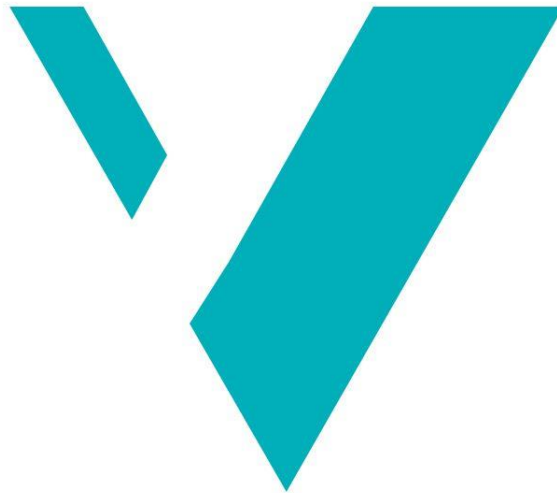


Modellering av fremtidig avrenning under klimascenariene RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 - en case studie fra Vestfossen, Øvre Eiker i Viken fylke



Sølve Kristoffer Wang

Masteroppgave i Climate Change Management (Planlegging for klimaendringer)

Institutt for miljø- og naturvitenskap, Fakultet for ingeniør- og naturvitenskap

HØGSKULEN PÅ VESTLANDET

Sogndal

August 2021

Jeg stadfester at arbeidet er selvstendig utarbeidet, og at referanser/kildehenvisningen til alle kilder som er brukt i arbeidet er oppgitt, jf. Forskrift om studium og eksamen ved Høgskulen på Vestlandet, § 10



Høgskulen
på Vestlandet

**Modellering av fremtidig avrenning under klimascenariene RCP2.6, RCP4.5 og
RCP8.5 - en case studie fra Vestfossen, Øvre Eiker i Viken fylke**

**Masteroppgave i Climate Change Management/Planlegging for
klimaendringer**

Forfatter: Sølve Kristoffer Wang	Forfatter sign. <i>Sølve Kristoffer Wang</i>
Oppgava innlevert: Vår 2021	Åpen oppgave
Veileder: Thorben Dunse Bi-veiledere: Robert Barneveld og Marte Lange Vik	
Stikkord: Klimaendringer, avrenning, klimatilpasning, Øvre Eiker kommune, Vestfossen.	Tal sider: 81 + Vedlegg: 1 Sogndal, 31/08/2021
Dette arbeidet er gjennomført som ledd i masterprogrammet i Climate Change Management (norsk navn: Planlegging for klimaendringer) ved Institutt for miljø- og naturvitenskap, fakultet for ingeniør- og naturvitenskap, Høgskulen på Vestlandet. Studenten(e) står selv ansvarlig for metodene som er brukt, resultatene som er kommet fram, og konklusjoner og vurderinger i arbeidet.	

Forord

Denne oppgaven avslutter et toårig masterprogram i Climate Change Management ved Institutt for miljø- og naturvitenskap, fakultet for ingeniør- og naturvitenskap, Høgskulen på Vestlandet. Oppgaven ble skrevet i løpet av første halvdel av 2021.

Etterspørselen etter kunnskap relatert til klimaendringer og klimatilpasningstiltak er stor innenfor kommunesektoren. Denne oppgaven er skrevet på oppfordring av Øvre Eiker kommune for å belyse temaet. Jeg retter en takk til Øvre Eiker kommune som har gitt meg muligheten til å utforske klimaendringer på lokalt nivå.

Jeg vil i tillegg rette en stor takk til mine veiledere; Thorben Dunse (HVL), Marte Lange Vik (HVL) og Robert Barneveld (NIBIO). Takk for alle innspill, tips og hjelp knyttet til oppgaven. Jeg har satt pris på alle hyggelige samtaler som har funnet sted i løpet av det siste halvåret. Jeg vil rette en spesiell takk til Robert som har imponert med kokkekunnskaper så vel som faglig dybde og etter beste evne har svart på en myriade av spørsmål.

31 august 2021

Sølve Kristoffer Wang

Sammendrag

Det er i dag bred enighet innen klimaforskning om at det vil forekomme endringer i nedbørsmønsteret over hele Norge som et resultat av stigende temperaturer, forårsaket av antropogene klimaendringer. I hvor stor grad og på hvilken måte disse endringene vil manifestere seg lokalt er usikkert og avhenger av hvilke klimascenarier vi beveger oss mot (Hanssen-Bauer et al., 2015).

Denne masteroppgaven modellerer fremtidig gjennomsnittlig avrenning innenfor et nedbørsfelt tilhørende Vestfossen, et tettsted lokalisert i Øvre Eiker kommune, basert på et endret nedbørsmønster forårsaket av klimaendringer. En hydrologisk modell utviklet av Sveriges Meteorologiske og Hydrologiske Institutt med tilnavnet HYPE ble benyttet til å genere framskrivningene. Målet med oppgaven er å gi Øvre Eiker kommune et innblikk i hvordan avrenning i Vestfossen vil kunne utarte seg ved forskjellige klimascenarier og på den måten bidra til å videreutvikle kunnskapsgrunnet som skal ligge til grunn ved planlegging og utvikling av klimatilpasningstiltak. Som et underspørsmål ble det gjort et forsøk på å besvare hvilke klimatilpasningstiltak ment å dempe negative effekter fra avrenning som vil være egnet for implementering innen nedbørsfeltet.

Ulike geografiske analyser av studieområdet ble gjennomført for å avlede nødvendig informasjon til bruk i modelleringsprosessen. Videre ble klimascenariene RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 benyttet til å generere klimaframskrivninger innen tidsintervallene 2021-2050 og 2071-2100 for en total av seks framskrivninger. Ytterligere seks klimascenarier ble generert i værgeneratoren LARS-WG som et supplement til disse.

