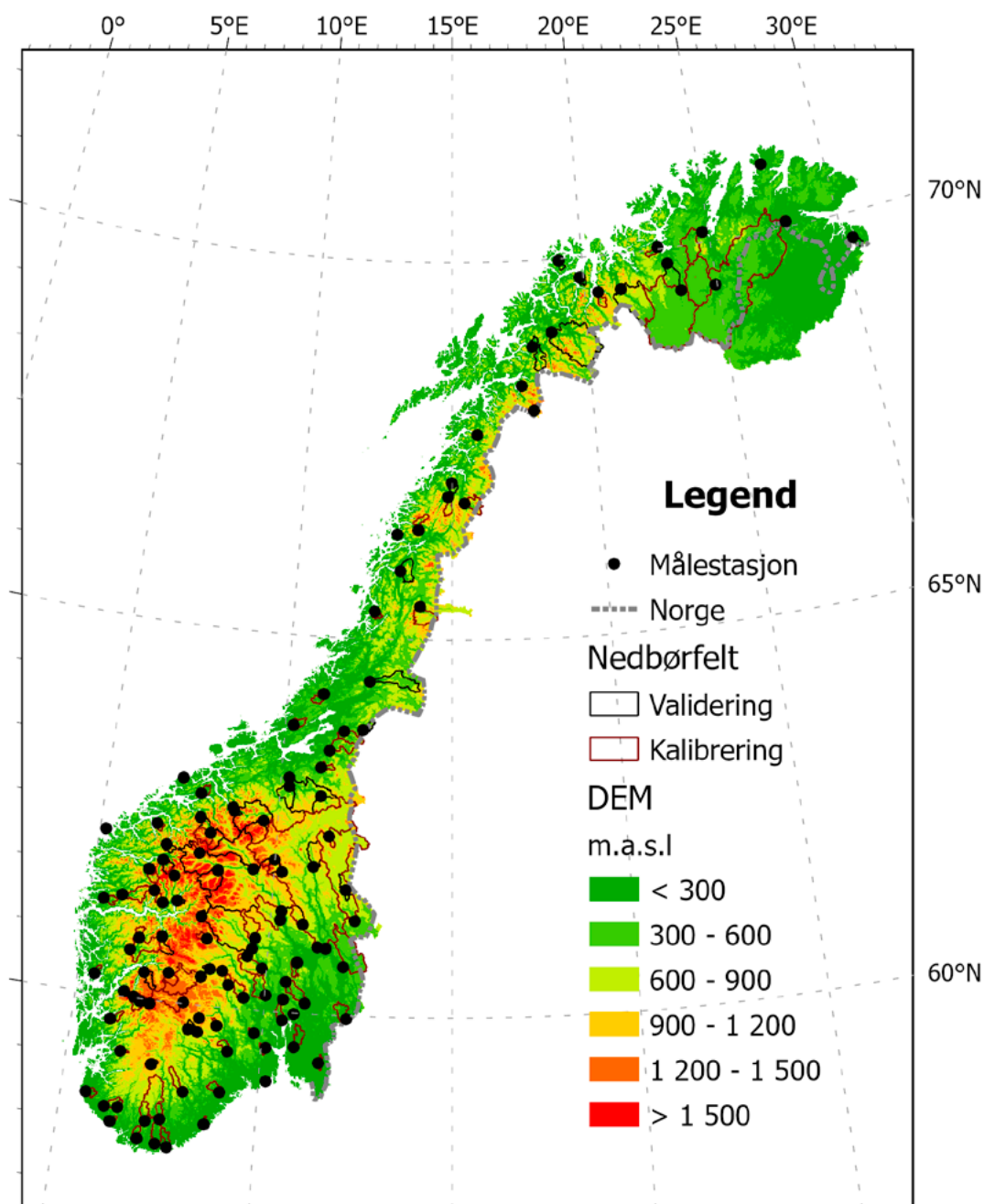
Tabell 10.2.5 Egenskaper knyttet til biasjusteringsmetodene EQM og 3BDC.

altså for hver av klimamodellkombinasjonene i tabell 10.2.2 og 10.2.3. Avrenning og fordampning er fluksvariabler som representerer gjennomsnittsverdier for hver gridcelle (enhet: mm/dag). De andre variablene er tilstandsvariabler som beskriver gjennomsnittlige forhold i det hydrologiske magasinet i en gridcelle (enhet: mm, alternativt m^3 per km^2).

For å simulere den hydrologiske responsen, beregner modellen følgende hydrologiske prosesser: i) snøsmelting, snøakkumulasjon, og hvordan snøen fordeler seg innenfor en gridrute, ii) intersepsjon, det vil si at nedbøren holdes igjen av vegetasjon eller strukturer og går tapt ved fordampning uten å nå jordoverflaten, iii) hvordan markvann fordeler seg innenfor en gridrute, iv) fordampning fra bakken, åpne vannoverflater og gjennom vegetasjon, og v) grunnvannsmagasin og avrenningsrespons.

En detaljert beskrivelse av modellstrukturen og algoritmene finnes i Bergström (1995).

Siden forrige "Klima i Norge"-rapport (Hanssen-Bauer mfl., 2015), har det blitt gjort forbedringer i modellens evne til å beregne fordampning. Den gjeldende versjonen av HBV har to muligheter til å estimere potensiell evapotranspirasjon (PET): en temperaturbasert metode og metoden Penman-Monteith. Den temperaturbaserte metoden estimerer PET som en funksjon av døgntemperatur, og ble brukt i forrige rapport. I denne utgaven av rapporten benyttes metoden Penman-Monteith, som bygger på fysiske sammenhenger og faste parametre fra litteraturen. En detaljert beskrivelse av denne fysiske baserte metoden og hvilke parametre som er brukt, er presentert i Huang mfl. (2019). Når distHBV brukes med metoden Penman-Monteith krever modellen totalt sju inngangsvariabler: middeltemperatur, maksimums- og

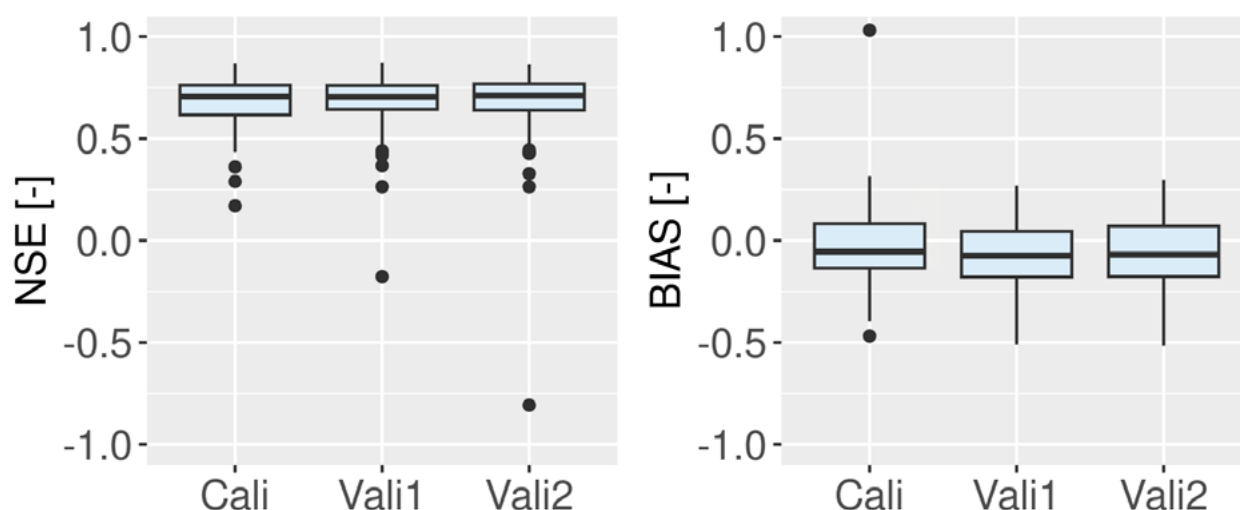


Figur 10.3.1 Topografisk Norgeskart (Digital Elevation Map data) med områder brukt til å gjøre hydrologiske simuleringer i distHBV. Merk at områder utenfor Norges grenser som drenerer til Norge er inkludert.

minimumstemperatur, nedbør, kortbølget innkommende solstråling, relativ luftfuktighet og vindstyrke.

En kalibrering av modellen er nødvendig for å justere modellparametrene mot observert vannføring. Kalibreringen ble gjort for 85 nedbørfelt med ulike hydrologiske regimer og

landskapsegenskaper. Det beste parametersettet for alle disse 85 nedbørfeltene brukes videre for alle gridruter. Dette parametersettet gjelder for hele landet, og er et såkalt globalt parametersett. Kalibreringsperioden er 2000–2007. Blant de parametrene som blir kalibrert, er parametre for mark- og grunnvannsprosesser i hver jordart og parametre for



Figur 10.3.2 HBV-modellens ytelse med hensyn på “Nash–Sutcliffe model efficiency coefficient”, NSE og bias for de 85 nedbørfeltene som var med i kalibreringsperioden 2000–2007 (Cali), for alle 123 nedbørfeltene for perioden 2008–2014 (Vali1) og hele perioden 1981–2014 (Vali2). Jo lavere NSE-verdi, jo bedre yter modellen. Bias-verdi nærmere 0 gir mer pålitelige resultater.

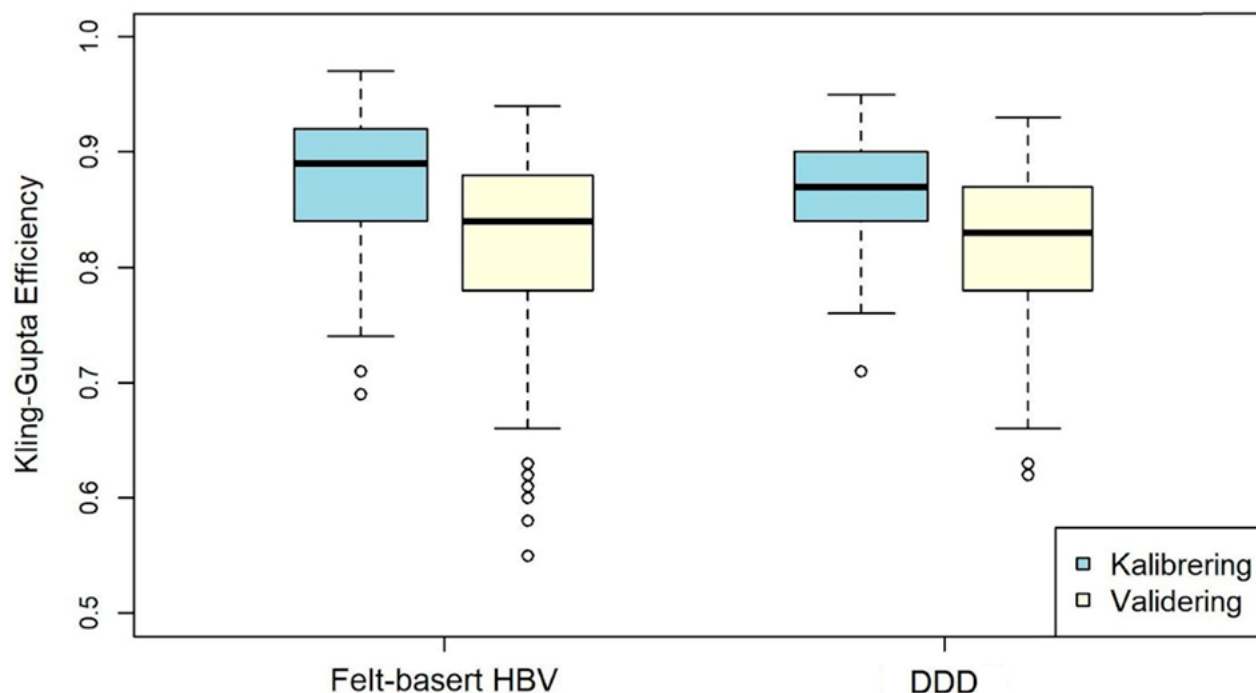
snøsmelteprosesser i ulike arealbrukstyper. Det ble ikke brukt noen parametre for å korrigere nedbør- og temperaturdata, i motsetning til enkelte andre versjoner av HBV. Med den fysisk baserte fordampningsmetoden må totalt 44 parametre kalibreres.

Modellen ble validert for perioden 2008–2014 for de 85 nedbørfeltene som var inkludert i kalibreringen, og ytterligere 38 nedbørfelt som kun var med i valideringen (totalt 123). I tillegg ble modellens ytelse evaluert for alle 123 nedbørfeltene for perioden 1981–2014. Resultatene av kalibreringen og valideringen er vist i figur 10.3.2.

10.3.2 Hydrologisk modellering og flomanalyser for nedbørfelt

For å analysere effekten av klimaendringer på flom bruker vi feltbasert hydrologisk modellering for å gi best mulige estimater på ekstrem vannføring. Til dette formålet er det benyttet både en nedbørfeltbasert versjon av HBV-modellen og DDD-modellen (Skaugen og Onof, 2014). Den nedbørfeltbaserte versjonen av

HBV ligner en del på den gridbaserte distHBV beskrevet ovenfor når det gjelder hydrologiske prosesser og modellstruktur (se Sælthun, 1996). Fordampning er beregnet med en temperaturbasert metode i feltbasert HBV, og snøsmelting er beregnet med en graddagsfaktor, også drevet av temperatur. Hovedforskjellen er at modellparametrene er kalibrert individuelt for hvert enkelte nedbørfelt i forhold til observert vannføring ved utløpet, og det gir mer pålitelige lokale resultater. DDD-modellen er også en feltbasert modell, men avrenningsrutinen tar hensyn til avstanden mellom punkter i terrenget til nærmeste elv. Metning er beregnet på fire nivåer under overflaten og på overflaten i terrenget. I den versjonen av DDD som er brukt her, beregnes snøsmelting og fordampning med en energibalanse-beregning basert på nedbør og temperatur som inngangsdata (Skaugen mfl., 2018; Skaugen mfl., 2020). For denne rapporten har HBV-modellen blitt brukt for 24-timer framskrivninger, men for DDD er det også mulig å kjøre modellen på et 3-timer tidsskritt. Dette gjør det mulig å beregne effekten av klimaendring på flom i nedbørfelt som reagerer raskt på nedbør (f.eks. nedbørfelt



Figur 10.3.3 Kalibrerings- og valideringsresultater for 143 nedbørfelt for 24-t modellkjøringer med de to hydrologiske modellene.

med areal < 100 km²).

De to hydrologiske modellene ble kalibrert og validert mot observert vannføring i 143 nedbørfelt for 24-timer simuleringene, og DDD ble også kalibrert og validert mot 3-timer data i 120 nedbørfelt. Totalt 138 nedbørfelt ble med i analysene til slutt (kapittel 4.2). Modellene ble kalibrert for perioden 01.09.1999–31.12.2018 (2014 for 3-timer), og validert for perioden 01.09.1989–31.12.1998. For HBV-kalibrering ble en "Particle Swarm Optimisation" PSO algoritme brukt (se oversikt i Shami mfl., 2022), og for DDD-kalibreringene ble en Black Box-algoritme (Alarie mfl., 2021) benyttet. Det såkalte "Kling-Gupta Efficiency" kriteriet (KGE), som estimerer både Nash-Sutcliffe-verdi og modellbias og -varians i et samlet tall (Gupta mfl., 2009), ble brukt som objektivfunksjon for de automatiske kalibreringene. I tillegg er HBV-kalibreringene sjekket visuelt i etterkant for å luke ut kalibreringer med en urealistisk snømengde om sommeren. For DDD er én parameter som kontrollerer hastigheter for grunn- og overflatevann kalibrert separat ved at

modellens beskrivelse av resesjon er tilpasset til den observerte. Resultatene for kalibrering og validering er vist i figur 10.3.3 for de to modellene og for de 143 nedbørfeltene. HBV-modellene yter noe bedre under kalibrering (median KGE 0,89 for HBV mot 0,87 for DDD), men ytelsen er nærmest lik under validering (median KGE 0,84 for HBV og 0,83 for DDD) i 24-timers kjøringene.

De feltbaserte simuleringene er grunnlaget for å vurdere mulige endringer i flomfare ved bruk av ekstremver dianalyse på de simulerte tids-seriene. To metoder benyttes for flomanalysene: i) høyeste årsverdier for å beregne den såkalte middelflommen for 30-års perioder; og ii) en 'Generalised Pareto' (GP) fordeling er tilpasset til overterskel-hendelser for de samme 30-års periodene. GP fordelingen ble beregnet med L-moments metoden i R (Asquith, 2017), og parametrisk 'bootstrapping' ble brukt for å ta høyde for usikkerhet i tilpasning av GP-fordelingen i det endelige ensemblet av simuleringer (Lawrence, 2020).

10.4 Framskrivninger for breer

10.4.1 Modellering av breareal

Slik som beskrevet i kapittel 10.3 brukes det også en romlig fordelt versjon av nedbør-avløpsmodellen HBV til å beregne breendringer og hydrologiske klimaframskrivninger for nedbørfelt med breer. Den romlig fordelte modellen, som brukes her kalt "Distributed Element Water balance model", DEW (Beldring, 2008) er forskjellig fra distHBV ved at den også beregner endringer i breareal, volum, og vannbalanse for tolv gitte breområder i Norge, med gridruter på 1 x 1 km². De fleste breområdene i Norge er tatt med (figur 10.4.1), men noen av de minste er utelatt fordi signalet fra breen er liten i disse feltene. Modellen er satt opp med mange av de samme egenskapene som distHBV, men for ruter med bre er også gjennomsnittlig målt eller modellert istykkelse tatt med.

For å forbedre beskrivelsen av hvordan avrenningen fra brefelt og bre endrer seg, er det blitt lagt inn egen modul i DEW som kobler den hydrologiske modellen med en forenklet modell som beskriver endringen i breareal og brevolum og følger dette får for avrenning fra breområder (Li mfl., 2015). Den forenklede modellen kalles DeltaH-metoden og er utviklet av Huss mfl. (2010). Metoden er basert på historisk observerte høydeendringer av breoverflaten og hvordan disse fordeler seg over breen. Dette endringsmønsteret blir så benyttet når man skal simulere endringen fram i tid basert på framtidsklima ved at modellen redistribuerer masse over breen ved enden av hvert massebalanse-år. Metoden benyttes for å simulere effekten av isbevegelsen som transporterer masse fra de høyestliggende områdene til lavestliggende områder på breen. Simuleringer uten å ta hensyn til denne bevegelsen vil gi feil estimater for både endringer på breen og for vannføringen fra breen. Metoden er enkel, men mulig å kjøre

så lenge istykkelsen er kjent og massebalansen kan beregnes (dette gjøres i HBV-modellen). Simuleringer med mer avanserte isbremodeller som simulerer flytteprosessen i breen vil trolig gi mer presise resultater, men er mer krevende å beregne og krever mye mer inputdata enn det som er tilgjengelig for de fleste breområdene i Norge.

En kalibrering er nødvendig for å justere den hydrologiske modellens parametere mot observert vannføringer (daglig) og årlige massebalansedata. Vannføringsdata og massebalansedata er vektet ulikt under kalibreringen siden massebalansen kun har en årlig verdi. Det er blitt benyttet observert vannføring i elver i tilknytning til breen og aller helst elver som drenerer fra breområdet. Innenfor delområdene (figur 10.4.2) har man søkt om å finne ett sett med modellparametere. Denne strategien er valgt for å unngå unaturlige endringer mellom eller langs nedbørfeltgrenser og isskiller. Det ble ikke brukt faste perioder for kalibrering og validering slik som for distHBV. Dette skyldes at tilgangen på observerte data varierer både i tid og rom. Det har vært utfordrende å finne gode vannføringsdata som er påvirket av bresmelting, derfor har man i enkelte tilfeller hatt lite data til validering. Det samme gjelder massebalansedata.

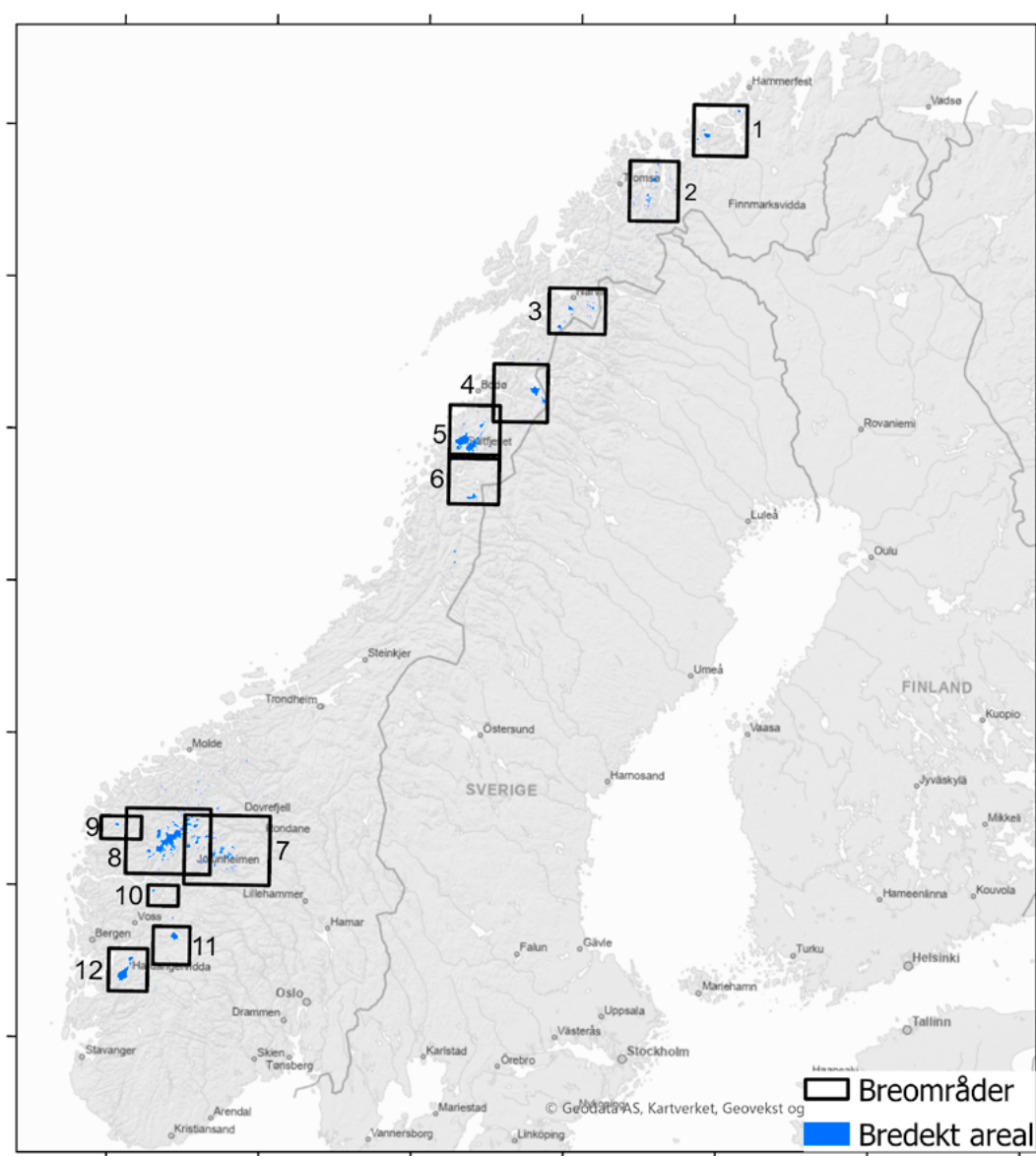
Den hydrologiske modellen benyttet en temperaturbasert graddagsmodell for å estimere mulig evapotranspirasjon, med nedbør og temperatur som inngangsdata. Snø og bresmelting ble beregnet med graddagsmodell, med forskjellige graddagsfaktorer for snø og is. Modellen er kalibrert med basis i døgndata for nedbør og temperatur (se Norge 2018 v 20.05 for historisk periode og biasjusterte klimaframskrivninger, COR-BA-2025, for både historisk periode og framtiden).

10.5 Om usikkerhet i klimaframskrivninger

Kilder til usikkerhet i klimaframskrivninger er uendret siden forrige Klima i Norge-rapport (Hanssen-Bauer mfl., 2015). Det er fortsatt knyttet stor usikkerhet til klimaframskrivninger for framtiden. Kort fortalt kan kilder til usikkerheten deles opp i fem hovedkategorier:

① Framtidige menneskeskapte utslipp.

Utslippsscenarioer beskriver hvordan verdenssamfunnet kan utvikle seg og dermed hvordan våre klimagassutslipp vil bli. Klimaframskrivningene baserer seg på ulike utslipps-scenarioer. Dette er den største usikkerheten og er i størst grad avhengig av geopolitiske beslutninger i nåtid og nær framtid (kapittel 10.2.1).



Figur 10.4.1 Oversikt over breområdene som er blitt modellert (svarte nummererte rektangler). Bredekket areal angis med blå farge. Breområder, 1 Langfjordjøkelen, 2 Lyngen, 3 Frostisen, 4 Blåmannsisen, 5 Svartisen, 6 Okstindan, 7 Jotunheimen og Breheimen, 8 Jostedalsbreen og breene rundt, 9 Ålfotbreen, 10 Fresvikbreen, 11 Hardangerjøkulen, 12 Folgefonna.

② Naturlige klimavariasjoner.

Usikkerheter knyttet til naturlige 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.

③ **Klimamodellene.** 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. Alle klimamodeller beskriver derfor fysiske prosesser som havstrøm, lavtrykksbaner, smelting av havis, og så videre på litt forskjellig måte. For å ta hensyn til modellusikkerheten brukes derfor ofte flere enn én modell for å kunne gi et estimat på utfallsrommet av resultatet.

④ **Biasjustering** er en justering av modellenes systematiske avvik i forhold til observasjoner. I dette arbeidet brukes tre biasjusteringsmetoder (EQM, 3DBC for grid og DBS for felt). Disse metodene har fordeler og ulemper, felles er at disse er brukt på 30-års statistikk og verifiserer derfor bra for årsverdier, men ikke like bra for månedsverdier i enkelte gridruter (kapittel 10.2.5).

⑤ **Effektmodellering.** Det er benyttet ulike hydrologiske modeller for å beregne klimændringens effekt på framtidig avrenning, flom og breer i Norge (distHBV for avrenning, feltHBV og DDD for flom og DEW for breer). Usikkerheten er kvantifisert på grunnlag av inngangsdata til disse modellene som stammer fra punkt 1–4. For eksempel er det benyttet 20 framskrivninger i figur 4.1.5 (10 regionale klimamodeller ganger to biasjusteringsmetoder) og usikkerheten er vist som utfallsrom mellom 10 og 90-persentil for hvert utslippsscenario.

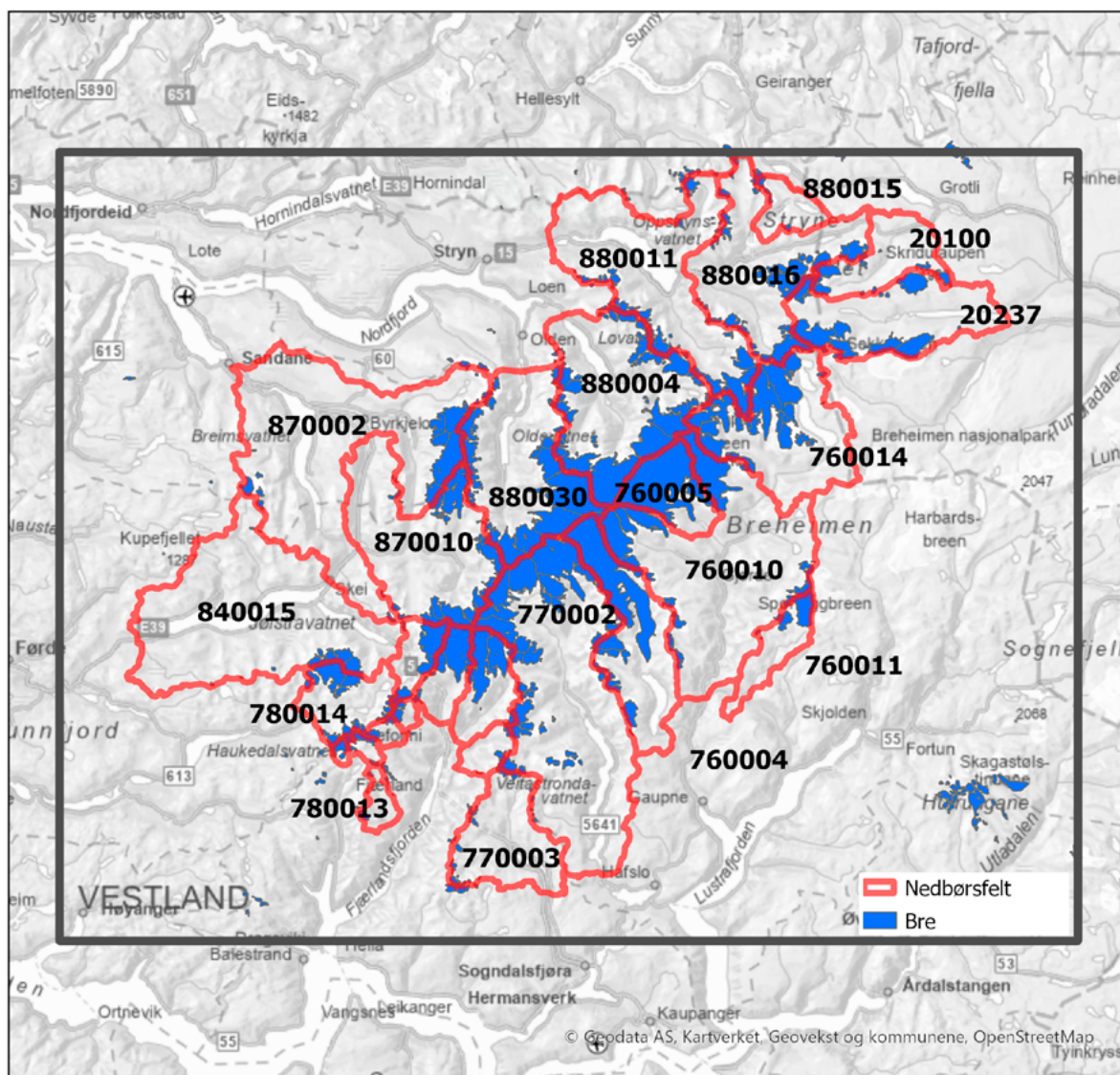
En grafisk framstilling av hele utfallsrommet når man går fra antakelser hvordan verdens samfunn utvikler seg til lokal klimatilpasning er vist i figur 1 i Wilby og Dessai (2010).

Når vi går fra global til lokal skala i modellkjeden

som er skissert i figur 10.2.1, legger vi både til ny informasjon sammen med usikkerhet. Modellene og metodene knyttet til nedskalering har begrensninger når det gjelder å beskrive hvordan småskala prosesser, fenomener og tilstander avhenger av forholdene på stor skala (Benestad mfl., 2017). En målsetning er at vi får en bedre beskrivelse av lokale klimændringer enn det de globale klimamodellene kan gi, og at vi får de mest robuste resultatene ved å kombinere for eksempel dynamisk og statistisk nedskalering som bygger på helt ulike forutsetninger (Jacob mfl., 2020). For eksempel, når det tilrettelegges klimainformasjon for en kommune, blir usikkerhetene større enn på regional eller nasjonal skala. Dette gjelder også om det brukes høyere oppløsning i tid, for eksempel timer fremfor år eller måneder. Generelt er endring i nedbør mer usikker enn en endring i temperatur. Usikkerheten forplanter seg videre til effektmodellering. Endring i avrenning er mer usikker enn endring i nedbør, og endring i flom er mer usikker enn endring i avrenning. Dette er avhengig av om klimamodellene klarer å gjenskape lavtrykksbanene korrekt, og hvor de kommer til å treffe Fastlands-Norge i framtiden, samt at kompliserte mikrofysiske prosesser i skyer (f.eks. vekselvirkning mellom dråper) ikke er nøyaktig beskrevet i modellene. En bestående utfordring er at stormbaner i globale jordsystemmodeller er fremdeles for sonal (vest-øst bevegelse) om vinteren (IPCC AR6 WG1, Chapter 4, Lee mfl., 2021), selv om noen forbedringer i nåværende generasjon av jordsystemmodeller (CMIP6) har blitt gjort sammenlignet med forrige generasjon av modeller i CMIP5 (Harvey mfl., 2020; Priestley mfl., 2020).

10.6 Indeksberegninger

En «indeks» er en variabel som er avledet fra grunnlagsdata. Et eksempel på en indeks er nullgradspasseringer, som er avledet fra maksimums- og minimumstemperatur for hvert døgn. Her brukes begrepet «indeks» uavhengig av tidsoppløsning, men i denne rapporten beregnes indeksene i hovedsak fra grunnlags-



Figur 10.4.2 Det er søkt å finne en modell med ett felles parametersett for hele delområdet rundt Jostedalsbreen (område 8 i figur 10.4.1) og ikke unike modeller for de enkelte nedbørsfeltene for hvert enkelt vassdrag (feltgrenser angitt med rødt i figuren). Bredekket areal er angitt med blå farge.

data på daglig basis og presenteres til slutt som 30-årsgjennomsnitt for perioden 1991–2020, og endringer fram til 2041–2070 og 2071–2100.

Indekser beregnet for perioden med observasjoner kan avledes fra referansedatasettene beskrevet i kapittel 10.1.1 og figur 10.1.1. For framtidsperiodene beregnes indeksene fra de nasjonale klima- og hydrologiske framskrivningene (figur 10.6.1). Klimaindekser avledes fra COR-BA-2025 (9 atmosfæriske variabler beskrevet i kapittel

10.2.5) og hydrologiske indekser fra distHBV-COR-BA-2025 (4 hydrologiske variabler; kapittel 10.3.1). Hver av disse datasettene består av 20 simuleringer for hvert utslippsscenario (60 totalt). Indeksen må beregnes som et ensemble-gjennomsnitt av disse 20 simuleringene.

10.6.1 Historisk periode

Klimaindekser for den historiske perioden tar utgangspunkt i eksisterende observasjons-

baserte datasett, som for eksempel seNorge (figur 10.1.1). Hydrologiske indekser for den historiske perioden er beregnet fra den hydrologiske simuleringen distHBV–est.obs. (kapittel 10.1.2).

Ved beregning av indekser for historisk periode har vi fulgt denne oppskriften:

① Les inn grunnlagsdata (døgndata) fra observasjonsbaserte datasett eller hydrologiske simuleringer. Beskjær til ønsket område hvis beregningene skal gjøres for et mindre område enn vist i figur 10.3.1.

② Beregn indeksen i tråd med definisjonen i appendiks tabell A.1. For eksempel: Nullgradspasseringer beregnes ved å lese inn maksimums- og minimumstemperatur; tell opp døgn der maksimumstemperaturen ligger over 0 °C og minimumstemperaturen ligger under 0 °C.

③ Beregn sum eller gjennomsnitt av indeksen. Antall nullgradspasseringer summeres over et gitt tidsintervall, for eksempel år eller sesong. For andre indekser skal gjennomsnittet beregnes, for eksempel middeltemperatur. Skriv ut én verdi for hvert år, hvis indeksen kun skal beregnes for årsverdier. Hvis indeksen skal beregnes for hver sesong, skriv ut månedsverdier. Hvis det skal lages tidsserier med finere tidsoppløsning, skriv ut egendefinerte verdier.

④ Tidsgjennomsnittet for perioden 1991–2020 (30-årsmiddelet) beregnes fra års- eller sesongverdiene. De observasjonsbaserte datasettene har kun én simulering. Indeksen blir derfor beregnet kun én gang, i motsetning til analyser for framtidsperioder.

10.6.2 Framtidsperioder

Før indekser ble beregnet til denne rapporten,

ble regionale klimamodeller fra EURO-CORDEX nedskalert og biasjustert mot seNorge, KliNoGrid og HySN ("est.obs.") (kapittel 10.2.5). Klimaindekser kan beregnes direkte fra COR-BA-2025. De hydrologiske indeksene er beregnet fra distHBV-COR-BA-2025, som er simulert med modellen distHBV (kapittel 10.3.1).

Ved beregning av indekser for framtidsperiodene har vi fulgt denne oppskriften (figur 10.6.1):

① Indeksberegning: Beregn ønsket indeks fra de daglige framskrivningene, med tilsvarende framgangsmåte som i kapittel 10.6.1. Indeksen må beregnes fra hver modellsimulering.

② 30-årsmidling: For hver simulering, beregn tidsgjennomsnittet av periodene 1991–2020 (referanseperioden), 2041–2070 og 2071–2100.

③ Endringsberegning: Beregn differansen fram til midten eller slutten av århundret ved å trekke verdien for referanseperioden fra verdiene for hver av de to framtidsperiodene fra samme simulering. Hvis det skal beregnes relative endringer, beregn dette som $(\text{framtidsperiode} - (1991 - 2020)) / (1991 - 2020)$.

④ Regionstatistikk: Beregn gjennomsnitt over ønsket region (for eksempel et fylke eller hele Norge) for hver simulering. Hopp over dette steget hvis det skal lages kart.

⑤ Ensemblestatistikk: Beregn gjennomsnittet, og eventuelt persentiler, av endringen fra alle simuleringene.

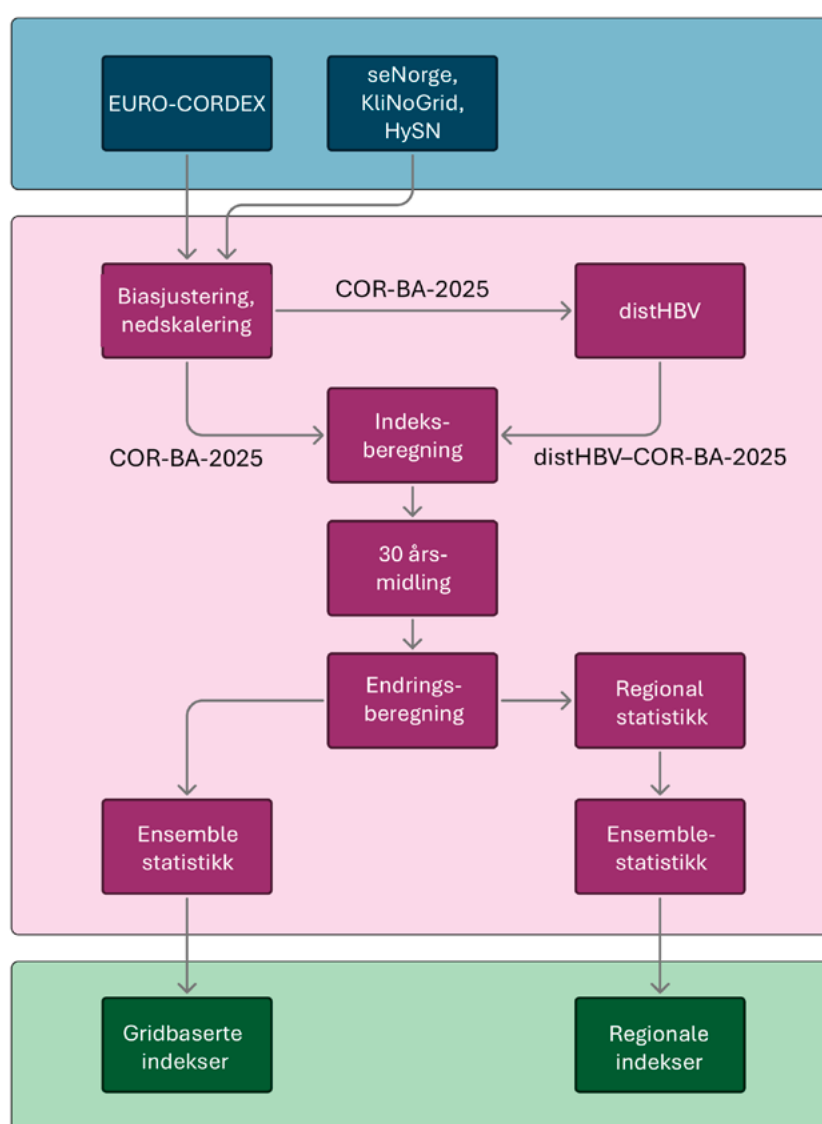
I rapporten presenteres resultatene for valgt indeks som endringer mellom 30-årsperioder. For å gi absoluttverdier i framtiden, for eksempel årsmiddeltemperatur i 2071–2100 i grader Celsius, summeres beregnet endring med referanseverdier for dagens klima (1991–2020) fra observasjonsbaserte data (f.eks. seNorge2018; kapittel 10.1.1).