Hovedfunnene fra modelleringen viser en relativt uendret trend i gjennomsnittlig avrenning i Vestfossen over et år for alle scenarier sammenliknet med referanseperioden 1971-2100. Store endringer forekommer imidlertid ved de ulike sesongene hvor vinter og sommersesongen utmerker seg med henholdsvis økende og synkende forekomst av avrenning. Et påbegynnende regimeskifte kan observeres ved alle scenarier hvor vinteren overtar for våren som den årstiden hvor avrenning forekommer i størst grad. Skiftet manifesterer seg ved RCP8.5 2071-2100. Et naturlig flomhåndteringstiltak og et bærekraftig dreneringssystem foreslås som kandidater til implementering.

Abstract in English

There is broad agreement within climate research that there will be changes in the precipitation pattern throughout Norway as a result of rising temperatures, caused by anthropogenic climate change. To what extent and in what way these changes will manifest themselves locally is uncertain and depends on which climate scenarios we move towards (Hanssen-Bauer et al., 2015).

This master thesis models future average runoff within a catchment belonging to Vestfossen, a township located in Øvre Eiker municipality, based on a changed precipitation pattern caused by climate change. A hydrological model developed by the Swedish Meteorological and Hydrological Institute nicknamed HYPE was used for this purpose. The aim of the thesis is to give Øvre Eiker municipality an insight into how runoff in Vestfossen might behave in different climate scenarios and thus contribute to further developing the knowledge base that will form the basis for planning and developing climate adaptation measures. A sub-question regarding which climate adaptation measures can be introduced to mitigate negative effects from runoff within the catchment was explored.

Various geographical analyzes of the study area were carried out to derive the necessary information for use in the modeling process. The climate scenarios RCP2.6, RCP4.5 and RCP8.5 were used to generate climate projections within the time intervals 2021-2050 and 2071-2100 for a total of six projections. Another six climate scenarios were generated in the weather generator LARS-WG as a supplement to these.

The main findings from the modeling show a relatively unchanged trend in average runoff in Vestfossen over a year for all scenarios compared with the reference period 1971-2100. However, major changes occur during the various seasons, where the winter and summer seasons are distinguished by an increasing and decreasing incidence of runoff, respectively. An incipient regime change can be observed in all scenarios where winter takes over for spring as the season where runoff occurs to the greatest extent. The shift is manifested in RCP8.5 2071-2100. A natural flood management measure and a sustainable drainage system are proposed as candidates for implementation.

Innhold

Forord	I
Sammendrag	III
Abstract in English	V
1 Innledning	1
1.2 Motivasjon	1
1.3 Det hydrologiske kretsløp	1
1.4 Hydrologiske modeller	2
1.4.1 Ulike typer hydrologiske modeller	3
1.4.2 Romlige strukturer	4
1.4.3 Kalibrering og validering av hydrologiske modeller	5
1.4.4 Usikkerhet forbundet med modellering	6
1.5 Klimascenarier	6
1.5.1 De ulike RCP scenariene	7
1.6 Klima i Norge 2100	7
1.6.1 Klima i Vestfossen 2100	9
1.7 Klimatilpasning	9
1.7.1 Flomdempende klimatilpasningstiltak	10
1.8 Mål for oppgaven	11
1.8.1 Forskningsspørsmål	11
1.9 Avgrensning av oppgaven	11
1.10 Oppbygning av oppgaven	11
2 Metode	12
2.1 Studieområde	12
2.2 HYPE	13
2.2.1 Bruk og oppsett	14
2.2.2 Romlig struktur og SLC-klasser	15
2.2.3 Inn og utdata	16
2.2.4 Fysiske prosesser og rutiner	17
2.3 Verktøy	21
2.3.1 Geografiske informasjonssystemer, GIS	21
2.3.2 R	21
2.4 Innhenting og tilrettelegging av data	21

2.4.1	Høydemodell	21
2.4.2	Arealressurskart FKB-AR5	22
2.4.3	FKB-Vann og FKB-Innsjø.....	22
2.4.4	Klimascenarier	23
2.4.5	Historiske tidsserier	24
2.5	Modelloppsett	25
2.5.1	Terrenganalyse	25
2.5.2	Tilvirkning av SLC-klasser	26
2.6	Kalibrering og validering.....	31
2.6.1	Kalibreringsoppsett	31
2.6.2	Kalibrering av SLC-klasser	31
2.6.3	Evalueringsmetode.....	32
2.6.4	Sensitivitetsanalyse	33
2.6.5	Metode for automatisk kalibrering.....	34
2.6.6	Kalibrering av parametere	35
2.6.7	Modellens ytelse	37
2.7	Modellering av fremtidig avrenning	38
3	Resultat.....	40
3.1	HYPEweb	40
3.1.1	Nedbør	40
3.1.2	Vannføring.....	42
3.1.3	Overflateavrenning.....	45
3.1.4	Snø-vann ekvivalent	48
3.1.5	Evapotranspirasjon.....	51
3.2	LARS-WG	54
3.2.1	Nedbør	54
3.2.2	Vannføring.....	56
3.2.3	Overflateavrenning.....	60
3.2.4	Snø-vann ekvivalent	64
3.2.5	Evapotranspirasjon.....	66
4	Diskusjon.....	69
4.1	Klima i Norge 2100 mot framskrivninger generert i HYPE	69
4.1.1	Hypeweb framskrivninger sammenliknet med Klima i Norge 2100.....	69
4.1.2	LARS-WG resultater mot Hypeweb og Klima i Norge 2100.....	71
4.2	Framskrivningenes betydning for Vestfossen	72

4.3	Ekstremhendelser.....	73
4.4	Klimatilpasningstiltak egnet for Vestfossen.....	74
4.4.1	Naturlig flomhåndtering.....	74
4.4.2	Fordrøyningsbasseng.....	75
5	Konklusjon.....	76
5.1.1	Fremtidig avrenning i Vestfossen.....	76
5.1.2	Klimatilpasningstiltak.....	76
6	Referanser.....	77
7	Vedlegg.....	80

Figurliste

Figur 1: Oversikt over prosessene i det hydrologiske kretsløp (NVE, 2015)	2
Figur 2: Romlige strukturer benyttet i ulike hydrologiske modeller (Sitterson et al., 2017).....	5
Figur 3: Antatt endring i 200årsflommer (Hanssen-Bauer et al., 2015)	8
Figur 4: Studieområde	13
Figur 5: Den romlige strukturen til HYPE (SMHI, 2019).	16
Figur 6: Visnepunkt, feltkapasitet og effektiv porøsitet i et jordlag (SMHI, 2019).....	19
Figur 7: Evaporasjon i HYPE (SMHI, 2019)	19
Figur 8: Utbredelsen av ulike arealtyper innenfor studieområdet	27
Figur 9: Observert avrenning sammenliknet med simulert avrenning	37
Figur 10: Delfelt for modellering av avrenning i Vestfossen	39
Figur 11: Tidsserier for nedbør, Hypeweb	41
Figur 12: Endring i nedbør innenfor sesonger, Hypeweb	42
Figur 13: Tidsserier for vannføring, Hypeweb	43
Figur 14: Endring i vannføring innenfor sesonger, Hypeweb.....	44
Figur 15: Gjennomsnittlig vannføring, Hypeweb	45
Figur 16: Tidsserier for overflateavrenning, Hypeweb	46
Figur 17: Endring i overflateavrenning innenfor sesonger, Hypeweb	47
Figur 18: Gjennomsnittlig overflateavrenning, Hypeweb.....	48
Figur 19: Tidsserier for snø-vann ekvivalent, Hypeweb.....	49
Figur 20: Endring i snø-vann ekvivalent innenfor sesonger, Hypeweb	50
Figur 21: Gjennomsnittlig snø-vann ekvivalent, Hypeweb	51
Figur 22: Tidsserier for evapotranspirasjon, Hypeweb	52
Figur 23: Endring i evapotranspirasjon innenfor sesonger, Hypeweb	53
Figur 24: Tidsserier for nedbør, LARS-WG	55
Figur 25: Endring i nedbør innenfor sesonger, LARS-WG	56
Figur 26: Tidsserier for vannføring, LARS-WG	57
Figur 27: Endring i vannføring innenfor sesonger, LARS-WG.....	59
Figur 28: Gjennomsnittlig vannføring, LARS-WG	60
Figur 29: Tidssereier for overflateavrenning, LARS-WG	61
Figur 30: Endring i overflateavrenning innenfor sesonger, LARS-WG	62
Figur 31: Gjennomsnittlig overflateavrenning, LARS-WG.....	63
Figur 32: Tidsserier for snø-vann ekvivalent LARS-WG.....	64
Figur 33: Endring i snø-vann ekvivalent innenfor sesonger, LARS-WG	65
Figur 34: Gjennomsnittlig snø-vann ekvivalent, LARS-WG	66
Figur 35: Tidsserier for evapotranspirasjon, LARS-WG.....	67
Figur 36: Endring i evapotranspirasjon innenfor sesonger, LARS-WG	68
Figur 37: Modellert avrenning i Norge (Hanssen-Bauer et al., 2015).	70

Tabelliste

Tabell 1: Tekstfiler i HYPE	14
Tabell 2: Utbredelsen av ulike arealtyper	28
Tabell 3: Sammensetningen av areal og jordtyper for seks ulike SLC-klasser	29
Tabell 4: Data benyttet til å definere kalibreringsområdet i HYPE	32
Tabell 5: Oppnådd NSE etter kalibrering og validering	38
Tabell 6: Relativ endring i nedbør	54

Formelliste

Formel 1: Beregninger for snødekke, potensiell snøsmelte, dybde og smelte (SMHI, 2019).	17
Formel 2: Beregning for temperatur i jordlaget(SMHI, 2019).	18
Formel 3: Formel benyttet ved utregning av NSE (Moriasi et al., 2007).....	32