I beregning av 30-årsgjennomsnitt er vinter-

månedene januar, februar og desember hentet fra samme år, da forskjellen ved å erstatte for eksempel desember 2070 med desember 2071 anses å være marginal. For tidsserier har vi ikke gjort denne forenklingen.

De historiske CMIP5-baserte CORDEX-simuleringene slutter i 2005. For å dekke alle

årene i referanseperioden, har vi for hver av de 20 simuleringene fylt inn perioden 2006–2020 med data fra simuleringene for middels utslippsscenario (RCP4.5). De historiske CORDEX-simuleringene fra CMIP6 slutter i 2014, derfor er de siste årene av referanseperioden, 2014–2020, fylt inn med data fra simuleringene basert på SSP3–7.0.



Figur 10.6.1 Flytskjema av indeksberegningene for framtidsperioder. Beregningene er forklart i kapittel 10.6.2. Blå bokser angir eksterne datasett som benyttes som inngangsverdier til beregning av COR-BA-2025 (biasjustering og nedskalering). Atmosfæreindekser er beregnet direkte fra COR-BA-2025, mens hydrologiske indekser er simulert med distHBV–COR-BA-2025 før videre beregninger. Resultatet blir enten landsdekkende og gridbaserte indekser, eller regionale gjennomsnitt av indeksen.

Referanseliste

- Affolter, S.**, Häuselmann, A., Fleitmann, D., Edwards, R. L., Cheng, H. og Leuenberger, M. (2019). Central Europe temperature constrained by speleothem fluid inclusion water isotopes over the past 14,000 years. *Sci. Adv.*, 5(6), eaav3809. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aav3809>
- Aksnes, D.**, Ulvestad, K., Baliño, B., Berntsen, J., Egge, J. og Svendsen, E. (1995). Ecological modelling in coastal waters: Towards predictive physical-chemical-biological simulation models. *Ophelia*, 41(1), 5–36. <https://doi.org/10.1080/00785236.1995.10422035>
- Alarie, S.**, Audet, C., Gheribi, A., Kokkolaras, M. og Le Digabel, S. (2021). Two decades of blackbox optimisation applications. *EURO Journal on Computational Optimisation*, 9, 10011. <https://doi.org/10.1016/j.ejco.2021.100011>
- AMAP** (2021). *AMAP Arctic Climate Change Update 2021: Key Trends and Impacts*, Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Tromsø, Norway. <https://www.amap.no/documents/doc/amap-arctic-climate-change-update-2021-key-trends-and-impacts/3594>
- Andreassen, L. M.** (2022). *Breer og fonner i Norge* (NVE rapport 3-2022). Norges vassdrags- og energidirektorat. https://publikasjoner.nve.no/rapport/2022/rapport2022_03.pdf
- Andreassen, L. M.** og Oerlemans, J. (2009). Modelling long-term summer and winter balances and the climate sensitivity of Storbreen, Norway. *Geogr. Ann.* 91(4), 233–251. <https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2009.00366.x>
- Andreassen, L. M.**, Elvehøy, H., Kjølmoen, B. og Belart, J. M. C. (2020). Glacier change in Norway since the 1960s – an overview of mass balance, area, length and surface elevation changes. *Journal of Glaciology*, 66(256), 313–328. <https://doi.org/10.1017/jog.2020.10>
- Andreassen, L. M.**, Huss, M., Melvold, K., Elvehøy, H. og Winsvold, S. H. (2015). Ice thickness measurements and volume estimates for glaciers in Norway. *Journal of Glaciology*, 61(228), 763–775. <https://doi.org/10.3189/2015JoG14J161>
- Andreassen, L. M.**, Nagy, T., Kjølmoen, B. og Leigh, J. R. (2022). An inventory of Norway's glaciers and ice-marginal lakes from 2018–19 Sentinel-2 data. *Journal of Glaciology*, 68(272), 1085–1106. <https://doi.org/10.1017/jog.2022.20>
- Andreassen, L. M.**, Winsvold, S. H., (eds.), Paul, F. og Hausberg, J. E. (2012). *Inventory of Norwegian glaciers* (NVE rapport 38-2012). Norges vassdrags- og energidirektorat. https://publikasjoner.nve.no/rapport/2012/rapport2012_38.pdf
- Archer, D.** (2005). Fate of fossil fuel CO₂ in geologic time. *Journal of Geophysical Research, Oceans*, 110(C9). <https://doi.org/10.1029/2004JC002625>
- Arias, P. A.**, Bellouin, N., Coppola, E., Jones, R. G., Krinner, G., Marotzke, J., Naik, V., Palmer, M. D., Plattner, G.-K., Rogelj, J., Rojas, M., Sillmann, J., Storelvmo, T., Thorne, P. W., Trewin, B., Achuta Rao, K., Adhikary, B., Allan, R. P., Armour, K., ... Zickfeld, K. (2021). Technical Summary. I Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M. I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J. B. R., Maycock, T. K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R. og Zhou, B. (redaktører), *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 33–144). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.002>
- Arosio, M.**, Martina, M. L. V. og Figueiredo, R. (2020). Natural hazard risk of complex systems - the whole is more than the sum of its parts: I. A holistic modelling approach based on graph theory. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 20(2), 521–547. <https://doi.org/10.5194/nhess-20-521-2020>
- Asbjørnsen, H.** og Årthun, M. (2023). Deconstructing future AMOC decline at 26.5°N. *Geophysical Research Letters*, 50(14), e2023GL103515. <https://doi.org/10.1029/2023GL103515>
- Asquith, W. H.** (2017). Lmomco: L-moments, Censored L-Moments, Trimmed L-Moments, L-Comoments, and Many Distributions. *R Package Version 2.2.9*. Texas Tech University, Lubbock, Texas.
- Asvall, R. P.** og Kvambekk, Å. S. (2007). Expected changes in ice cover. I Førland, E. J. [red.] *Climate change and natural disasters in Norway* (MET report 6-2007) pp 48 - 53. Meteorologisk institutt. https://www.met.no/publikasjoner/met-report/met-report-2007/_attachment/inline/77d60ab8-b4ed-4120-8e9b-2bb808942dc0:48a4b0efbabbfa94f9a2a8ec5c3edc71efb0686c/MET-report-06-2007.pdf
- Bailey, A.**, Thor, P., Browman, H. I., Fields, D. M., Runge, J., Vermont, A., Bjelland, R., Thompson, C., Shema, S., Durif, C. M. F. og Hop, H. (2016). Early life stages of the Arctic copepod *Calanus glacialis* are unaffected by increased seawater pCO₂. *ICES Journal of Marine Science*, 74(4), 996–1004. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fsw066>
- Baker, L.**, Shaffrey, L. og Hawkins, E. (2021). Has the risk of a 1976 north-west European summer drought and heatwave event increased since the 1970s because of climate change? *Q J R Meteorol Soc.*, 147(741), 4143–4162. <https://doi.org/10.1002/qj.4172>
- Bakke, J.**, Dahl, S. O., Paasche, Ø., Simonsen, J. R., Kvisvik, B., Bakke, K. og Nesje, A. (2010). A complete record of Holocene glacier variability at Austre Okstindbreen, northern Norway: an integrated approach, *Quaternary Science Reviews*, 29(9-10), 1246–1262. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.02.012>
- Bakke, J.**, Lie, Ø., Dahl, S. O., Nesje, A. og Bjune, A. E. (2008). Strength and spatial patterns of the Holocene wintertime westerlies in the NE Atlantic region. *Global and Planetary Change*, 60(1–2), 28–41. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.07.030>
- Bakke, J.**, Lie, Ø., Nesje, A., Dahl, S. O. og Paasche, Ø. (2005). Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Fjellfonna, western Norway. *The Holocene*, 15(2), 161–176. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl797rp>

Bakke, S. J., Ionita, M. og Tallaksen, L. M. (2020). The 2018 northern European hydrological drought and its drivers in a historical perspective, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 24, 5621–5653. <https://doi.org/10.5194/hess-24-5621-2020>

Bakke, S. J., Lawrence, D. L. og Saloranta, T. M. (2024). Hvordan ekstremvær og klimaendringer påvirker flom, tørke og skred. *Naturen*, 184(5–6), 253–264. <https://doi.org/10.18261/naturen.148.5-6.5>

Barnes, C., Clarke, B., Rantanen, M., Skålevåg, A., Ødemark, K., Kjellström, E., Vahlberg, M., Singh, R. og Otto, F. (2025). Intense two-week heatwave in Fennoscandia hotter and more likely due to climate change (Scientific Report). Imperial college, London. <https://www.dx.doi.org/10.25560/122924>

Battaglioli, F., Groenemeijer, P., Púčik, T., Taszarek, M., Ulbrich, U. og Rust, H. (2023). Modeled Multidecadal Trends of Lightning and (Very) Large Hail in Europe and North America (1950–2021). *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 62(11), 1627–1653. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-22-0195.1>

Baumann, S., Winkler, S. og Andreassen, L. M. (2009). Mapping glaciers in Jotunheimen, South-Norway, during the "Little Ice Age" maximum. *The Cryosphere*, 3(2), 231–243. <https://doi.org/10.5194/tc-3-231-2009>

Beldring, S. (2008). Distributed element water balance model system. *Norwegian Water Resources and Energy Directorate* (NVE report 4-2008), Norges vassdrags- og energidirektorat. https://publikasjoner.nve.no/report/2008/report2008_04.pdf

Beldring, S., Engeland, K., Holmqvist, E., Pedersen, A. I., Ruan, G., Veie, C. A. og Cabrol, J. (2022). *Avrenningskart 1991–2020* (NVE rapport 36-2022), Norges vassdrags og energidirektorat. https://publikasjoner.nve.no/rapport/2022/rapport2022_36.pdf

Beldring, S., Engeland, K., Roald, L. A., Sælthun, N. R. og Voksø, A. (2003). Estimation of parameters in a distributed precipitation-runoff model for Norway. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 7(3), 304–316. <https://doi.org/10.5194/hess-7-304-2003>

Belušić, D., de Vries, H., Dobler, A., Landgren, O., Lind, P., Lindstedt, D., Pedersen, R. A., Sánchez-Perrino, J. C., Toivonen, E., van Ulf, B., Wang, F., Andrae, U., Batrak, Y., Kjellström, E., Lenderink, G., Nikulin, G., Pietikäinen, J.-P., Rodríguez-Camino, E., Samuelsson, P., van Meijgaard, E. og Wu, M. (2020). HCLIM38: a flexible regional climate model applicable for different climate zones from coarse to convection-permitting scales. *Geosci. Model Dev.*, 13(3), 1311–1333. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-1311-2020>

Benestad, R. E. (2023). Globale klimamodeller – og hvordan de kan brukes for å beregne lokale klimaendringer, *Naturen*, 147(2), 79–86. <https://doi.org/10.18261/naturen.147.2.4>

Benestad, R. E. og Chen, D. (2006). The use of a calculus-based cyclone identification method for generating storm statistics. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 58(4), 473–486. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2006.00191.x>

Benestad, R. E., Chen, D. og Hanssen-Bauer, I. (2008). *Empirical-statistical downscaling*. World Scientific Publishing Company. <https://doi.org/10.1142/6908>

Benestad, R. E., Chen, D., Mezghani, A., Fan, L. og Parding, K. (2015). On using principal components to represent stations in empirical-statistical downscaling. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 67(1), 28326. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v67.28326>

Benestad, R. E., Lussana, C., Lutz, J., Dobler, A., Landgren, O., Haugen, J. E., Mezghani, A., Casati, B. og Parding, K. M. (2022). Global hydro-climatological indicators and changes in the global hydrological cycle and rainfall patterns. *PLoS Climate*, 1(5), p.e0000029. <https://doi.org/10.1371/journal.pclim.0000029>

Benestad, R. E., Lutz, J., Dyrødal, A. V., Haugen, J. E., Parding, K. M. og Dobler, A. (2021). Testing a simple formula for calculating approximate intensity-duration-frequency curves, *Environmental Research Letters*, 16(4), 044009. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abd4ab>

Benestad, R. E., Mezghani, A., Lutz, J., Dobler, A., Parding, K. M. og Landgren, O. A. (2023). Various ways of using empirical orthogonal functions for climate model evaluation. *Geosci. Model Dev.*, 16(10), 2899–2913. <https://doi.org/10.5194/gmd-16-2899-2023>

Benestad, R. E., Parding, K. M. og Dobler, A. (2025). Downscaling the probability of heavy rainfall over the Nordic countries, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 29, 45–65. <https://doi.org/10.5194/hess-29-45-2025>

Benestad, R. E., Parding, K. M., Erlandsen, H. B. og Mezghani, A. (2019). A simple equation to study changes in rainfall statistics. *Environ. Res. Lett.*, 14(8), 084017. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab2bb2>

Benestad, R. E., Parding, K., Haugen, J. E. og Sorteberg, A. (2024). Om stormer og endringer i lavtryksbaner og vind. *Naturen*, 148(5–6), 272–278. <https://doi.org/10.18261/naturen.148.5-6.7>

Benestad, R., Sillmann, J., Thorarinsdottir, T. L., Guttorp, P., Mesquita, M.d.S., Tye, M. R., Uotila, P., Maule, C. F., Thejll, P., Drews, M. og Parding, K. M. (2017). New vigour involving statisticians required to overcome ensemble fatigue. *Nature Climate Change*, 7, 697–703. <https://doi.org/10.1038/nclimate3393>

Bensi, M., Nilsen, F., Ferré, B., Skogseth, R., Moskalik, M., Korhonen, M., Vogedes, D. L., Kovacevic, V., Paladini de Mendoza, F., Ingrosso, G., Langone, L., Giordano, P., Inall, M., Mano, B., Sundfjord, A., Bailey, A. M., Foss, Ø., Daase, M. H. E., Castro de la Guardia, L., ... Jones, E. (2025). The Atlantification process in Svalbard: a broad view from the SIOS Marine Infrastructure network (ARIS). I: *The State of Environmental Science in Svalbard – an annual report*. Svalbard Integrated Arctic Earth Observing System (SIOS), Svalbard, 138–151. <https://hdl.handle.net/10037/36925>

Bentsen, M., Bethke, I., Debernard, J. B., Iversen, T., Kirkevåg, A., Seland, Ø., Drange, H., Roelandt, C., Seierstad, I. A., Hoose, C. og Kristjánsson, J. E. (2013). The Norwegian Earth System Model, NorESM1-M – Part 1: Description and basic evaluation of the physical climate, *Geosci. Model Dev.*, 6(3), 687–720. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-687-2013>

Bergjord, A. K., Kristoffersen, A. Ø. og Eltun, R. (2011). Growth Potential and Course of Frost Tolerance in Winter Wheat (*Triticum aestivum* L.) as Influenced by Variable Temperature and Snow Cover Conditions, *The European Journal of Plant Science and Biotechnology*, 5(1), 49–54.
[http://www.globalsciencebooks.info/Online/GSBOOnline/images/2011/EJPSB_5\(S1\)/EJPSB_5\(S1\)49-54o.pdf](http://www.globalsciencebooks.info/Online/GSBOOnline/images/2011/EJPSB_5(S1)/EJPSB_5(S1)49-54o.pdf)

Bergström, S. (1995). The HBV model. I Singh, V. P. (Ed.) *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water resources publications, LLC. Colorado, USA. pp. 443–476. <https://www.cabidigitallibrary.org/doi/full/10.5555/19961904773>

Bethke, I., Wang, Y., Counillon, F., Keenlyside, N., Kimmritz, M., Fransner, F., Samuelsen, A., Langehaug, H., Svendsen, L., Chiu, P.-G., Passos, L., Bentsen, M., Guo, C., Gupta, A., Tjiputra, J., Kirkevåg, A., Olivie, D., Seland, Ø., Solsvik Vågane, J., Fan, Y. og Eldevik, T. (2021). NorCPM1 and its contribution to CMIP6 DCP. *Geosci. Model Dev.*, 14(11), 7073–7116. <https://doi.org/10.5194/gmd-14-7073-2021>

Bickerton, R. W. og Matthews, J. A. (1993). 'Little Ice Age' variations of outlet glaciers from the Jostedalsgreen ice-cap, southern Norway: a regional lichenometric dating study of ice-marginal moraine sequences and their climatic significance. *J. Quat. Sci.*, 8(1), 45–66. <https://doi.org/10.1002/jqs.3390080105>

Blöschl, G., Hall, J., Parajka, J., Perdigão, R. A. P., Merz, B., Arheimer, B., Aronica, G. T., Bilibashi, A., Bonacci, O., Borga, M., Čanjevac, I., Castellarin, A., Chirico, G. B., Claps, P., Fiala, K., Frolova, N., Gorbachova, L., Gül, A., Hannaford, J., ... Živković, N. (2017). Changing climate shifts timing of European floods. *Science*, 357(6351), 588–590.
<https://doi.org/10.1126/science.aan2506>

Blöschl, G., Hall, J., Viglione, A., Perdigão, R. A. P., Parajka, J., Merz, B., Lun, D., Arheimer, B., Aronica, G. T., Bilibashi, A., Boháč, M., Bonacci, O., Borga, M., Čanjevac, I., Castellarin, A., Chirico, G. B., Claps, P., Frolova, N., Ganora, D., Gorbachova, L., ... Živković, N. (2019). Changing climate both increases and decreases European river floods. *Nature*, 573, 108–111. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1495-6>

Boer, G. J., Smith, D. M., Cassou, C., Doblas-Reyes, F., Danabasoglu, G., Kirtman, B., Kushnir, Y., Kimoto, M., Meehl, G. A., Msadek, R., Mueller, W. A., Taylor, K. E., Zwiers, F., Rixen, M., Ruprich-Robert, Y. og Eade, R. (2016). The Decadal Climate Prediction Project (DCPP) contribution to CMIP6. *Geosci. Model Dev.*, 9(10), 3751–3777.
<https://doi.org/10.5194/gmd-9-3751-2016>

Bogen, J. (2006). Sediment transport rates of major floods in glacial and non-glacial rivers in Norway in the present and future climate. I: S. Rowan, R.W. Duck & A. Werritty (redaktører), *Sediment dynamics and the hydromorphology of fluvial systems* (IAHS Publ. 206-2006), 148–158. <https://iahs.info/uploads/dms/13544.22-148-158-19-306-Bogen.pdf>

Bogen, J. (2009). The impact of environmental changes on the sediment load in Norwegian rivers. *Catena*, 79(3), 251–256. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.07.003>

Bogen, J. og Bønsnes, T. E. (2004). The impact of erosion protection work on sediment transport in the river Gråelva, Norway. I: V. Golosov, V. Belyaev and D.E. Walling (redaktører), *Sediment transfer through the fluvial system* (IAHS publ. 288-2004), 155–164. <https://iahs.info/uploads/dms/12879.155-164-288-Bogen.pdf>

Bopp, L., Resplandy, L., Orr, J. C., Doney, S. C., Dunne, J. P., Gehlen, M., Halloran, P., Heinze, C., Ilyina, T., Séférian, R., Tjiputra, J. og Vichi, M. (2013). Multiple stressors of ocean ecosystems in the 21st century: projections with CMIP5 models. *Biogeosciences*, 10(10), 6225–6245. <https://doi.org/10.5194/bg-10-6225-2013>

Borge, A. F., Westermann, S., Solheim, I., og Etzelmüller, B. (2017). Strong degradation of palsas and peat plateaus in northern Norway during the last 60 years. *The Cryosphere*, 11(1), 1–16. <https://doi.org/10.5194/tc-11-1-2017>

Braconnot, P., Harrison, S. P., Otto-Bliesner, B., Abe-Ouchi, A., Jungclaus, J., Peterschmitt, J.-Y. (2011). The Paleoclimate project modeling intercomparison project contribution to CMIP5. *CLIVAR Exchanges*, 56/16(2), 15–18.
<https://www.clivar.org/sites/default/files/documents/Exchanges56.pdf>

Brands, S. (2022). A circulation-based performance atlas of the CMIP5 and 6 models for regional climate studies in the Northern Hemisphere mid-to-high latitudes. *Geosci. Model Dev.*, 15(4), 1375–1411.
<https://doi.org/10.5194/gmd-15-1375-2022>

Bricheno, L. M. og Wolf, J. (2018). Future Wave Conditions of Europe, in Response to High-End Climate Change Scenarios. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123(12), 8762–8791. <https://doi.org/10.1029/2018JC013866>

Browman, H. I. (2016). Applying organized scepticism to ocean acidification research. *ICES Journal of Marine Science*, 73(3), 529–536. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fsw010>

Bruland, O. (2020). How extreme can unit discharge become in steep Norwegian catchments? *Hydrology Research*, 51, 290–307. <https://doi.org/10.2166/nh.2020.055>

Burgess, M. G., Becker, S. L., Langendorf, R. E., Fredston, A. og Brooks, C. M. (2023). Climate change scenarios in fisheries and aquatic conservation research. *ICES Journal of Marine Science*, 80(5), 1163–1178.
<https://doi.org/10.1093/icesjms/fsad045>

Burn, C. R., Bartsch, A., Chakraborty, E., Das, S., Frauenfelder, R., Gärtner-Roer, I., Gislås, K. G., Herring, T., Jones, B. M., Kokelj, S. V., Langer, M., Lathrop, E., Murton, J. B., Nielsen, D. M., Niu, F., Olson, C., O'Neill, H. B., Opfergelt, S., Overduin, P. P., ... Yarmak, E. (2024). Developments in permafrost science and engineering in response to climate warming in circumpolar and high mountain regions, 2019–2024. *Permafrost and Periglacial Processes*, 36(2), 167–188.
<https://doi.org/10.1002/ppp.2261>

Carr, S., Lawrence, D., Skaugen, T. og Wong, W. K. (2023). *Projected future changes in peak flows and implications for climate change allowances* (NVE rapport 26-2023). Norges vassdrags- og energidirektorat.
https://publikasjoner.nve.no/rapport/2023/rapport2023_26.pdf

Carrivick, J. L., Andreassen, L. M., Nesje, A. og Yde, J. C. (2022). A reconstruction of Jostedalsgreen during the Little Ice Age and geometric changes to outlet glaciers since then. *Quaternary Science Reviews*, 284, 107501.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107501>

Carter, T. R. (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. <https://doi.org/10.23986/afsci.72857>

Castebrunet, H., Eckert, N., Giraud, G., Durand, Y. og Morin S. (2014). Projected changes of snow conditions and avalanche activity in a warming climate: the French Alps over the 2020–2050 and 2070–2100 periods. *The Cryosphere*, 8(5), 1673–1697. <https://doi.org/10.5194/tc-8-1673-2014>

CEN TC250/SC1 (2021). *Probabilistic basis for determination of partial safety factors and load combination factors* (CEN/TC250/SC1 document N1859).

CH2018 (2018). *CH2018 – Climate Scenarios for Switzerland*, Technical Report, National Centre for Climate Services. Zürich, Switzerland.
https://www.nccs.admin.ch/dam/nccs/de/dokumente/website/klima/CH2018_Technical_Report-compressed.pdf.download.pdf/CH2018_Technical_Report-compressed.pdf

Chadburn, S. E., Burke, E. J., Cox, P. M., Friedlingstein, P., Hugelius, G. og Westermann, S. (2017). An observation-based constraint on permafrost loss as a function of global warming. *Nature Clim Change*, 7, 340–344. <https://doi.org/10.1038/nclimate3262>

Chang, E. K. M. og Yau, A. M. W. (2016). Northern Hemisphere winter storm track trends since 1959 derived from multiple reanalysis datasets. *Climate Dynamics*, 47(5–6), 1435–1454. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2911-8>

Chen, C. J. (2018). *Physics of Solar Energy*, (1st ed.) John Wiley & Sons. <https://doi.org/10.1002/9781118172841>

Chen, Y., Romps, D. M., Seeley, J. T., Veraverbeke, S., Riley, W. J., Mekonnen, Z. A. og Randerson, J. T. (2021). Future increases in Arctic lightning and fire risk for permafrost carbon. *Nat. Clim. Chang.*, 11, 404–410. <https://doi.org/10.1038/s41558-021-01011-y>

Chylek, P., Folland, C. K., Klett, J. D., Wang, M., Lesins, G. og Dubey, M. K. (2024). Why does the ensemble mean of cmip6 models simulate arctic temperature more accurately than global temperature? *Atmosphere*, 15(5), 567. <https://doi.org/10.3390/atmos15050567>

CiS2100 (se Hanssen-Bauer, mfl., 2019)

Clarke, T. M., Wabnitz, C. C., Striegel, S., Frölicher, T. L., Reygondeau, G. og Cheung, W. W. (2021). Aerobic growth index (AGI): An index to understand the impacts of ocean warming and deoxygenation on global marine fisheries resources. *Progress in Oceanography*, 195, 102588. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2021.102588>

Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J.-L., Fife, T., Friedlingstein, P., Gao, X., Gutowski, W. J., Johns, T., Krinner, G., Shongwe, M., Tebaldi, C., Weaver, A. J., Wehner, M. F., Allen, M. R., Andrews, T., Beyerle, U., Bitz, C. M., Bony, S. og Booth, B. B. B. (2013). Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. I Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. og Midgley, P.M. (redaktører). *Climate Change 2013 - The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Kap. 12, pp. 1029–1136). Cambridge University Press. <https://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/>

Cornes, R. C., van der Schrier, G. og Squintu, A. A. (2019). A reappraisal of the thermal growing season length across Europe. *Int J Climatol.*, 39(3), 1787–1795. <https://doi.org/10.1002/joc.5913>

Coumou, D., Lehmann, J. og Beckmann, J. (2015). The weakening summer circulation in the Northern Hemisphere mid-latitudes. *Science*, 348(6232), 324–327. <https://doi.org/10.1126/science.1261768>

Crozier, M. J. (2010). Deciphering the effect of climate change on landslide activity: A review. *Geomorphology*, 124(3–4), 260–267. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.04.009>

Czekirka, J., Etzelmüller, B., Westermann, S., Isaksen, K. og Magnin, F. (2023). Post-Little Ice Age rock wall permafrost evolution in Norway. *The Cryosphere*, 17(7), 2725–2754. <https://doi.org/10.5194/tc-17-2725-2023>

Dannevig, P. (2019). Årstider - klima i *Store norske leksikon* på snl.no. Hentet 12. mai 2022 fra https://snl.no/%C3%A5rstider_-_klima

Dannevig, P. og Evans, A. K. D. (2022). Polarfront i *Store norske leksikon* på snl.no. Hentet 11. januar 2023 fra <https://snl.no/polarfront>

Davini, P. og D'Andrea, F. (2020). From CMIP3 to CMIP6: Northern Hemisphere Atmospheric Blocking Simulation in Present and Future Climate. *J. Climate*, 33(23), 10021–10038. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0862.1>

Delsett, L. L. (2024). Tape tiden i *Store norske leksikon* på snl.no. Hentet 4. mars 2025 fra <https://snl.no/tapestiden>

Deser, C., Knutti, R., Solomon, S. og Phillips, A. S. (2012). Communication of the role of natural variability in future North American climate. *Nature Clim Change*, 2, 775–779. <https://doi.org/10.1038/nclimate1562>

Deser, C., Lehner, F., Rodgers, K. B., Ault, T., Delworth, T. L., DiNezio, P. N., Fiore, A., Frankignoul, C., Fyfe, J. C., Horton, D. E., Kay, J. E., Knutti, R., Lovenduski, N. S., Marotzke, J., McKinnon, K. A., Minobe, S., Randerson, J., Screen, J. A., Simpson, I. R. og Ting, M. (2020). Insights from Earth system model initial-condition large ensembles and future prospects. *Nature Climate Change*, 10(4), 277–286. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0731-2>

DIBK (Direktoratet for byggkvalitet), *dibk.no* (sist besøkt 16. 10. 2024). <https://www.dibk.no/saksbehandling-tilsyn-og-kontroll/temaveiledning-utbygging-i-fareomrader/6.-kvikkleire>

Doblas-Reyes, F. J., Sörensson, A. A., Almazroui, M., Dosio, A., Gutowski, W. J., Haarsma, R., Hamdi, R., Hewitson, B., Kwon, W.-T., Lamptey, B. L., Maraun, D., Stephenson, T. S., Takayabu, I., Terray, L., Turner, A. og Zuo, Z. (2021). Linking Global to Regional Climate Change. I Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M. I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J. B. R., Maycock, T. K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R. og Zhou, B. (redaktører), *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Kap. 10, pp. 1363–1512). Cambridge University Press., <https://doi.org/10.1017/9781009157896.012>

Dobler, A., Benestad, R. E., Lussana, C. og Landgren, O. (2024a). CMIP6 models project a shrinking precipitation area. *npj Clim. Atmos. Sci.*, 7, 239. <https://doi.org/10.1038/s41612-024-00794-z>

Dobler, A., Berge, E., Hygen, H. O., Grini, S. og Riise, H. N. (2024b). *Quality control of radiation data for solar resource mapping* (MET report 8-2024). Meteorologisk institutt. https://www.met.no/publikasjoner/met-report/met-report-2024/_attachment/inline/5f04e262-7e7b-4fb2-a909-6878d128e2cd:2d20f84d7261f993f687b9e3cb73ff56f3592a42/MET-report-8-2024.pdf

Dumitru, O. A., Dyer, B., Austermann, J., Sandstrom, M. R., Goldstein, S. L., D'Andrea, W. J., Cashman, M., Creel, R., Bolge, L. og Raymo, M. E. (2023). Last interglacial global mean sea level from high-precision U-series ages of Bahamian fossil coral reefs. *Quaternary Science Reviews*, 318, 108287. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2023.108287>

Dyer, B., Austermann, J., D'Andrea, W. J., Creel, R.C. Sandstrom, M. R., Cashman, M., Rovere, A. og Raymo, M. E. (2021). Sea-level trends across The Bahamas constrain peak last interglacial ice melt. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 118(33), e2026839118. <https://doi.org/10.1073/pnas.2026839118>

Dyrrdal, A. V. og Vikhamar-Schuler, D. (2009). *Analysis of long-term snow series at selected stations in Norway* (MET report 5-2009). Meteorologisk institutt. https://www.met.no/publikasjoner/met-report/met-report-2009/_attachment/inline/3cada944-ad3f-4bf6-a6b0-5b3f06378b54:106df01a94ff7c3c321f09a1f1f563a310974515/MET-report-05-2009.pdf

Dyrrdal, A. V., Isaksen, K., Jacobsen, J. K. S. og Nilsen, I. B. (2020). Present and future changes in winter climate indices relevant for access disruptions in Troms, northern Norway. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 20(6), 1847–1865. <https://doi.org/10.5194/nhess-20-1847-2020>

Dyrrdal, A. V., Lenkoski, A., Thorarinsdóttir, T. L. og Stordal, F. (2015). Bayesian hierarchical modeling of extreme hourly precipitation in Norway. *Environmetrics*, 26(2), 89–106. <https://doi.org/10.1002/env.2301>

Dyrrdal, A. V., Médus, E., Dobler, A., Hodnebrog, Ø., Arnbjerg-Nielsen, K., Olsson, J., Dybro Thomassen, E., Lind, P., Gaile, D. og Post, P. (2023). Changes in design precipitation over the Nordic-Baltic region as given by convection-permitting climate simulations. *Weather and Climate Extremes*, 42, 100604. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2023.100604>

Dyrrdal, A. V., Saloranta, T., Skaugen, T. og Stranden, H. B. (2013). Changes in snow depth in Norway during the period 1961–2010. *Hydrology Research*, 44(1), 169–179. <https://doi.org/10.2166/nh.2012.064>

Eckert, N., Corona, C., Giacona, F., Gaume, J., Mayer, S., van Herwijnen, A., Hagenmuller, P. og Stoffel, M. (2024). Climate change impacts on snow avalanche activity and related risks. *Nat. Rev. Earth Environ.*, 5, 369–389. <https://doi.org/10.1038/s43017-024-00540-2>

Eekhout, J. P. C., Hunink, J. E., Terink, W. og de Vente, J. (2018). Why increased extreme precipitation under climate change negatively affects water security. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 22, 5935–5946. <https://doi.org/10.5194/hess-22-5935-2018>

Eide, H. (2024). Næringsnett i *Store norske leksikon* på snl.no. Henta 24. januar 2025 frå <https://snl.no/n%C3%A6ringsnett>

Eklom Johansson, F., Bakke, J., Støren, E. N., Gillespie, M. K. og Laumann, T. (2022). Mapping of the Subglacial Topography of Folgefonna Ice Cap in Western Norway—Consequences for Ice Retreat Patterns and Hydrological Changes. *Front. Earth Sci.*, 10, 886361. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.886361>

Engeland, K., Schlichting, L., Randen, F., Nordtun, K.S., Reitan, T., Wang, T., Holmqvist, E., Voksø, A., Eide, V (2016). *Flomdata Utvalg og kvalitetssikring av flomdata for flomfrekvensanalyser* (NVE rapport 85-2016). https://publikasjoner.nve.no/rapport/2016/rapport2016_85.pdf

Engeland, K., Aano, A., Steffensen, I., Støren, E. og Paasche, Ø. (2020). New flood frequency estimates for the largest river in Norway based on the combination of short and long time series. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(11), 5595–5619. <https://doi.org/10.5194/hess-24-5595-2020>

Erlandsen, H. B., Parding, K. M., Benestad, R., Mezghani, A. og Pontoppidan, M. (2020). A Hybrid Downscaling Approach for Future Temperature and Precipitation Change. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 59(11), 1793–1807. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-20-0013.1>

Erlandsen, H. B., Tallaksen, L. M. og Kristiansen, J. (2019). Merits of novel high-resolution estimates and existing long-term estimates of humidity and incident radiation in a complex domain. *Earth System Science Data*, 11(2), 797–821. <https://doi.org/10.5194/essd-11-797-2019>

Etzelmüller, B., Czokir, J., Magnin, F., Duviollard, P.-A., Ravel, L., Malet, E., Aspaas, A., Kristensen, L., Skrede, I., Majala, G. D., Jacobs, B., Leinauer, J., Hauck, C., Hilbich, C., Böhme, M., Hermanns, R., Eriksen, H. Ø., Lauknes, T. R., Krautblatter, M. og Westermann, S. (2022). Permafrost in monitored unstable rock slopes in Norway – new insights from temperature and surface velocity measurements, geophysical surveying, and ground temperature modelling. *Earth Surf. Dynam.*, 10(1), 97–129. <https://doi.org/10.5194/esurf-10-97-2022>

Etzelmüller, B., Guglielmin, M., Hauck, C., Hilbich, C., Hoelzle, M., Isaksen, K., Noetzi, J., Oliva, M. og Ramos, M. (2020). Twenty years of European mountain permafrost dynamics—the PACE legacy. *Environmental Research Letters*, 15(10), 104070. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abae9d>

Fagan, B. (2000). *The Little Ice Age: How Climate Made History, 1300-1850*, Basic Books.