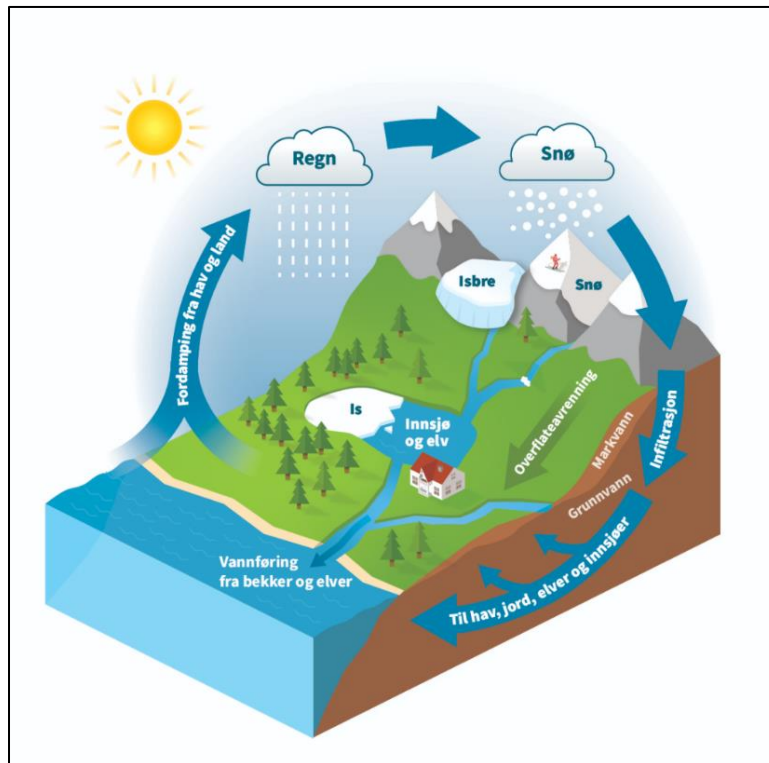
1 Innledning

1.2 Motivasjon

Det er i dag knyttet stor sikkerhet til at klimaet er i endring på grunn av antropogene klimagassutslipp, men på hvilken måte disse endringene vil manifestere seg er fremdeles svært usikkert (O'Brien, 2012). På bakgrunn av dette etterstreber vi stadig ny kunnskap som kan gi oss et innblikk i hvordan fremtiden vil se ut. Ønsket om å kunne reversere eller minske omfanget av negative klimaendringer før konsekvensene merkes på kroppen definerer gjerne det overordnede målet for denne type forskning. Klarer vi derimot ikke å etterkomme et slikt mål vil all informasjon som gir oss muligheten til å tilpasse oss være uvurderlig. I Norge blir det særlig pekt på at en konsekvens av stigende temperaturer vil være en økning av nedbør, både i intensitet og hyppighet. Dette kan bety en større risiko for flom, skred og liknende naturfarer (Hanssen-Bauer et al., 2015). Øvre Eiker kommune uttrykker nå bekymring for hva effektene av et klima i endring vil bety for kommunen i fremtiden. Dette gjelder især for avrenning som kan bli et økende problem som et resultat av et endret nedbørsmønster. Kommunen ønsker derfor å utvide sin kunnskap innen temaet for å få innsikt i hvordan avrenning vil kunne arte seg i tiden som kommer. Min motivasjon for denne masteroppgaven er derfor å bistå Øvre Eiker med å danne et kunnskapsgrunnlag slik at avgjørelser knyttet til avrenning og implementering av klimatilpasningstiltak relatert til avrenning kan gjennomføres.

1.3 Det hydrologiske kretsløp

Det hydrologiske kretsløpet beskriver sirkuleringen av vann på jorden og styres i første rekke av fordampning forårsaket av solinnstråling og gravitasjonen som trekker vannet tilbake til havene. Etter hvert som vandamp stiger i atmosfæren vil den bli avkjølt og falle som nedbør i form av snø eller regn. Dersom nedbøren faller over landområder vil vannet finne tilbake til havet gjennom en rekke prosesser som påvirker levesettet til planter og dyr så vel som mennesker (Inglezakis, Pouloupoulos, Arkhangelsky, Zorpas, & Menegaki, 2016). De hydrologiske prosessene som sammenlagt danner det hydrologiske kretsløpet er kompliserte og sammensatte, men kan grovt beskrives som nedbør, evapotranspirasjon, infiltrasjon, grunnvannsavrenning og overflateavrenning (Rast, Johannessen, & Mauser, 2014). Prosessene illustreres i Figur 1 hvor vi kan se vann fordampe fra hav og landområder, falle som nedbør, og finne veien tilbake til havet som grunnvann, overflateavrenning, gjennom et nettverk av elver og innsjøer eller en kombinasjon av disse.



Figur 1: Oversikt over prosessene i det hydrologiske kretsløp (NVE, 2015)

1.4 Hydrologiske modeller

For å svare på spørsmål knyttet til transport av vann samt om partikler og stoffer i det hydrologiske kretsløpet, brukes hydrologiske modeller. Det finnes en rekke slike modeller å velge mellom, men å finne den rette til det tiltenkte bruksområde viser seg ofte å være en svært utfordrende oppgave. Bakgrunnen for dette er at det ikke vil eksistere en spesifikk modell som kan produsere det «riktige» svaret på et spørsmål. Svaret vil i stedet bare kunne anses å være et av mange mulige resultater basert på kompleksiteten og hensikten med bruken av modellen (Ogden, 2021). Til tross for dette er det mange gode grunner til å benytte seg av dem. De kan produsere prognoser for blant annet flom og avrenning og spiller en viktig rolle ved at de gir verdifull informasjon når avgjørelser knyttet til vann og vannløp skal tas (Kumar & András, 2012). Generelt sett kan hydrologiske modeller sies å være vårt eneste hjelpemiddel for å si noe om hvordan det hydrologiske kretsløpet vil oppføre seg i fremtiden basert på eksisterende kvantitative data. Kunnskapen vi erverver gjennom å analysere resultatene avledet fra disse modellene er, og kommer i økende grad til å bli, høyaktuell med tanke på den prosjekterte endringen i nedbør over hele Norge (Sorteberg, 2014).

1.4.1 Ulike typer hydrologiske modeller

Hydrologiske modeller kan grovt deles inn i tre kategorier; empiriske modeller, konseptuelle modeller og fysiske modeller (Kokkonen, Koivusalo, & Karvonen, 2001).

Empiriske modeller er observasjonsbaserte og i stor grad avhengig av påliteligheten til inndataen. Et annet navn for empiriske modeller er «black box modeller» og har sitt utspring fra at prosessene som styrer hvordan resultatene blir bestemt i stor grad er ukjente. Modellene tar med andre ord ikke hensyn til en rekke prosesser i det hydrologiske kretsløp, men benytter i stedet den observerte dataen som grunnlag for simulasjoner. Empiriske modeller representerer de enkleste hydrologiske modeller vi har, men de kan være svært nyttige da de er enkle å bruke, har kort prosesseringstid, få parametere og kan i mange situasjoner produsere nøyaktige simulasjoner. Ulempene forbundet med empiriske modeller er knyttet opp mot deres enkle fremtoning. Variabler for utdata er få og mulighetene for å si noe om prosessene i nedbørsfeltet for øvrig er begrenset eller fraværende (Sitterson et al., 2017).

Konseptuelle modeller beskriver prosesser i det hydrologiske kretsløpet som forenklede konseptualiseringer. De ulike prosessene er av den grunn representert i langt større grad enn ved empiriske modeller. En typisk konseptuell modell benytter seg av sammenkoblede reservoarer som fylles og tømmes styrt av konseptualiseringen av et utvalg prosesser fra det hydrologiske kretsløpet (Kokkonen et al., 2001). Vannbalanseligningen står sentralt hos denne type modeller og blir brukt til å beskrive utvekslingen av vann mellom de ulike komponentene. Konseptuelle modeller kan variere sterkt i kompleksitet og benytter seg av den grunn av en rekke forskjellige parametere og inndata. Modellene er populære da de ofte er enkle å kalibrere samt å ta i bruk (Sitterson et al., 2017)

Fysiske modeller er de mest kompliserte hydrologiske modellene vi har og krever store mengder inndata. De benytter seg av ligninger hentet fra fysikken som for eksempel bevaring av masse og energi. På grunn av kompleksiteten til en fysisk modell brukes den stort sett til modellering av mindre nedbørsfelt hvor de hydrologiske prosessene er kjent og godt dokumentert. Modellene kjennetegnes av et stort antall fysiske og prosessbaserte parametere og er ofte utviklet på en slik måte at utvekslingen av vann mellom ulike reservoarer kan observeres i 3D. Fysiske modeller kan i mange tilfeller benyttes til modellering av vannets påvirkning på sedimenter, næringsstoffer og kjemikalier (Sitterson et al., 2017).

1.4.2 Romlige strukturer

For å avgrense en hydrologisk modell til et geografisk område trengs det en romlig struktur.

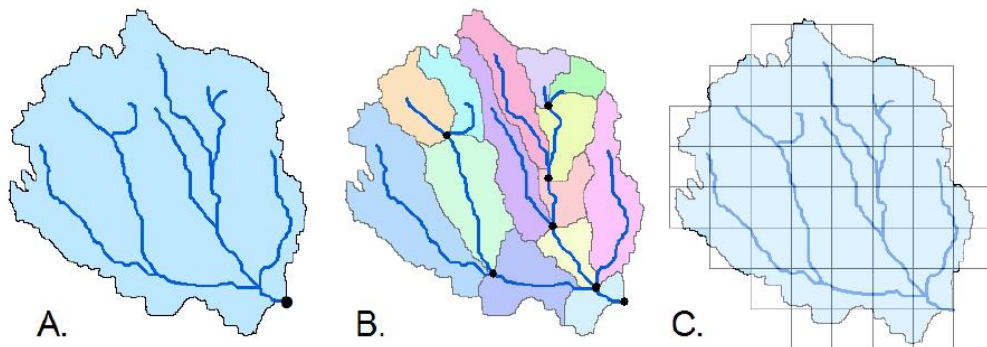
Kompleksiteten til denne strukturen avgjør i hvor stor eller liten grad en modell kan gjengi prosesser fra det hydrologiske kretsløp innen et gitt nedbørsfelt. Den romlige strukturen til hydrologiske modeller kan deles inn i tre kategorier; klumpet, semi-distribuert og distribuert (Sitterson et al., 2017).

Klumpete modeller kjennetegnes ved at nedbørsfeltet som er objekt for modellering behandles som en uniform enhet (Santos, Oliveira, & Mauad, 2018). Variabler som for eksempel temperatur og nedbør blir av den grunn distribuert jevnt over hele området (Figur 2). Dette gjenspeiler ikke de faktiske forhold i et nedbørsfelt og kan føre til over- eller underparametrisering. Klumpete modeller kan bare si noe om forholdene ved utløpet av et nedbørsfelt. Tidssteget mellom hver observasjon er gjerne større enn ved semi-distribuerte og distribuerte modeller. Konseptuelle og empiriske modeller representerer typene av modeller som oftest benytter seg av en klumpet, romlig tilnærming. Fordelene med en klumpet romlig struktur er at den er enkel å bruke, har kortere beregningstider ved simulasjoner og mindre behov for inndata (Sitterson et al., 2017).

Semi-distribuerte modeller kan sees på som en rekke klumpet modeller satt sammen til en. Deres geografiske avgrensning består av et nedbørsfelt oppstykket i mange mindre delfelt. Arealet innenfor hvert enkelt av disse delfeltene vil ha en klumpet oppbygning og er ofte fordelt mellom ulike klasser som hver enkelt beskriver oppbygningen av et spesifikt areal og/eller jordtype (Figur 2). Klassene er ikke knyttet til et geografisk punkt, men regnes i stedet som brøkdelen av det totale arealet (Beven, 2012). Avrenning blir i semi-distribuerte modeller kalkulert ved utløpet av hvert delfelt. Både fysiske og konseptuelle modeller kan ha en semi-distribuert romlig struktur (Sitterson et al., 2017). Ved modellering av større områder på lands- eller kontinentalbasis benyttes gjerne semi-distribuerte modeller. Klumpet modeller er uegnet for store arealer da de ikke beskriver det geografiske området i tilfredsstillende grad, noe som gjerne fører til upålitelige resultater. Distribuerte modeller på den annen side krever store mengder data og vil være for kompliserte. Semi-distribuerte modeller er med andre ord svært nyttige da de representerer en balanse mellom lav og høy romlig kompleksitet (Lindström, Pers, Rosberg, Strömqvist, & Arheimer, 2010).

Modellene hvor den mest komplekse romlige strukturen finner sted er de distribuerte. Disse er fysiske modeller inndelt i celler og gir et meget komplekst bilde av de faktiske forhold innen et nedbørsfelt (Figur 2). Hver celle innen en distribuert modell fungerer som en hydrologisk responsenhet og

samhandler med alle celler den grenser til. Store mengder data kreves for å kjøre disse modellene og de er svært tidkrevende og kompliserte å kalibrere (Sitterson et al., 2017).



Figur 2: Tre typer romlige strukturer benyttet i ulike hydrologiske modeller. A: Klumpet modell B: Semi-distribuert modell C: Distribuert modell (Sitterson et al., 2017).