Farbrot, H., Isaksen, K., Etzelmüller, B. og Gislén, K. (2013). Ground Thermal Regime and Permafrost Distribution under a Changing Climate in Northern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(1), 20–38. <https://doi.org/10.1002/ppp.1763>

Finans Norge (2024). *Klimarapport Finans Norge 2024*. Finans Norge. <https://www.finansnorge.no/siteassets/dokumenter/publikasjoner/klimarapport-2024-oppslag.pdf>

Finney, D. L., Doherty, R. M., Wild, O., Stevenson, D. S., MacKenzie, I. A. og Blyth, A. M. (2018). A projected decrease in lightning under climate change. *Nature Clim Change*, 8, 210–213. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0072-6>

Forster, P. M., Smith, C., Walsh, T., Lamb, W. F., Lamboll, R., Hall, B., Hauser, M., Ribes, A., Rosen, D., Gillett, N. P., Palmer, M.D., Rogelj, J., von Schuckmann, K., Trewin, B., Allen, M., Andrew, R., Betts, R. A., Borger, A., Boyer, T., Broersma, J.A., ..., Zhai, P. (2024). Indicators of Global Climate Change 2023: annual update of key indicators of the state of the climate system and human influence, *Earth Syst. Sci. Data*, 16(6), 2625–2658. <https://doi.org/10.5194/essd-16-2625-2024>

Fowler, H. J., Ali, H., Allan, R. P., Ban, N., Barbero, R., Berg, P., Blenkinsop, S., Cabi, N.-S., Chan, S., Dale, M., Dunn, R. J. H., Ekström, M., Evans, J. P., Fosser, G., Golding, B., Guerreiro, S. B., Hegerl, G. C., Kahraman, A., Kendon, E. J., ... Whitford, A. (2021). Towards advancing scientific knowledge of climate change impacts on short-duration rainfall extremes, *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 379(2195), 20190542. <https://doi.org/10.1098/rsta.2019.0542>

Fox-Kemper, B., Hewitt, H. T., Xiao, C., Aðalgeirsdóttir, G., Drijfhout, S. S., Edwards, T. L., Golledge, N. R., Hemer, M., Kopp, R. E., Krinner, G., Mix, A., Notz, D., Nowicki, S., Nurhati, I. S., Ruiz, L., Sallée, J.-B., Slangen, A. B. A. og Y. Yu (2021). Ocean, Cryosphere and Sea Level Change. I Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M. I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J. B. R., Maycock, T. K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R. og Zhou, B. (redaktører), *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Kap 9, pp.1211–1362). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.011>

François, B., Vrac, M., Cannon, A. J., Robin, Y. og Allard, D. (2020). Multivariate bias corrections of climate simulations: Which benefits for which losses? *Earth System Dynamics*, 11(2), 537-562. <https://doi.org/10.5194/esd-11-537-2020>

Fransner, F., Olsen, A., Årthun, M., Counillon, F., Tjiputra, J., Samuelsen, A. og Keenlyside, N. (2023). Phytoplankton abundance in the Barents Sea is predictable up to five years in advance. *Commun. Earth Environ.*, 4, 141. <https://doi.org/10.1038/s43247-023-00791-9>

Frauenfelder, R., Isaksen, K., Lato, M. J. og Noetzli, J. (2018). Ground thermal and geomechanical conditions in a permafrost-affected high-latitude rock avalanche site (Polvartinden, northern Norway). *The Cryosphere* 12(4), 1531–1550, <https://doi.org/10.5194/tc-12-1531-2018>

Friedlingstein, P., Jones, M. W., O'Sullivan, M., Andrew, R. M., Bakker, D. C. E., Hauck, J., Le Quéré, C., Peters, G. P., Peters, W., Pongratz, J., Sitch, S., Canadell, J. G., Ciais, P., Jackson, R. B., Alin, S. R., Anthoni, P., Bates, N. R., Becker, M., Bellouin, N., (...) Zeng, J. (2022). Global Carbon Budget 2021. *Earth Syst. Sci. Data, Articles*, 14(4), 1917–2005. <https://doi.org/10.5194/essd-14-1917-2022>

Friedlingstein, P., O'Sullivan, M., Jones, M. W., Andrew, R. M., Hauck, J., Landschützer, P., Le Quéré, C., Li, H., Luijkx, I. T., Olsen, A., Peters, G. P., Peters, W., Pongratz, J., Schwingshackl, C., Sitch, S., Canadell, J. G., Ciais, P., Jackson, R. B., Alin, S. R., ..., Zeng, J. (2024). Global Carbon Budget 2024, *Earth Syst. Sci. Data*, 17(3), 965–1039. <https://doi.org/10.5194/essd-17-965-2025>

Fuglestad, F. F., Thiis, T. K., Petersen, A. J. (2025). *Typiske meteorologiske år Klimadata til beregning av bygningers energibehov i Norge* (MET report 07-2025). https://www.met.no/publikasjoner/met-report/_attachment/inline/6481c997-9a7a-4168-b7d7-aaac9f4efc22:433bd069714185cc85562520ae0581df9d3b1bf1/MET-report-07-2025.pdf

Førland, E. J., Isaksen, K., Lutz, J., Hanssen-Bauer, I., Schuler, T. V., Dobler, A., Gjeltén, H. M. og Vikhamar-Schuler, D. (2020). Measured and Modeled Historical Precipitation Trends for Svalbard. *J. Hydrometeor.*, 21(6), 1279–1296. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-19-0252.1>

Førland, E., Mamen, J., Dyrødal, A.V., Grinde, L. og Myrabø, S. (2015). *Dimensjonerende korttidsnedbør (NIFS)* (MET report 24-2015). Meteorologisk institutt. https://www.met.no/publikasjoner/met-report/met-report-2015/_attachment/inline/4c68c8a6-3ab7-471a-bc81-2bb2626941cf:ed685e5d2c864b3ef45a550432484aae7af96a50/MET-report-24-2015.pdf

Gariano, S. L. og Guzzetti, F. (2016). Landslides in a changing climate. *Earth-Science Reviews*, 162, 227–252. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.08.011>

Gerland, S., Ingvaldsen, R. B., Reigstad, M., Sundfjord, A., Bogstad, B., Chierici, M., Hop, H., Renaud, P. E., Smedsrud, L. H., Stige, L. C., Årthun, M., Berge, J., Bluhm, B. A. U. B., Borgå, K., Bratbak, G., Divine, D. V., Eldevik, T., Eriksen, E., Fer, I., (...) Wassmann, P. (2023). Still Arctic?—The Changing Barents Sea. *Elementa: Science of the Anthropocene*, 11(1). <https://doi.org/10.5194/hess-24-5595-2020>

Geyman, E. C., van Pelt, W. J. J., Maloof, A. C., Aas, H. F. og Kohler, J. (2022). Historical glacier change on Svalbard predicts doubling of mass loss by 2100. *Nature*, 601, 374–379. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-04314-4>

GGCL (2025). Global Glacier Casualty List. <https://glaciercasualtylist.rice.edu/>

Giacca, F., Eckert, N., Corona, C. og Naaim, M. (2021). Upslope migration of snow avalanches in a warming climate. *PNAS*, 118(44), e2107306118. <https://doi.org/10.1073/pnas.2107306118>

Giesen, R. H. og Oerlemans, J. (2010). Response of the ice cap Hardangerjøkulen in southern Norway to the 20th and 21st century climates. *The Cryosphere*, 4(2), 191–213. <https://doi.org/10.5194/tc-4-191-2010>

Gillespie, M. K., Andreassen, L. M., Huss, M., de Villiers, S., Sjørnsen, K. H., Aasen, J., Bakke, J., Cederstrøm, J. M., Elvehøy, H., Kjølmoen, B., Loe, E., Meland, M., Melvold, K., Nerhus, S. D., Røthe, T.O., Støren, E. N. W., Øst, K., og Yde, J. C. (2024). Ice thickness and bed topography of Jostedalsgreen ice cap, Norway. *Earth System Science Data*, 16(12), 5799–5825. <https://doi.org/10.5194/essd-16-5799-2024>

Gisnås, K., Etzel Müller, B., Lussana, C., Hjort, J., Sannel, A. B. K., Isaksen, K., Westermann, S., Kuhry, P., Christiansen, H. H., Frampton, A. og Åkerman, J. (2017). Permafrost map for Norway, Sweden and Finland. *Permafrost and Periglac. Process.*, 28(2), 359–378. <https://doi.org/10.1002/ppp.1922>

Gottlieb, A. R. og Mankin, J. S. (2024). Evidence of human influence on Northern Hemisphere snow loss. *Nature*, 625, 293–300. <https://doi.org/10.1038/s41586-023-06794-y>

Grahn, J., Bianchi, F.M., Müller, K. og Malnes, E. (2024). Data-driven avalanche forecasting – using weather and satellite data. In: Gisnås K. G., Gauer P., Dahle H., Eckerstorfer M., Mannberg A., Müller K. (eds), *Proceedings of the international Snow Science Workshop ISSW 2024*, Tromsø, Norway, 23-27 Sept 2024. https://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/ISSW2024_O1.7.pdf

Granerød, M., Stabell, D., Mjelstad, H. og Tajet, H. T. T. (2023). *Ekstremværet "Hans", ekstremt mye nedbør i deler av Sør-Norge 07.-09.august 2023* (MET info 26-2023). Meteorologisk institutt. <https://www.met.no/publikasjoner/met-info/ekstremvaer/attachment/inline/c91bde7d-a0a9-4275-a644-5f9470bc27ad:54006df697897306e1b81ead80d74484daa6717e/MET-info-26-2023.pdf>

Grove, J. M. (2004). *Little Ice Ages*, Vol1 Ed2, Routledge. <https://doi.org/10.4324/9780203770245>

Gudmundsson, L., Boulange, J., Do, H.X., Gosling, S.N., Grillakis, M.G., Koutroulis, A.G., Leonard, M., Liu, J.G., Schmied, H.M., Papadimitriou, L., Pokhrel, Y., Seneviratne, S.I., Satoh, Y., Thiery, W., Westra, S., Zhang, X.B., og Zhao, F. (2021). Globally observed trends in mean and extreme river flow attributed to climate change. *Science*, 371(6534), 1159–1162. <http://doi.org/10.1126/science.aba3996>

Gudmundsson, L., Bremnes, J. B., Haugen, J. E. og Engen-Skaugen, T. (2012). Technical Note: Downscaling RCM precipitation to the station scale using statistical transformations – a comparison of Methods. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(9), 3383–3390. <https://doi.org/10.5194/hess-16-3383-2012>

Gulev, S. K., Thorne, P. W., Ahn, J., Dentener, F. J., Domingues, C. M., Gerland, S., Gong, D., Kaufman, D. S., Nnamchi, H. C., Quaas, J., Rivera, J. A., Sathyendranath, S., Smith, S. L., Trewin, B., von Schuckmann, K. og Vose, R. S. (2021). Changing State of the Climate System. I Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M. I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J. B. R., Maycock, T. K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R. og Zhou, B. (redaktører), *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Kap. 2, pp. 287–422). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.004>

Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K. og Martinez, G. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology* 377(1-2), 80–91. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>

Gutjahr, M., Ridgwell, A., Sexton, P. F., Anagnostou, E., Pearson, P. N., Pälke, H., Norris, R. D., Thomas, E. og Foster, G. L. (2017). Very large release of mostly volcanic carbon during the Palaeocene–Eocene Thermal Maximum. *Nature*, 548, 573–577. <https://doi.org/10.1038/nature23646>

Hancock, H., Hendriks, J., Eckerstorfer, M. og Wickström, S. (2021). Synoptic control on snow avalanche activity in central Spitsbergen. *The Cryosphere*, 15(8), 3813–3837. <https://doi.org/10.5194/tc-15-3813-2021>

Hannaford, J., Lloyd-Hughes, B., Keef, C., Parry, S. og Prudhomme, C. (2011). Examining the large-scale spatial coherence of European drought using regional indicators of precipitation and streamflow deficit. *Hydrological Processes*, 25(7), 1146–1162. <https://doi.org/10.1002/hyp.7725>

Hanssen-Bauer, I. og Førland, E. J. (2000). Temperature and precipitation variations in Norway 1900–1994 and their links to atmospheric circulation. *International Journal of Climatology*, 20(14), 1693–1708. [https://doi.org/10.1002/1097-0088\(20001130\)20:14<1693::AID-JOC567>3.0.CO;2-7](https://doi.org/10.1002/1097-0088(20001130)20:14<1693::AID-JOC567>3.0.CO;2-7)

Hanssen-Bauer, I., Drange, H., Førland, E. J., Roald, L. A., Børsheim, K. Y., Hisdal, H., Lawrence, D., Nesje, A., Sandven, S., Sorteberg, A., Sundby, S., Vasskog, K. og Ådlandsvik, B. (2009). *Klima i Norge 2100. Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilpassing*, Norsk klimasenter. <https://www.met.no/kss/attachment/download/cb9ef3c6-f165-4e93-a4d4-3f9d3245a1ac:e538601506015e141e4db25cbf0593a94ee5445b/klima-i-norge-2100-lavoppl-sept09.pdf>

Hanssen-Bauer, I., Førland, E. J., Haddeland, I., Hisdal, H., Mayer, S., Nesje, A., Nilsen, J. E. Ø., Sandven, S., Sandø, A. B., Sorteberg, A. og Ådlandsvik, B. [redaktører] (2015). *Klima i Norge 2100 – Kunnskapsgrunnlag for klimatilpassing oppdatert i 2015* (NCCS report 2-2015). Norsk Klimaservicesenter. <https://www.met.no/kss/attachment/inline/4140d58a-d368-4145-9c1f-e85de3d5fe74:1760c9f2c4acae80b91f61299dcf9e1187ce81cb/klima-i-norge-2100-opplag2.pdf>

Hanssen-Bauer, I., Førland, E. J., Hisdal, H., Mayer, S., Sandø, A. B. og Sorteberg, A. [redaktører] (2019). *Climate in Svalbard 2100 – a knowledge base for climate adaptation* (NCCS report 1-2019) Norsk Klimaservicesenter. <https://www.met.no/kss/attachment/inline/49c64edf-1133-4016-a371-1cfff0caba0d:800f2a3e76c0f96019715e72865ff2c89274f21a/climate-in-svalbard-2100-skjerm.pdf>

Hanssen-Bauer, I., Hygen, H. O., Heiberg, H., Førland, E. og Nordskog, B. (2017). *User needs for post processed climate data - A survey of the needs for output from the research project PostClim*. (NCCS report 02-2017). Norsk klimaservicesenter. <https://www.met.no/kss/attachment/inline/f8b1646c-2df3-40ba-a8de-60bc83c152ba:6ee3e392029d0f42cf9273b3cf9fe7179861ffc5/nccs-report-2-2017.pdf>

Hanssen-Bauer, I., Tveito, O. E., Tajet, H. T. T. og Skaland, R. G. (2022). *Temperatur- og nedbør-regioner i Norge. Sammenligning av forskjellige regioninndelinger* (MET-report 11-2022). Meteorologisk institutt. https://www.met.no/publikasjoner/met-report/met-report-2022/_attachment/inline/1e0894ab-356f-4daa-a268-dcd16c59bd32:cf8c548c93e7e74983aedbe4c019ff010eaf14e0/MET-report-11-2022.pdf

Harari, N. H. (2017). *Sapiens* (norsk utgave). Bazar forlag AS.

Hardeng, J., Bakke, J., Cederstrøm, J. M., Forsmo, J., Haugen, T. A., Sabatier, P., Støren, E. W. N., Godert, W., van der Bilt, M., (2024). A 7000-year record of extreme flood events reconstructed from a threshold lake in southern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 331, 108659. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2024.108659>

Harstveit, K. (2024). Lille istid i *Store norske leksikon* på snl.no. Hentet 26. februar 2025 fra https://snl.no/lille_istid

Harvey, B. J., Cook, P., Shaffrey, L. C. og Schiemann, R. (2020). The response of the northern hemisphere storm tracks and jet streams to climate change in the CMIP3, CMIP5, and CMIP6 climate models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(23), e2020JD032701. <https://doi.org/10.1029/2020JD032701>

Hasler, A., Gruber, S., Font, M. og Dubois, A. (2011). Advective Heat Transport in Frozen Rock Clefts: Conceptual Model, Laboratory Experiments and Numerical Simulation. *Permafrost and Periglac. Process.*, 22(4), 378–389. <https://doi.org/10.1002/ppp.737>

Hausfather, Z. og Peters, G. P. (2020). Emissions – the ‘business as usual’ story is misleading. *Nature*, 577, 618–620. <https://doi.org/10.1038/d41586-020-00177-3>

Haustein, K., Otto, F. E. L., Venema, V., Jacobs, P., Cowtan, K., Hausfather, Z., Way, R. G., White, B., Subramanian, A. og Schurer, A. P. (2019). A Limited Role for Unforced Internal Variability in Twentieth-Century Warming. *J. Climate*, 32(16), 4893–4917. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0555.1>

Hawkins, E. og Sutton, R. (2009). The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(8), 1095–1108. <https://doi.org/10.1175/2009BAMS2607.1>

Helama, S., Jones, P. D. og Briffa, K. R. (2017). Dark Ages Cold Period. A literature review and directions for future research. *The Holocene*, 27(10), 1600–1606. <https://doi.org/10.1177/0959683617693898>

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., ... Thépaut, J.-N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 146(730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>

Hessen, D. (2020). *Verden på vippepunktet*. Res Publica.

Hestnes, E. (1998). Slushflow hazard — where, why and when? 25 years of experience with slushflow consulting and research. *Annals of Glaciology*, 26, 370–376. <https://doi.org/10.3189/1998AoS26-1-370-376>

Hewitson, B. C., Daron, J., Crane, R. G., Zermoglio, M. F. og Jack, C. (2014). Interrogating empirical-statistical downscaling. *Climatic change*, 122, 539–554. <https://doi.org/10.1007/s10584-013-1021-z>

Hipp, T., Etzelmüller, B., Farbrøt, H., Schuler, T. V. og Westermann, S. (2012). Modelling borehole temperatures in Southern Norway – insights into permafrost dynamics during the 20th and 21st century, *The Cryosphere*, 6(3), 553–571, <https://doi.org/10.5194/tc-6-553-2012>

Hjøllo, S., Huse, G., Skogen, M. D. og Melle, W. (2012). Modelling secondary production in the Norwegian Sea with a fully coupled physical/primary production/individual-based Calanus finmarchicus model system. *Marine Biology Research*, 8(5-6), 508–526. <https://doi.org/10.1080/17451000.2011.642805>

Hobbs, W. R., Massom, R., Stammerjohn, S., Reid, P., Williams, G. og Meier, W. (2016). A review of recent changes in Southern Ocean sea ice, their drivers and forcings. *Global Planet. Change*, 143, 228–250. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.06.008>

Hock, R., Rasul, G., Adler, C., Cáceres, B., Gruber, S., Hirabayashi, Y., Jackson, M., Kääb, A., Kang, S., Kutuzov, S., Milner, A. M., Molau, U., Morin, S., Orlove, B., Steltzer, H., Allen, S. K., Arenson, L. U., Baneerjee, S., Barr, I. D., ... Zhang, Y. (2019). High mountain areas. I: Pörtner, H O; Roberts, D C; Masson-Delmotte, V; Zhai, P; Tignor, M; Poloczanska, E; Mintenbeck, K; Alegría, A; Nicolai, M; Okem, A; Petzold, J; Rama, B; Weyer, N M. *Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* (pp. 131–202). Intergovernmental Panel on Climate Change. <https://doi.org/10.5167/UZH-182445>

Hodnebrog, Ø., Marelle, L., Alterskjær, K., Wood, R. R., Ludwig, R., Fischer, E. M., Richardson, T. B., Forster, P. M., Sillmann, J. og Myhre, G. (2019). Intensification of summer precipitation with shorter time-scales in Europe, *Environ. Res. Lett.*, 14(12), 124050. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab549c>

Hofstad, K. og Delsett, L. L. (2024). Antropocen i *Store norske leksikon* på snl.no. Hentet 27. juni 2024 fra <https://snl.no/antropocen>

Holzworth, R. H., Brundell, J. B., McCarthy, M. P., Jacobson, A. R., Rodger, C. J. og Anderson, T. S. (2021). Lightning in the Arctic. *Geophysical Research Letters*, 48(7), e2020GL091366. <https://doi.org/10.1029/2020GL091366>

Hordoir, R., Skagseth, Ø., Ingvaldsen, R.B., Sandø, A.B., Löptien, U., Dietze, H., Gierisch, A.M.U., Assmann, K.A., Lundesgaard, Ø. og Lind, S. (2022). Changes in Arctic Stratification and Mixed Layer Depth Cycle: A Modeling Analysis. *JGR Oceans*, 127(1). <https://doi.org/10.1029/2021JC017270>

Huang, S., Eisner, S., Haddeland, I. og Mengistu, Z.T. (2022). Evaluation of two new-generation global soil databases for macro-scale hydrological modelling in Norway. *Journal of Hydrology*, 610, 127895. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127895>

Huang, S., Eisner, S., Magnusson, J., Lussana, C., Yang, X. og Beldring, S. (2019). Improvements of the spatially distributed hydrological modelling using the HBV model at 1 km resolution for Norway. *Journal of Hydrology*, 557, 123585. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.03.051>

Huang, S., Mayer, S., Dyrddal, A.V., Dobler, A., Wong, W.K., Nilsen, I.B., Løvset, T., Sørland, S.L., Haddeland, I., Bakke, S., Melvold, K., Beldring, S., Ruan, G., Hygen, H.O. (2025). Bias-adjusted high-resolution climate and hydrological projections for Norway, in prep. to be submitted to *Geosci. Mod. Dev.*

Hundeocha, Y., Sunyer, M. A., Lawrence, D., Madsen, H., Willems, P. Bürger, G., Kriaučiūnienė, J., Loukas, A., Martinkova, M., Osuch, M., Vasiliades, L., von Christerson, B., Vormoor, K. og Yücel, I. (2016). Inter-comparison of statistical downscaling methods for projection of extreme flow indices across Europe, *Journal of Hydrology*, 541, Part B, 1273-1286. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.08.033>

Huo, R., Li, L., Engeland, K., Xu, C-X., Chen, H., Paasche, Ø. og Guo S. (2022). Changing flood dynamics in Norway since the last millennium and to the end of the 21st century, *Journal of Hydrology*, 613, Part A, 128331, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.128331>

Hurrell, J. W. (1995). Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, 269(5224), 676–679. <https://doi.org/10.1126/science.269.5224.676>

Huss, M., Juvet, G., Farinotti, D. og Bauder, A. (2010). Future high-mountain hydrology: A new parameterization of glacier retreat. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14(5), 815–829. <https://doi.org/10.5194/hess-14-815-2010>

Hygen, H. O., Grinde, I. og Tajet, H. T. T. (2023). *Calculation of design temperatures Proposed use of Bayesian GEV to calculate design summer and design winter temperatures* (MET report 02-2023). Meteorologisk institutt. https://www.met.no/publikasjoner/met-report/met-report-2023/_attachment/inline/b380b271-29c1-4447-995b-314ff235bfd7:b1916c22c97040557e36b18e0d940910a1736e68/MET-report-02-2023.pdf

Hönisch, B., Royer, D. L., Breecker, D. O., Polissar, P. J., Bowen, G. J., Henehan, M. J., Cui, Y., Steinthorsdottir, M., McElwain, J. C., Kohn, M. J., Pearson, A., Phelps, S. R., Uno, K. T., Ridgwell, A., Anagnostou, E., Austermann, J., Badger, M. P. S., Barclay, R. S., Bijl, P. K., ... Zhang, L. (2023). Toward a Cenozoic history of atmospheric CO₂. *Science*, 382(6675), 1136. <https://doi.org/10.1126/science.adj5177>

Haakenstad, H., Breivik, Ø., Furevik, B. R., Reistad, M., Bohlinger, P. og Aarnes, O. J. (2021). NORA3: A nonhydrostatic high-resolution hindcast of the north sea, the Norwegian Sea, and the Barents Sea. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 60(10), 1443–1464. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-21-0029.1>

Ionita, M., Nagavciuc, V., Scholz, P. og Dima, M. (2022). Long-term drought intensification over Europe driven by the weakening trend of the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 42, 101176. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2022.101176>

IPCC (2014). *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, R. K. Pachauri and L. A. Meyer (eds.)]. [IPCC. https://www.ipcc.ch/report/ar5/syr/](https://www.ipcc.ch/report/ar5/syr/)

IPCC (2021a). Summary for Policymakers. I Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.). *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 3–32). IPCC, Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.001>

IPCC (2021b). Chapter 4. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Lee, J.-Y., J. Marotzke, G. Bala, L. Cao, S. Corti, J.P. Dunne, F. Engelbrecht, E. Fischer, J.C. Fyfe, C. Jones, A. Maycock, J. Mutemi, O. Ndiaye, S. Panickal, and T. Zhou, 2021: Future Global Climate: Scenario-Based Projections and Near-Term Information. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 553–672, <https://doi.org/10.1017/9781009157896.006>

IPCC (2021c). *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu og B. Zhou (redaktører)]. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>

IPCC (2022). Summary for Policymakers [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, M. Tignor, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller og A. Okem (redaktører)]. I Pörtner, H.-O., Roberts, D. C., Tignor, M., Poloczanska, E. S., Mintenbeck, K., Alegría, A., Craig, M., Langsdorf, S., Löschke, S., Möller, V., Okem, A. og Rama, B. (redaktører) *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pp. 3–33, Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009325844.001>

IPCC (2023). Summary for Policymakers. I Core Writing Team, Lee, H. and Romero, J. (eds.). *Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 1–34). IPCC, Cambridge University Press. <https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647.001>

Isaksen, K., Lutz, J., Sørensen, A., Godøy, Ø., Ferrighi, L., Eastwood, S., og Aaboe, S. (2022). Advances in operational permafrost monitoring on Svalbard and in Norway. *Environmental Research Letters* 17(9), 095012. <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/ac8e1c>

Isaksen, K., Nordli, Ø., Ivanov, B., Køltzow, M. A. Ø., Aaboe, S., Gjeltén, H. M., Mezghani, A., Eastwood, S., Førland, E., Benestad, R. E., Hanssen Bauer, I., Brækkan, R., Sviashchennikov, P., Demin, V., Revina A. og Karandasheva, T. (2022). Exceptional warming over the Barents area. *Sci. Rep.*, 12, 9371. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-13568-5>

Iversen, E. C. (2022). *Predictions of atmospheric icing and winter precipitation* (UiO Publication No. 2572) [Doctoral dissertation]. Universitetet i Oslo. <https://www.duo.uio.no/handle/10852/97976>

Iversen, E. C., Nygaard, B. E., Hodnebrog, Ø., Sand, M. og Ingvaldsen, K. (2023). Future projections of atmospheric icing in Norway. *Cold Region Science and Technology*, 210, 103836. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2023.103836>

Jackson, M. og Ragulina, M. (2014). *Inventory of glacier-related hazardous events in Norway* (NVE rapport 83-2014), Norges vassdrags- og energidirektorat. https://publikasjoner.nve.no/rapport/2014/rapport2014_83.pdf

Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O. B., Bouwer, L. M., Braun, A., Colette, A., Déqué, M., Georgievski, G., Georgopoulou, E., Gobiet, A., Menut, L., Nikulin, G., Haensler, A., Hempelmann, N., Jones, C., Keuler, K., Kovats, S., ... Yiou, P. (2014). EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Changes*, 14(2), 563–578. <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2>

Jacob, D., Teichmann, C., Sobolowski, S., Eleni Katragkou, E., Anders, I., Belda M., Benestad, R., Boberg, F., Buonomo, E., Cardoso, R. M., Casanueva, A., Christensen, O. B., Christensen, J. H., Coppola, E., De Cruz, L., Davin, E. L., Dobler, A., Domínguez, M., Fealy, R., ... Wulfmeyer, V. (2020). Regional climate downscaling over Europe: perspectives from the EURO-CORDEX community. *Regional Environmental Change*, 20, 51. <https://doi.org/10.1007/s10113-020-01606-9>

Jaedicke, C., Solheim, A., Blikra, L. H., Stalsberg, K., Sorteberg, A., Aaheim, A., Kronholm, K., Vikhamar-Schuler, D., Isaksen, K., Sletten, K., Kristensen, K., Barstad, I., Melchiorre, C., Høydal, Ø. A. og Mestl, H. (2008). Spatial and temporal variations of Norwegian geohazards in a changing climate, the GeoExtreme Project. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 8(4), 893–904. <https://doi.org/10.5194/nhess-8-893-2008>

Jakob, M. (2022). Landslides in a changing climate. I: Tim Davies, Nick Rosser, J.F. Shroder (Eds.), *Landslide Hazards, Risks, and Disasters* (Second Edition, chapter 14), Hazards and Disasters Series, 509-579. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818464-6.00003-2>

Jenssen, O. A., Devoli, G., Rustad, B. K., Verhage, A., Viklund, M., Larsen, J. O. og Kristensen, L. L. (red) (2015). *Terminologi for naturfare* (NVE rapport 90-2015). Norges vassdrags- og energidirektorat. https://publikasjoner.nve.no/rapport/2015/rapport2015_90.pdf

Jerez, S., Tobin, I., Vautard, R., Montávez, J. P., López-Romero, J. M., Thais, F., Bartok, B., Christensen, O. B., Colette, A., Déqué, M., Nikulin, G., Kotlarski, S., van Meijgaard, E., Teichmann, C. og Wild, M. (2015). The impact of climate change on photovoltaic power generation in Europe. *Nat Commun*, 6, 10014. <https://doi.org/10.1038/ncomms10014>

Johannesson, T., Sigurdsson, O., Laumann, T. og Kennett, M. (1995). Degree-day glacier mass-balance modelling applications to glaciers in Iceland, Norway and Greenland. *Journal of Glaciology*, 41(138), 345-358. <https://doi.org/10.3189/S00222143000016221>

Jones, J. M., Gille, S. T., Goosse, H., Abram, N. J., Canziani, P. O., Charman, D. J., Clem, K. R., Crosta, X., de Lavergne, C., Eisenman, I., England, M. H., Fogt, R. L., Frankcombe, L. M., Marshall, G. J., Masson-Delmotte, V., Morrison, A. K., Orsi, A. J., Raphael, M. N., Renwick, J. A., Schneider, D. P., (...) Vance, T. R. (2016). Assessing recent trends in high-latitude Southern Hemisphere surface climate. *Nat. Clim. Change*, 6, 917–926. <https://doi.org/10.1038/nclimate3103>

Jung, C. og Schindler, D. (2019). Changing wind speed distributions under future global climate. *Energy Conversion and Management*, 198, 111841. <https://doi.org/10.1016/j.enconman.2019.111841>

Kahraman, A., Kendon, E. J., Fowler, H. J. og Wilkinson, J. M. (2022). Contrasting future lightning stories across Europe, *Environ. Res. Lett.*, 17(11), 114023. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac9b78>

Kautz, L.-A., Martius, O., Pfahl, S., Pinto, J. G., Ramos, A. M., Sousa, P. M. og Woollings, T. (2022). Atmospheric blocking and weather extremes over the Euro-Atlantic sector – a review, *Weather Clim. Dynam.*, 3(1), 305–336. <https://doi.org/10.5194/wcd-3-305-2022>

Kendall, M. G. (1975). *Rank correlation measures*. Charles Griffin, London.

Kepski, D. og Kubicki, M. (2022). Thunderstorm activity at high latitudes observed at manned WMO weather stations. *International Journal of Climatology*, 42(15), 7794–7816. <https://doi.org/10.1002/joc.7678>

Kerr, R. A. (2000). A North Atlantic Climate Pacemaker for the Centuries. *Science*, 288(5473), 1984–1985. <https://doi.org/10.1126/science.288.5473.1984>

Kierulf, H. P., Steffen, H., Barletta, V. R., Lidberg, M., Johansson, J., Kristiansen, O. og Tarasov, L. (2021). A GNSS velocity field for geophysical applications in Fennoscandia. *Journal of Geodynamics*, 146, 101845. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2021.101845>

Killingtveit, A., Hisdal, H., Roald, L. A., Skaugen, T., Væringstad, T. og Holmqvist, E. (2003). *Tørrårsberegninger – Analyse av forløp, hyppighet og utbredelse av tørke i Norge og Sverige* (NVE-Oppdragsrapport A 10-2003) Norges vassdrags- og energidirektorat. https://publikasjoner.nve.no/oppdragsrapportA/2003/oppdragsrapportA2003_10.pdf

KiN-2015. Se Hanssen-Bauer mfl. (2015)

Kjesbu, O. S., Alix, M., Sandø, A. B., Strand, E., Wright, P. J., Johns, D. G., Thorsen, A., Marshall C. T., Bakkeplass, K. B., Vikebø, F. B., Myksvoll, M. S., Ottersen, G., Allan, B. J. M., Fossheim, M., Stiansen, J. E., Huse, G. og Sundby, S. (2023). Latitudinally distinct stocks of Atlantic cod face fundamentally different biophysical challenges under on-going climate change. *Fish and Fisheries*, 24(2), 297–320. <https://doi.org/10.1111/faf.12728>

Koestler, V., Østenby, A., Birkeland, C., Arnesen, F. og Haddeland, I. (2019). *Virkningen av klimaendringer på tilsiget til vannkraften i Norge: Vannkraftverkene i Norge får mer tilsig* (NVE rapport 50-2019). Norges vassdrags- og energidirektorat. https://publikasjoner.nve.no/rapport/2019/rapport2019_50.pdf

Konstali, K. og Sorteberg, A. (2022). Why has precipitation increased in the last 120 years in Norway? *JGR.*, 122(15). <https://doi.org/10.1029/2021JD036234>

Kristiansen, T., Kvile, K. Ø., Aune, M., Jensen, J., Bellerby, R., Skjellum, S. F. og Hairabedian, G. (2022). *Klimapåvirkning på viktige kystvannsarter* (NIVA-rapport 7773–2022), Norsk institutt for vannforskning. <https://hdl.handle.net/11250/3031263>

Kuya, E. K., Hanssen-Bauer I., Mayer S. og Heiberg H. (2023). *Rain, sleet and snow in Norway 1971–2000: Observations vs. results from climate models* (NCCS report 01-2023). Norsk klimaservicesenter. https://klimaservicesenter.no/kss/rapporter/rapporter-og-publikasjoner_2

Kuya, E. K., Hanssen-Bauer, I., Mayer, S. og Heiberg, H. (2024). Projected changes of rain, sleet, and snowfall in Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 78(2), 73–87. <https://doi.org/10.1080/00291951.2024.2360409>

Kvambeek, A. S. og Melvold, K. (2010). Long-term trends in water temperature and ice cover in the, Øvre Heimdalsvatn, and nearby lakes and rivers. *Hydrobiologica*, 642(1), 47–60. <https://doi.org/10.1007/s10750-010-0158-2>

Kvande, T., Tajet, H. T. T. og Hygen, H. O. (2013). *Klima og sårbarhetsanalyse for bygninger i Norge, Snølast og våt vintervedbør* (SINTEF rapport 102003348). <https://dibk.no/globalassets/klimatilpasning/publikasjoner/klima--og-sarbarhetsanalyse-for-bygninger-i-norge.-rapport-fra-sintef-byggforsk-2013.pdf>

Køltzow, M., Dobler, A. og Eide, S. S. (2018). *Lightning in Norway under a future climate* (MET report 09-2018). Meteorologisk institutt. https://www.met.no/publikasjoner/met-report/met-report-2018/_attachment/inline/383c3df7-fcce-41b3-9f8b-aeb0cc9e6859:454d745344f7689e13552728b74fda2f31002e34/MET-report-09-2018.pdf

L'Abée-Lund, J. H., Vøllestad, L. F., Brittain, J. E., Kvambeck, Å. S. og Solvang, T. (2021). Geographic variation and temporal trends in ice phenology in Norwegian lakes during the period 1890–2020. *The Cryosphere*, 15(5), 2333–2356. <https://doi.org/10.5194/tc-15-2333-2021>

Landgren, O. A., Lutz, J. og Isaksen, K. (2025). *2.5 km future climate projections for Svalbard under the high emission scenario SSP5-8.5* (MET report 1-2025). Meteorologisk institutt. https://www.met.no/publikasjoner/met-report/_attachment/inline/b1b9b27c-4086-452f-a8e7-b7bdebb4053f:996133826c7a1b2d83d35602f425fedbad34f525/MET-report-01-2025.pdf

Langehaug, H. R., Geyer, F., Smedsrud, L. H. og Gao, Y. (2013). Arctic sea ice decline and ice export in the CMIP5 historical simulations. *Ocean Modelling*, 71, 114–126. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2012.12.006>

Langehaug, H. R., Sandø, A. B., Årthun, M. og Ilıcak, M. (2019). Variability along the Atlantic water pathway in the forced Norwegian Earth System Model. *Climate Dynamics*, 52, 1211–1230. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4184-5>

Laumann, T. og Nesje, A. (2009). A simple method of simulating the future frontal position of Briksdalsbreen, western Norway. *The Holocene*, 19(2), 221–228. <https://doi.org/10.1177/0959683608100566>

Laumann, T. og Nesje, A. (2014). Spørteggbreen, western Norway, in the past, present and future: Simulations with a two-dimensional dynamical glacier model. *The Holocene*, 24(7) 842– 852. <https://doi.org/10.1177/0959683614530446>

Lawrence, D. (2016). *Klimaendring og framtidige flommer i Norge* (NVE rapport 81-2016). Norges vassdrags- og energidirektorat. https://publikasjoner.nve.no/rapport/2016/rapport2016_81.pdf

Lawrence, D. (2018). Modelling the effects of projected changes in sub-daily precipitation intensities on flooding in small catchments. I Sorteberg, A., Lawrence, D., Dyrødal, A. V., Mayer, S. og Engeland, K. (redaktører). *Climatic changes in short duration extreme precipitation and rapid onset flooding – implications for design values* (NCCS report 1-2018), pp. 109–120. Norsk klimaservicesenter. https://www.met.no/kss/_attachment/inline/de0e8d57-236c-460b-8e94-23ce18274c1c:94752a62e18693c0ea185e9db24381d209c475af/exprcflood-final-report-nccs-signert.pdf

Lawrence, D. (2020). Uncertainty introduced by flood frequency analysis in projections for changes in flood magnitudes under a future climate in Norway. *J. Hydrol. Reg. Studies*, 28, 100675. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2020.100675>

Lee, J.-Y., Marotzke, J., Bala, G., Cao, L., Corti, S., Dunne, J. P., Engelbrecht, F., Fischer, E., Fyfe, J. C., Jones, C., Maycock, A., Mutemi, J., Ndiaye, O., Panickal, S. og Zhou, T. (2021). Future Global Climate: Scenario-Based Projections and Near-Term Information. I Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M. I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J. B. R., Maycock, T. K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R. og Zhou, B. (redaktører), *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Kap. 4, pp. 553–672). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.006>

Lenderink, G., Barbero, R., Loriaux, J. M. og Fowler, H. J. (2017). Super-Clausius–Clapeyron Scaling of Extreme Hourly Convective Precipitation and Its Relation to Large-Scale Atmospheric Conditions. *J. Climate*, 30(15), 6037–6052. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0808.1>

Lenton, T. M., Armstrong McKay, D. I., Loriani, S., Abrams, J. F., Lade, S. J., Donges, J. F., Milkoreit, M., Powell, T., Smith, S. R., Zimm, C., Buxton, J. E., Bailey, E., Laybourn, L., Ghadiali, A. og Dyke, J. G. [red.] (2023). *The Global Tipping Points Report 2023*. University of Exeter. <https://report-2023.global-tipping-points.org/>

Li, H., Beldring, S., Xu, C.-Y., Huss, M., Melvold, K. og Jain, S. K. (2015). Integrating a glacier retreat model into a hydrological model – Case studies of three glacierised catchments in Norway and Himalayan region. *Journal of Hydrology*, 527, 656–667. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.05.017>

Lien, V. S. og Ådlandsvik, B. (2014). Bottom water formation as a primer for spring-blooms on Spitsbergenbanken? *Journal of Marine Systems*, 130, 241–247. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2011.11.018>

Lind, P., Belušić, D., Médus, E., Dobler, A., Pedersen, R. A., Wang, F., Matte, D., Kjellström, E., Landgren, O., Lindstedt, D., Christensen, O. B. og Christensen, J. H. (2023). Climate change information over Fenno-Scandinavia produced with a convection-permitting climate model. *Climate Dynamics*, 61, 519-541. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06589-3>

Lind, S., Ingvaldsen, R. B. og Furevik, T. (2018). Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import. *Nature Climate Change*, 8, 634-639. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0205-y>

Linge, H., Lauritzen, S.-E., Andersson, C., Hansen, J. K., Skoglund, R. Ø. og Sundqvist, H. S. (2009). Stable isotope records for the last 10 000 years from Okshola cave (Fauske, northern Norway) and regional comparisons, *Clim. Past.*, 5(4), 667-682. <https://doi.org/10.5194/cp-5-667-2009>

Lohne, Ø. S., Bondevik, S., Mangerud og J., Svendsen, J. I. (2007). Sea-level fluctuations imply that the Younger Dryas ice-sheet expansion in western Norway commenced during the Allerød. *Quaternary Science Reviews*, 26(17-18), 2128-2151. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.04.008>

Lundstad, E. og Mamen, J. (2025). Establishing the "new" temperature normal 1871-1900 (MET report 15-2025). Meteorologisk institutt. in prep.

Lussana, C. (2020). *seNorge observational gridded datasets* (MET report 7-2020), Meteorologisk institutt. https://www.met.no/publikasjoner/met-report/met-report-2020/_attachment/inline/9f79d391-62d8-4fc1-a61a-9f0e7f1de389:8c74ebf2118593aa75272e6aff416ce66f86e73f/MET-report-07-2020.pdf

Lussana, C., Hanssen-Bauer, I., Haugen, J. E., Dobler, A., Hygen, H. O., Dyrørdal, A. V. og Haakenstad, H. (2022a). *Notes on 1991-2020 wind speed climatology based on NORA3 near-surface data* (MET report 4-2022). Meteorologisk institutt. https://www.met.no/publikasjoner/met-report/met-report-2022/_attachment/inline/cfa260fc-e6a2-4400-8745-3e7919110ee3:51fa03db369197539320ed02cf27eb687439383c/MET-report-04-2022.pdf

Lussana, C., Hanssen-Bauer, I., Haugen, J. E., Dobler, A., Hygen, H. O., Dyrørdal, A. V. og Haakenstad, H. (2022b). *Supporting Material: Notes on 1991-2020 wind speed climatology based on NORA3 near-surface data* (MET-report 5-2022). Meteorologisk institutt. https://www.met.no/publikasjoner/met-report/met-report-2022/_attachment/inline/2cb33b69-f2b2-4628-aa50-82d47f8cbc34:7fd0a07058a38a2c2172bdc3f641a7c91c6a90c4/MET-report-05-2022.pdf

Lussana, C., Salorana, T., Skaugen, T., Magnusson, J., Tveito, O.E. og Andersen, J. (2018a). seNorge2 daily precipitation, an observational gridded dataset over Norway from 1957 to the present day, *Earth Syst. Sci. Data*, 10(1), 235-249. <https://doi.org/10.5194/essd-10-235-2018>

Lussana, C. (2018b). seNorge_2018 daily total precipitation amount 1957-2017. Meteorologisk institutt. <https://doi.org/10.5281/zenodo.2082320>

Lussana, C. (2018c). seNorge_2018 daily mean temperature 1957-2017. Meteorologisk institutt. <https://doi.org/10.5281/zenodo.2023997>

Lussana, C. (2018d). seNorge_2018 daily minimum temperature 1957-2017. Meteorologisk institutt. <https://doi.org/10.5281/zenodo.2559354>

Lussana, C. (2018e). seNorge_2018 daily maximum temperature 1957-2017. Meteorologisk institutt. <https://doi.org/10.5281/zenodo.2559372>

Lussana, C., Tveito, O. E., Dobler A. og Tunheim, K. (2019). seNorge_2018, daily precipitation, and temperature datasets over Norway. *Earth System Science Data, Articles*, 11(4), 1531-1551. <https://doi.org/10.5194/essd-11-1531-2019>

Lutz, J., Grinde, L. og Dyrørdal, A.V. (2020). Estimating Rainfall Design Values for the City of Oslo, Norway—Comparison of Methods and Quantification of Uncertainty. *Water*, 12(6), 1735. <https://doi.org/10.3390/w12061735>

Lutz, J., Hanssen-Bauer, I., Tveito, O. E. og Dobler, A. (2024). *Precipitation variability in Norway 1961-2020* (MET report 1-2024). Meteorologisk institutt. https://www.met.no/publikasjoner/met-report/met-report-2024/_attachment/inline/f5ba4d69-dba2-4eb6-bed9-0189178b5e7a:ba4f4974e503f9509d33f101efc40145b47a59e6/MET%20report%201%202024.pdf

Madec, G. and the NEMO system team (2015). *NEMO Ocean Engine, Version 3.6 Stable* (IPSL Tech. rep. No 27), Pôle de modélisation de l'Institut Pierre-Simon Laplace. https://epic.awi.de/39698/1/NEMO_book_v6039.pdf

Madonna, E. og Sandø, A. B. (2022). Understanding differences in north atlantic poleward ocean heat transport and its variability in global climate models. *Geophysical Research Letters*, 49(1), e2021GL096683. <https://doi.org/10.1029/2021GL096683>

Magnin, F., Etzel Müller, B., Westermann, S., Isaksen, K., Hilger, P. og Hermanns, R. L. (2019). Permafrost distribution in steep rock slopes in Norway: measurements, statistical modelling and implications for geomorphological processes, *Earth Surf. Dynam.*, 7(4), 1019-1040. <https://doi.org/10.5194/esurf-7-1019-2019>

Mallakpour, I. og Villarini, G. (2015). The changing nature of flooding across the central United States. *Nature Climate Change*, 5, 250-254. <https://doi.org/10.1038/nclimate2516>

Mamen, J. og Benestad, R. (2023 a). Drivhuseffekten i *Store norske leksikon* på snl.no. Hentet 20. juni 2024 fra <https://snl.no/drivhuseffekten>

Mamen, J. og Benestad, R. (2023 b). Klimaendringer gjennom Jordens historie i *Store norske leksikon* på snl.no. Hentet 18. juni 2024 fra https://snl.no/klimaendringer_gjennom_Jordens_historie

Mangerud, J. (2023). Istid i *Store norske leksikon* på snl.no. Hentet 18. juni 2024 fra <https://snl.no/istid>

Mann, M. E., Steinman, B. A., Brouillette, D. J. og Miller, S. K. (2021). Multidecadal climate oscillations during the past millennium driven by volcanic forcing. *Science*, 371(6533), 1014-1019. <https://doi.org/10.1126/science.abc5810>

Maraun, D. (2016). Bias Correcting Climate Change Simulations - a Critical Review. *Current Climate Change Reports*, 2, 211-220. <https://doi.org/10.1007/s40641-016-0050-x>

Maraun, D. og Widmann, M. (2018). *Statistical Downscaling and Bias Correction for Climate Research*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781107588783>

Marcott, S. A., Shakun, J. D., Clark, P. U. og Mix, A. C. (2013). A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. *Science*, 339(6124), 1198–1201. <https://doi.org/10.1126/science.1228026>

Marvel, K., Cook, B.I., Bonfils, C.J.W., Durack, P.J., Smerdon, J.E., og Williams, A.P. (2019). Twentieth-century hydroclimate changes consistent with human influence. *Nature*, 569, 59–65. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1149-8>

Matti, B., Dahlke, H. E., Dieppois, B., Lawler, D. M. og Lyon, S. W. (2017). Flood seasonality across Scandinavia – Evidence of shifting hydrograph? *Hyd. Proc.*, 31(24), 4354–4370. <https://doi.org/10.1002/hyp.11365>

Mayer, S., Kuya, E. K., Antonsen, K., Abegg, B. og Hanssen-Bauer, I. (2023). Warmer and Wetter: Outlining Climate Services for Snow-Dependent Tourism in Norway – the Case of Lofoten. *Climate Services*, 32, 100405. <https://doi.org/10.1016/j.cliser.2023.100405>

McKiver, W. J., Vichi, M., Lovato, T., Storto, A. og Masina, S. (2015). Impact of increased grid resolution on global marine biogeochemistry. *Journal of Marine Systems*, 147, 153–168. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2014.10.003>

McSweeney, C. F., Jones, R. G., Lee, R. W. og Rowell, D. P. (2015). Selecting CMIP5 GCMs for downscaling over multiple regions. *Climate Dynamics*, 44, 3237–3260. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2418-8>

Mecking, J. V. og Drijfhout, S. S. (2023). The decrease in ocean heat transport in response to global warming. *Nature Climate Change*, 13, 1229–1236. <https://doi.org/10.1038/s41558-023-01829-8>

Medhaug, I. og Benestad, R. (2023). El Niño i *Store norske leksikon* på snl.no. Hentet 23. juli 2024 fra https://snl.no/El_Ni%C3%B1o

Mehrotra, R. og Sharma, A. (2019). A resampling approach for correcting systematic spatiotemporal biases for multiple variables in a changing climate. *Water Resources Research*, 55(1), 754–770. <https://doi.org/10.1029/2018WR023270>

Meinshausen, M., Smith, S. J., Calvin, K., Daniel, J. S., Kainuma, M. L., Lamarque, J.-F., Matsumoto, K., Montzka, S. A., Raper, S. C. B., Riahi, K., Thompson, A., Velders, G. J. M., van Vuuren, D. P. (2011). The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climatic Change*, 109, 213–241, <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0156-z>.

Meld. St. 26 (2022–2023). *Klima i endring – sammen for et klimarobust samfunn*. Klima- og miljødepartementet. <https://www.regjeringen.no/no/dokumenter/meld.-st.-26-20222023/id2985027/>

Meld. St. 33 (2012–2013). *Klimatilpasning i Norge*. Miljøverndepartementet. <https://www.regjeringen.no/no/dokumenter/meld-st-33-20122013/id725930/>

Melvold, K. og Laumann, T. (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*, Oslo, Norway, 90–91. https://www.vedur.is/media/ces/ces-oslo2010_proceedings.pdf

Mezghani, A., Dobler, A., Benestad, R., Haugen, J. E., Parding, K. M., Piniewski, M. og Kundzewicz, Z. W. (2019). Subsampling Impact on the Climate Change Signal over Poland Based on Simulations from Statistical and Dynamical Downscaling. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 58(5), 1061–1078. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-18-0179.1>

Michel, C. og Sorteberg, A., (2023). Future Projections of EUROCORDEX Raw and Bias-Corrected Daily Maximum Wind Speeds Over Scandinavia. *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 128(6), e2022JD037953. <https://doi.org/10.1029/2022JD037953>

Michel, C., Sorteberg, A., Eckhardt, S., Weijenborg, C., Stohl, A. og Cassiani, M. (2021). Characterization of the atmospheric environment during extreme precipitation events associated with atmospheric rivers in Norway - Seasonal and regional aspects. *Weather and Climate Extremes*, 34, 100370. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2021.100370>

Michibata, T. (2024). Significant increase in graupel and lightning occurrence in a warmer climate simulated by prognostic graupel parameterization. *Sci. Rep.*, 14, 3862. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-54544-5>

Miettinen, A., Head, M. J. og Knudsen, K. L. (2014). Eemian sea-level highstand in the eastern Baltic Sea linked to long-duration White Sea connection. *Quaternary Science Reviews*, 86, 158–174. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.12.009>

Minola, L., Heather, R., Lai, H.-W., Azorin-Molina, C., Guijarro, J. A., Son, S.-W. og Chen, D. (2022). Wind stilling-reversal across Sweden: The impact of land-use and large-scale atmospheric circulation changes. *Int. J. Climatol.*, 42(2), 1049–1071. <https://doi.org/10.1002/joc.7289>

Moe, S. J., Brix, K. V., Landis, W. G., Stauber, J. L., Carriger, J. F., Hader, J. D., Kunimitsu, T., Mentzel, S., Nathan, R., Pamela, D. N., Oldenkamp, R., Rohr, J. R., van den Brink, P. J., Verheyen, J. og Benestad, R. E. (2024). Integrating climate model projections into environmental risk assessment: A probabilistic modeling approach. *Integrated Environmental Assessment and Management*, 20(2), 367–383. <https://doi.org/10.1002/ieam.4879>

Moloney, C. L., St John, M. A., Denman, K. L., Karl, D. M., Köster, F. W., Sundby, S. og Wilson, R. P. (2011). Weaving marine food webs from end to end under global change. *Journal of Marine Systems*, 84(3–4), 106–116. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2010.06.012>

Muis, S., Apecechea, M. I., Dullaart, J., de Lima Rego, J., Madsen, K. S., Su, J., Yan, K. og Verlaan, M. (2020). A High-Resolution Global Dataset of Extreme Sea Levels, Tides, and Storm Surges, Including Future Projections. *Front. Mar. Sci.*, 7, 512955. <https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00263>

Müller, R. (2022). *Is og ild. En kort innføring i klimaets historie*. Aschehoug & Co.

Myhre, G., Alterskjær, K., Stjern, C.W., Hodnebrog, Ø., Marelle, L., Samset, B.H., Sillmann, J., Schaller, N., Fischer, E., Schulz, M. og Stohl, A. (2019). Frequency of extreme precipitation increases extensively with event rareness under global warming. *Sci. Rep.*, 9(1), 16063. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-52277-4>

Myhre, S. F. og Kvalbein, L. (2023). *Potensialet for solkraftproduksjon på eksisterende norske tak* (IFE-Rapport,006-2023). Institutt for energiteknikk. <https://hdl.handle.net/11250/3092709>

Mæhlum, L. (2023). Kryosfæren i *Store norske leksikon* på snl.no. Hentet 2. februar 2023 fra <https://snl.no/kryosf%C3%A6ren>

Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø. og Matthews, J. A. (2008). Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global Planet Change* 60,(1-2), 10–27. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.08.004>

Nesje, A., Lie, Ø. og Dahl, S.O. (2000). Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records? *Journal of Quaternary Science*, 15(6), 587–601.
[https://doi.org/10.1002/1099-1417\(200009\)15:6<587::AID-JQS533>3.0.CO;2-2](https://doi.org/10.1002/1099-1417(200009)15:6<587::AID-JQS533>3.0.CO;2-2)

Neu, U., Akperov, M. G., Bellenbaum, N., Benestad, R., Blender, R., Caballero, R., Coccozza, A., Dacre, H. F., Feng, Y., Fraedrich, K., Grieger, J., Gulev, S., Hanley, J., Hewson, T., Inatsu, M., Keay, K., Kew, S. F., Kindem, I., Leckebusch, G. C., ... Wernli, H. (2013). IMILAST – a community effort to intercompare extratropical cyclone detection and tracking algorithms. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 94(4), 529–527. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00154.1>

Nilsen, I. B., Eisner, S. og Heiberg, H. (2022a). *Databehov i landbruket – Rapport fra interessegruppemøter i prosjektene EMERALD, IMPRINT og KSS*. (NVE-rapport 31-2022). Norges vassdrags- og energidirektorat.
https://publikasjoner.nve.no/rapport/2022/rapport2022_31.pdf

Nilsen, I. B., Hanssen-Bauer, I., Dyrørdal, A. V., Hisdal, H., Lawrence, D., Haddeland, I. og Wong, W. K. (2022b). From climate model output to actionable climate information in Norway. *Frontiers in Climate*, 4, 866563.
<https://doi.org/10.3389/fclim.2022.866563>

Nilsen, I. B., Hanssen-Bauer, I., Tveito, O. E. og Wong, W. K. (2021). Projected changes in days with zero-crossings for Norway. *International Journal of Climatology*, 41(4), 2173–2188. <https://doi.org/10.1002/joc.6913>

Nilsen, I. B., Huang, S., Bakke, S. J. og Wong, W. K. (2025a). *Observerte endringer i avrenning i Norge* (NVE rapport 14-2025). Norges vassdrags- og energidirektorat. https://publikasjoner.nve.no/rapport/2025/rapport2025_14.pdf

Nilsen, I. B., Isaksen, K., Nordeide, S., Hanssen-Bauer, I. og Bakke, S. J. (2025b). *Observerte langtidstrender i snøforhold i Norge* (NVE rapport 9-2025). Norges vassdrags- og energidirektorat.
https://publikasjoner.nve.no/rapport/2025/rapport2025_09.pdf

Nilsen, I., Fransner, F., Olsen, A., Tjiputra, J., Hordoir, R. og Hansen, C. (2023). Trivial gain of downscaling in future projections of higher trophic levels in the Nordic and Barents Seas. *Fisheries Oceanography*, 32(5), 479–493.
<https://doi.org/10.1111/fog.12641>

Noël, B., Jakobs, C. L., van Pelt, W. J. J., Lhermitte, S., Wouters, B., Kohler, J., Hagen, J. O., Luks, B., Reijmer, C. H., van de Berg, W. J. og van den Broeke, M. R. (2020). Low elevation of Svalbard glaciers drives high mass loss variability. *Nature Communications*, 11, 4597. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-18356-1>

Noetzli, J. og Gruber, S. (2009). Transient thermal effects in Alpine permafrost, *The Cryosphere*, 3(1), 85–99,
<https://doi.org/10.5194/tc-3-85-2009>

Noetzli, J., Isaksen, K., Barnett, J., Christiansen, H. H., Delaloye, R., Etzelmüller, B., Farinotti, D., Galleman, T., Guglielmin, M., Hauck, C., Hilbich, C., Hoelzle, M., Lambiel, C., Magnin, F., Oliva, M., Paro, L., Pogliotti, P., Riedl, C., Schoeneich, ... Phillips, M. (2024). Enhanced warming of European mountain permafrost in the early 21st century. *Nature Commun.*, 15, 10508. <https://doi.org/10.1038/s41467-024-54831-9>

Nordeide, S. (2022). *High and Low Flow Trends in Norway - co-occurrence and causing factors* [Masteroppgave]. Department of Geosciences, Universitetet i Oslo.
https://www.duo.uio.no/bitstream/handle/10852/95722/1/High_and_low_flow_trends_in_Norway_cooccurrence_and_causi ng_factors_Sunniva_Nordeide.pdf

Nordeide, S., Nilsen, I. B. og Bakke, S. J. (2024). Observerte endringer i vassføringstørke i Norge. *Tidsskriftet VANN*, 3/2024, 169–180. <https://vannforeningen.no/dokumentarkiv/observerte-endringer-i-vassforingstørke-i-norge/>

Nordli, Ø., Lundstad, E. og Ogilvie, A. (2007). A late-winter to early-spring temperature reconstruction for southeastern Norway from 1758 to 2006. *Annals of Glaciology*, 46, 404–408. <https://doi.org/10.3189/17275640778281657>

Norsk Standard (2008). *Eurokode 1: Laster på konstruksjoner - Del 1-5: Allmenne laster - Termiske påvirkninger* (NS-EN 1991-1-5:2003+NA:2008). Standard Norge.

Norsk Standard (2009). *Eurokode 1: Laster på konstruksjoner - Del 1-4: Allmenne laster – Vindlaster* (NS-EN 1991-1-4:2005+NA:2009). Standard Norge.

Norsk Standard (2018). *Eurokode 1: Laster på konstruksjoner - Del 1-3: Allmenne laster – Snølaster* (NS-EN 1991-1-3:2003+NA:2018). Standard Norge.

Norsk Standard (2025). *Beregning av bygningers energi- og effektbehov* (NS 3031:2025). Standard Norge.

NOU (2010). *Tilpassing til eit klima i endring* (Norges offentlige utredninger 2010:10). Miljøverndepartementet.
<https://www.regjeringen.no/no/dokumenter/nou-2010-10/id624355/>

NOU (2015). *Overvann i byer og tettsteder. Som problem og ressurs* (Norges offentlige utredninger 2015:16). Departementenes sikkerhets- og serviceorganisasjon.
<https://www.regjeringen.no/no/dokumenter/nou-2015-16/id2465332/?ch=1>

NTB (2025, 25. juli). *Hetebølge på sykehus bekymrer helsepersonell* (Aftenposten).
<https://www.aftenposten.no/okonomi/i/3MngRd/heteboelge-paa-sykehus-bekymrer-helsepersonell>

Nuth, C., Kohler, J., König, M., von Deschwandten, A., Hagen, J. O., Kääb, A., Moholdt, G. og Pettersson, R. (2013). Decadal changes from a multi-temporal glacier inventory of Svalbard. *The Cryosphere*, 7(5), 1603–1621.
<https://doi.org/10.5194/tc-7-1603-2013>

nve.no (2025a) <https://www.nve.no/naturfare/laer-om-naturfare/om-skred/skredhendelser/skredstatistikk/> (sist besøkt 25.08.2025)

nve.no (2025b) <https://temakart.nve.no/tema/kvikkleire> (sist besøkt 25.08.2025)

Nygaard, B.-E., Makkonen, L., Wichura, B., Markova, J., Mikulová, K. og Stottrup-Andersen, U. (2019). *Preparing a European standard for ice loads on structures*. [Konferansepresentasjon] Proceedings of IWAIS 2019, Article 68. <https://cris.vtt.fi/en/publications/preparing-a-european-standard-for-ice-loads-on-structures>

Obu, J. (2021). How much of the Earth's surface is underlain by permafrost? *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 126(5), e2021JF006123. <https://doi.org/10.1029/2021JF006123>

OED (2023). *Oppdrag om solkraft*. Olje- og energidepartementet. <https://www.nve.no/media/16143/oppdrag-om-solkraft-og-annen-lokal-energiproduksjon.pdf>

Oguz, E. A., Benestad, R. E., Parding, K. M., Depina, I. og Thakur, V. (2024). Quantification of climate change impact on rainfall-induced shallow landslide susceptibility: A case study in central Norway. *Georisk: Assessment and Management of Risk for Engineered Systems and Geohazards*, 18(2), 467–490. <https://doi.org/10.1080/17499518.2023.2283848>

van Oldenborgh, G.J., van der Wiel, K., Kew, S., Philip, S., Otto, F., Robert Vautard, R., King, A., Lott, F., Arrighi, J., Singh, R. og van Aalst, M. (2021). Pathways and pitfalls in extreme event attribution. *Climatic Change*, 166, 13. <https://doi.org/10.1007/s10584-021-03071-7>

Olseth, J. A. og Skartveit, A. (1986). A solar radiation handbook for Norway. *Proceedings, International Solar Energy Conference: NORTH SUN 86 - Solar Energy at High Latitudes*, Copenhagen, Denmark, 276–281. https://www.researchgate.net/publication/313376723_A_solar_radiation_data_handbook_for_Norway#fullTextFileContent

Olseth, J. A., Skartveit, A. og Zou, H. (1995). Spatially continuous mapping of solar resources in a complex high latitude topography. *Solar Energy*, 55(6), 475–485. [https://doi.org/10.1016/0038-092X\(95\)00068-3](https://doi.org/10.1016/0038-092X(95)00068-3)

Olsson, J., Dyrddal, A. V., Médus, E., Södling, J., Aniskeviča, S., Arnbjerg-Nielsen, K., Førland, E., Mačiulytė, V., Mäkelä, A., Post, P., Thorndahl, S. L. og Wern, L. (2022). Sub-daily rainfall extremes in the Nordic-Baltic region. *Nord. Hydrol.*, 53(6), 807–824. <https://doi.org/10.2166/nh.2022.119>

Orvik, K. A. (2022). Long-term moored current and temperature measurements of the Atlantic inflow into the Nordic Seas in the Norwegian Atlantic Current; 1995–2020. *Geophysical Research Letters*, 49(3), e2021GL096427. <https://doi.org/10.1029/2021GL096427>

Osman, M. B., Tierney, J. E., Zhu, J., Tardif, R., Hakim, G. J., King, J., Poulsen, C. J. (2021). Globally resolved surface temperatures since the Last Glacial Maximum. *Nature*, 599, 239–244. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03984-4>

Osuch, M., Lawrence, D., Meresa, H. K., Napiordowski, J. J., Romanowicz, R. J. (2017). Projected changes in flood indices in selected catchments in Poland in the 21st century. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 31, 2435–2457. <https://doi.org/10.1007/s00477-016-1296-5>

Oudar, T., Cattiaux, J. og Douville, H. (2020). Drivers of the Northern Extratropical Eddy-Driven Jet Change in CMIP5 and CMIP6 Models. *Geophysical Research Letters*, 47(8), e2019GL086695. <https://doi.org/10.1029/2019GL086695>

Outten, S. og Sobolowski, S. (2021). Extreme wind projections over Europe from the Euro-CORDEX regional climate models. *Weather and Climate Extremes*, 33, 100363. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2021.100363>

Pall, P., Tallaksen, L. M. og Stordal, F. (2019). A climatology of rain-on-snow events for Norway. *Journal of Climate*, 32(20), 6995–7016. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0529.1>

Parding, K. M., Benestad, R. E., Dyrddal, A. V. og Lutz, J. (2023). A principal component based strategy for regionalisation of precipitation intensity-duration-frequency (IDF) statistics. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 27(20), 3719–3732. <https://doi.org/10.5194/hess-27-3719-2023>

Parding, K. M., Benestad, R. E., Mezghani, A. og Erlandsen, H. B. (2019). Statistical Projection of the North Atlantic Storm Tracks. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 58, 1509–1522. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0348.1>

Passos, L., Langehaug, H. R., Årthun, M., Eldevik, T., Benthke, I. og Kimmritz, M. (2023). Impact of initialization methods on the predictive skill in NorCPM: an Arctic–Atlantic case study. *Clim. Dyn.*, 60, 2061–2080. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06437-4>

Pedersen, S., Eidsvig, U., Winter-Larsen, S. G. og Handberg, Ø. N. (2022). *Forprosjekt om den samfunnsøkonomiske verdien av å forebygge mot fysisk risiko som er utløst av klimaendringer* (Menon-publikasjon 48-2022). <https://www.finansnorge.no/contentassets/39f323aab7bc4003acad06005ca0ba36/menon-rapport-48-2022---forprosjekt-for-ebygging-fysisk-klamarisiko.pdf>

van Pelt, W. J. J., Schuler, T. V., Pohjola, V. A. og Pettersson, R. (2021). Accelerating future mass loss of Svalbard glaciers from a multi-model ensemble. *Journal of Glaciology*, 67(263), 485–499. <https://doi.org/10.1017/jog.2021.2>

Penna, I. M., Magnin, F., Nicolet, P., Etzelmueller, B., Hermanns, R. L., Böhme, M., Kristensen, L., Nöel, F., Bredal, M. og Dehls, J. F. (2023). Permafrost controls the displacement rates of large unstable rock-slopes in subarctic environments. *Global and Planetary Change*, 220, 104017. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.104017>

Pettersson, L. E. (2012). *Totalavløpet fra Norges vassdrag 1900-2010* (NVE rapport 39-2012), Norges vassdrags- og energidirektorat. https://publikasjoner.nve.no/rapport/2012/rapport2012_39.pdf

Pfeifroth, U., Drücke, J., Kothe, S., Trentmann, J., Schröder, M. og Hollmann, R. (2024). SARAH-3 – satellite-based climate data records of surface solar radiation, *Earth Syst. Sci. Data.*, 16, 5243–5265. <https://doi.org/10.5194/essd-16-5243-2024>

Pinto, I., Rantanen, M., Ødemark, K., Tradowsky, J., Kjellström, E., Barnes, C., Otto, F., Heinrich, D., Pereira Marghidan, C., Vahlberg, M., Falk, K., Vautard, R., Kew, S., Philip, S., Kimutai, J., Zachariah, M., Arrighi, J., Forsberg, A., Vaalgamaa og N., Scheider, L. (2024). *Extreme cold will still occur in Northern Europe, although less often - risking decreasing preparedness and higher vulnerability*. Grantham Institute for Climate Change. <https://doi.org/10.25561/108899>

Pirk, N., Aalstad, K., Mannerfelt, E. S., Clayner, F., de Wit, H., Christiansen, C. T., Althuisen, I., Lee, H. og Westermann, S. (2024). Disaggregating the carbon exchange of degrading permafrost peatlands using Bayesian deep learning. *Geophysical Research Letters*, 51(10), e2024GL109283. <https://doi.org/10.1029/2024GL109283>

Pithan, F. og Schatt, L. (2024). Diurnal temperature range trends differ below and above the melting point. *Geophysical Research Letters*, 51(17), e2024GL109751. <https://doi.org/10.1029/2024GL109751>

Poujol, B., Mooney, P. A. og Sobolowski, S. P. (2021). Physical processes driving intensification of future precipitation in the mid-to high latitudes. *Environmental Research Letters*, 16(3), 034051. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abdd5b>

Prein, A. F., Gobiet, A., Suklitsch, M., Truhetz, H., Awan, N. K., Keuler, K. og Georgievski, G. (2013). Added value of convection permitting seasonal simulations. *Climate Dynamics*, 41(9–10), 2655–2677. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1744-6>

Priestley, M. D. K., Ackerley, D., Catto, J. L., Hodges, K. I., McDonald, R. E. og Lee, R. W. (2020). An Overview of the Extratropical Storm Tracks in CMIP6 Historical Simulations. *J. Climate*, 33(15), 6315–6343. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0928.1>

Pryor, S. C., Barthelmie, R. J., Bukovsky, M. S., Leung, L. R. og Sakaguchi, K. (2020). Climate change impacts on wind power generation. *Nat. Rev. Earth & Environ.*, 1, 627–643. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0101-7>

Paasche, Ø., Engeland, K., Støren, E., Bakke, J., Neby, S., Li, L., Gullestad, J., Knudsen, K. M., Johansson, F. M. E. J. og Øksnes, M. (2021). *Hordaflomrapporten - Klima og flom*, NORCE. <https://hordaflom.norceresearch.no/>

Rabault, J., Sætra, M., Dobler, A., Eastwood, S. og Berge, E. (2025). Data fusion of complementary sources using Machine Learning enables higher accuracy Solar Resource Maps. *Solar Energy*, 290, 113337. <https://doi.org/10.1016/j.solener.2025.113337>

Ranasinghe, R., A.C. Ruane, R. Vautard, N. Arnell, E. Coppola, F.A. Cruz, S. Dessai, A.S. Islam, M. Rahimi, D. Ruiz Carrascal, J. Sillmann, M.B. Sylla, C. Tebaldi, W. Wang og R. Zaaboul (2021). Climate Change Information for Regional Impact and for Risk Assessment. I Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu og B. Zhou (redaktører). *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Kap. 12 pp. 1767–1926). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.014>

Rantanen, M., Karpechko, A. Y., Lipponen, A., Nordling, K., Hyvärinen, O., Ruosteenoja, K., Vihma, T. og Laaksonen, A. (2022). The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979. *Commun Earth Environ.*, 3, 168. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00498-3>

Reistad, M., Breivik, Ø., Haakenstad, H., Aarnes, O. J., Furevik, B. R. og Bidlot, J.-R. (2011). A high-resolution hindcast of wind and waves for the North Sea, the Norwegian Sea, and the Barents Sea. *J. Geophys. Res.*, 116(C5), C05019. <https://doi.org/10.1029/2010JC006402>

Riahi, K., van Vuuren, D.P., Kriegler, E., Edmonds, J., O'Neill, B.C., Fujimori, S., Bauer, N., Calvin, K., Dellink, R., Fricko, O., Lutz, W., Popp, A., Cuaserna, J.C., Samir K.C., Leimbach, M., Jiang, L., Kram, T., Rao, S., Emmerling, J., ... Tavoni, M. (2017). The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview. *Global Environmental Change*, 42, 153–168. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2016.05.009>

Riahi, K., van Vuuren, D.P., Kriegler, E., Edmonds, J., O'Neill, B.C., Fujimori, S., Bauer, N., Calvin, K., Dellink, R., Fricko, O., Lutz, W., Popp, A., Cuaserna, J.C., Samir K.C., Leimbach, M., Jiang, L., Kram, T., Rao, S., Emmerling, J., (...) Tavoni, M. (2017). The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview. *Global Environmental Change*, 42, 153–168. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2016.05.009>

Ridal, M., Bazile, E., Le Moigne, P., Randriamampianina, R., Schimanke, S., Andrae, U., Berggren, L., Brousseau, P., Dahlgren, P., Edvinsson, L., El-Said, A., Ginton, M., Hagelin, S., Hopsch, S., Isaksson, L., Medeiros, P., Olsson, E., Unden, P. og Wang, Z. Q. (2024). CERRA, the Copernicus European Regional Reanalysis system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 150(763), 3385–3411. <https://doi.org/10.1002/qj.4764>

Rizzi, J., Nilsen, I. B., Stagge, J. H., Gislås, K. og Tallaksen, L. M. (2018). Five decades of warming: impacts on snow cover in Norway. *Hydrology Research*, 49(3), 670–688. <https://doi.org/10.2166/nh.2017.051>

Roald, L. A. (2013). *Flom i Norge*. Vestfossen: Tom & Tom i samarbeid med NVE. https://www.nb.no/items/URN:NBN:no-nb_digibok_2020031348018

Roald, L. A. (2021). *Floods in Norway* (NVE rapport 1-2021). Norges vassdrags- og energidirektorat. https://publikasjoner.nve.no/rapport/2021/rapport2021_01.pdf

Romanovsky, V., Isaksen, K., Drozdov, D., Anisimov, O., Instanes, A., Leibman, M., McGuire, A. D., Shiklomanov, N., Smith, S. og Walker, D. (2017). Changing permafrost and its impacts. I: *Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA)*, pp. 65–102. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway. <https://www.amap.no/documents/doc/snow-water-ice-and-permafrost-in-the-arctic-swipa-2017/1610>

Runge, J. A., Fields, D. M., Thompson, C. R. S., Shema, S. D., Bjelland, R. M., Durif, C. M. F., Skiftesvik, A. B. og Browman, H. I. (2016). End of the century CO₂ concentrations do not have a negative effect on vital rates of *Calanus finmarchicus*, an ecologically critical planktonic species in North Atlantic ecosystems. *ICES Journal of Marine Science*, 73(3), 937–950. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fsv258>

Ruosteenoja, K. og Räisänen, J. (2021). Evolution of observed and modelled temperatures in Finland in 1901–2018 and potential dynamical reasons for the differences. *Int J Climatol.*, 41(5), 3374–3390. <https://doi.org/10.1002/joc.7024>

Saloranta, T. M. (2016). Operational snow mapping with simplified data assimilation using the seNorge snow model. *J. Hydrol.*, 538, 314–325. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.03.061>

Saloranta, T., Colleuille, H. og Andersen J. (2021). *Analyse av variabilitet og trender (1958-2020) i skredfareindekser brukt i NVEs jord-, sørpe- og flomskredvarslingstjeneste* (NVE rapport 24-2021). Norges vassdrags- og energidirektorat. https://publikasjoner.nve.no/rapport/2021/rapport2021_24.pdf

Sandlund, O. T., Halvorsen, G. og Finstad, A. G. (2010). Klima og hydrologi i Atnavassdraget. I Sandlund, O. T. [red.] *Nettverk for biologisk mangfold i ferskvann – samlerapport 2010* (NINA rapport 598), pp 12-17. Norsk institutt for naturforskning. <https://www.nina.no/archive/nina/PppbasePdf/rapport/2010/598.pdf>

Sandø, A. B., Gao Y. og Langehaug, H. R. (2014a). Poleward ocean heat transports, sea ice processes, and Arctic sea ice variability in NorESM1-M simulations, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119(3), 2095–2108. <https://doi.org/10.1002/2013JC009435>

Sandø, A. B., Hjøllø, S. S., Hansen, C., Skogen, M. D., Hordoir, R. og Sundby, S. (2022). *Risikoanalyse for de norske havområdene om direkte og indirekte virkninger av klimaendringer på marine økosystemer under ulike utslippsscenarioer* (Rapport fra havforskningen 2022-41), Institute of Marine Research. <https://www.hi.no/hi/nettrapporter/rapport-fra-havforskningen-2022-41>

Sandø, A. B., Hjøllø, S. S., Hansen, C., Skogen, M. D., Hordoir, R. og Sundby, S. (2024). A multi-scenario analysis of climate impacts on plankton and fish stocks in northern seas. *Fish and Fisheries*, 25(4), 711-732. <https://doi.org/10.1111/faf.12834>

Sandø, A. B., Melsom, A. og Budgell, W. P. (2014b). Downscaling IPCC control run and future scenario with focus on the Barents Sea. *Ocean Dynamics*, 64, 927–949. <https://doi.org/10.1007/s10236-014-0731-8>

Sandø, A. B., Mousing, E. A., Budgell, W. P., Hjøllø, S. S., Skogen, M. D. og Ådlandsvik, B. (2021). Barents Sea plankton production and controlling factors in a fluctuating climate. *ICES Journal of Marine Science*, 78(6) 1999-2016. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fsab067>

Sandø, A. B., Nilsen, J. E. Ø., Gao, Y. og Lohmann, K. (2010). The importance of heat transports and local air-sea heat fluxes for the Barents Sea climate variability. *J. Geoph. Res.*, 115(C7), <https://doi.org/10.1029/2009JC005884>

Schuler, T. V. (2018). Svalbard impact assessment forcing dataset, version 1. Norstore. Department of Geosciences, University of Oslo. <https://doi.org/10.11582/2018.00006>

Schweizer, J., Jamieson, J. B. og Schneebeil, M. (2003). Snow avalanche formation. *Reviews of Geophysics*, 41(4). <https://doi.org/10.1029/2002RG000123>

Seland, Ø., Bentsen, M., Olivie, D., Toniazzo, T., Gjermundsen, A., Graff, L. S., Debernard, J. B., Gupta, A. K., He, Y.-C., Kirkevåg, A., Schwinger, J., Tjiputra, J., Aas, K. S., Bethke, I., Fan, Y., Griesfeller, J., Grini, A., Guo, C., Ilıcak, M., ..., Schulz, M. (2020). Overview of the Norwegian Earth System Model (NorESM2) and key climate response of CMIP6 DECK, historical, and scenario simulations, *Geosci. Model Dev.*, 13(12), 6165–6200. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-6165-2020>

Seneviratne, S. I., Zhang, X., Adnan, M., Badi, W., Dereczynski, C., Di Luca, A., Ghosh, S., Iskandar, I., Kossin, J., Lewis, S., Otto, F., Pinto, I., Satoh, M., Vicente-Serrano, S. M., Wehner, M. og Zhou, B. (2021). Weather and Climate Extreme Events in a Changing Climate. I Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M. I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J. B. R., Maycock, T. K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R. og Zhou, B. (redaktører), *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Kap. 11, pp. 1513–1766). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.013>

Seppä, H., Bjune, A. E., Telford, R. J., Birks, H. J. B. og Veski, S. (2009). Last nine-thousand years of temperature variability in Northern Europe. *Clim. Past*, 5, 523–535. <https://doi.org/10.5194/cp-5-523-2009>

Shami, T., El-Saleh, A., Alswaiti, M., Al-Tashi, Q., Summakieh, M.A. og Mirjalili, S. (2022). Particle Swarm Optimization: A Comprehensive Survey. *IEEE Access*, 10. <https://doi.org/10.1109/ACCESS.2022.3142859>

Shepherd, A., Ivins, E., Rignot, E., Smith, B., van den Broeke, M., Velicogna, I., Whitehouse, P., Briggs, K., Joughin, I., Krinner, G., Nowicki, S., Payne, T., Scambos, T., Schlegel, N., A. G., Agosta, C., Ahlstrøm, A., Babonis, G., Barletta, V., Blazquez, A., (...) Wouters, B. (2018). Mass balance of the Antarctic Ice Sheet from 1992 to 2017. *Nature*, 558, 219–222. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0179-y>

Sigl, M., Winstrup, M., McConnell, J. R., Welten, K. C., Plunkett, G., Ludlow, F., Büntgen, U., Caffee, M., Chellman, N., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Kipfstuhl, S., Kostick, C., Maselli, O. J., Mekhaldi, F., Mulvaney, R., Muscheler, R., Pasteris, D. R., Pilcher, B. M., ... Woodruff, T. E. (2015). Timing and climate forcing of volcanic eruptions for the past 2,500 years. *Nature*, 523, 543–549. <https://doi.org/10.1038/nature14565>

Simpson, M. J. R., Bonaduce, A., Borck, H. S., Breili, K., Breivik, Ø., Ravndal, O. R. og Richter, K. (2024). *Sea-Level Rise and Extremes in Norway: Observations and Projections Based on IPCC AR6*. (NCCS report 1-2024), Norsk klimaservicesenter. <https://www.miljodirektoratet.no/publikasjoner/2024/april-2024/sea-level-rise-and-extremes-in-norway/>

Sivle, A. D. og Sagen, S. (2022). Hetebølge i Store norske leksikon på snl.no. Hentet 22. mars 2023 fra <https://snl.no/heteb%C3%B8lge>

Skagseth, Ø., Drinkwater, K. F. og Terrile, E. (2011). Wind- and buoyancy-induced transport of the Norwegian Coastal Current in the Barents Sea. *J. Geophys. Res. Oceans*, 116(C8). <https://doi.org/10.1029/2011JC006996>

Skaland, R. G., Colleuille, H., Andersen, A. S. H., Mamen, J., Grinde, L. Tajet, H. T. T., Lundstad, E., Sidselrud, L. F., Tunheim, K., Hanssen-Bauer, I., Benestad, R., Heiberg, H. og Hygen, H. O. (2019). *Tørkesommeren 2018* (MET info 14-2019), Meteorologisk institutt. https://www.met.no/publikasjoner/met-info/met-info-2019/_attachment/inline/e0ef32dc-d9ac-4506-b6bb-3ceeb0d88ce6:98ec5c085e3d8ddc04f158cda767c676b6fbc142/T%C3%B8rkesommeren%202018.pdf

Skaret, G., Dalpadado, P., Hjøllø, S., Skogen, M. og Strand, E. (2014). Calanus finmarchicus abundance, production and population dynamics in the Barents Sea in a future climate. *Progress in Oceanography*, 125, 26–39. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.04.008>

Skaugen, T. og Onof, C. (2014). A rainfall-runoff model parameterized from GIS and runoff data. *Hydrological Processes*, 28, 4529-4542. <https://doi.org/10.1002/hyp.9968>

Skaugen, T., Lawrence, D. og Ortega, R. Z. (2020). A parameter parsimonious approach for catchment scale urban hydrology – Which processes are important? *Journal of Hydrology X*, 8, 100060. <https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2020.100060>

Skaugen, T., Luigting, H., Saloranta, T., Vikhamar-Schuler, D. og Müller, K. (2018). In search of operational snow model structures for the future - comparing four snow models for 17 catchments in Norway. *Hydrology Research*, 49, 1929-1945. <https://doi.org/10.2166/nh.2018.198>

Skaugen, T., Stranden, H. B. og Saloranta, T. (2012). Trends in snow water equivalent in Norway (1931-2009). *Hydrology Research*, 43(4). <https://doi.org/10.2166/nh.2012.109>

Skogen, M. D., Budgell, W. P. og Rey, F. (2007). Interannual variability in Nordic Seas primary production. *ICES Journal of Marine Science*, 64(5), 889-898. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fsm063>