1.4.3 Kalibrering og validering av hydrologiske modeller

For at en hydrologisk modell skal kunne si noe om fremtidige prosesser i det hydrologiske kretsløpet med en viss grad av sikkerhet, må den kalibreres spesifikt mot nedbørsfeltet benyttet som studieområde (Beven, 2012). For at dette skal være mulig må observerte tidsserier for variabelen det skal kalibreres mot, som oftest avrenning, eksistere. Målet ved kalibreringen er å simulere en tidsserie som repliserer den observerte dataen i så stor grad som mulig (Kumar & András, 2012). Selve kalibreringen utføres ved å tilpasse ulike parametere inntil ønsket resultat er oppnådd. Generelt sett eksiterer det to metoder for å oppnå ønsket resultat; manuell kalibrering og automatisk kalibrering. Den manuelle tilnærmelsen baserer seg på erfaring, prøving og feiling. Denne metoden kan være særdeles tidkrevende og krever inngående kjennskap til modellering og hydrologiske prosesser for å oppnå et godt resultat. Ved automatisk kalibrering benyttes algoritmer til å ekstrahere de parameterverdiene som er forbundet med det best oppnådde resultatet. Gjennom hele prosessen brukes en eller flere evalueringsmetoder for å kvantifisere likheten mellom den simulerte og den observerte tidsserien (Sitterson et al., 2017).

Å validere en hydrologisk modell er prosessen å evaluere ytelseevnen til modellen etter den har blitt kalibrert. Dette gjøres ofte ved bruk av observerte tidsserier som ikke har blitt brukt til kalibrering. Disse tidsseriene blir benyttet til å simulere variabelen modellen kalibreres mot og sammenlikne resultatet med de observerte dataene ved hjelp av evalueringsmetoder (Biondi, Freni, Iacobellis, Mascaro, & Montanari, 2012).

1.4.4 Usikkerhet forbundet med modellering

En modell er på langt nær en krystallkule som lar oss se inn i fremtiden, tvert om er den nesten alltid svært usikker. En rekke faktorer vil kunne være med på å fasilitere usikkerhet. Eksempler på dette er usikkerhet forbundet med parametere og modellens struktur (Engeland, Steinsland, Johansen, Petersen-Øverleir, & Kolberg, 2016) Selv en godt kalibrert og nøye validert modell kan produsere upålitelige resultater. Dette kan blant annet forekomme dersom dataene som føres inn er feil, unøyaktige eller lider av andre mangler. Kvaliteten på inndataene vil altså direkte reflektere kvaliteten på utdataene (Guillaume, Hunt, Comunian, Blakers, & Fu, 2016). I så måte er det svært viktig å behandle utdata fra modeller, ikke som sannheter, men som informerte antagelser.

1.5 Klimascenarier

For å modellere hvordan ulike prosesser kan bli påvirket av klimaendringer i fremtiden er det nødvendig å benytte utslipps- og samfunnsøkonomiske klimascenarier basert på en rekke variabler som for eksempel energibruk og teknologiendringer. En utvikling av standardiserte scenarier er derfor svært viktig for å tilse en effektiv metode å sammenlikne studier på (Leggett, Pepper, & Swart, 1992). Globale sirkulasjonsmodeller simulerer det globale klimaet basert på fysiske lover. Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) er en sammensetning av over 40 slike modeller. Disse simulerer klimaendringer fra 1850-2005 for å øke vår forståelse av dem. CMIP5 har utviklet fire scenarier for fremtidige klimaendringer innen tidsintervallet 2006-2100 (Xianliang Zhang, Zou, & Chen, 2017). RCP scenarier (Representative concentration pathways) er tilnavnet gitt til disse og blir i dag benyttet som standarder for klimascenarier. Hver enkelt av dem beskriver en kurs i tid og rom for konsentrasjoner av forurensende stoffer i atmosfæren som medfører et strålingspådriv på 2.6, 4.5, 6.0 eller 8.5 W/m² i 2100. RCP scenarier skiller seg fra tidligere brukte scenarier ved at de ikke benytter seg av antagelser knyttet til økonomisk utvikling, befolkningsvekst eller teknologi. Dette medfører at en rekke samfunnsøkonomiske scenarier kan lede til det samme strålingspådrivet. RCP scenariene er ikke prediksjoner. Hvilket av de som vil sammenfalle best med fremtiden vites derfor ikke. De er kun ment som et verktøy for å presentere et spekter av scenarier slik at kvalifiserte avgjørelser kan tas med hensyn til klima (Moss et al., 2008).

1.5.1 De ulike RCP scenariene

RCP2.6 defineres som et høydepunkt og tilbakegangsscenario. Dette innebærer at konsentrasjoner av klimagasser vil nå en topp før midten av århundret som resulterer i et strålingspådriv på $3,1 \text{ W/m}^2$.

Deretter vil det forekomme en tilbakegang i klimagasskonsentrasjoner slik at strålingspådrivet synker til $2,6 \text{ W/m}^2$ innen 2100. Scenariet baserer seg på en kraftig reduksjon i utslipp over tid (van Vuuren et al., 2011). Den atmosfæriske forekomsten av CO_2 under RCP2.6 når ca. 440 ppm ved 2050 og ca. 421 ppm innen 2100 (Meinshausen et al., 2011).

En CO_2 konsentrasjon på 650 ppm i atmosfæren og et strålingspådriv på $4,5 \text{ W/m}^2$ finner sted under RCP4.5 ved utgangen av århundret. Dette er et stabiliseringsscenario, noe som betyr at utslippene forsetter å stige til midten av århundret før de flater ut takket være klimapolitikk som fører til tilpasnings og skadebegrensende tiltak. Som et resultat av dette holder strålingspådrivet seg stabilt i 2100 (Thomson et al., 2011).

RCP6 er et stabiliseringsscenario på lik linje med RCP4.5 hvor strålingspådrivet forblir mer eller mindre uforandret etter en gitt tid på bakgrunn av implementerte tiltak for å bremse utslippene. RCP6 ser en økning i strålingspådriv frem til om lag 2060 hvor en topp på 6 W/m^2 blir nådd. Strålingspådrivet holder seg deretter jevnt på denne verdien frem til 2100 (Masui et al., 2011) Den atmosfæriske konsentrasjonen av CO_2 befinner seg i 2100 på ca. 750 ppm (Meinshausen et al., 2011).

RCP8.5 representerer en høy konsentrasjon av klimagasser i atmosfæren og er det scenariet hvor endringer forekommer i størst grad. Konsentrasjonen av klimagasser som en konsekvens av utslipp stiger jevnt frem til slutten av århundret og kulminerer i et strålingspådriv på $8,5 \text{ W/m}^2$ i 2100 (Riahi et al., 2011). Ingen tiltak for å begrense utslippene blir gjennomført ved dette scenariet, RCP8.5 blir av den grunn ofte gitt tilnavnet «business as usual» (Schwalm, Glendon, & Duffy, 2020). CO_2 konsentrasjoner i atmosfæren på ca. 930 ppm finner sted i 2100 ved dette scenariet (Meinshausen et al., 2011).

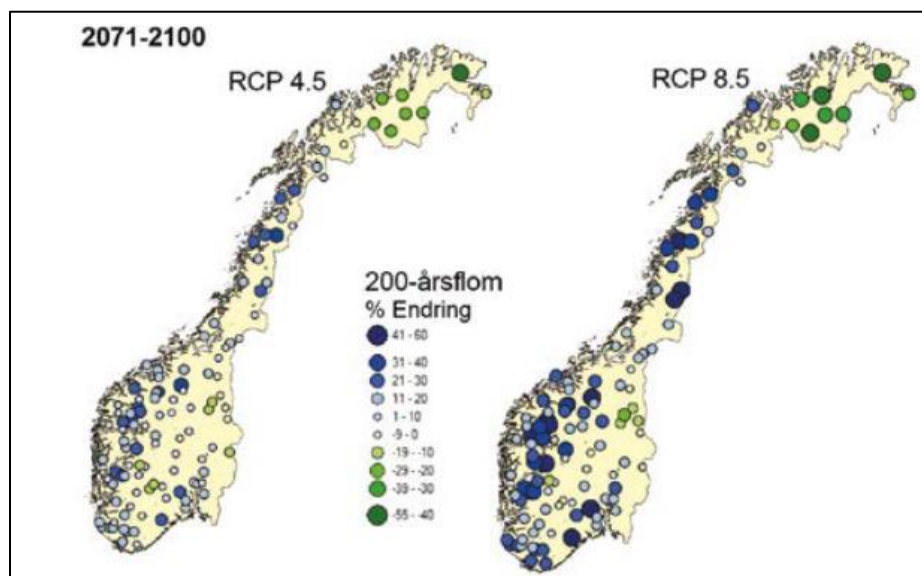
1.6 Klima i Norge 2100

Klima i Norge 2100 er en rapport hvor framskrivninger for ulike klimavariabler i Norge presenteres. Den tar for seg fastlands Norge i sin helhet og stykker arealet i landsdeler. Framskrivninger baseres på Klimascenariene RCP8.5 og RCP4.5 (Hanssen-Bauer et al., 2015). For mer lokale framskrivninger benyttes klimaprofiler. Klimaprofilen for Buskerud er utarbeidet av Norsk klimaservicesenter og skal bistå kommuner innenfor det tidligere fylket med et kunnskapsgrunnlag slik at planlegging knyttet til

klimaendringer kan gjennomføres på en effektiv måte basert på robust vitenskap (Hisdal, Vikhamar-Schuler, Førland, & Brox Nilsen, 2021).

Det har det blitt observert en stigende nedbørstrend over hele landet siden målingene først startet. Denne trenden anslås å tilsvare en økning på omtrent 17 % i årsnedbør for hvert århundre, jevnt fordelt over hele Norges areal. De siste 40 årene representerer perioden med størst økning (Sorteberg, 2014). En observert økt hyppighet av regnflommer linkes til endringene i nedbørsmønsteret gjennom det siste århundret, men størrelsen på disse flommene viser ingen klar trend (Hanssen-Bauer et al., 2015). Modellering av fremtidige nedbørstrenger antyder at vi kan forvente en videre økning av årsnedbør i Norge frem mot år 2100. Hvor stor økningen vil bli er vanskelig å gi et definitivt svar på og avhenger av hvilket klimascenario vi beveger oss mot (Hanssen-Bauer et al., 2015).

Avrenning er svært avhengig av nedbørsendringer, men snø-vann ekvivalent og evaporasjon vil også ha innvirkning på i hvor stor grad avrenning vil forekomme. I Norge antas det at endringene i gjennomsnittlig årsavrenning frem til 2050 vil være svært små, mens det mot slutten av århundret antas å forekomme en liten økning sammenliknet med referanseperioden 1971-2000. Endringene forventes å være betydelig større når året deles i sesonger hvor vinteren antas å se en relativ stor økning i avrenning mens det om sommeren er forventet en tilbakegang (Hanssen-Bauer et al., 2015). Det er forbundet stor usikkerhet til hvordan 200-årsflommer vil utvikle seg mot slutten av århundret i Norge, men i områdene i og rundt Øvre Eiker kommune er det ventet en økning i omfang (Figur 3) (Hanssen-Bauer et al., 2015).



Figur 3: Antatt endring i 200årsflommer innen ulike geografiske områder i Norge i prosent. Tidsintervallet er 2071-2100 og klimascenariene benyttet er RCP4.5 og RCP8.5 (Hanssen-Bauer et al., 2015)

1.6.1 Klima i Vestfossen 2100

Klimaprofiler i Norge er regionale og blir tilvirket på fylkesnivå. For å si noe om den forventede klimatiske situasjonen i Vestfossen mot slutten av århundret, må av den grunn tidligere Buskerud fylke beskues i sin helhet. Fylket er variert i utforming noe som medfører at store klimatiske variasjoner vil forekomme innenfor regionen, informasjonen presentert videre i dette kapitlet er derfor gitt som medianverdier for hele området. Framskrivninger er presentert under scenariet RCP8.5 på bakgrunn av et pålegg fra regjeringen om å benytte seg av føre var prinsippet. Referanseperioden benyttet er 1971-2000 (Hisdal et al., 2021).