Skogen, M. og Søiland, H. (1998). *A user's guide to NORWECOM v2.0. The NORwegian ECOlogical Model system*. (Fisken og Havet 18-1998), Institute of Marine Research. <http://hdl.handle.net/11250/113623>

Skogen, M., Svendsen, E., Berntsen, J., Aksnes, D. og Ulvestad, K. (1995). Modelling the primary production in the North Sea using a coupled 3 dimensional Physical Chemical Biological Ocean model. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 41(5), 545-565. [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(95\)90026-8](https://doi.org/10.1016/0272-7714(95)90026-8)

Skogseth, R., Olivier, L. L. A., Nilsen, F., Falck, E., Fraser, N., Tverberg, V., Ledang, A. B., Vader, A., Jonassen, M. O., Søreide, J., Cottier, F., Berge, J., Ivanov, B. V. og Falk-Petersen, S. (2020). Variability and decadal trends in the Isfjorden (Svalbard) ocean climate and circulation—An indicator for climate change in the European Arctic. *Progress in Oceanography*, 187, 102394. <https://doi.org/10.1016/j.poccean.2020.102394>

Skålevåg, A. og Vormoor, K. (2021). Daily streamflow trends in Western versus Eastern Norway and their attribution to hydro-meteorological drivers. *Hydrol Process*, 35, 1-17. <https://doi.org/10.1002/hyp.14329>

Smedsrud, L. H., Esau, I., Ingvaldsen, R. B., Eldevik, T., Haugan, P. M., Li, C., Lien, V. S., Olsen, A., Omar, A. M., Otterå, O. H., Risebakk, B., Sandø, A. B., Semenov, V. A. og Sorokina, S. A. (2013). The role of the Barents Sea in the Arctic climate system. *Rev. Geophys.*, 51(3), 415-449. <https://doi.org/10.1002/rog.20017>

Smith, D. M., Scaife, A. A., Eade, R., Athanasiadis, P., Bellucci, A., Bethke, I., Bilbao, R., Borchert, L. F., Caron, L.-P., Counillon, F., Danabasoglu, G., Delworth, T., Doblas-Reyes, F. J., Dunstone, N. J., Estrella-Perez, V., Flavoni, S., Hermanson, L., Keenlyside, N., Kharin, V., ... Zhang, L. (2020). North Atlantic climate far more predictable than models imply. *Nature*, 583, 796-800. <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2525-0>

Smith, S. L., O'Neill, H. B., Isaksen, K., Noetzi, J. og Romanovsky, V. E. (2022). The changing thermal state of permafrost. *Nature Reviews Earth & Environment* 3, 10-23. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00240-1>

SNL (2005-2007). Milanković-sykluser i *Store norske leksikon* på snl.no. Hentet 18. juni 2024 fra <https://snl.no/Milankovi%C4%87-sykluser>

SNL (2020). Sommer i *Store norske leksikon* på snl.no. Hentet 19. mai 2022 fra <https://snl.no/sommer>

Sobolowski, S., Somot, S., Fernandez, J., Eivim, G., Maraun, D., Kotlarski, S., Jury, M., Benestad, R.E., Teichmann, C., Christensen, O.B., Bülow, K., Buonomo, E., Katragkou, E., Steger, C., Sørlund, S., Nikulin, G., McSweeney, C., Dobler, A., Palmer, T., ... Brands, S. (2023). *EURO-CORDEX CMIP6 GCM Selection & Ensemble Design: Best Practices and Recommendations*. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.7673400>

Sorteberg, A., Lawrence, D., Dyrddal, A. V., Mayer, S. og Engeland, K. (2018). *Climatic Changes in short-duration Extreme Precipitation and Rapid Onset Flooding—Implications for Design Values* (NCCS report 1-2018). Norsk Klimaservicesenter. https://www.met.no/kss/_/attachment/inline/de0e8d57-236c-460b-8e94-23ce18274c1c:94752a62e18693c0ea185e9db24381d209c475af/exprcflood-final-report-nccs-signert.pdf

Stagge, J. H., Tallaksen, L. M., Gudmundsson, L., Van Loon, A. F. og Stahl, K. (2015). Candidate Distributions for Climatological Drought Indices (SPI and SPEI). *International Journal of Climatology*, 35(13), 4027-4040. <https://doi.org/10.1002/joc.4267>

Steen, R., Nygård, B. E. og Fikke, S. (2012). *Isstorm – Ising på karstofforsyningsnettet* (NVE rapport 44-2022). Norges vassdrags- og energidirektorat. https://publikasjoner.nve.no/rapport/2012/rapport2012_44.pdf

Stoffel, M., Allen, S. K., Ballesteros-Cánovas, J. A., Jakob, M. og Oakley, N. (2024). Climate change effects on debris flows. I Jakob, M., McDougall, S., Santi, P. (redaktører) *Advances in debris-flow science and practice. Geoenvironmental disaster reduction*. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-031-48691-3_10

Storsletten, O., Sunding, P. og Kirchhefner, A. J. (2023). Dendrokronologi i *Store norske leksikon* på snl.no., hentet 15.05.2023 fra <http://snl.no/dendrokronologi>

Stott, P. A., Gillett, N.P., Hegerl, G.C., Karoly, D.J., Stone, D.A., Zhang, X. og Zwiers, F. (2010). Detection and attribution of climate change: a regional perspective. *Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Change*, 1, 192-211. <https://doi.org/10.1002/wcc.34>

Størdal, G. (2024). *Bruk av maskinlæring, lynobservasjoner og klimamodelldata til modellering av endring i lynaktivitet i Norge* [Masteroppgave]. Norges miljø- og biovitenskapelige universitet. <https://hdl.handle.net/11250/3148015>

Støren, E. N., Kolstad, E. W. og Paasche, Ø. (2012). Linking past flood frequencies in Norway to regional atmospheric circulation anomalies. *J. Quaternary Sci.*, 27, 71-80. <https://doi.org/10.1002/jqs.1520>

Sund, M., Grønsten, H. A. og Skuset, S. (2020). *Varsling av regional sørpeskredfare* (NVE rapport 2020-42). Norges vassdrags- og energidirektorat. https://publikasjoner.nve.no/rapport/2020/rapport2020_42.pdf

Sundby, S. (2000). Recruitment of Atlantic cod stocks in relation to temperature and advection of copepod populations. *Sarsia*, 85(4), 277–298. <https://doi.org/10.1080/00364827.2000.10414580>

Sutton, R. T. og **Hodson, D. L. R.** (2005). Atlantic Ocean Forcing of North American and European Summer Climate. *Science*, 309(5731), 115–118. <https://doi.org/10.1126/science.1109496>

Svensen, H., **Planke, S.**, **Malthes-Sørensen, A.**, **Jamtveit, B.**, **Myklebus, R.**, **Eidem, T. R.** og **Rey, S. S.** (2004). Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. *Nature*, 429, 542–545. <https://doi.org/10.1038/nature02566>

Sælthun, N. R. (1996). *The Nordic HBV Model* (NVE publication 7-1996), Norges vassdrags- og energidirektorat. https://publikasjoner.nve.no/publication/1996/publication1996_07.pdf

Tajet, H. T. T. og **Grinde, L.** (2022). *Snølaster i Norge 1961–2020* (Klima 2050 Report 36). SINTEF. https://sintef.brage.unit.no/sintef-xmlui/bitstream/handle/11250/3001648/klima2050_Report%2036.pdf?sequence=1&isAllowed=y

Tajet, H. T. T., **Gangstø, R.**, **Hanssen-Bauer, I.**, **Dobler, A.** og **Hygen, H. O.** (2025). *Frost i vekstsesongen* (MET report 09-2025). Meteorologisk institutt. https://www.met.no/publikasjoner/met-report/_attachment/inline/6a85d48d-c7d0-4014-9c17-64842d1392df:692b728eab7afabde90b851ecff442cd2879bc05/MET%20rapport%209_2025%20-%20Frost%20i%20vekstsesong,%20KiN%20bakgrunn%20rapport.pdf

Tajet, H. T. T., **Hanssen-Bauer, I.**, **Nilsen, I. B.**, **Tveito, O. E.** og **Gangstø, R.** (2024). *Temperaturindekser 1961-1990 og 1991-2020* (MET report 02-2024). Meteorologisk institutt. https://www.met.no/publikasjoner/met-report/_attachment/inline/779096fa-079b-41be-a87a-f11c100294af:65772d3fdf9a8991da06df0a21ad38a9ce5017b3/MET-report-2-2024-Temperaturindekser%201961-1990%20og%201991-2020.pdf

Tajet, H. T. T., **Sagen, S.**, **Agersten, S.**, **Skaland, R. G.**, **Hygen, H. O.**, **Smits, J.**, **Nilsen, I. B.** og **Lussana, C.** (2022). *Hetebølger i Norge 1961–2020* (MET report 01-2022). Meteorologisk institutt. https://www.met.no/publikasjoner/met-report/met-report-2022/_attachment/inline/35048825-0acc-4e9c-b00b-e581e66c122c:42496cf82874058de976b10a8724904cd55d362c/MET-report-01-2022.pdf

Tallaksen, L. M. og **Hisdal, H.** (2018). Tørke – en klimafare med alvorlige konsekvenser, også i Norge. *Naturen*, 142(6), 238–245. <https://www.idunn.no/doi/full/10.18261/issn.1504-3118-2018-06-03>

Tallaksen, L. M. og **van Lanen, H. A. J.** (2023). *Hydrological Drought - Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater*. 2nd Edition. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2017-0-03464-X>

Tamm, O., **Saaremaa, E.**, **Rahkema, K.**, **Jaagus, J.** og **Tamm, T.** (2023). The intensification of short-duration rainfall extremes due to climate change – need for a frequent update of intensity–duration–frequency curves. *Climate Services*, 30., 100349. <https://doi.org/10.1016/j.cliser.2023.100349>

The GlaMBIE Team (2025). Community estimate of global glacier mass changes from 2000 to 2023. *Nature*, 639, 382–388. <https://doi.org/10.1038/s41586-024-08545-z>

Thorne, P. W., **Donat, M. G.**, **Dunn, R. J. H.**, **Williams, C. N.**, **Alexander, L. V.**, **Caesar, J.**, **Durre, I.**, **Harris, I.**, **Hausfather, Z.**, **Jones, P. D.**, **Menne, M. J.**, **Rohde, R.**, **Vose, R. S.**, **Davy, R.**, **Klein-Tank, M. G.**, **Lawrimore, J. H.**, **Peterson, T. C.** og **Rennie, J. J.** (2016). Reassessing changes in diurnal temperature range: Intercomparison and evaluation of existing global data set estimates. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121, 5138–5158. <https://doi.org/10.1002/2015JD024584>

Tsubouchi, T., **Våge, K.**, **Hansen, B.**, **Larsen, K. M. H.**, **Østerhus, S.**, **Johnson, C.**, **Jónsson, S.** og **Valdimarsson, H.** (2021). Increased ocean heat transport into the Nordic Seas and Arctic Ocean over the period 1993–2016. *Nat. Clim. Chang.*, 11, 21–26. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-00941-3>

Tvede, A. M. (1973). Folgefornni—en glasiologisk avvik. *Naturen*, 97(1), 11–16.

Tveito, O. E. (2021). *Norwegian standard climate normals 1991–2020 - the methodological approach* (MET report 05-2021). Meteorologisk institutt. https://www.met.no/publikasjoner/met-report/met-report-2021/_attachment/inline/31bb0160-d8cf-4a2b-9646-4df6f5904059:3ac4fec6cf3fb7919aefe42db2b63ad8e8b9e6a6/METreport%2005_2021_New_Norwegian_standard_climate_normals_1991_2020-signert.pdf

Tveito, O. E. (2023). The effect of homogenization when constructing long term gridded monthly precipitation and temperature data. *Int. J. Climatol.*, 43(16) 7618–632. <https://doi.org/10.1002/joc.8283>

Tveito, O. E., **Førland, E. J.**, **Alexandersson, H.**, **Drebs, A.**, **Jónsson, T.**, **Tuomenvirta, H.** og **Laursen, E. V.** (2001). *Nordic climate maps* (MET-Report 06-2001). Meteorologisk institutt. https://www.met.no/publikasjoner/met-report/met-report-2001/_attachment/inline/6e3d6839-fee7-4570-a33b-2729087ff386:7fc64b861caef1159078cfff93bb5d0648b626c2d/MET-report-06-2001.pdf

Vancoppenolle, M., **Fichefet, T.** og **Goosse, H.** (2009). Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 2. Importance of sea ice salinity variations. *Ocean Modelling*, 27(1-2), 54–69. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.11.003>

Vautard, R., **Kadyrov, N.**, **Iles, C.**, **Boberg, F.**, **Buonomo, E.**, **Bülow, K.**, **Coppola, E.**, **Corre, L.**, **van Meijgaard, E.**, **Nogherotto, R.**, **Sandstad, M.**, **Schwingshackl, C.**, **Somot, S.**, **Aalbers, E.**, **Christensen, O. B.**, **Ciarlo, J. M.**, **Demory, M.-E.**, **Giorgi, F.**, **Jacob, D.**, (...) **Wulfmeyer, V.** (2020). Evaluation of the large EURO-CORDEX regional climate model ensemble. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(17), e2019JD032344. <https://doi.org/10.1029/2019JD032344>

Vautard, R., **van Oldenborgh, G. J.**, **Otto, F. E. L.**, **Yiou, P.**, **de Vries, H.**, **van Meijgaard, E.**, **Steppek, A.**, **Soubeyroux, J.-M.**, **Philip, S.**, **Kew, S. F.**, **Costella, C.**, **Singh, R.** og **Tibaldi, C.** (2019). Human influence on European winter wind storms such as those of January 2018. *Earth System Dynamics*, 10(2), 271–286. <https://doi.org/10.5194/esd-10-271-2019>

Venter, Z. S., Krog, N. H. og Barton, D. N. (2020). Linking green infrastructure to urban heat and human health risk mitigation in Oslo, Norway. *Science of The Total Environment*, 709, 136–193.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.136193>

Vestøl, O., Ågren, J., Steffen, H., Kierulf, H. og Tarasov, L. (2019). NKG2016LU: a new land uplift model for Fennoscandia and the Baltic Region. *J. Geod.*, 93, 1759–1779. <https://doi.org/10.1007/s00190-019-01280-8>

Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S. og López-Moreno, J. I. (2010). A Multiscalar Drought Index Sensitive to Global Warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. *J. Climate*, 23, 1696–1718.
<https://doi.org/10.1175/2009JCLI2909.1>

Vickers, H., Saloranta, T., Koltzow, M., van Pelt, W. J. J. og Malnes, E. (2024). An analysis of winter rain-on-snow climatology in Svalbard. *Front. Earth Sci.*, 12, 1342731. <https://doi.org/10.3389/feart.2024.1342731>

Vormoor, K., Lawrence, D., Heistermann, M. og Bronsted, A. (2015). Climate change impacts on the seasonality and generation processes of floods—projections and uncertainties for catchments with mixed snowmelt/rainfall regimes. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19(2), 913–931. <https://doi.org/10.5194/hess-19-913-2015>

Vormoor, K., Lawrence, D., Schlichting, L., Wilson, D. og Wong, W. K. (2016). Evidence for changes in the magnitude and frequency of observed rainfall vs. snowmelt driven floods in Norway. *J. Hydrol.*, 538, 33–48.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.03.066>

Vousdoukas, M. I., Mentaschi, L., Voukouvalas, E., Verlaan, M., Jevrejeva, S., Jackson, L. P. og Feyen, L. (2018). Global probabilistic projections of extreme sea levels show intensification of coastal flood hazard. *Nat. Commun.*, 9, 2360.
<https://doi.org/10.1038/s41467-018-04692-w>

van de Wal, R. S. W., Nicholls, R. J., Behar, D., McInnes, K., Stammer, D., Lowe, J. A., Church, J. A., DeConto, R., Fettweis, X., Goelzer, H., Haasnoot, M., Haigh, I. D., Hinkel, J., Horton, B. P., James, T. S., Jenkins, A., LeCozannet, G., Levermann, A., Lipscomb, (...) White, K. (2022). A High-End Estimate of Sea Level Rise for Practitioners. *Earth's Future*, 10(11), e2022EF002751. <https://doi.org/10.1029/2022EF002751>

Wallace, J. M. og Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric science: an introductory survey* (2nd ed.). Elsevier.
<https://doi.org/10.1016/C2009-0-00034-8>

Wazneh, H., Gachon, P., Laprise, R., de Vernal, A. og Tremblay, B. (2021). Atmospheric blocking events in the North Atlantic: trends and links to climate anomalies and teleconnections. *Clim. Dyn.* 56, 2199–2221.
<https://doi.org/10.1007/s00382-020-05583-x>

Weber, J. E. og Bjørndalen, E. (2024). Den norske atlantehavsstrømmen i *Store norske leksikon* på snl.no. Hentet 9. januar 2025 fra https://snl.no/Den_norske_atlantehavsstr%C3%B8mmen

Weber, P., Andreassen, L. M., Boston, C. M., Lovell, H. og Kvarteig, S. (2020). An ~1899 glacier inventory for Nordland, northern Norway, produced from historical maps. *Journal of Glaciology*, 66(256), 259–277.
<https://doi.org/10.1017/jog.2020.3>

Weber, P., Boston, C. M., Lowell, H. og Andreassen, L. M. (2019). Evolution of the Norwegian plateau icefield Hardangerjøkulen since the 'Little Ice Age'. *The Holocene*, 29(12), 1885–1905. <https://doi.org/10.1177/0959683619865601>

Weijer, W., Cheng, W., Garuba, O. A., Hu, A. og Nadiga, B. T. (2020). CMIP6 models predict significant 21st century decline of the Atlantic meridional overturning circulation. *Geophysical Research Letters*, 47(12), e2019GL086075.
<https://doi.org/10.1029/2019GL086075>

van Westen, R. M., Kliphuis, M. og Dijkstra, H. A. (2024). Physics-based early warning signal shows that AMOC is on tipping course. *Science Advances*, 10(6), eadk1189. <https://doi.org/10.1126/sciadv.adk1189>

Westra, S., Fowler, H. J., Evans, J. P., Alexander, L. V., Berg, P., Johnson, F., Kendon, E. J., Lenderink, G. og Roberts, N. M. (2014). Future changes to the intensity and frequency of short-duration extreme rainfall. *Rev. Geophys.*, 52(3), 875–1209. <https://doi.org/10.1002/2014RG000464>

Wickström, S., Jonassen, M. O., Cassano, J. J. og Vihma, T. (2020). Present temperature, precipitation, and rain-on-snow climate in Svalbard. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(14), e2019JD032155.
<https://doi.org/10.1029/2019JD032155>

Wilby, R. L. og Dessai, S. (2010). Robust adaptation to climate change. *Weather*, 65(7), 180–185.
<https://doi.org/10.1002/wea.543>

Wilson, D., Hisdal, H. og Lawrence, D. (2010). Has streamflow changed in the Nordic countries? – Recent trends and comparisons to hydrological projections. *J. Hydrol.* 394(3–4), 365–382. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.09.010>

Wilson, D., Hisdal, H. og Lawrence, D. (2014). Trends in floods in small Norwegian catchments – instantaneous vs. daily peaks. *Conference proceedings, Hydrology in a Changing World: Environmental and Human Dimensions*, IAHS Publ. 363, 42–47. <https://iahs.info/uploads/dms/16565.11-42-47-363-01-Paper-6-WilsonHisdal.pdf>

Winsvold, S. H., Andreassen, L. M. og Kienholz, C. (2014). Glacier area and length changes in Norway from repeat inventories. *The Cryosphere*, 8(5), 1885–1903. <https://doi.org/10.5194/tc-8-1885-2014>

Wittmeier, H. E., Bakke, J., Vasskog, K. og Trachseld, M. (2015). Reconstructing Holocene glacier activity at Langfjordjøkelen, Arctic Norway, using multi-proxy fingerprinting of distal glacier-fed lake sediments. *Quaternary Science Reviews*, 114, 78–99. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.02.007>

Wolff, M., Isaksen, K., Brækkan, R., Alfnes, E., Petersen-Øverleir, A. og Ruud, E. (2013). Measurements of wind-induced loss of solid precipitation: description of a Norwegian field study. *Hydrology Research*, 44(1), 35–43.
<https://doi.org/10.2166/nh.2012.166>

Wong, W. K., Haddeland I., Lawrence, D. og Beldring, S. (2016). *Gridded 1 x 1 km climate and hydrological projections for Norway* (NVE rapport 59-2016). Norges vassdrags- og energidirektorat.
https://publikasjoner.nve.no/rapport/2016/rapport2016_59.pdf

World Meteorological Organization (2023). *WMO Global Annual to Decadal Climate Update. Target years: 2023 and 2023-2027*, WMO. <https://library.wmo.int/records/item/66224-wmo-global-annual-to-decadal-climate-update>

Yang, W., Andreasson, J., Graham, L. P., Olsson, J., Rosberg, J. og Wetterhall, F. (2010). Distribution-based scaling to improve usability of regional climate model projections for hydrological climate change impacts studies. *Hydrology Research*, 41(3-4), 211-229. <https://doi.org/10.2166/nh.2010.004>

Yang, X. og Huang, S. (2023). Attribution assessment of hydrological trends and extremes to climate change for Northern high latitude catchments in Norway. *Climatic Change*, 176, 139. <https://doi.org/10.1007/s10584-023-03615-z>

Yokoyama, Y., Esat, T.M., Thompson, W.G., Thomas, A. L., Webster, J. M., Miyairi, Y., Sawada, C., Aze, T., Matsuzaki, H., Okuno, J., Fallon, S., Braga, J.-C., Humblet, M., Iryu, Y., Potts, D. C., Fujita, K., Suzuki, A. og Kan, H. (2018). Rapid glaciation and a two-step sea level plunge into the Last Glacial Maximum. *Nature*, 559, 603–607. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0335-4>

Zeebe, R. E., Ridgwell, A. og Zachos, J. C. (2016). Anthropogenic carbon release rate unprecedented during the past 66 million years. *Nature GeoSciences.*, 9, 325–329. <https://doi.org/10.1038/NGEO2681>

Zekollari, H., Schuster, L., Maussion, F., Hock, R., Marzeion, B., Rounce, D. R., Compagno, L., Fujita, K., Huss, M., James, M., Kraaijenbrink, P. D. A., Lipscomb, W. H., Minallah, S., Oberrauch, M., van Tricht, L., Champollion, N., Edwards, T., Farinotti, D., Immerzeel, W., Leguy, G. and Sakai, A. (2025). Glacier preservation doubled by limiting warming to 1.5°C versus 2.7°C. *Science*. 388, 979-983. <https://doi.org/10.1126/science.adu4675>

Zeng, Z., Ziegler, A. D., Searchinger, T., Yang, L., Chen, A., Ju, K., Piao, S., Li, L. Z. X., Ciais, P., Chen, D., Liu, J., Azorin-Molina, C., Chappell, A., Medvigy, D. og Wood, E. F. (2019). A reversal in global terrestrial stilling and its implications for wind energy production. *Nature Climate Change*, 9(12), 979–985, <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0622-6>

Zhang, P., Linderholm, H. W., Gunnarson, B. E., Björklund, J. og Chen, D. (2016). 1200 years of warm-season temperature variability in central Scandinavia inferred from tree-ring density. *Climate of the past*, 12(6), 1297–1312. <https://doi.org/10.5194/cp-12-1297-2016>

Zhang, R., Sutton, R., Danabasoglu, G., Kwon, Y.-O., Marsh, R., Yeager, S. G., Amrhein, D. E. og Little, C. M. (2019). A Review of the Role of the Atlantic Meridional Overturning Circulation in Atlantic Multidecadal Variability and Associated Climate Impacts. *Reviews of Geophysics*, 57(2), 316–375. <https://doi.org/10.1029/2019RG000644>

Zhou, B., Zhai, P., Chen, Y. og Yu, R. (2018). Projected changes of thermal growing season over Northern Eurasia in a 1.5 °C and 2 °C warming world. *Environ. Res. Lett.*, 13(3), 035004. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aaa6dc>

Zscheischler, J., Martius, O., Westra, S., Bevacqua, E., Raymond, C., Horton, R. M., van den Hurk, B., AghaKouchak, A., Jézéquel, A., Mahecha, M. D., Maraun, D., Ramos, A. M., Ridder, N. N., Thiery, W. og Vignotto, E. (2020). A typology of compound weather and climate events. *Nat Rev Earth Environ*, 1, 333–347. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0060-z>

Ødegård, R. S., Isaksen, K. og Olsen, G. Ø. (2023). *Innlandet i 2050 - Framtidens snø- og skiforhold* (Sluttrapport fra prosjekt «Klimaframskriving i Innlandet: Snø- og skiforhold – 2050»). https://www.met.no/nyhetsarkiv/muligheten-til-a-produsere-kunstsno-for-jul-er-naer-halvert-i-innlandet/_attachment/inline/25a2018b-fc89-4a6f-89f6-04e2762bbca1:e16269c5f9c07933de6f231ca67066777a38fa80/Innlandet%202050%20-%20Framtidens%20snø-%20og%20skiforhold.pdf

Ødegård, R. S., Nesje, A., Isaksen, K., Andreassen, L. M., Eiken, T., Schwikowski, M. og Uglietti, C. (2017). Climate change threatens archaeologically significant ice patches: insights into their age, internal structure, mass balance and climate sensitivity. *The Cryosphere*, 11(1), 17–32. <https://doi.org/10.5194/tc-11-17-2017>

Østerhus, S., Turrell, W. R., Jónsson, S. og Hansen, B. (2005). Measured volume, heat, and salt fluxes from the Atlantic to the Arctic Mediterranean. *Geophysical Research Letters*, 32(7), L07603. <https://doi.org/10.1029/2004GL022188>

Åkesson, H., Nisancioglu, K. H., Giesen, R. H. og Morlighem, M. (2017). Simulating the Evolution of Hardangerjøkulen Ice Cap in Southern Norway since the Mid-holocene and its Sensitivity to Climate Change. *The Cryosphere*, 11(1), 281–302. <https://doi.org/10.5194/tc-11-281-2017>

Åkesson, H., Sjursen, K. H., Schuler, T. V., Dunse, T., Andreassen, L. M., Gillespie, M. K., Robson, B. A., Schellenberger, T. og Yde, J. C. (2025). Recent history and future demise of Jostedalsglaciar, the largest ice cap in mainland Europe. In review. *The Cryosphere*. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2025-467>

Aarnes, O. J., Reistad, M., Breivik, Ø., Bitner-Gregersen, E., Ingolf Eide, L., Gramstad, O., Magnusson, A. K., Natvig, B. og Vanem, E. (2017). Projected changes in significant wave height toward the end of the 21st century: Northeast Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(4), 3394–3403. <https://doi.org/10.1002/2016JC012521>

Årthun, M., Eldevik, T. og Onarheim, I. H. (2019). *Klimavarsling - en arv etter Nansen*. (Universitetsmuseets årbok 2019). Universitetet i Bergen. <https://www.uib.no/gfi/131265/klimavarsling-%E2%80%93-en-arv-etter-nansen>

Årthun, M., Eldevik, T., Smedsrud, L. H., Skagseth, Ø. og Ingvaldsen, R. (2012). Quantifying the influence of Atlantic heat on Barents Sea ice variability and retreat. *J. Climate.*, 25(13), 4736–4743. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00466.1>

Årthun, M., Eldevik, T., Viste, E., Drange, H., Furevik, T., Johnson, H. L. og Keenlyside, N. S. (2017). Skillful prediction of northern climate provided by the ocean. *Nat. Commun.*, 8, 15875. <https://doi.org/10.1038/ncomms15875>

Forfattere og bidragsytere

Navn	Institusjon	Bidrag i rapporten. Fet skrift angir kapittelansvarlig.
Redaktører		
Anita Verpe Dyrødal	MET	Hovedredaktør, forfatter kap. 2, 3.1–3.4 og 3.5–3.6
Sigrid Jørgensen Bakke	NVE	Redaktør kap. 4, forfatter kap.2, 4.1, 4.3 , 5.1 og 10
Inger Hanssen-Bauer	MET	Redaktør kap. 2 og kap. 3, forfatter kap. 2, 3.1–3.4, 3.9 , 8 og 10
Stephanie Mayer	NORCE, Bjerknessenteret	Redaktør kap. 10, forfatter kap. 3.5
Irene Brox Nilsen	NVE	Redaktør kap. 4 og 5, forfatter kap. 3.2, 4.1 , 4.3, 5.1 og 10.
Jan Even Øie Nilsen	MET	Redaktør kap. 7
Øyvind Paasche	NORCE, Bjerknessenteret	Redaktør kap. 2, forfatter kap. 2 , 4.2 og 5.2
Tuomo Saloranta	NVE	Redaktør kap. 6 og 8, forfatter kap. 5.1
Marius Årthun	UiB, Bjerknessenteret	Redaktør kap. 9, forfatter kap. 7.1
Forfattere / bidragsytere		
Liss Marie Andreassen	NVE	Kap. 2 og 5.2
Helene Asbjørnsen	UiB, Bjerknessenteret	Kap. 7.1
Jostein Bakke	UiB, Bjerknessenteret	Kap. 2
Sigrid Jørgensen Bakke	NVE	Kap. 2
Stein Beldring	NVE	Kap. 5.2 og 10. Bremodellering.
Rasmus Benestad	MET	Kap. 3.1, 3.3 og 10
Erik Berge	MET	Kap. 3.8
Ivar Berthling	NVE	Kap. 5.4 og 6
Antonio Bonaduce	NERSC	Kap. 7.4
Hilde S. Borck	Kartverket	Kap. 7.4
Kristian Breili	Kartverket	Kap. 7.4
Øyvind Breivik	MET	Kap. 7.4
François Counillon	MET	Kap. 9
Graziella Devoli	NVE	Kap. 6
Andreas Dobler	MET	Kap. 3.1–3.8 og 10. Produksjon og tilrettelegging av data.
Steinar Eastwood	MET	Kap. 3.8
Kolbjørn Engeland	NVE	Kap. 4.2

Lara Ferrighi	MET	Klargjøring av datadistribusjon gjennom Klimakverna.
Regula Frauenfelder	NGI	Kap. 6
Jean Andre Pierre Alain Rabault Førland	MET	Kap. 3.8
Reidun Gangstø	MET	Kap. 3.1 og 3.2
Lars Grinde	MET	Kap. 3.5
Ingjerd Haddeland	NVE	Kap. 4.1 og 5.1. Hydrologisk modellering.
Jan Erik Haugen	MET	Kap. 3.7
Hanne Heiberg	MET	Bidrag til webutforming.
Hege Hisdal	NVE	Faglig rådgiver for tørke og flom.
Herdis Motrøen Gjeltén	MET	Kap. 3.1
Robinson Hordoir	HI	Kap. 7.2
Shaochun Huang	NVE	Kap. 4.1 , 4.3, 5.1 , 5.2 og 10. Hydrologisk modellering.
Hans Olav Hygen	MET	Kap. 3.2 og 3.9
Ketil Isaksen	MET	Kap. 2, 5.1, 5.4 og 8
Ånund Kvambekk	NVE	Kap. 5.3
Kristina Øie Kvile	NIVA	Kap. 7.3
Morten Køltzow	MET	Kap. 3.6
Oskar Landgren	MET	Bidrag til indeksberegning.
Helene R. Langehaug	NERSC	Kap. 9
Deborah Lawrence	NVE	Kap. 4.2 og 10
Cristian Lussana	MET	Kap. 3.7
Julia Lutz	MET	Kap. 2, 3.1–3.2, 3.3–3.4 og 5.4
Tyge Løvset	NORCE	Kap. 10
Jostein Mamen	MET	Kap. 3.5
Harold Mc Innes	MET	Kap. 3.9
Kjetil Melvold	NVE	Kap. 5.2–5.3 og 10
Abdelkader Mezghani	MET	Kap. 10
Priscilla Mooney	NORCE	Kap. 8
Karsten Müller	NVE	Kap. 6
Sunniva Nordeide	NVE	Kap. 4.3
Øyvind Nordli	MET	Kap. 3.1
Bjørn Egil Nygaard	Norconsult Norge	Kap. 3.9
Kajsa M. Parding	MET	Kap. 3.7 og 10, figur til kap. 1
Oda R. Ravndal	Kartverket	Kap. 7.4
Kristin Richter	NORCE	Kap. 7.4

Gusong Ruan	NVE	Kap. 5.2. Bremodellering.
Pipatthra Saesin	NIVA	Kap. 7.3
Anne Britt Sandø	HI	Kap. 7.2
Laila Fodnes Sidselrud	MET	Kap. 3.6
Matthew J.R. Simpson	Kartverket	Kap. 7.4
Thomas Skaugen	NVE	Kap. 4.2 og 10
Morten D. Skogen	HI	Kap. 7.2
Asgeir Sorteberg	UiB, Bjerknessenteret	Bidrag i faglige diskusjoner knyttet til rapporten.
Lea Svendsen	UiB, Bjerknessenteret	Kap. 9
Martin Lilleeng Sætra	MET	Kap. 3.8
Silje Lund Sørland	NORCE	Kap. 10
Helga Therese Tilley Tajet	MET	Kap. 3.1–3.2, 3.3, 3.9
Ketil Tunheim	MET	Kap. 10. Klargjøring av data og distribusjon gjennom Klimakverna.
Ole Einar Tveito	MET	Kap. 3.1–3.4 og 4.3
Wai Kwok Wong	NVE	Kap. 4.1, 4.3 og 10. Produksjon og tilrettelegging av data.
Karianne Ødemark	MET	Kap. 3.1

Acknowledgement

We thank the following CORDEX climate modeling groups for producing and making available their model output:

Brandenburg University of Technology Cottbus (BTU)

Centre National de Recherches Meteorologiques (CNRM)

Danish Meteorological Institute (DMI)

Climate Service Center Germany (GERICS)

Karlsruhe Institute for Technology (KIT)

Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI)

Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI)

Appendiks

A.1 Klimaindekser

Tabellene nedenfor gir en oversikt over klimaindekser som omtales i kapittel 3–6 i denne rapporten og/eller gjøres tilgjengelige som datasett eller figurer på klimaservicesenter.no. Klimaindekser defineres i kapittel 1 som *indikatorer eller statistiske mål som beskriver vårt klima, utledet fra en eller flere klimavariabler*. Det er altså ulike måter å beskrive klimaet.

Fargekoder for kategorisering av klimaindekser i tabellene under.

Kvantitative beregninger for framtid er gjort basert på COR-BA-2025
Kvantitative beregninger for framtid er gjort basert på andre framskrivninger enn COR-BA-2025
Ingen kvantitative beregninger av framtidsklima, men vurderinger av framtidig utvikling basert på litteratur eller egne kvalitative vurderinger
Kunnskapshull eller mangler grunnlag for å si noe om framtidig utvikling, men omtalt i rapporten

Tabell A.1.1 Atmosfæriske indekser beregnet fra a) temperatur, b) nedbør og lyn, c) vind og sol, d) klimalaster. Hovedvariable der det foreligger tidsserier på døgnbasis er markert med tykk skrift. Andre hviteindekser foreligger som gjennomsnitt over 30 år. * angir at indeksen er beregnet for framtid, men ikke for historisk periode.

a) Temperaturbaserte indekser

Klimaindeks	Definisjon/beskrivelse	Kapittel
Middeltemperatur (°C)	Års- og sesongmiddel av døgnmiddeltemperaturer	Kap. 3.1
Minimumstemperatur (°C)	Års- og sesongmiddel av døgnminimumstemperaturer	Omtales i kap. 3.2
Maksimumstemperatur (°C)	Års- og sesongmiddel av døgnmaksimumstemperaturer	Omtales i kap. 3.2
Døgnlig temperaturspenn (°C)	Års- og sesongmiddel av forskjellen mellom døgnmaksimums- og døgnminimumstemperatur	Omtales i kap. 3.2
Typisk variasjon i middeltemperatur (°C)	Differanse mellom 25- og 75-persentil for års- og sesongmiddeltemperaturer, basert på 30-års perioder	Omtales i kap. 3.1
Vintersesongens lengde (døgn)	Lengden av klimatologisk definert periode der døgnmiddeltemperatur er under 0 °C (basert på 30-års døgnnormaler)	Kap. 3.2.1
Sommersesongens lengde (døgn)	Lengden av klimatologisk definert periode der døgnmiddeltemperatur er over 10 °C (basert på 30-års døgnnormaler)	Kap. 3.2.1

Klimaindeks	Definisjon/beskrivelse	Kapittel
Frostdager (døgn)	Antall døgn i året med minimumstemperatur under 0 °C	Kap. 3.2.2
Vekstsesongens lengde (døgn)	Lengden av perioden i året med døgnmiddeltemperatur over 5 °C (basert på 30-års døgnnormaler)	Kap. 3.2.3
Frostdager i vekstsesongen (døgn)	Antall døgn med minimumstemperatur under 0 °C i starten av vekstsesongen beregnet for hvert enkelt år	Kap. 3.2.3
Nordiske sommerdager (døgn)	Antall døgn i året med maksimumstemperatur 20 °C eller mer	Kap. 3.2.4
Norske hetebølger (antall)	Antall perioder i året med minst fem sammenhengende døgn med maksimumstemperatur 27 °C eller mer	Kap. 3.2.5
Nullgradspasseringer (døgn)	Antall døgn per år/sesong med minimumstemperatur under og maksimumstemperatur over 0 °C	Kap. 3.2.7
Tropenattsdøgn (døgn)	Antall døgn i året med minimumstemperatur 20 °C eller mer	Omtales i kap. 3.2.6
Vekstgraddager (graddager)	Sum av graddager over 5 °C i vekstsesongen (basert på 30-års døgnnormaler)	Omtales i kap. 3.2.3
Energigraddager (graddager)	Sum av graddager under 17 °C (basert på 30-års døgnnormaler)	Omtales ikke
Avkjølingsgraddager (graddager)	Sum av graddager over 22 °C (basert på 30-års døgnnormaler)	Omtales ikke
Urban varmeøyeffekt (°C)	Temperaturforskjell mellom urbane områder og omgivelser	Omtales i kap. 3.2.4

b) Nedbørrelaterte indekser og lynaktivitet

Klimaindeks	Definisjon/beskrivelse	Kapittel
Nedbørsum (mm)	Total nedbørmengde for år og sesonger	Kap. 3.3
Typisk variasjon i årsnedbør (mm)	Differanse mellom 25- og 75-persentil for "nedbørsum", basert på 30-års perioder	Kap. 3.3
Våte dager (døgn)	Antall døgn per år/sesong med 1 mm nedbør eller mer	Kap. 3.4.1
Nedbørmengde på våte dager (mm/døgn)	Gjennomsnittlig nedbør på "våte dager", for år og sesong	Kap. 3.4.1
Veldig våte dager (døgn) *	Antall døgn per år/sesong i framtidsperiodene, med døgnnedbør over 95-persentilen for referanseperioden	Omtales ikke

Nedbørandel fra veldig våte dager (%)	Andel av nedbørsum fra "veldig våte dager"	Omtales ikke
Svært kraftig nedbør (mm)	99,7-persentilen for døgnnedbør, for år og sesong, basert på 30 års perioder	Kap. 3.4.2
Døgn med svært kraftig nedbør (døgn) *	Antall døgn per år/sesong i framtidsperiodene, med nedbør over 99,7-persentilen for referanseperioden	Omtales i kap. 3.4.2
Døgn med kraftig nedbør (døgn)	Antall døgn per år/sesong med 20 mm nedbør eller mer	Kap. 3.4.3
Høyeste femdagers nedbørsum (mm)	Største nedbørsum over fem påfølgende døgn i løpet av år/sesong	Kap. 3.4.4
Nedbør fordelt på regn, sludd og snø (andel)	Total nedbør inndelt i regn, sludd og snø etter temperaturgrenser	Kap. 3.4.5
Returverdier korttidsnedbør (mm)	Verdier med returperiode 5 og 100 år. Varigheter: 60 og 180 min.	Kap. 3.5.1
Høyeste korttidsnedbør (mm)	Største nedbørsum for korttidsnedbør (av ulike varighet) for år/sesong	Kap. 3.5.3
Hendelser med kraftig korttidsnedbør (antall)	Antall hendelser med korttidsnedbør for ulike terskler og varigheter, per år/sesong	Kap. 3.5.2
Lynaktivitet (antall)	Antall lyn per år, vinter og sommer	Kap. 3.6

c) Vindrelaterte indekser og solstråling

Klimaindeks	Definisjon/beskrivelse	Kapittel
Middelvind (m/s)	Års- og sesongmiddel av døgnmiddelvind i 10 m høyde	Kap. 3.7.3
Andel tid med vind under terskel (timer)	Timer med vindhastighet under 4 m/s i 100 m høyde	Kap. 3.7.4
Andel tid vind over terskel (timer)	Timer med vindhastighet over 25 m/s i 100 m høyde	Kap. 3.7.4
Kraftig vind (m/s)	99-persentil for døgnmiddelvind	Kap. 3.7
Svært kraftig vind (m/s)	99,7-persentil for døgnmiddelvind	Omtales ikke
Returverdier for vind (m/s)	Døgnmiddelvind med returperiode 2–100 år	Kap. 3.7
Døgn med mye vind (døgn)	Antall døgn i året med sterkere døgnmiddelvind enn 10 m/s	Omtales ikke
Stormbaner / lavtrykksbaner	Antall lavtrykk med sterkere vind enn 10 m/s	Kap. 3.7
Jetstrøm	Kraftige og smale vindstrømmer 5–15 km over havnivå	Omtales i kap. 3.7
Solstråling	Solressurser	Kap. 3.8

d) Klimalaster

Klimaindeks	Definisjon/beskrivelse	Kapittel
Termiske laster	Dimensjonerende verdier for temperatur	Kap. 3.9
Vindlaster	Dimensjonerende verdier for vind	Omtales i kap. 3.9
Snølaster	Dimensjonerende verdier for snø	Kap. 3.9
Islaster	Dimensjonerende verdier for ising	Omtales i kap. 3.9

Tabell A.1.2 Hydrologiske indekser. Hovedvariable der det foreligger tidsserier på døgnbasis er markert med tykk skrift. Andre hvite indekser foreligger som gjennomsnitt over 30 år. * angir at indeksen er beregnet for framtid, men ikke for historisk periode.

Klimaindeks	Definisjon/beskrivelse	Kapittel
Avrenning (mm)	Avrenningssum for år og sesonger	Kap. 4.1
Fordampning (mm)	Fordampningsum for år og sommer	Kap. 4.1
Regnflom, snøsmelteflom	Flomhendelser over en terskel (peak-over-threshold)	Omtales i Kap. 4.2
200-årsflom, døgnbasis * (m ³ /s)	Årlig maksimal døgnmiddelvannføring med gjentakintervall 200 år	Kap. 4.2
Middelflom, døgnbasis * (m ³ /s)	Gjennomsnittet av høyeste døgnmiddelvannføring hvert år	Kap. 4.2
Varighet av alvorlig meteorologisk tørke * (døgn)	Antall døgn i mai til og med september med standardisert nedbør-minus-fordampningsindeks (SPEI) lavere enn 1,5 standardavvik under gjennomsnittet. SPEI er beregnet for 3-måneders akkumulasjonsperioder.	Kap. 4.3
Markvannsinhold (mm)	Markvannsinholdet i bakken (ikke grunnvann), som gjennomsnitt for mai til og med september	Kap. 4.3
Varighet av hydrologisk tørke (døgn)	Antall sammenhengende døgn for 15. juni–15. oktober med avrenning under 30-persentilen for referanseperioden	Kap. 4.3
Skog- og lyngbrannfare	Sannsynlighet for skog- og lyngbrann	Omtales i Kap. 4.3
Erosjon	Sedimenttransport	Omtales i kap. 4.2.2 og kap. 6

Tabell A.1.3 Kryosfærerelaterte indekser. Hvite indekser foreligger som gjennomsnitt over 30 år.
* angir at indeksen er beregnet for framtid, men ikke for historisk periode.

Klimaindeks	Definisjon/beskrivelse	Kapittel
Snødekkesesongens lengde (døgn)	Antall dager per år med snødybde over 1 cm	Kap. 5.1
Skisesongens lengde (døgn)	Antall døgn i året med snøvannekvivalent over 60 mm (omtrent 25 cm snødybde tidlig i sesongen)	Kap. 5.1
Største årlige snømengde (mm vann)	Akkumulert snømengde målt på dagen med mest snø i året	Kap. 5.1
Topptursesongens lengde (døgn)	Antall døgn i året med snøvannekvivalent over 120 mm (omtrent 50 cm snødybde tidlig i sesongen)	Kap. 5.1
Massebalanse på bre (m vann)	Målt akkumulasjon (vinter) og ablasjon (sommer)	Kap. 5.2
Frontendringer på bre (m)	Endringer i lengden på brefronter	Kap. 5.2
Breareal (km ²)	Breareal for år	Kap. 5.2
Avrenning fra bre * (mm)	Avrenning fra bre for år og sesonger	Kap. 5.2
Is på innsjøer	Endring av lengden av issesongen	Kap. 5.3
Isgang	Dato for isgang i vassdrag	Omtales i kap. 5.3
Permafrost (jordtemperatur, °C)	Permanent tele i bakken året rundt	Kap. 5.4

Tabell A.1.4 Skredrelaterte indekser. Hvite indekser foreligger som sum over 30 år.

Klimaindeks	Definisjon/beskrivelse	Kapittel
Snøskred	Skred i snø	Kap. 6.1
Indeks for sørpeskred (døgn)	Antall døgn i 30-årsperioden med utslag i «avrenning fra snøpakken» (AFS) sørpeskredindeks i desember–april. Indeksen er en funksjon av mengden regn- og snøsmelting og snødybde.	Kap. 6.2
Indeks for jord- og flomskred (døgn)	Antall døgn i 30-årsperioden med utslag i HydMetGeo (HMG) jordskredindeks i august–november. Indeksen er en funksjon av vannmetningsgraden i jord, mengden regn- og snøsmelting, og terrengforhold.	Kap. 6.3
Leirskred og kvikkleireskred	Skred i løsmasser	Kap. 6.4
Steinsprang, steinskred og fjellskred	Skred i fast fjell	Kap. 6.5

A.2 Nasjonale og regionale framskrivninger for temperatur og nedbør

Temperatur

Tabell A.2.1: Beregnet endring i middeltemperatur (°C) for år og årstider, Norge (a) og temperatur-regioner (b - g) mellom referanseperioden 1991–2020 og to framtidsperioder (2041–2070 og 2071–2100) for lavt (RCP2.6), medium (RCP4.5) og høyt (SSP3-7.0) utslippsscenario basert på datasett fra dynamisk nedskalering (COR-BA-2025) og empirisk-statistisk nedskalering (CMIP5/6-ESD-2025). For COR-BA-2025 vises middelerdi, 10- og 90-persentiler av 10 framskrivninger bias-justert med to ulike metoder. For CMIP5/6-ESD-2025 presenteres det samme, men angis antall globale modellkjøringer i parentes ved hvert scenario i tabelloverskriftene.

a) Norge

Norge COR-BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	1,0 (0,8–1,3)	1,0 (0,7–1,4)	1,5 (1,2–1,9)	2,0 (1,6–2,6)	1,8 (1,0–2,2)	3,4 (3,0–4,2)
Vinter (DJF)	1,1 (0,7–1,6)	1,0 (0,4–1,6)	1,7 (1,1–2,4)	2,3 (1,7–3,1)	2,1 (0,9–3,1)	3,9 (3,1–4,7)
Vår (MAM)	1,0 (0,7–1,3)	0,8 (0,4–1,2)	1,4 (1,0–2,0)	1,9 (1,4–2,6)	1,6 (0,8–2,2)	3,0 (2,5–3,7)
Sommer (JJA)	0,8 (0,7–1,0)	0,9 (0,5–1,4)	1,3 (1,0–1,5)	1,8 (1,2–2,4)	1,6 (1,1–2,1)	3,1 (2,4–4,2)
Høst (SON)	1,1 (0,7–1,5)	1,1 (0,8–1,7)	1,5 (1,0–1,8)	2,1 (1,5–2,8)	1,9 (1,2–2,3)	3,5 (3,0–4,2)

Norge CMIP5/6-ESD-2025	RCP2.6 (61)		RCP4.5 (102)		SSP3-7.0 (252)	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	0,9 (0,2–2,0)	0,6 (0,2–1,9)	1,5 (0,9–2,3)	1,9 (1,3–3,1)	2,0 (1,2–2,9)	3,4 (1,9–4,7)
Vinter (DJF)	1,0 (0,3–2,2)	0,8 (0,2–2,2)	1,7 (0,7–2,9)	2,2 (1,2–3,4)	2,5 (1,4–3,8)	4,1 (2,1–5,7)
Vår (MAM)	0,6 (0,0–1,5)	0,4 (0,1–1,4)	1,2 (0,5–2,0)	1,6 (0,8–2,7)	1,8 (1,0–2,7)	3,0 (1,6–4,4)
Sommer (JJA)	0,5 (-0,1–1,2)	0,4 (0,0–1,1)	1,0 (0,6–1,5)	1,2 (0,7–1,9)	1,5 (0,8–2,1)	2,5 (1,4–3,6)
Høst (SON)	0,9 (0,1–1,8)	0,7 (0,0–1,8)	1,4 (0,7–2,2)	1,8 (1,0–2,8)	2,2 (1,3–3,4)	3,8 (2,2–5,7)

b) TR1: Østlandet (Østfold, Akershus, Oslo, Innlandet, Buskerud, Vestfold og Telemark)

Østlandet COR-BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	0,9 (0,7–1,1)	0,8 (0,6–1,1)	1,4 (1,1–1,9)	1,9 (1,4–2,4)	1,7 (1,1–2,1)	3,2 (2,6–4,0)
Vinter (DJF)	1,0 (0,7–1,6)	0,9 (0,3–1,5)	1,7 (1,2–2,3)	2,2 (1,4–2,8)	2,0 (0,9–3,1)	3,7 (3–4,5)
Vår (MAM)	0,8 (0,4–1,2)	0,7 (0,3–0,9)	1,3 (0,7–1,8)	1,7 (1,3–2,3)	1,3 (0,7–1,8)	2,7 (2,1–3,4)
Sommer (JJA)	0,8 (0,6–0,9)	0,8 (0,4–1,2)	1,2 (0,8–1,6)	1,7 (1,2–2,3)	1,6 (1,1–2,1)	3,0 (2,5–4,3)
Høst (SON)	1,0 (0,7–1,4)	1,0 (0,7–1,4)	1,4 (1,0–1,7)	2,0 (1,4–2,7)	1,8 (1,2–2,3)	3,2 (2,7–4,0)

Østlandet CMIP5/6-ESD-2025	RCP2.6 (61)		RCP4.5 (102)		SSP3-7.0 (252)	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	0,8 (0,1–1,4)	0,6 (0,1–1,4)	1,3 (0,7–1,9)	1,6 (1,0–2,4)	2,0 (1,1–2,9)	3,4 (1,7–4,8)
Vinter (DJF)	1,0 (0,1–2,3)	0,9 (0,1–2,4)	1,7 (0,5–3,0)	2,2 (1,1–3,7)	2,6 (1,2–4,1)	4,3 (1,8–6,2)
Vår (MAM)	0,6 (0,0–1,4)	0,4 (0,1–1,4)	1,2 (0,5–1,9)	1,5 (0,8–2,4)	1,7 (0,9–2,7)	2,9 (1,5–4,5)
Sommer (JJA)	0,5 (0,0–1,1)	0,4 (0,0–1,0)	0,8 (0,4–1,3)	1,0 (0,5–1,5)	1,3 (0,6–1,9)	2,2 (1,1–3,4)
Høst (SON)	0,9 (0,3–1,8)	0,7 (0,0–1,9)	1,4 (0,7–2,3)	1,8 (1,0–3,0)	2,3 (1,2–3,5)	4,0 (2,2–6,0)

c) TR2: Sørlandet (Agder)

Sørlandet COR-BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	0,8 (0,7–1,0)	0,8 (0,5–0,9)	1,3 (1,1–1,6)	1,7 (1,3–2,2)	1,5 (0,9–1,9)	2,9 (2,4–3,8)
Vinter (DJF)	0,9 (0,5–1,3)	0,8 (0,3–1,2)	1,4 (1,0–1,9)	1,8 (1,3–2,4)	1,8 (0,8–2,8)	3,3 (2,4–3,9)
Vår (MAM)	0,7 (0,3–1,0)	0,6 (0,3–0,9)	1,1 (0,7–1,6)	1,6 (1,2–2,1)	1,2 (0,5–1,7)	2,5 (2,0–3,2)
Sommer (JJA)	0,7 (0,6–1,0)	0,8 (0,4–1,0)	1,2 (0,8–1,5)	1,6 (1,2–2,1)	1,5 (1,0–2,1)	2,9 (2,2–4,2)
Høst (SON)	1,0 (0,6–1,3)	0,9 (0,6–1,3)	1,3 (0,9–1,6)	1,8 (1,3–2,4)	1,6 (1,1–2,1)	2,9 (2,4–3,7)

Sørlandet CMIP5/6-ESD-2025	RCP2.6 (61)		RCP4.5 (102)		SSP3-7.0 (252)	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	0,7 (0,1–1,3)	0,6 (0,1–1,3)	1,1 (0,6–1,7)	1,4 (0,8–2,2)	1,7 (1,0–2,5)	2,9 (1,5–4,2)
Vinter (DJF)	0,9 (0,1–2,1)	0,9 (0,0–2,2)	1,6 (0,5–2,7)	2,1 (1,0–3,3)	2,3 (1,2–3,5)	3,9 (1,8–5,5)
Vår (MAM)	0,6 (0,0–1,4)	0,4 (-0,1–1,3)	1,1 (0,4–1,9)	1,4 (0,7–2,3)	1,5 (0,8–2,3)	2,6 (1,4–4,1)
Sommer (JJA)	0,4 (0,0–1,0)	0,4 (0,0–0,9)	0,7 (0,3–1,1)	0,9 (0,4–1,3)	1,1 (0,6–1,7)	2,0 (0,9–3,0)
Høst (SON)	0,8 (0,2–1,5)	0,6 (0,0–1,5)	1,2 (0,6–1,9)	1,5 (0,8–2,5)	1,9 (1,0–2,9)	3,3 (1,7–5,0)

d) TR3: Vestlandet (Rogaland, Vestland, Møre og Romsdal)

Vestlandet COR-BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	0,8 (0,6–1,0)	0,8 (0,6–0,9)	1,2 (1,0–1,4)	1,7 (1,4–2,1)	1,4 (0,8–1,9)	2,8 (2,3–3,6)
Vinter (DJF)	0,8 (0,4–1,2)	0,8 (0,3–1,3)	1,3 (1,0–1,7)	1,8 (1,3–2,4)	1,6 (0,7–2,6)	3,0 (2,2–3,7)
Vår (MAM)	0,7 (0,5–1,1)	0,7 (0,3–0,9)	1,1 (0,8–1,6)	1,6 (1,1–2)	1,2 (0,5–1,8)	2,4 (1,8–3,1)
Sommer (JJA)	0,8 (0,5–1,0)	0,8 (0,4–1,1)	1,2 (0,9–1,4)	1,7 (1,2–2,1)	1,5 (0,9–2,1)	2,8 (2,2–4,1)
Høst (SON)	0,9 (0,6–1,2)	0,9 (0,6–1,2)	1,2 (0,9–1,4)	1,8 (1,3–2,4)	1,5 (1,0–1,9)	2,9 (2,5–3,7)

Vestlandet CMIP5/6-ESD-2025	RCP2.6 (61)		RCP4.5 (102)		SSP3-7.0 (252)	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	0,6 (0,1–1,1)	0,4 (0–1,2)	1,0 (0,5–1,6)	1,3 (0,7–2,0)	1,6 (0,9–2,4)	2,7 (1,4–3,9)
Vinter (DJF)	0,7 (0,0–1,6)	0,7 (0,1–1,7)	1,2 (0,4–2,1)	1,6 (0,8–2,6)	1,8 (0,9–2,8)	3,1 (1,3–4,3)
Vår (MAM)	0,4 (-0,1–1,2)	0,2 (-0,1–1,2)	0,9 (0,1–1,7)	1,2 (0,4–2,1)	1,4 (0,6–2,2)	2,4 (1,1–3,7)
Sommer (JJA)	0,4 (-0,2–1,0)	0,3 (-0,2–0,9)	0,8 (0,3–1,3)	0,9 (0,4–1,5)	1,2 (0,6–1,8)	2,1 (1,1–3,1)
Høst (SON)	0,7 (0,1–1,5)	0,5 (-0,1–1,5)	1,1 (0,6–1,9)	1,5 (0,7–2,5)	1,9 (1,0–3,0)	3,3 (1,8–5,1)

e) TR4: Midt-Norge (Trøndelag)

Midt-Norge COR-BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	0,9 (0,7–1,3)	0,9 (0,6–1,2)	1,3 (1,1–1,7)	1,9 (1,5–2,3)	1,7 (0,9–2,1)	3,2 (2,8–4)
Vinter (DJF)	1,0 (0,6–1,5)	1,0 (0,4–1,5)	1,6 (1,0–2,2)	2,2 (1,5–2,8)	2,0 (0,9–3,1)	3,8 (3,0–4,8)
Vår (MAM)	0,9 (0,6–1,2)	0,8 (0,3–1,2)	1,4 (1,0–1,8)	1,8 (1,3–2,3)	1,5 (0,8–2,3)	2,8 (2,3–3,6)
Sommer (JJA)	0,8 (0,5–1,0)	0,8 (0,4–1,3)	1,1 (0,8–1,3)	1,6 (1,1–2,2)	1,4 (0,9–1,9)	2,9 (2,1–3,9)
Høst (SON)	1,0 (0,5–1,4)	1,0 (0,7–1,5)	1,3 (0,9–1,6)	1,9 (1,4–2,4)	1,7 (1,1–2,2)	3,3 (2,8–3,9)

Midt-Norge CMIP5/6-ESD-2025	RCP2.6 (61)		RCP4.5 (102)		SSP3-7.0 (252)	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	0,7 (0–1,4)	0,4 (0,1–1,4)	1,2 (0,6–1,9)	1,6 (0,9–2,4)	2,0 (1,1–3,0)	3,4 (1,7–4,9)
Vinter (DJF)	0,9 (0,0–1,7)	0,7 (0,0–2,0)	1,4 (0,4–2,5)	1,8 (0,6–3,3)	2,3 (0,8–3,7)	3,7 (1,2–5,5)
Vår (MAM)	0,5 (–0,2–1,4)	0,2 (–0,1–1,3)	1,1 (0,1–1,9)	1,4 (0,5–2,5)	1,8 (0,7–2,8)	3,0 (1,4–4,6)
Sommer (JJA)	0,5 (–0,2–1,4)	0,3 (–0,2–1,4)	1,1 (0,4–1,7)	1,3 (0,6–2,2)	1,6 (0,8–2,4)	2,8 (1,5–4,1)
Høst (SON)	0,9 (0,2–2,0)	0,7 (0,0–2,0)	1,4 (0,7–2,4)	1,9 (0,9–2,9)	2,4 (1,3–3,6)	4,1 (2,3–6,1)

f) TR5: Nord-Norge vest (Nordland, Troms og vestlige kystområder i Finnmark)

Nord-Norge vest COR-BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	1,1 (0,9–1,4)	1,1 (0,8–1,8)	1,6 (1,2–2,1)	2,3 (1,7–2,9)	1,9 (0,9–2,5)	3,7 (3,3–4,5)
Vinter (DJF)	1,1 (0,7–1,7)	1,2 (0,4–2,0)	1,8 (1,1–2,7)	2,6 (1,7–3,6)	2,2 (0,7–3,3)	4,1 (3,4–5,2)
Vår (MAM)	1,1 (0,8–1,5)	1,0 (0,5–1,5)	1,7 (1,2–2,1)	2,1 (1,4–2,8)	1,9 (1,0–2,6)	3,4 (2,8–4,3)
Sommer (JJA)	0,9 (0,6–1,2)	1,0 (0,5–1,7)	1,4 (1,2–1,6)	2,0 (1,3–2,5)	1,6 (1–2,1)	3,4 (2,5–4,3)
Høst (SON)	1,2 (0,8–1,7)	1,3 (0,9–2,2)	1,6 (1,1–2,1)	2,4 (1,6–2,9)	2,0 (1,2–2,6)	4,0 (3,4–4,7)

Nord-Norge vest CMIP5/6-ESD-2025	RCP2.6 (61)		RCP4.5 (102)		SSP3-7.0 (252)	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	0,8 (0,1–1,7)	0,5 (0,2–1,6)	1,3 (0,9–2,0)	1,7 (1,1–2,6)	2,0 (1,2–2,9)	3,3 (2,1–4,7)
Vinter (DJF)	1,0 (0,2–2,2)	0,7 (0,2–2,2)	1,7 (0,8–2,9)	2,2 (1,2–3,5)	2,4 (1,3–3,7)	3,9 (2,3–5,4)
Vår (MAM)	0,6 (-0,2–1,6)	0,3 (-0,1–1,6)	1,2 (0,4–2,0)	1,6 (0,8–2,7)	1,9 (1,0–2,8)	3,1 (1,9–4,3)
Sommer (JJA)	0,5 (-0,1–1,5)	0,4 (-0,2–1,4)	1,1 (0,4–1,9)	1,4 (0,7–2,5)	1,6 (0,9–2,5)	2,7 (1,7–4,0)
Høst (SON)	0,9 (0,2–2,0)	0,7 (0,0–1,9)	1,4 (0,7–2,2)	1,8 (1,0–2,8)	2,2 (1,3–3,3)	3,7 (2,3–5,4)

g) TR6: Indre Finnmark (Finnmarksvidda og Sør-Varanger)

Indre Finnmark COR-BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	1,4 (1,0–1,8)	1,4 (0,8–2,5)	2,0 (1,4–2,9)	2,8 (2–3,8)	2,3 (1,2–3,0)	4,4 (3,7–5,1)
Vinter (DJF)	1,6 (0,8–2,6)	1,6 (0,5–3,1)	2,5 (1,3–4,1)	3,4 (2,2–5,1)	2,9 (1,1–4,2)	5,3 (4,5–6,2)
Vår (MAM)	1,4 (1,0–1,9)	1,3 (0,5–2,1)	2,1 (1,2–2,9)	2,7 (1,9–3,6)	2,2 (1,1–3,0)	4,0 (3,3–4,7)
Sommer (JJA)	1,0 (0,7–1,4)	1,1 (0,6–2,1)	1,5 (1,3–1,8)	2,2 (1,3–3)	1,8 (1,1–2,2)	3,6 (2,6–4,6)
Høst (SON)	1,5 (1,0–2,1)	1,6 (1,0–2,7)	2,0 (1,3–2,5)	2,9 (1,8–3,7)	2,5 (1,4–3,2)	4,6 (3,9–5,4)

Indre Finnmark CMIP5/6-ESD-2025	RCP2.6 (61)		RCP4.5 (102)		SSP3-7.0 (252)	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	1,2 (0,4–2,5)	0,9 (0,2–2,4)	2,0 (1,2–3,1)	2,6 (1,7–4,0)	2,8 (1,8–4,0)	4,6 (3,2–6,2)
Vinter (DJF)	1,7 (0,0–3,8)	1,2 (0,4–3,6)	2,9 (1,1–4,8)	3,7 (2,0–5,9)	3,7 (2,1–5,4)	5,9 (3,9–7,9)
Vår (MAM)	1,0 (0,1–2,5)	0,7 (0,0–2,2)	1,9 (0,7–3,2)	2,5 (1,4–4,1)	2,6 (1,5–3,8)	4,3 (2,9–5,8)
Sommer (JJA)	0,8 (-0,1–1,8)	0,7 (0,1–1,8)	1,4 (0,7–2,3)	1,9 (1,0–3,0)	2,1 (1,2–3,2)	3,6 (2,2–5,1)
Høst (SON)	1,2 (0,2–2,5)	0,9 (0,1–2,4)	1,8 (0,9–2,8)	2,3 (1,4–3,6)	2,7 (1,6–4,0)	4,5 (2,8–6,4)

h) TR7: Varanger (Varangerhalvøya)

Varanger COR-BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	1,4 (1,0–1,9)	1,5 (0,9–2,7)	2,1 (1,5–2,9)	2,8 (2,1–3,9)	2,3 (1,1–2,9)	4,3 (3,7–5,3)
Vinter (DJF)	1,6 (1,0–2,5)	1,6 (0,7–2,9)	2,4 (1,5–3,8)	3,3 (2,3–4,8)	2,6 (1,0–3,8)	4,8 (4,0–5,8)
Vår (MAM)	1,5 (1,0–2,1)	1,4 (0,5–2,3)	2,2 (1,4–2,9)	2,8 (2,0–3,7)	2,3 (1,2–3,2)	4,1 (3,4–5,2)
Sommer (JJA)	1,3 (0,8–1,7)	1,3 (0,7–2,5)	1,8 (1,5–2,2)	2,5 (1,4–3,4)	2,0 (1,1–2,5)	3,8 (2,7–5,2)
Høst (SON)	1,4 (0,9–2,1)	1,6 (1,0–2,7)	2,0 (1,3–2,6)	2,9 (2,0–3,7)	2,3 (1,2–3,0)	4,6 (3,7–5,9)

Varanger CMIP5/6-ESD-2025	RCP2.6 (61)		RCP4.5 (102)		SSP3-7.0 (252)	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	1,1 (0,4–2,4)	0,8 (0,2–2,3)	1,8 (1,1–2,8)	2,3 (1,6–3,5)	2,4 (1,6–3,3)	3,9 (2,8–5,2)
Vinter (DJF)	1,5 (0,3–3,4)	1,1 (0,3–3,2)	2,5 (1,0–4,0)	3,2 (1,6–5,2)	3,0 (1,7–4,4)	4,8 (3,3–6,3)
Vår (MAM)	0,9 (0,1–2,2)	0,6 (0,1–2,0)	1,7 (0,7–2,9)	2,2 (1,2–3,6)	2,2 (1,3–3,1)	3,5 (2,5–4,8)
Sommer (JJA)	0,8 (0,0–1,7)	0,8 (0,1–1,9)	1,4 (0,7–2,3)	1,9 (1,0–3,0)	2,0 (1,1–3,0)	3,4 (2,0–4,9)
Høst (SON)	1,1 (0,4–2,2)	0,9 (0,2–2,2)	1,6 (0,9–2,5)	2,1 (1,3–3,2)	2,4 (1,4–3,5)	3,9 (2,4–5,4)

Nedbør

Tabell A.2.2: Beregnet prosentvis endring i nedbør for år og sesonger i Norge (a) og ulike nedbørregioner (b - l), sammenlignet med referanseperioden 1991–2020. Beregningene gjelder for to framtidsperioder (2041–2070 og 2071–2100) under tre ulike utslippsscenarioer: lavt (RCP2.6), middels (RCP4.5) og høyt (SSP3-7.0). Resultatene er basert på datasett både fra dynamisk nedskalering (COR-BA-2025) og empirisk-statistisk nedskalering (CMIP5/6-ESD-2025). For COR-BA-2025 presenteres gjennomsnittet, samt 10- og 90-persentiler av 10 framskrivninger, bias-justert med to ulike metoder. For CMIP5/6-ESD-2025 presenteres det samme, men antall globale modellkjøringer angis i parentes ved hvert scenario i tabelloverskriftene.

a) Norge

Norge COR-BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
Sesong						
År	3 (1–5)	2 (–1–5)	4 (2–7)	6 (2–9)	7 (2–9)	11 (6–17)
Vinter (DJF)	–1 (–7–8)	1 (–4–6)	1 (–6–8)	5 (1–9)	5 (–5–18)	12 (6–17)
Vår (MAM)	2 (–5–9)	2 (–2–7)	2 (–4–9)	6 (3–10)	4 (–1–9)	10 (3–21)
Sommer (JJA)	4 (0–7)	3 (–1–6)	5 (2–9)	6 (2–12)	6 (1–11)	9 (0–17)
Høst (SON)	8 (2–17)	2 (–1–5)	9 (2–17)	6 (2–9)	14 (5–23)	14 (7–22)

Norge CMIP5/6-ESD-2025	RCP2.6 (43)		RCP4.5 (105)		SSP3-7.0 (233)	
	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
Sesong						
År	4 (0–9)	4 (0–8)	5 (2–10)	6 (3–11)	7 (2–11)	11 (5–20)
Vinter (DJF)	5 (–3–15)	7 (–4–19)	7 (–3–18)	7 (–3–17)	8 (–2–17)	14 (3–26)
Vår (MAM)	4 (–4–11)	5 (–5–13)	4 (–3–12)	5 (–5–15)	6 (–3–15)	10 (–1–21)
Sommer (JJA)	1 (–3–7)	1 (–7–8)	3 (–3–9)	4 (–5–11)	3 (–4–9)	3 (–4–12)
Høst (SON)	5 (0–11)	6 (0–13)	7 (1–12)	9 (3–14)	9 (1–18)	16 (5–30)

b) RR1: Østfold

RR1 COR-BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	1 (-3–6)	0 (-4–5)	4 (-1–8)	7 (3–10)	6 (-1–12)	12 (6–21)
Vinter (DJF)	-3 (-12–7)	0 (-5–5)	1 (-10–12)	8 (3–14)	2 (-10–16)	17 (9–27)
Vår (MAM)	6 (0–14)	1 (-9–7)	6 (0–14)	8 (0–15)	12 (0–21)	12 (4–23)
Sommer (JJA)	1 (-5–8)	1 (-5–9)	3 (-3–9)	5 (0–11)	0 (-6–7)	5 (-9–18)
Høst (SON)	3 (-6–12)	0 (-8–7)	6 (-7–15)	6 (-1–11)	11 (5–17)	14 (8–24)

RR1 CMIP5/6-ESD-2025	RCP2.6 (43)		RCP4.5 (105)		SSP3-7.0 (233)	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	5 (-1–12)	6 (-1–14)	7 (0–15)	8 (1–16)	8 (1–16)	14 (4–26)
Vinter (DJF)	8 (-6–21)	11 (-7–30)	14 (-4–35)	16 (-1–34)	19 (4–36)	34 (15–57)
Vår (MAM)	6 (-3–17)	8 (-5–22)	5 (-4–15)	8 (-2–19)	9 (-1–21)	14 (3–27)
Sommer (JJA)	-2 (-12–9)	-3 (-13–6)	0 (-10–6)	-1 (-12–11)	-3 (-12–7)	-6 (-18–7)
Høst (SON)	8 (-2–19)	8 (-1–18)	7 (-3–19)	10 (-2–22)	8 (-4–23)	13 (-3–35)

c) RR2: Østlandet sentralt (Østlandet bortsett fra Østfold og fjellområdet i nord)

RR2 COR-BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	3 (0–6)	2 (–2–6)	4 (0–7)	7 (4–9)	7 (0–11)	14 (5–23)
Vinter (DJF)	1 (–5–4)	4 (–2–11)	4 (–4–11)	9 (5–16)	6 (–3–16)	19 (9–31)
Vår (MAM)	5 (0–13)	2 (–5–7)	5 (0–11)	6 (2–11)	10 (–3–22)	16 (5–27)
Sommer (JJA)	1 (–5–7)	2 (–3–7)	1 (–3–6)	6 (2–10)	1 (–3–5)	8 (–6–22)
Høst (SON)	6 (–2–15)	2 (–4–8)	7 (–4–15)	6 (–1–11)	14 (4–21)	16 (9–25)

RR2 CMIP5/6-ESD-2025	RCP2.6 (43)		RCP4.5 (105)		SSP3-7.0 (233)	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	4 (–1–11)	5 (0–12)	6 (–1–14)	7 (0–14)	7 (0–15)	11 (2–24)
Vinter (DJF)	6 (–5–16)	9 (–7–25)	11 (–3–29)	13 (–1–28)	16 (3–29)	28 (11–49)
Vår (MAM)	5 (–3–15)	7 (–5–21)	4 (–6–13)	7 (–3–17)	7 (–2–18)	12 (2–24)
Sommer (JJA)	–2 (–12–9)	–3 (–12–6)	0 (–10–7)	0 (–12–11)	–2 (–12–8)	–5 (–17–8)
Høst (SON)	7 (–2–18)	7 (–1–17)	6 (–4–18)	9 (–3–21)	6 (–6–21)	10 (–6–32)

d) RR3: Sørlandet (Agder)

RR3 COR-BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	1 (-2–4)	1 (-3–3)	2 (-2–6)	4 (3–6)	5 (-3–10)	10 (2–22)
Vinter (DJF)	-4 (-13–3)	2 (-3–6)	0 (-11–10)	6 (3–11)	-1 (-13–13)	14 (6–25)
Vår (MAM)	5 (-3–13)	0 (-9–9)	4 (1–8)	4 (0–8)	8 (-3–16)	10 (1–24)
Sommer (JJA)	2 (-3–6)	1 (-5–10)	2 (-3–5)	3 (-2–10)	-1 (-12–9)	1 (-14–22)
Høst (SON)	5 (-3–14)	0 (-5–5)	5 (-8–15)	4 (-1–9)	12 (-1–22)	10 (4–21)

RR3 ESD	RCP2.6 (43)		RCP4.5 (105)		SSP3-7.0 (233)	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	5 (-2–12)	6 (-1–13)	6 (-1–15)	8 (0–16)	7 (1–14)	13 (3–24)
Vinter (DJF)	8 (-6–21)	12 (-7–30)	14 (-4–36)	15 (-1–33)	19 (3–34)	33 (16–56)
Vår (MAM)	7 (-6–17)	10 (-7–27)	5 (-7–17)	7 (-6–22)	8 (-4–21)	14 (0–27)
Sommer (JJA)	-3 (-11–7)	-3 (-14–6)	0 (-10–8)	-1 (-11–9)	-4 (-13–5)	-8 (-19–4)
Høst (SON)	7 (-3–19)	6 (-3–16)	7 (-4–19)	9 (-3–18)	7 (-4–20)	11 (-4–30)

e) RR4: Rogaland

RR4 COR-BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	3 (-1–6)	-1 (-4–2)	6 (1–12)	4 (1–8)	6 (-2–11)	10 (5–22)
Vinter (DJF)	-3 (-15–9)	0 (-7–8)	2 (-12–16)	4 (-2–10)	1 (-16–23)	12 (5–25)
Vår (MAM)	3 (-7–13)	-1 (-6–8)	4 (-3–13)	5 (0–11)	5 (-4–13)	7 (-8–25)
Sommer (JJA)	4 (-3–10)	0 (-6–9)	6 (1–10)	3 (-3–10)	4 (-5–16)	3 (-9–19)
Høst (SON)	8 (-2–23)	-1 (-4–3)	11 (3–24)	5 (-1–9)	14 (4–27)	12 (4–27)

RR4 CMIP5/6-ESD-2025	RCP2.6 (43)		RCP4.5 (105)		SSP3-7.0 (233)	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	5 (-2–10)	6 (-2–11)	5 (0–11)	6 (0–13)	6 (-1–12)	10 (2–20)
Vinter (DJF)	7 (-5–22)	12 (-6–25)	9 (-6–28)	9 (-4–22)	12 (-2–27)	22 (6–39)
Vår (MAM)	7 (-8–17)	10 (-8–23)	4 (-8–18)	5 (-9–20)	6 (-9–22)	11 (-5–27)
Sommer (JJA)	0 (-9–6)	-1 (-8–7)	2 (-7–10)	2 (-8–12)	-1 (-10–7)	-3 (-13–7)
Høst (SON)	4 (-5–14)	3 (-7–11)	6 (-4–15)	7 (0–15)	7 (-4–17)	12 (-2–25)

f) RR5: Vestland

RR5 COR-BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	3 (0–8)	0 (–3–3)	6 (2–13)	4 (0–6)	7 (0–12)	10 (2–20)
Vinter (DJF)	–2 (–14–13)	0 (–8–10)	2 (–11–17)	3 (–4–9)	2 (–14–27)	12 (2–22)
Vår (MAM)	0 (–11–11)	0 (–5–8)	1 (–8–12)	4 (0–10)	1 (–6–11)	6 (–14–22)
Sommer (JJA)	6 (0–11)	1 (–4–6)	8 (4–11)	4 (0–11)	8 (0–18)	7 (–1–22)
Høst (SON)	10 (0–24)	0 (–5–5)	13 (3–27)	5 (–1–9)	16 (3–29)	13 (5–21)

RR5 CMIP5/6-ESD-2025	RCP2.6 (43)		RCP4.5 (105)		SSP3-7.0 (233)	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	4 (–2–9)	6 (–2–9)	5 (0–10)	5 (–1–11)	6 (–1–12)	10 (1–19)
Vinter (DJF)	6 (–4–18)	10 (–6–23)	5 (–6–20)	6 (–4–17)	7 (–5–22)	14 (0–30)
Vår (MAM)	6 (–7–17)	8 (–8–20)	3 (–8–16)	3 (–10–17)	5 (–10–21)	8 (–10–25)
Sommer (JJA)	2 (–4–8)	1 (–7–9)	4 (–4–12)	4 (–6–13)	2 (–6–10)	3 (–8–12)
Høst (SON)	4 (–2–12)	4 (–6–13)	6 (–2–14)	8 (1–16)	9 (–2–21)	16 (2–31)

g) RR6: Møre og Romsdal

RR6 COR-BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	3 (1–6)	0 (–2–3)	6 (0–12)	3 (–1–7)	4 (–1–8)	6 (–3–12)
Vinter (DJF)	0 (–7–9)	0 (–11–10)	2 (–8–11)	1 (–8–7)	3 (–7–20)	6 (–5–16)
Vår (MAM)	0 (–8–9)	1 (–5–6)	2 (–8–16)	6 (0–12)	–1 (–10–5)	2 (–14–13)
Sommer (JJA)	3 (–3–9)	1 (–3–4)	5 (–6–13)	5 (–1–8)	1 (–8–8)	6 (–5–14)
Høst (SON)	9 (0–23)	0 (–6–4)	12 (1–28)	4 (–3–10)	12 (2–25)	9 (–2–18)

RR6 CMIP5/6-ESD-2025	RCP2.6 (43)		RCP4.5 (105)		SSP3-7.0 (233)	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	3 (–2–8)	4 (–1–9)	4 (–1–9)	4 (–1–11)	5 (–2–12)	8 (–1–18)
Vinter (DJF)	6 (–9–21)	9 (–8–22)	4 (–9–18)	5 (–9–18)	4 (–8–18)	8 (–10–26)
Vår (MAM)	3 (–7–14)	2 (–8–12)	3 (–7–14)	3 (–10–15)	5 (–8–18)	6 (–11–24)
Sommer (JJA)	1 (–5–8)	1 (–5–10)	3 (–4–9)	3 (–5–12)	2 (–8–10)	2 (–9–13)
Høst (SON)	3 (–5–9)	4 (–4–12)	6 (–2–14)	7 (–1–14)	8 (–2–18)	14 (0–29)

h) RR7: Fjellregion øst (fjellområdet i grensetraktene mellom Østlandet og Trøndelag)

RR7 COR-BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	4 (0–8)	3 (-1–6)	6 (2–10)	8 (3–13)	8 (0–12)	15 (7–25)
Vinter (DJF)	2 (-6–10)	4 (-2–10)	5 (-4–13)	8 (4–15)	6 (-8–21)	18 (7–28)
Vår (MAM)	3 (-4–10)	3 (-3–11)	3 (-4–12)	8 (3–11)	6 (-3–15)	15 (5–31)
Sommer (JJA)	3 (-4–9)	3 (-2–7)	5 (-2–10)	8 (3–15)	5 (-3–10)	12 (0–25)
Høst (SON)	10 (1–23)	3 (-2–8)	12 (3–24)	8 (3–13)	17 (7–30)	18 (7–28)

RR7 ESD	RCP2.6 (43)		RCP4.5 (105)		SSP3-7.0 (233)	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	4 (-2–9)	5 (0–10)	4 (0–10)	6 (1–11)	5 (0–11)	9 (2–18)
Vinter (DJF)	6 (-6–20)	9 (-4–21)	6 (-6–21)	8 (-6–19)	8 (-3–19)	15 (1–32)
Vår (MAM)	4 (-4–11)	5 (-5–14)	4 (-4–11)	5 (-4–15)	7 (-2–15)	10 (0–20)
Sommer (JJA)	-1 (-9–6)	-2 (-9–7)	1 (-7–8)	1 (-8–12)	0 (-10–8)	-2 (-13–9)
Høst (SON)	6 (-1–14)	6 (-2–12)	6 (-1–14)	8 (0–17)	7 (-1–19)	12 (1–26)

i) RR8: Midt-Norge (Trøndelag)

RR8 COR-BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	3 (1–6)	2 (–2–5)	5 (1–12)	5 (2–12)	7 (3–11)	11 (5–15)
Vinter (DJF)	0 (–6–6)	1 (–11–10)	1 (–5–8)	2 (–6–9)	7 (–2–28)	12 (3–22)
Vår (MAM)	2 (–6–9)	3 (–2–11)	2 (–7–13)	8 (2–14)	3 (–3–10)	8 (–6–17)
Sommer (JJA)	3 (–3–8)	3 (–1–9)	5 (–3–14)	7 (–1–14)	4 (–4–12)	10 (3–15)
Høst (SON)	9 (1–19)	2 (–4–7)	11 (0–20)	6 (0–12)	14 (2–25)	14 (4–25)

RR8 ESD	RCP2.6 (43)		RCP4.5 (105)		SSP3-7.0 (233)	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	3 (–1–8)	3 (0–7)	5 (1–9)	5 (2–11)	5 (–1–12)	9 (2–18)
Vinter (DJF)	4 (–6–18)	5 (–7–16)	3 (–8–16)	4 (–7–16)	2 (–9–14)	5 (–9–17)
Vår (MAM)	2 (–7–10)	1 (–6–8)	4 (–3–14)	4 (–5–13)	6 (–5–16)	8 (–4–21)
Sommer (JJA)	2 (–3–9)	2 (–7–10)	4 (–3–10)	4 (–4–13)	4 (–4–11)	5 (–4–15)
Høst (SON)	5 (–2–12)	6 (–1–12)	7 (–1–14)	9 (2–16)	10 (–1–22)	18 (4–33)

j) RR9: Nord-Norge vest (Nordland, Troms og vestlige kystområder i Finnmark)

RR9 COR-BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	3 (1–5)	2 (–3–6)	2 (–3–6)	4 (0–8)	7 (5–10)	10 (6–16)
Vinter (DJF)	–2 (–7–8)	0 (–7–8)	–2 (–10–7)	1 (–8–8)	6 (–2–18)	8 (–2–17)
Vår (MAM)	–1 (–12–8)	3 (–3–7)	–2 (–13–7)	5 (–1–10)	–1 (–10–13)	7 (–3–15)
Sommer (JJA)	6 (1–10)	4 (–2–12)	7 (2–14)	6 (–2–16)	12 (2–20)	11 (6–19)
Høst (SON)	7 (0–14)	3 (–3–12)	6 (–5–16)	5 (–2–13)	13 (1–21)	13 (7–26)

RR9 CMIP5/6-ESD-2025	RCP2.6 (43)		RCP4.5 (105)		SSP3-7.0 (233)	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	5 (–2–11)	4 (–3–9)	7 (0–12)	8 (1–14)	9 (2–16)	15 (6–25)
Vinter (DJF)	3 (–8–15)	1 (–9–17)	6 (–4–18)	6 (–7–20)	5 (–7–17)	9 (–4–24)
Vår (MAM)	3 (–6–13)	1 (–7–10)	5 (–3–14)	6 (–3–16)	7 (–3–16)	11 (0–23)
Sommer (JJA)	6 (–3–14)	5 (–3–14)	7 (–4–15)	8 (–2–18)	9 (–1–20)	15 (3–28)
Høst (SON)	7 (–1–15)	7 (–1–19)	8 (–2–16)	11 (1–22)	14 (1–28)	24 (7–42)

k) RR10: Indre Finnmark (Finnmarksvidda og Sør-Varanger)

RR10 COR-BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	5 (1–8)	4 (0–7)	6 (1–11)	9 (3–17)	7 (2–12)	12 (5–22)
Vinter (DJF)	-1 (-6–7)	2 (-3–6)	2 (-7–12)	7 (-2–14)	2 (-5–10)	11 (3–20)
Vår (MAM)	4 (-5–13)	3 (-3–9)	4 (-6–14)	10 (3–21)	5 (-4–18)	12 (1–26)
Sommer (JJA)	5 (1–9)	5 (0–11)	8 (2–14)	10 (3–18)	6 (0–12)	14 (3–27)
Høst (SON)	10 (0–19)	3 (-1–8)	10 (0–20)	9 (1–18)	12 (2–26)	13 (6–23)

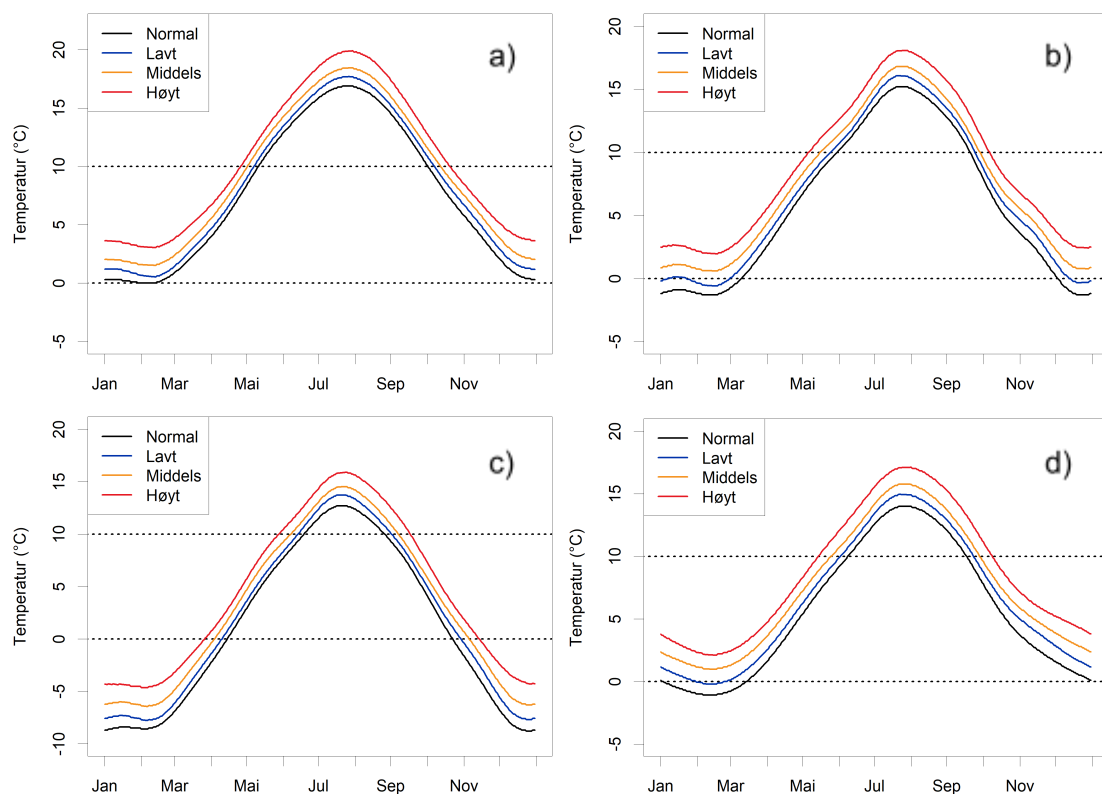
RR10 CMIP5/6-ESD-2025	RCP2.6 (43)		RCP4.5 (105)		SSP3-7.0 (233)	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	4 (-1–8)	3 (-3–7)	6 (0–11)	7 (1–13)	7 (1–12)	11 (5–21)
Vinter (DJF)	3 (-5–11)	2 (-7–14)	6 (-2–15)	7 (-3–18)	6 (-3–14)	11 (-1–23)
Vår (MAM)	2 (-6–11)	1 (-5–8)	5 (-2–11)	6 (-3–15)	6 (-1–13)	10 (2–20)
Sommer (JJA)	5 (-5–13)	4 (-4–14)	7 (-5–16)	8 (-3–19)	8 (-3–18)	12 (-1–25)
Høst (SON)	4 (0–9)	4 (0–10)	4 (0–10)	6 (1–12)	8 (1–14)	13 (4–22)

I) RR11: Varanger (Varangerhalvøya)

RR11 COR-BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	4 (-1–7)	3 (-1–7)	3 (-1–8)	6 (-1–13)	4 (-1–9)	6 (-3–18)
Vinter (DJF)	1 (-8–8)	1 (-5–9)	1 (-10–9)	3 (-10–13)	1 (-8–7)	2 (-10–12)
Vår (MAM)	0 (-12–13)	3 (-2–10)	0 (-13–11)	6 (-2–19)	-2 (-13–10)	6 (-5–17)
Sommer (JJA)	4 (-4–11)	6 (-1–16)	6 (-3–18)	9 (1–19)	5 (-3–11)	11 (-2–26)
Høst (SON)	8 (0–17)	2 (-5–10)	6 (-2–15)	5 (-4–13)	10 (-2–19)	7 (-3–18)

RR11 CMIP5/6-ESD-2025	RCP2.6 (43)		RCP4.5 (105)		SSP3-7.0 (233)	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	3 (-2–7)	2 (-2–6)	5 (0–10)	5 (-1–11)	6 (1–10)	9 (3–17)
Vinter (DJF)	1 (-8–8)	-2 (-9–10)	3 (-5–11)	3 (-6–16)	1 (-7–8)	3 (-9–12)
Vår (MAM)	1 (-5–9)	-1 (-7–6)	4 (-2–10)	4 (-3–13)	4 (-2–12)	8 (0–16)
Sommer (JJA)	6 (-4–15)	5 (-5–15)	8 (-4–18)	9 (-3–21)	10 (-1–22)	16 (2–30)
Høst (SON)	4 (0–8)	4 (0–8)	4 (1–8)	6 (2–10)	7 (1–12)	11 (3–21)

A.3 Beregnet normal temperaturvariasjon gjennom året for utvalgte steder i dag og i framtidsklima



Figur A.3.1 Gjennomsnittlig døgntemperatur gjennom året i forskjellige 30-års perioder på utvalgte steder; a) Kristiansand (Kjevik), b) Trondheim, c) Røros og d) Bodø. Grafen for 1991–2020 er basert på målinger, mens døgnnormalene for lavt (RCP2.6), middels (RCP4.5) og høyt (SSP3-7.0) utslippsscenario for 2071–2100 er basert på COR-BA-2025.

A.4 Nasjonale og regionale framskrivninger for avrenning

Avrenning

Tabell A.4.1: Avvik (%) i årsavrenning for avrenningsregioner og Norge for framtidige 30-årsperioder i forhold til referanseperioden. Positive tall for en framtidsperiode betyr at estimert avrenningen i denne perioden er høyere enn i perioden 1991–2020. Framtidige avvik viser gjennomsnittet, samt 10- og 90-persentiler i parentes, av 20 framskrivninger for høyt utslippsscenario (SSP3-7.0).

Norge distHBV-COR- BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
Sesong						
År	2 (-0–6)	0 (-3–4)	4 (0–7)	4 (0–8)	7 (2–10)	10 (5–17)
Vinter (DJF)	14 (4–26)	15 (1–26)	23 (13–32)	35 (18–49)	34 (15–62)	68 (51–81)
Vår (MAM)	3 (-2–10)	2 (-1–6)	4 (-3–11)	6 (3–11)	3 (-1–9)	6 (-2–14)
Sommer (JJA)	-12 (-16– -7)	-12 (-16– -9)	-16 (-20– -10)	-21 (-27– -15)	-16 (-24– -5)	-28 (-35– -21)
Høst (SON)	12 (3–23)	5 (-0–9)	15 (5–25)	12 (7–17)	21 (10–35)	24 (15–33)

Østlandet distHBV-COR- BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
Sesong						
År	3 (-2–7)	2 (-4–7)	4 (-2–9)	6 (2–10)	8 (-2–14)	14 (1–27)
Vinter (DJF)	19 (9–25)	19 (8–33)	31 (22–40)	47 (32–62)	43 (16–65)	96 (69–113)
Vår (MAM)	0 (-6–8)	0 (-7–7)	1 (-8–7)	1 (-6–9)	2 (-7–9)	2 (-8–14)
Sommer (JJA)	-7 (-13– -1)	-6 (-11– -1)	-10 (-20– -4)	-11 (-18– -4)	-9 (-18– -1)	-16 (-30– -1)
Høst (SON)	10 (-4–21)	6 (-2–16)	12 (1–22)	14 (4–23)	21 (10–34)	28 (12–45)

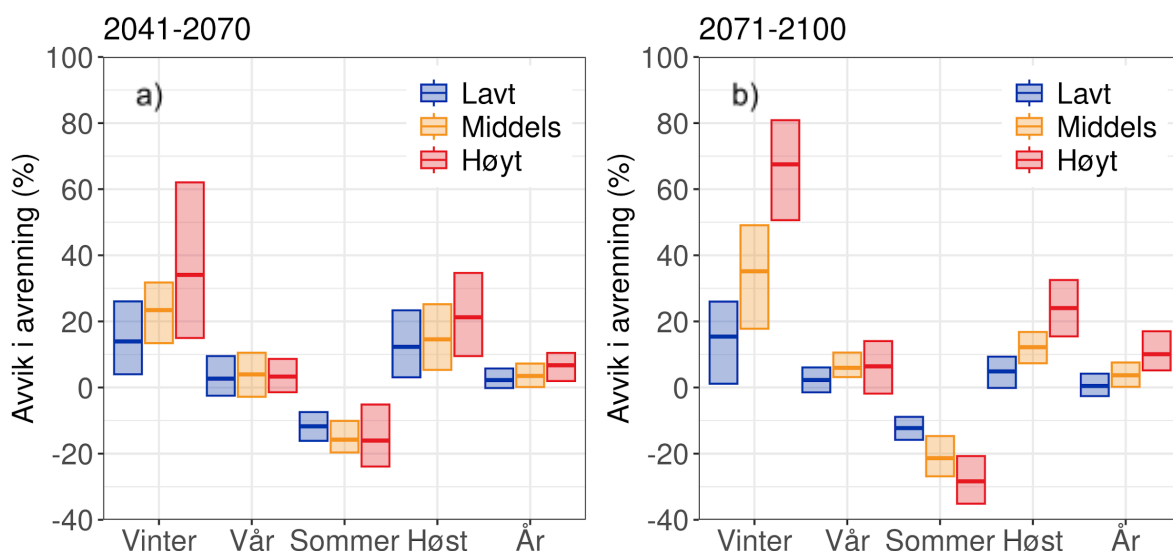
Sørlandet distHBV-COR- BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	1 (-3–5)	-0 (-5–4)	2 (-2–6)	4 (1–6)	5 (-5–12)	9 (0–23)
Vinter (DJF)	6 (-1–13)	9 (2–16)	15 (4–29)	24 (18–32)	17 (-1–37)	45 (32–57)
Vår (MAM)	-3 (-8–5)	-4 (-11–2)	-4 (-10–0)	-6 (-13–1)	-5 (-14–3)	-8 (-17–6)
Sommer (JJA)	-9 (-14– -5)	-9 (-15– -4)	-12 (-19– -4)	-17 (-26– -9)	-14 (-24–2)	-24 (-36– -1)
Høst (SON)	6 (-3–17)	1 (-7–7)	7 (-5–18)	6 (0–12)	14 (1–25)	13 (4–27)

Vestlandet distHBV-COR- BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	3 (-0–8)	-0 (-4–3)	6 (1–13)	4 (0–7)	7 (0–12)	10 (1–20)
Vinter (DJF)	11 (1–28)	11 (-1–22)	20 (9–30)	26 (11–36)	24 (5–53)	50 (29–63)
Vår (MAM)	2 (-6–10)	1 (-4–4)	4 (-6–16)	7 (3–11)	1 (-4–7)	8 (-6–18)
Sommer (JJA)	-10 (-14– -6)	-12 (-15– -8)	-11 (-18– -6)	-20 (-26– -13)	-13 (-21– -2)	-25 (-36– -11)
Høst (SON)	13 (3–29)	2 (-4–8)	18 (6–32)	10 (23–16)	22 (6–37)	21 (8–31)

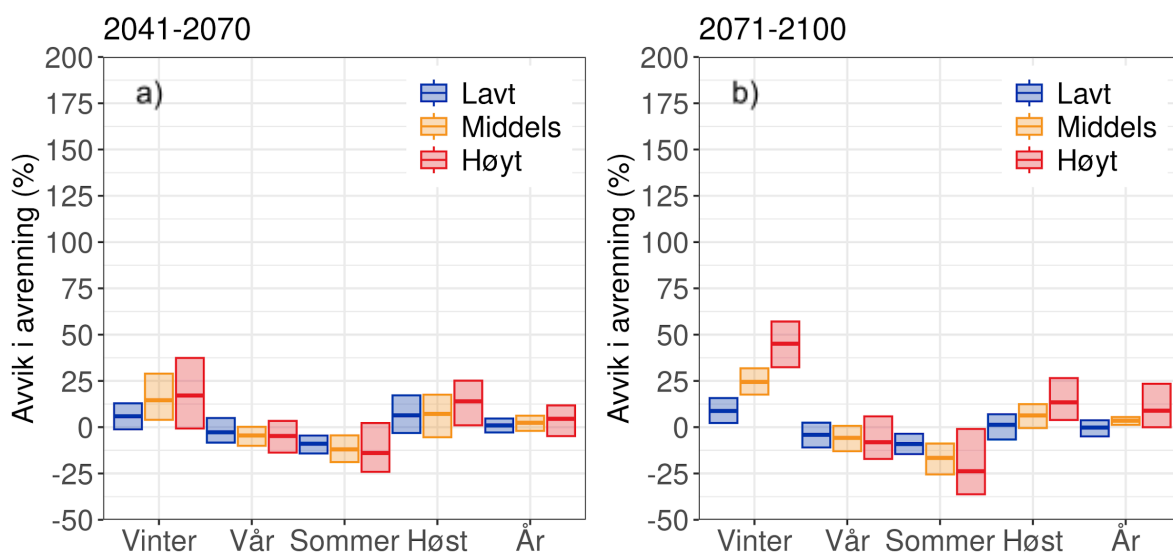
Trøndelag distHBV-COR- BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	3 (-5–7)	1 (-3–6)	4 (-2–13)	4 (-1–11)	8 (3–12)	11 (4–16)
Vinter (DJF)	14 (-1–27)	15 (-3–31)	23 (7–36)	34 (11–55)	41 (23–76)	66 (36–86)
Vår (MAM)	-2 (-8–3)	-3 (-6–2)	-4 (-11–5)	-5 (-8– -)	-6 (-13–2)	-10 (-19– -2)
Sommer (JJA)	-12 (-17– -3)	-10 (-15– -6)	-14 (-22– -6)	-18 (-24– -12)	-15 (-24– -5)	-22 (-28– -15)
Høst (SON)	15 (4–26)	6 (-3–14)	17 (1–31)	13 (5–25)	22,9 (3,6–37,5)	25 (14–40)

Nordland distHBV-COR- BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	1 (-2–5)	0 (-5–5)	1 (-5–6)	3 (-3–7)	8 (5–12)	10 (5–14)
Vinter (DJF)	15 (2–31)	19 (-2–37)	22 (6–36)	39 (15–58)	42 (16–72)	75 (38–96)
Vår (MAM)	6 (-2–12)	7 (0–12)	8 (-0–18)	14 (9–20)	9 (-5–19)	19 (2–32)
Sommer (JJA)	-14 (-18– -9)	-15 (-20– -10)	-20 (-26– -13)	-27 (-32– -20)	-18 (-28– -6)	-35 (-41– -29)
Høst (SON)	12 (0–21)	7 (-2–17)	13 (-4–27)	13 (4–23)	24 (7–36)	28 (19–48)

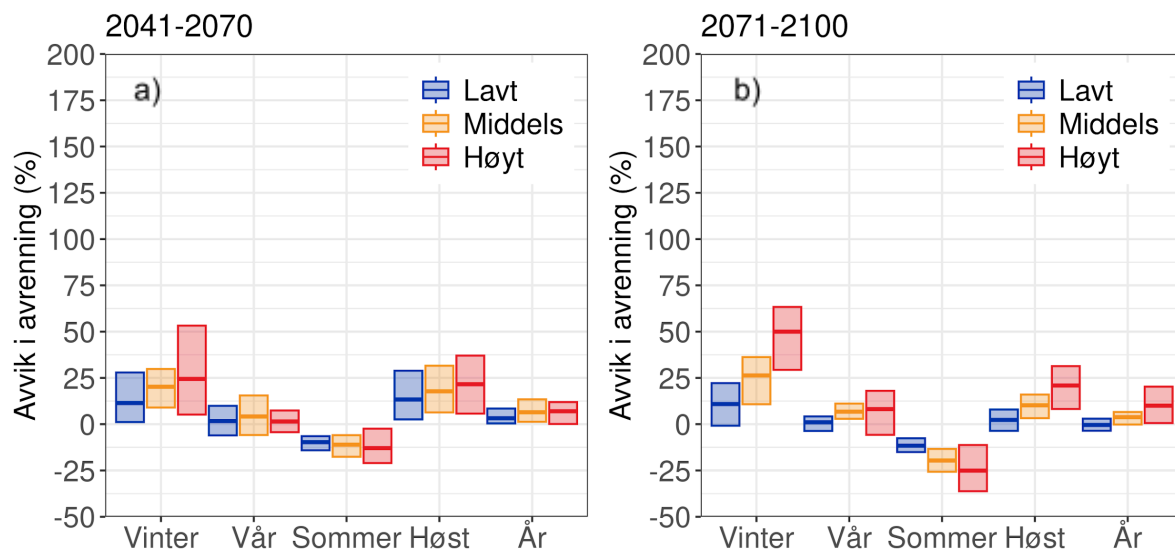
Troms&Finnmark distHBV-COR- BA-2025	RCP2.6		RCP4.5		SSP3-7.0	
Sesong	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100	2041–2070	2071–2100
År	2 (-1–4)	1 (-2–6)	1 (-5–6)	3 (-2–10)	4 (-1–9)	6 (1–13)
Vinter (DJF)	33 (10–56)	40 (14–63)	50 (18–76)	77 (43–110)	71 (26–110)	140 (90–191)
Vår (MAM)	12 (6–19)	12 (6–19)	16 (12–22)	21 (15–26)	16 (9–23)	20 (13–28)
Sommer (JJA)	-16 (-20– -10)	-17 (-22– -9)	-25 (-31– -18)	-29 (-34– -23)	-26 (-35– -17)	-41 (-46– -35)
Høst (SON)	15 (5–25)	11 (4–21)	16 (3–30)	20 (9–35)	23 (10–36)	31 (22–44)



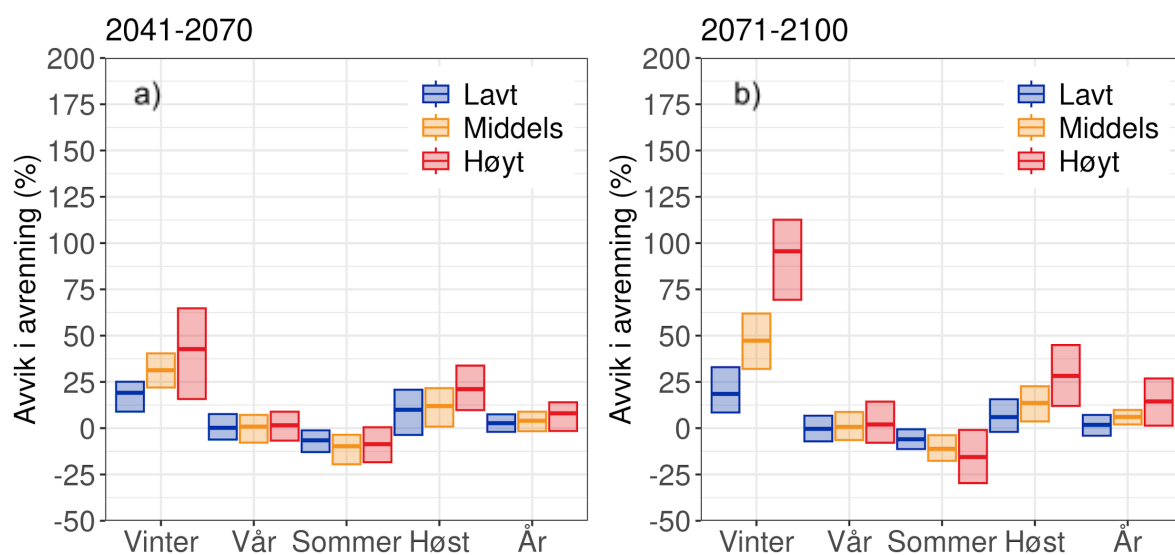
Figur A.4.1 Relativ endring (%) i sesongavrenning for Norge fra perioden 1991–2020 til a) 2041–2070 og b) 2071–2100, for lavt (RCP2.6), middels (RCP4.5) og høyt (SSP3-7.0) utslippsscenario. Blå, oransje og rød horisontal strek viser gjennomsnittsverdien av 20 framskrivninger for hvert utslippsscenario. De fargelagte områdene rundt strekene viser utfallsrommet (10–90-persentil) av framskrivningene.



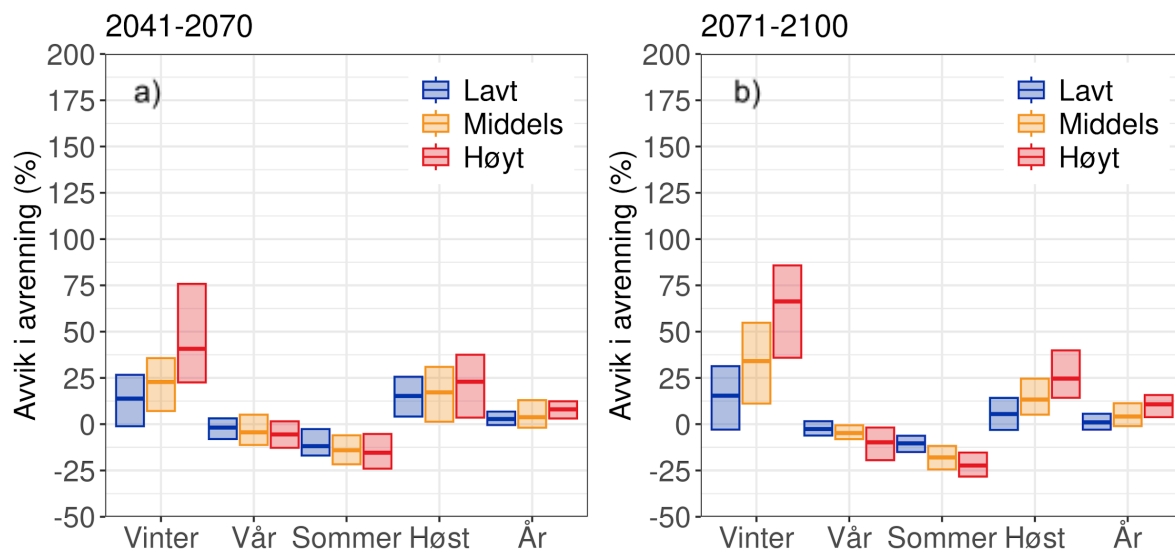
Figur A.4.2 Relativ endring (%) i sesongavrenning for Sørlandet fra perioden 1991–2020 til a) 2041–2070 og b) 2071–2100, for lavt (RCP2.6), middels (RCP4.5) og høyt (SSP3-7.0) utslippsscenario. Blå, oransje og rød horisontal strek viser gjennomsnittsverdien av 20 framskrivninger for hvert utslippsscenario. De fargelagte områdene rundt strekene viser utfallsrommet (10–90-persentil) av framskrivningene.



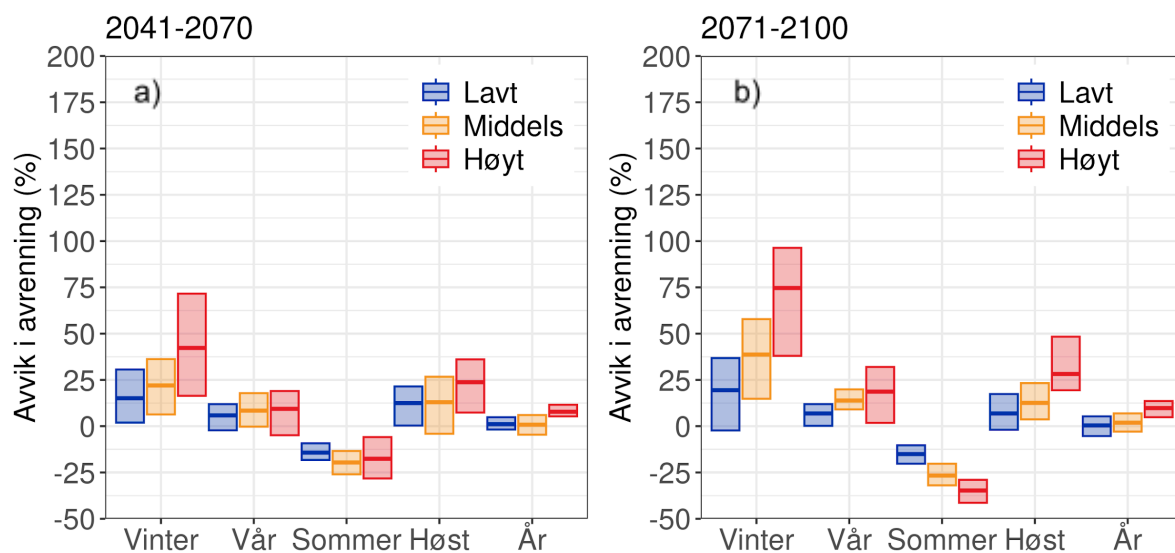
Figur A.4.3 Samme som figur A.4.2, men for Vestlandet.



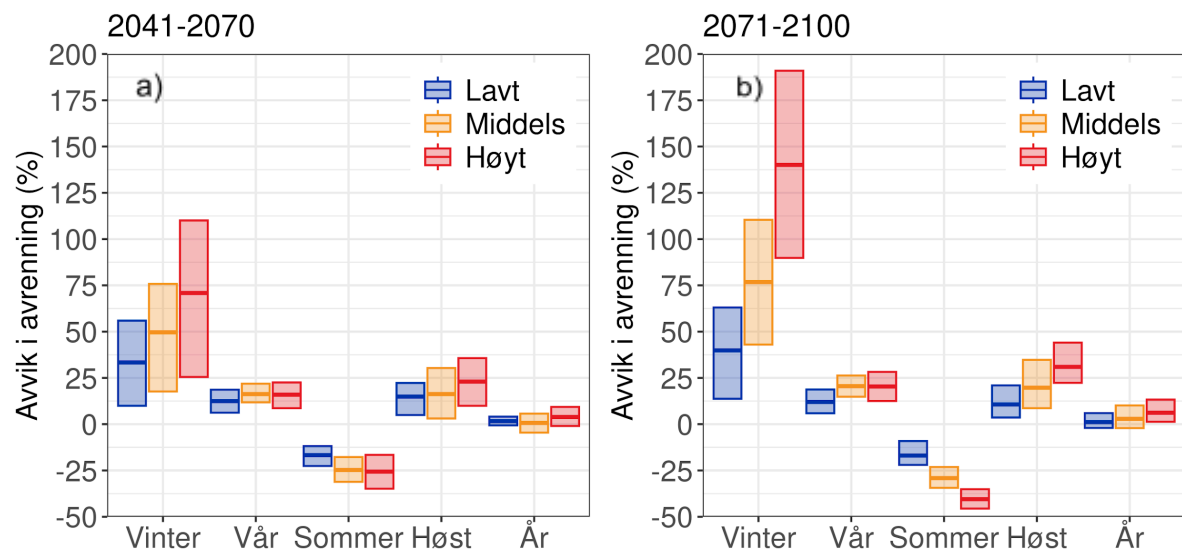
Figur A.4.4 Samme som figur A.4.2, men for Østlandet.



Figur A.4.5 Samme som figur A.4.2, men for Trøndelag.



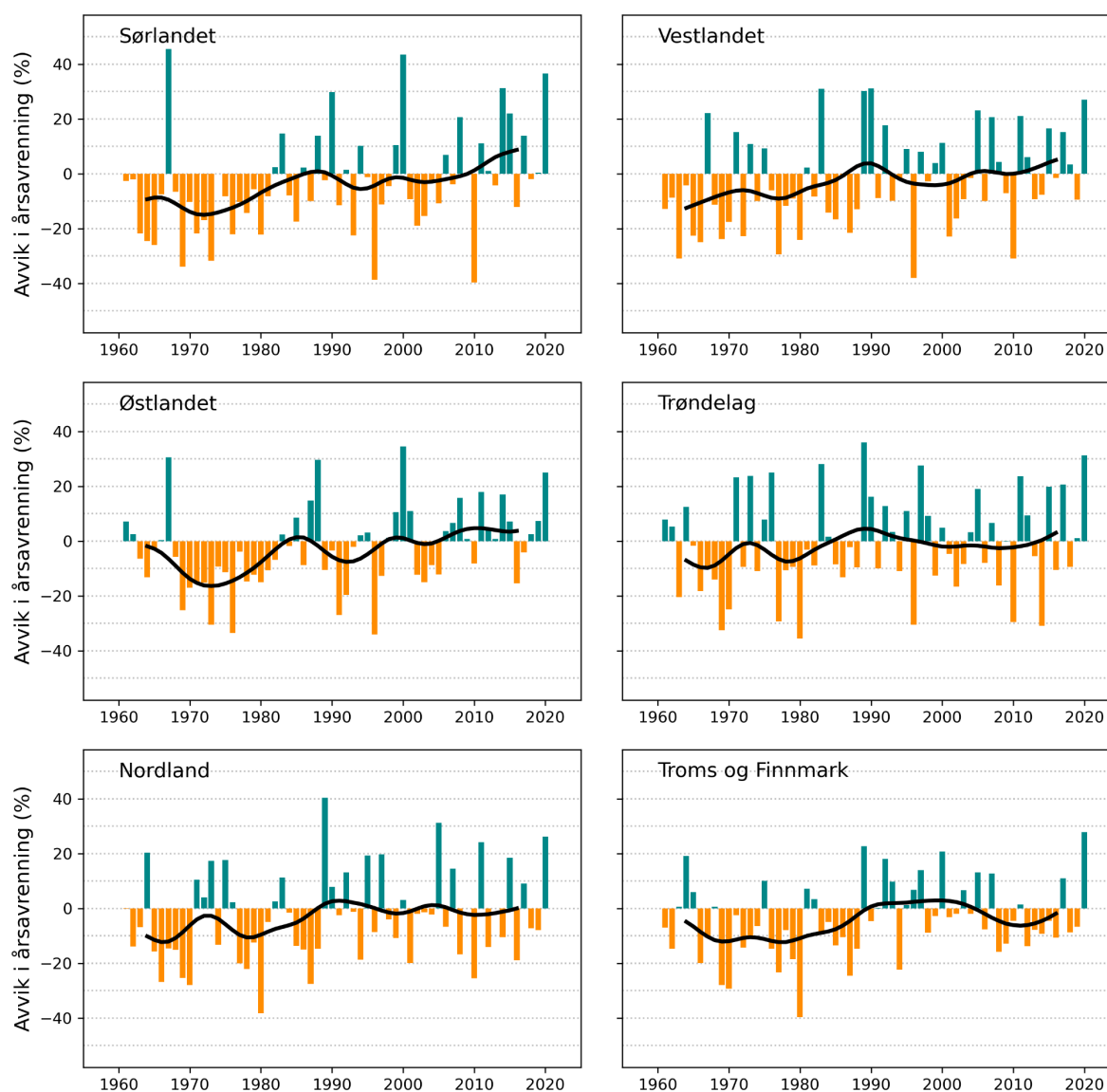
Figur A.4.6 Samme som figur A.4.2, men for Nordland.



Figur A.4.7 Samme som figur A.4.2, men for Troms og Finnmark.

A.5 Endringer i avrenning

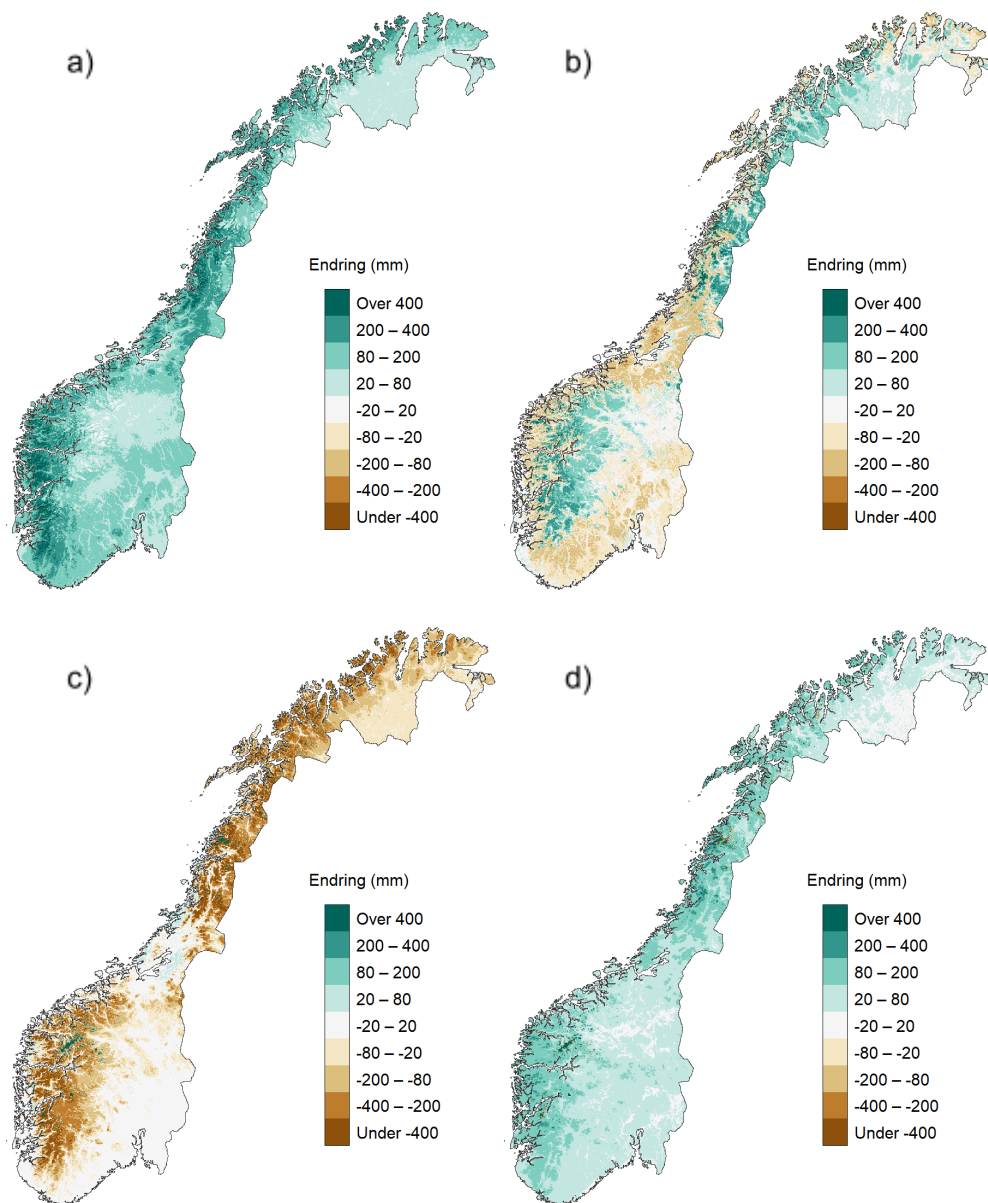
Historisk tidsutvikling i avrenning for regioner



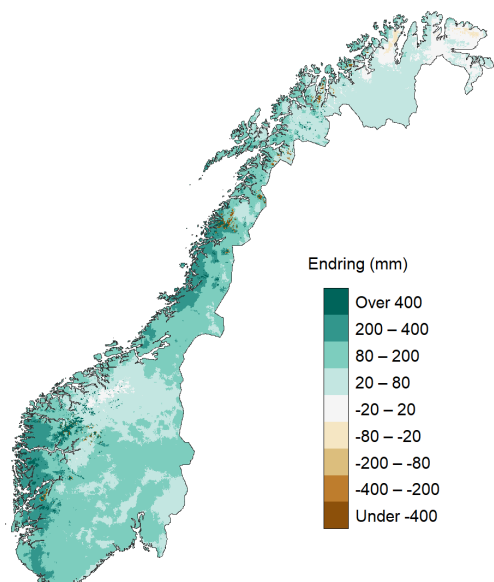
Figur A.5.1 Årsavrenning for avrenningsregionene i perioden 1961–2020, vist som avvik (%) fra middelverdien for perioden 1991–2020. Svart kurve viser langtidsendringene beregnet ved hjelp av et gaussisk filter som tilsvarer 10-års glidende middelverdier. Derfor vises ikke de første fem og de siste fem årene i denne kurven. Tilsvarende figur for hele Norge er vist i figur 4.1.3. Regionergrensene vises i figur 4.1.1a.

Absolutte endringer i avrenning (mot slutten av århundret)

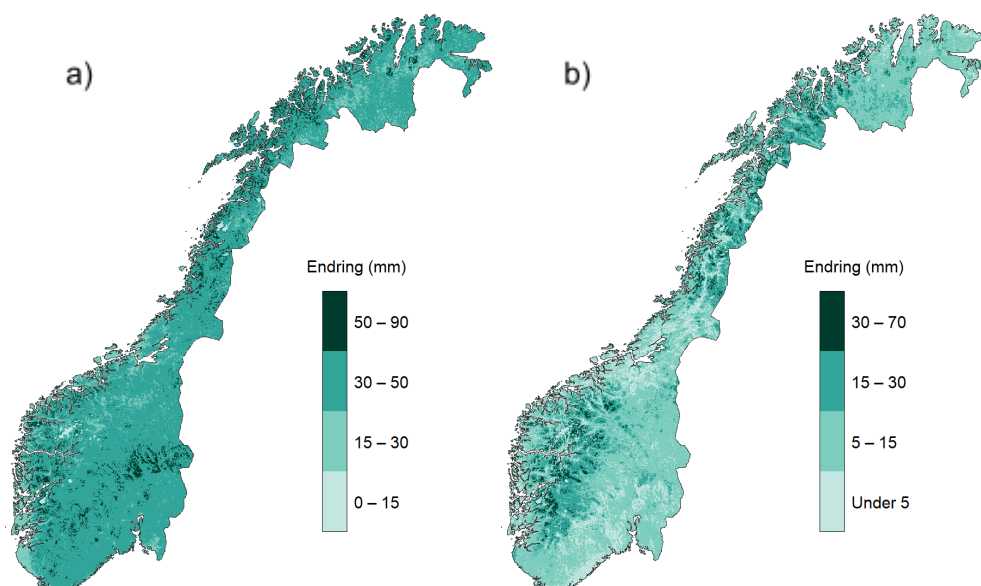
De store relative endringene i avrenning i figur 4.1.10 betyr ikke nødvendigvis store absolutte endringer, fordi vinteravrenningen er lav i områder som er snødekte i dagens klima. Derfor er absoluttverdier av endringene vist her.



Figur A.5.2 Sesongendringer (mm) i avrenning fra 1991–2020 til 2071–2100 for høyt utslippsscenario (SSP3-7.0), for a) vinter, b) vår, c) sommer, og d) høst. Beregnet endring er gjennomsnittet av 20 framskrivninger (distHBV–COR–BA-2025).

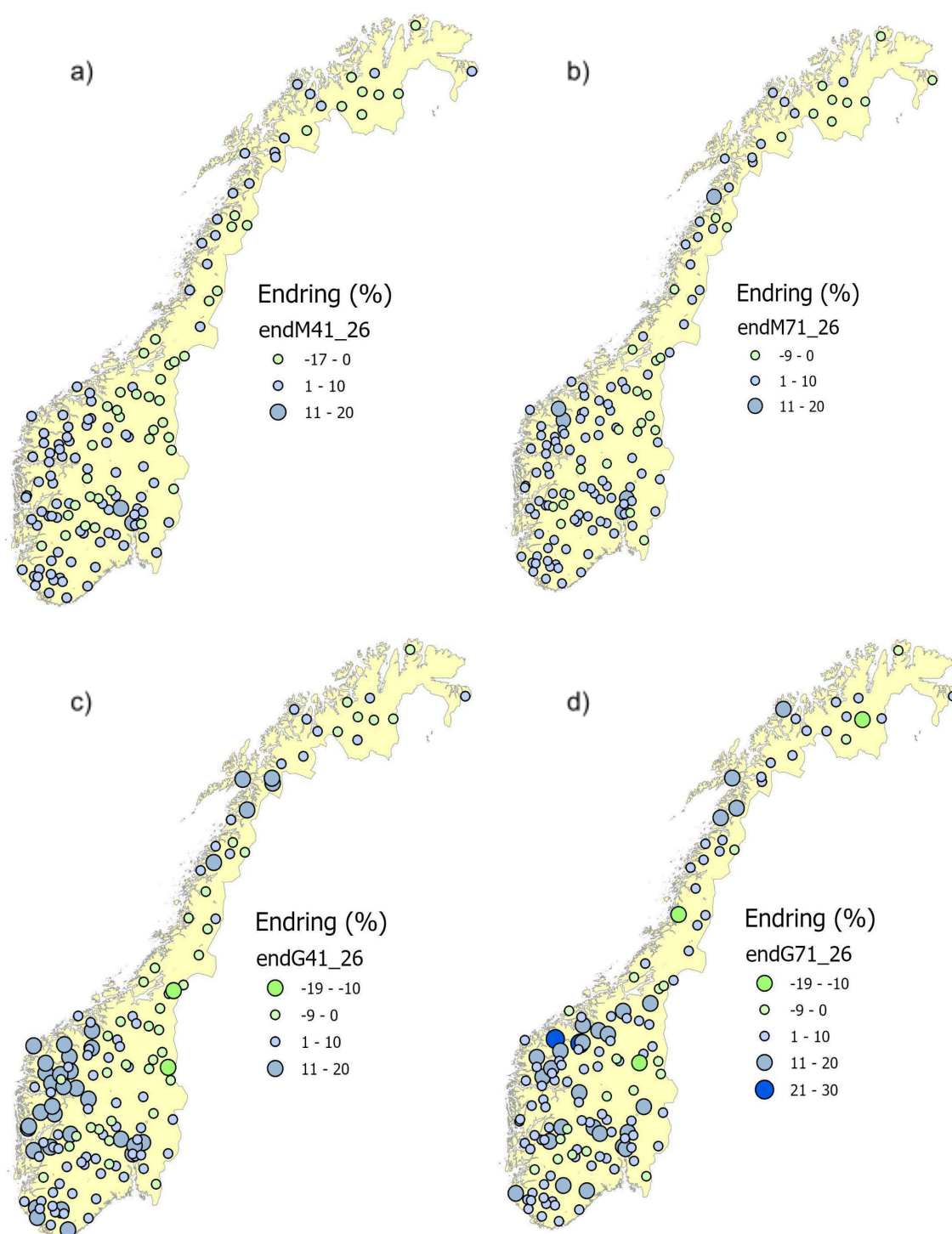


Figur A.5.3 Endringer (mm) i årsavrenning fra 1991–2020 til 2071–2100 for høyt utslippsscenario (SSP3-7.0). Beregnet endring er gjennomsnittet av 20 framskrivninger (distHBV–COR-BA-2025).

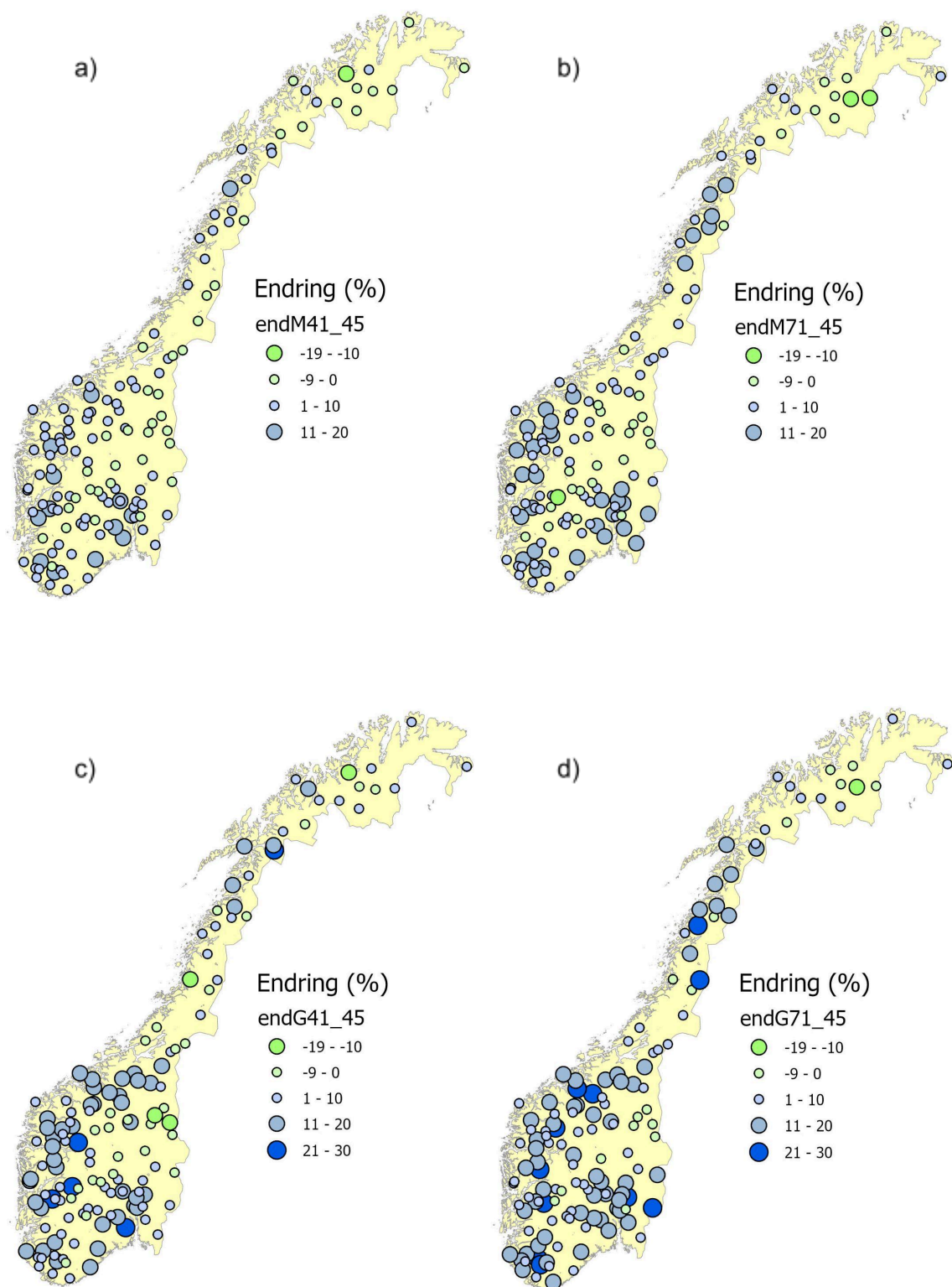


Figur A.5.4 Endring (mm) i fordampning fra perioden 1991–2020 til 2071–2100 for høyt utslippsscenario (SSP3-7.0), for a) hele året og b) sommer. Beregnet endring er gjennomsnittet av 20 framskrivninger (distHBV–COR-BA-2025).

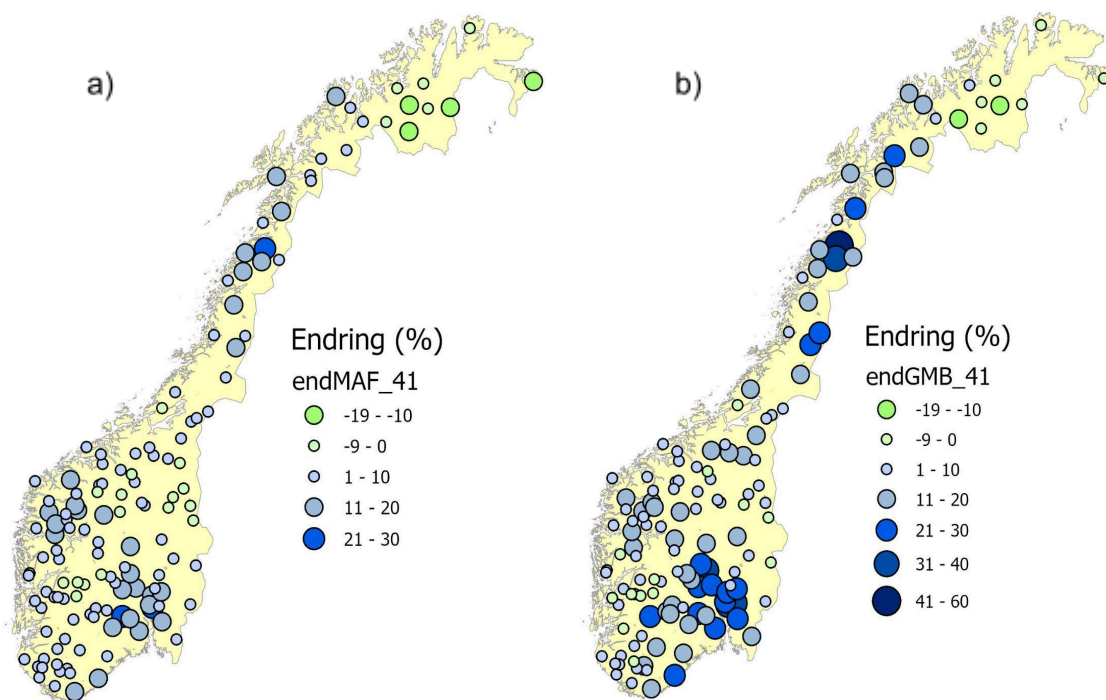
A.6 Endringer i flomvannføring



Figur A.6.1 Prosentvis endring i middelflom (a–b) og 200-års flom (c–d) for lave utslipp (RCP2.6) i 138 nedbørfelt. a) og c) viser endringer til 2041–2070 og b) og d) viser endringer til 2071–2100 sammenlignet med referanseperioden 1991–2020. Beregnet endring er medianen av 40 framskrivninger for hvert nedbørfelt (feltHBV–COR–BA–2025 og DDD–COR–BA–2025).

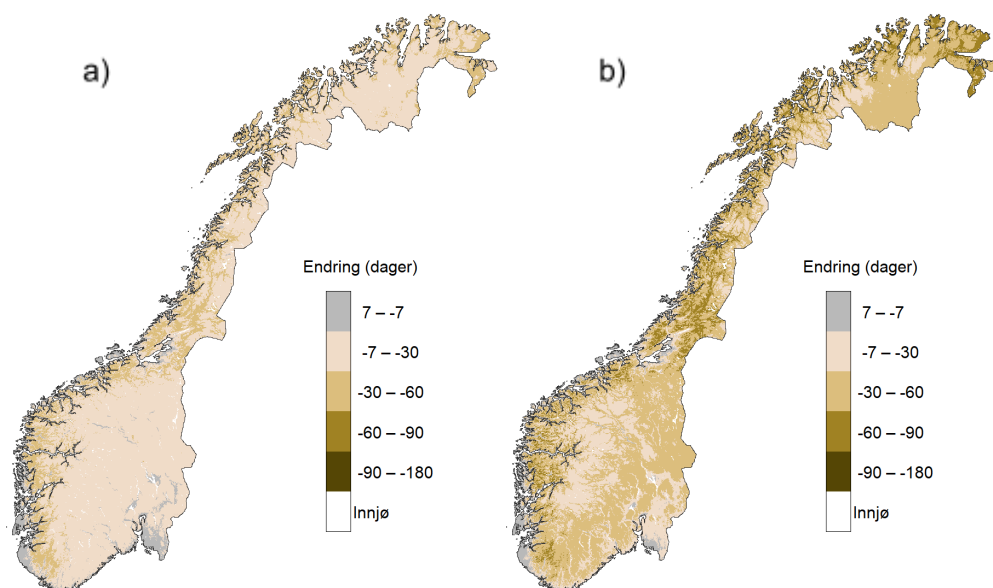


Figur A.6.2 Prosentvis endring i middelflom (a–b) og 200-års flom (c–d) for middels utslipp (RCP4.5) i 138 nedbørfelt. a) og c) viser endringer til 2041–2070 og b) og d) viser endringer til 2071–2100 sammenlignet med referanseperioden 1991–2020. Beregnet endring er medianen av 40 framskrivninger for hvert nedbørfelt (feltHBV–COR–BA–2025 og DDD–COR–BA–2025).

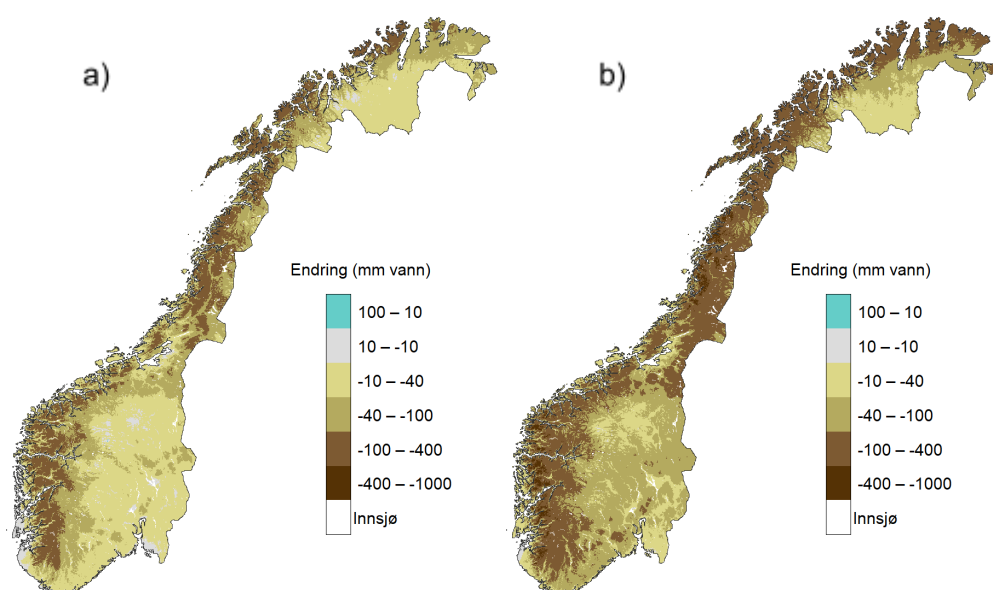


Figur A.6.3 Prosentvis endring i flomvannføring for høye utslipp (SSP3-7.0) i 138 nedbørfelt. a) Endringer i middelflom til 2041–2070 og b) endringer i 200-års flom til 2071–2100 sammenlignet med referanseperioden 1991–2020. Beregnet endring er medianen av 40 framskrivninger for hvert nedbørfelt (feltHBV–COR-BA-2025 og DDD–COR-BA-2025).

A.7 Snøindekser



Figur A.7.1 Endring i gjennomsnittlig lengde på skisesongen per år for a) lavt utslippsscenario (RCP2.6) ved slutten av århundret (2071–2100 sammenlignet med 1991–2020) og b) høyt utslippsscenario (SSP3-7.0) ved midten av århundret (2041–2070 sammenlignet med 1991–2020). Kartene er beregnet med distHBV-COR-BA-2025 som gjennomsnitt av 20 framskrivninger. Innsjøer er maskert fra figuren fordi modellen ikke skiller mellom snø og vann. Sammenlign med figur 5.1.4.



Figur A.7.2 Endring i største årlige snømengde (mm vannekvivalenter per år) fra 1991–2020 til 2071–2100 for a) lavt utslippsscenario (RCP2.6) og b) middels utslippsscenario (RCP4.5). Kartet er beregnet med distHBV-COR-BA-2025 som gjennomsnitt av 20 framskrivninger. Innsjøer er maskert fra figuren. Sammenlign med figur 5.1.5.

A.8 Skredindekser

Tabell A.8.1: Gjennomsnittlig antall dager med utslag i HydMetGeo (HMG) jordskredindeks i august–november i referanseperioden 1991–2020, og endringen i gjennomsnittlig antall dager fra 1991–2020 til midten (2041–2070) og slutten (2071–2100) av århundret for lavt (RCP 2.6), middels (RCP 4.5) og høyt (SSP3-7.0) utslippsscenario. Rader i tabellene viser ulike regioner og høydesoner (se Figur A.6.1 for regioninndeling). «HMG gult» og «HMG oransje» betyr hhv. minst gult og minst oransje farenivå i HydMetGeo (HMG) jordskredindeks. Tallene er gjennomsnitt av region/høydesone og av 20 modellframskrivninger (COR-BA-2025).

RCP2.6	HMG gult (1991–2020)	HMG gult (endring til 2041–2070)	HMG gult (endring til 2071–2100)	HMG oransje (1991–2020)	HMG oransje (endring til 2041–2070)	HMG oransje (endring til 2071–2100)
Region/høydesone						
Øst (0-300 moh)	9,7	+4,0	+4,0	1,3	+0,9	+0,8
Øst (300-600 moh)	12	+5,1	+4,3	1,3	+1,1	+0,8
Øst (600-900 moh)	13	+5,0	+4,2	1,3	+0,9	+0,7
Øst (900-1000 moh)	13	+4,5	+3,5	1,3	+0,7	+0,5
Vest (0-300 moh)	17	+6,8	+2,7	1,6	+1,2	+0,5
Vest (300-600 moh)	17	+7,0	+3,1	1,7	+1,3	+0,6
Vest (600-900 moh)	14	+6,1	+3,0	1,5	+1,0	+0,5
Vest (900-1000 moh)	12	+4,9	+2,6	1,1	+0,7	+0,3
Mid (0-300 moh)	17	+3,9	+1,8	1,4	+0,4	+0,3
Mid (300-600 moh)	13	+3,4	+1,6	1,1	+0,3	+0,1
Mid (600-900 moh)	8,8	+2,9	+1,6	0,9	+0,3	+0,1
Mid (900-1000 moh)	6,0	+1,9	+1,1	0,5	+0,1	+0,1
Nord (0-300 moh)	19	+5,6	+3,6	1,8	+0,7	+0,3
Nord (300-600 moh)	12	+3,8	+2,4	0,9	+0,3	+0,2
Nord (600-900 moh)	14	+3,8	+2,8	1,3	+0,3	+0,2
Nord (900-1000 moh)	19	+4,3	+3,8	2,1	+0,7	+0,7

RCP4.5	HMG gult (1991–2020)	HMG gult (endring til 2041–2070)	HMG gult (endring til 2071–2100)	HMG oransje (1991–2020)	HMG oransje (endring til 2041–2070)	HMG oransje (endring til 2071–2100)
Region/høydesone						
Øst (0-300 moh)	9,7	+5,1	+6,5	1,3	+1,0	+1,4
Øst (300-600 moh)	12	+5,9	+6,9	1,3	+1,1	+1,4
Øst (600-900 moh)	13	+5,5	+7,1	1,3	+0,8	+1,2
Øst (900-1000 moh)	13	+4,7	+6,5	1,3	+0,7	+1,0
Vest (0-300 moh)	17	+9,2	+7,6	1,6	+1,5	+1,2
Vest (300-600 moh)	17	+9,3	+7,4	1,7	+1,6	+1,3
Vest (600-900 moh)	14	+7,9	+6,3	1,5	+1,3	+1,1
Vest (900-1000 moh)	12	+6,1	+5,3	1,1	+0,9	+0,8
Mid (0-300 moh)	17	+6,8	+6,0	1,4	+1,0	+0,8
Mid (300-600 moh)	13	+5,5	+4,6	1,1	+0,8	+0,6
Mid (600-900 moh)	8,8	+4,4	+4,0	0,9	+0,6	+0,5
Mid (900-1000 moh)	6,0	+2,8	+2,6	0,5	+0,4	+0,3
Nord (0-300 moh)	19	+4,9	+7,0	1,8	+0,5	+0,7
Nord (300-600 moh)	12	+3,6	+4,7	0,9	+0,2	+0,4
Nord (600-900 moh)	14	+4,1	+5,4	1,3	+0,4	+0,6
Nord (900-1000 moh)	19	+5,1	+8,0	2,1	+1,0	+1,9

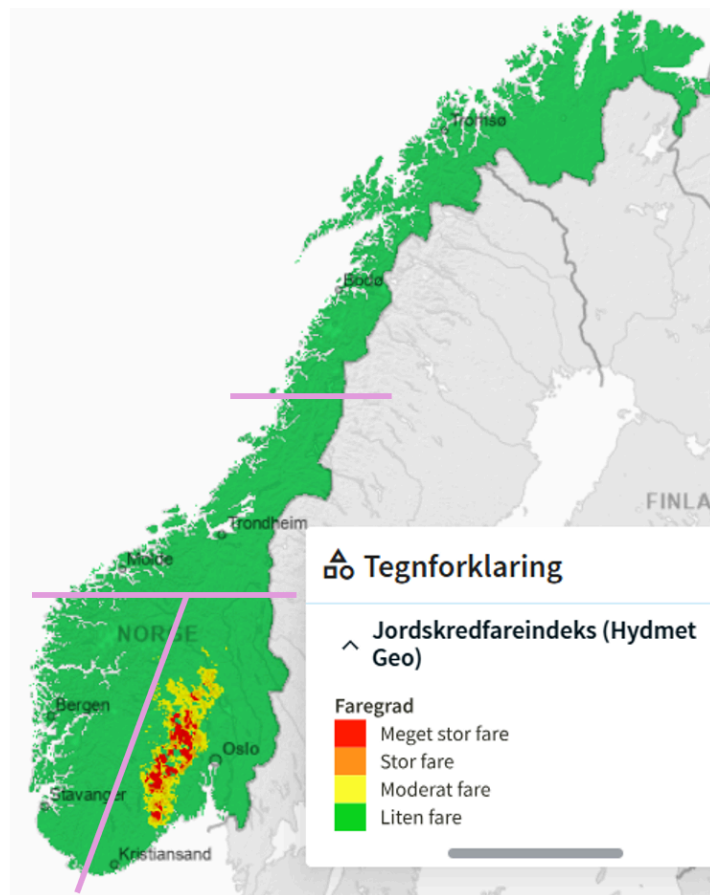
SSP3-7.0	HMG gult (1991–2020)	HMG gult (endring til 2041–2070)	HMG gult (endring til 2071–2100)	HMG oransje (1991–2020)	HMG oransje (endring til 2041–2070)	HMG oransje (endring til 2071–2100)
Region/høydesone						
Øst (0-300 moh)	11	+8,9	+12	1,5	+1,7	+2,1
Øst (300-600 moh)	13	+11	+14	1,6	+1,9	+2,2
Øst (600-900 moh)	13	+10	+14	1,5	+1,5	+2,1
Øst (900-1000 moh)	13	+8,7	+13	1,4	+1,2	+1,9
Vest (0-300 moh)	19	+8,9	+12	2,0	+1,0	+1,8
Vest (300-600 moh)	18	+9,3	+10	1,9	+1,3	+1,7
Vest (600-900 moh)	15	+9,2	+9,7	1,6	+1,3	+1,6
Vest (900-1000 moh)	13	+8,2	+9,2	1,2	+1,0	+1,4
Mid (0-300 moh)	16	+5,2	+8,7	1,1	+0,5	+1,2
Mid (300-600 moh)	13	+4,3	+6,8	1,1	+0,4	+0,9
Mid (600-900 moh)	9,3	+3,7	+5,7	0,9	+0,5	+0,8
Mid (900-1000 moh)	6,1	+2,4	+4,2	0,5	+0,2	+0,5
Nord (0-300 moh)	19	+10	+12	1,8	+1,5	+1,7
Nord (300-600 moh)	12	+7,1	+8,4	0,9	+0,9	+0,8
Nord (600-900 moh)	14	+8,5	+11	1,3	+1,3	+1,7
Nord (900-1000 moh)	21	+9,2	+17	2,3	+2,1	+4,7

Tabell A.8.2: Gjennomsnittlig antall dager med utslag i «avrenning fra snøpakken» (AFS) sørpeskredindeks i desember–april i 30-års referanseperiode 1991–2020, og endringen i gjennomsnittlig antall dager fra kontrollperioden (1991–2020) til midten (2041–2070) og slutten (2071–2100) av århundre i lavt (RCP 2.6), middels (RCP 4.5) og høyt (SSP3-7.0) utslippsscenario. Rader i tabellene viser ulike regioner og høydesoner (se Figur A.6.1 for regioninndeling). «AFS gult» og «AFS oransje» betyr hhv. minst gult og minst oransje farenivå i AFS sørpeskredindeks. Tallene er gjennomsnitt av region/høydesone og av 20 modellframskrivninger (COR-BA-2025).

RCP2.6	AFS gult (1991–2020)	AFS gult (endring til 2041–2070)	AFS gult (endring til 2071–2100)	AFS oransje (1991–2020)	AFS oransje (endring til 2041–2070)	AFS oransje (endring til 2071–2100)
Region/høydesone						
Øst (0-300 moh)	0,7	-0,2	-0,1	0,1	0,0	0,0
Øst (300-600 moh)	0,6	-0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
Øst (600-900 moh)	0,3	+0,1	+0,1	0,0	0,0	0,0
Øst (>900 moh)	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Vest (0-300 moh)	3,6	-2,1	-1,8	0,7	-0,4	-0,3
Vest (300-600 moh)	27	-7,0	-8,2	5,4	-1,3	-1,6
Vest (600-900 moh)	24	+4,5	+4,0	5,5	+1,3	+0,8
Vest (>900 moh)	3,0	+1,9	+1,9	0,7	+0,5	+0,4
Mid (0-300 moh)	4,2	-1,7	-1,8	0,7	-0,3	-0,3
Mid (300-600 moh)	11	-0,4	-0,6	1,9	-0,4	-0,3
Mid (600-900 moh)	3,8	+1,0	+1,6	0,7	0,0	+0,2
Mid (>900 moh)	0,7	+0,2	+0,3	0,1	0,0	0,0
Nord (0-300 moh)	4,6	-1,1	-1,0	0,8	-0,3	-0,3
Nord (300-600 moh)	4,2	+1,1	+1,4	1,0	+0,1	+0,2
Nord (600-900 moh)	2,2	+1,5	+2,0	0,6	+0,2	+0,4
Nord (>900 moh)	0,2	+0,3	+0,4	0,1	+0,1	+0,1

RCP4.5	AFS gult (1991–2020)	AFS gult (endring til 2041–2070)	AFS gult (endring til 2071–2100)	AFS oransje (1991–2020)	AFS oransje (endring til 2041–2070)	AFS oransje (endring til 2071–2100)
Region/høydesone						
Øst (0-300 moh)	0,7	-0,3	-0,3	0,1	0,0	0,0
Øst (300-600 moh)	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Øst (600-900 moh)	0,3	+0,2	+0,1	0,0	0,0	0,0
Øst (>900 moh)	0,1	+0,1	+0,1	0,0	0,0	0,0
Vest (0-300 moh)	3,6	-2,4	-2,8	0,7	-0,5	-0,6
Vest (300-600 moh)	27	-7,3	-14	5,4	-1,4	-2,8
Vest (600-900 moh)	24	+7,1	+4,1	5,5	+1,9	+1,2
Vest (>900 moh)	3,0	+2,7	+4,5	0,7	+0,7	+1,0
Mid (0-300 moh)	4,2	-2,1	-3,0	0,7	-0,3	-0,5
Mid (300-600 moh)	11	-0,4	-2,4	1,9	-0,3	-0,4
Mid (600-900 moh)	3,8	+1,9	+3,4	0,7	+0,2	+0,6
Mid (>900 moh)	0,7	+0,5	+1,0	0,1	+0,1	+0,1
Nord (0-300 moh)	4,6	-1,5	-2,0	0,8	-0,4	-0,4
Nord (300-600 moh)	4,2	+1,4	+2,2	1,0	+0,2	+0,4
Nord (600-900 moh)	2,2	+2,1	+4,1	0,6	+0,3	+0,8
Nord (>900 moh)	0,2	+0,5	+0,7	0,1	+0,1	+0,2

SSP3-7.0	AFS gult (1991–2020)	AFS gult (endring til 2041–2070)	AFS gult (endring til 2071–2100)	AFS oransje (1991–2020)	AFS oransje (endring til 2041–2070)	AFS oransje (endring til 2071–2100)
Region/høydesone						
Øst (0-300 moh)	0,7	-0,4	-0,5	0,1	0,0	0,0
Øst (300-600 moh)	0,6	0,0	-0,1	0,0	0,0	0,0
Øst (600-900 moh)	0,3	+0,1	+0,2	0,0	0,0	0,0
Øst (>900 moh)	0,1	+0,1	+0,3	0,0	0,0	0,0
Vest (0-300 moh)	3,1	-2,2	-2,8	0,6	-0,4	-0,5
Vest (300-600 moh)	27	-13	-20	5,2	-2,6	-3,9
Vest (600-900 moh)	26	+1,6	-3,2	5,8	-0,1	-0,7
Vest (>900 moh)	3,2	+3,0	+7,8	0,8	+0,5	+1,7
Mid (0-300 moh)	3,7	-2,3	-3,4	0,5	-0,4	-0,5
Mid (300-600 moh)	11	-2,5	-5,9	1,8	-0,6	-0,9
Mid (600-900 moh)	4,1	+3,4	+5,2	0,7	+0,7	+1,2
Mid (>900 moh)	0,7	+1,3	+3,0	0,1	+0,2	+0,5
Nord (0-300 moh)	4,4	-1,8	-3,2	0,7	-0,4	-0,6
Nord (300-600 moh)	5,0	+1,3	+0,4	1,1	+0,2	-0,1
Nord (600-900 moh)	2,9	+4,9	+9,2	0,8	+1,3	+2,2
Nord (>900 moh)	0,3	+1,3	+3,6	0,1	+0,3	+0,9



Figur A.8.1 Regioninndelingen (Øst, Vest, Midt og Nord; rosa linjer) i klima-analyser av farenivå i HydMetGeo (HMG) jordskredindeks og i sørpeskredindeks (AFS). Bakgrunnskart (fra senorge.no) viser eksempelvis utslag i HydMetGeo jordskredindeks på Østlandet 3. September 2024.

A.9 Hva er nytt siden forrige Klima i Norge-rapport fra 2015?

Den oppdaterte Klima i Norge rapporten fra 2025 gir litt andre resultater enn tidligere versjon av rapporten (utgitt i 2015) på grunn av endringer i metodikk og datagrunnlag.

Oppdatert referanseperiode

Referanseperioden 1991–2020 er brukt i stedet for 1971–2000 for å reflektere dagens klima bedre. Endringene oppgis derfor over 80 år (fra den oppdaterte referanseperioden 1991–2020 til slutten av århundret) i stedet for 100 år (fra 1971–2000 til slutten av århundret). En kortere periode gir lavere endringer, som til en viss grad kan justeres for ved å sammenligne endringer per tiår. Merk at en slik skalering ikke gir et nøyaktig estimat fordi klimaet ikke nødvendigvis endres jevnt over tid. I tillegg til mer oppdaterte data, har observasjonsgrunnlaget bedre kvalitet.

Lavere utslippsscenario

Som et høyt utslippsscenario («føre var-scenario») er SSP3-7.0 benyttet i stedet for RCP8.5. Det nye utslippsscenarioet har et lavere strålingspådriv enn det som ble beskrevet i rapporten fra 2015 (7.0 W/m^2 i stedet for 8.5 W/m^2). Dette gir litt lavere temperaturøkning, nedbørøkning og flommer enn i forrige rapport, også når det justeres for at de oppdaterte tallene er beregnet for en kortere periode. Les mer om utslippsscenario i kapittel 10.2.1.

Mer balansert utvalg av klimasimuleringer

Utvalget av klimasimuleringer er bedre fordi flere har vært tilgjengelig. De tilgjengelige simuleringene har blitt grundig vurdert mot ulike faktorer i Norge, og gir dermed en mer balansert framstilling av norske forhold. Les mer om modellutvalg i kapittel 10.2.4.

Mer omfattende datagrunnlag

De nye nasjonale klimaframskrivningene (COR-BA-2025) består av 20 simuleringer per utslippsscenario for ni ulike atmosfærevariable, i stedet for 10 simuleringer for kun nedbør og temperatur. De hydrologiske framskrivningene inneholder fire variable (det samme antallet som i forrige rapport) og altså 20 simuleringer per utslippsscenario.

Bedre hydrologisk modell

Forbedringer i den hydrologiske modellen gir bedre estimater av fordampning, bre og dermed også avrenning, markvann og tørke. Endringene i avrenning er større enn i forrige versjon av rapporten, hovedsakelig fordi fordampningen er mer pålitelig. Den hydrologiske modellen krevde et større inngangsdatasett (COR-BA-2025) bestående av blant annet temperatur, nedbør, stråling, fuktighet og vind, som gir bedre prosessbeskrivelse. Forrige versjon av rapporten brukte kun nedbør og temperatur som inngangsdata til hydrologisk modell. Les mer om dette i kapittel 4.

Flere måter å beskrive klimaet

Mange flere indekser («måter å beskrive klimaet») er omtalt enn i forrige versjon av rapporten, slik at rapporten blir aktuell for flere sektorer. Det inkluderer indekser basert på temperatur, nedbør, vind, snøsesongens lengde, og ulike tørke- og skredindekser.

Annet mål for middelvei

Middelveier beregnes nå i hovedsak som gjennomsnitt av modellensemblet i stedet for medianen av modellensemblet. Det gir blant annet bedre konsistens mellom sesongverdier.



Klima i Norge

Kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning
oppdatert i 2025

NORSK **KLIMASERVICE**SENTER