I Buskerud antas den gjennomsnittlige årstemperaturen å øke med ca. 4 °C, den største endringen er forventet å finne sted i vintermånedene. Dager med lave temperaturer antas å forekomme i mindre grad om vinteren mens det om sommeren forventes en økt hyppighet av varmere dager. Årsnedbør er ventet å øke med om lag 15 %. Vinteren er årstiden hvor den største endringen antas å forekomme (+30 %) etterfulgt av vår (+25 %), høst (+10 %) og sommer (+5 %). Episoder med kraftig nedbør er forventet å øke i betydelig grad, både i intensitet og hyppighet. Årlig gjennomsnittlig vannføring forventes å øke i noen grad på bakgrunn av en større forekomst av nedbør. Vannføring er i Buskerud sterkt påvirket av snøsmelte og endringer i vannføring kan i så måte bli store ved de forskjellige sesongene. Vinteren antas å se større vannføring på bakgrunn av økende forekomster av nedbør hvor en større andel er ventet å falle som regn. Vår og sommer i lavlandet beregnes å oppleve mindre vannføring på bakgrunn av at total snømengde og dager med snødekke forventes å synke betraktelig. Snøsesongen antas å bli 1-3 måneder kortere (Hisdal et al., 2021).

1.7 Klimatilpasning

Klimatilpasning er å endre et menneskelig eller naturlig system på bakgrunn av forventet eller faktisk klimatisk stimuli for å utnytte fordelaktige muligheter eller begrense skade (Parry, Canziani, Palutikof, van der Linden, & Hanson, 2007). Klimatilpasning i Norge skal bidra til et bedre rustet samfunn i møtet med klimaendringer for å sikre en bærekraftig utvikling. Gjennomføringen av klimatilpasningstiltak hviler i stor grad på kommunene til tross for at et samarbeid mellom fylkeskommunale og statlige organer finner sted. Bakgrunnen for dette er en arbeidsfordeling hvor fylkeskommune og stat har ansvaret for tilegnelse av kunnskap relatert til klima og klimaframskrivninger og videreformidlingen av denne kunnskapen til kommunene som i sin tur har ansvaret for implementeringen av tiltaket (Statlige planretningslinjer for klima- og energiplanlegging og klimatilpasning, 2018) . Dette fører med seg at

fysiske tiltak ment å motvirke flomfare som et resultat av et endret nedbørsmønster, utføres lokalt av lokale myndigheter. Klimaframskrivninger med høye atmosfæriske konsentrasjoner av CO₂ skal ligge til grunn ved utredelse av klimaendringer og deres effekter på et område (Statlige planretningslinjer for klima- og energiplanlegging og klimatilpasning, 2018). Denne fremgangsmåten baseres på føre var prinsippet og er ment å sikre at underdimensjonerte klimatilpasningstiltak ikke blir tatt i bruk (Hisdal et al., 2021).

1.7.1 Flomdempende klimatilpasningstiltak

Den største faren knyttet til avrenning manifesterer seg i form av flom som videre kan føre til erosjon og økt risiko for skredhendelser (Hanssen-Bauer et al., 2015). Det overordnede målet for klimatilpasningstiltak designet for å håndtere avrenning, kan av den grunn sies å være å minimere flomfare. Flomdempende klimatilpasningstiltak kan kategoriseres på flere forskjellige måter, men vil her bli inndelt i to grupper; naturlig flomhåndtering og bærekraftige dreneringssystemer.

Naturlig flomhåndtering går ut på å restaurere eller forsterke naturlige flomdempende prosesser i et nedbørsfelt. Disse tiltakene er gjerne store i omfang og kan bero for eksempel på gjenintroduksjon av tapte skogsarealer med den hensikt å øke infiltrasjons- og bindeevnen til grunnen slik at en utvidet konsentrasjonstid finner sted. Tiltak av denne type har vist seg effektive i å redusere avrenningstopper ved moderate nedbørsmengder, men det er ikke påvist en effekt ved ekstremhendelser (Dadson et al., 2017).

Bærekraftige dreneringssystemer er gjerne lokale installasjoner hvor avrenning i form av overvann behandles med et helhetlig øyesyn. Dette betyr at foruten å hindre oversvømmelse er tiltakene ment å ha flere bruksområder som for eksempel ivaretagelse av biodiversitet, rensing av vann eller rekreasjon for lokalbefolkningen (Woods Ballard et al., 2015). Et eksempel på et slikt tiltak er fordrøyningsbasseng. Et fordrøyningsbasseng er ment å minske avrenningstopper fra overvann under nedbørshendelser med lang varighet eller høy intensitet ved å spre avrenningsforløpet ut over en lengre tidsperiode. Flere variasjoner av fordrøyningsbasseng eksisterer. De kan være bygget i betong eller bestå av stedegne masser for å tillate infiltrasjon til grunnen. Dersom vann ikke er til stede i bassenget kan installasjonen brukes til rekreasjon i form av grøntområder eller liknende av lokalbefolkningen. Fordrøyningsbasseng kan også kombineres med en konstant tilstedeværelse av våtområder, viktige yngleplasser for virvelløse dyr, for på den måten å tilse at biodiversiteten blir ivaretatt (Woods Ballard et al., 2015)

1.8 Mål for oppgaven

Målet med denne studien er å modellere kommende års avrenning for et nedbørsfelt tilhørende Vestfossen, Øvre Eiker kommune, basert på et endret nedbørsmønster forårsaket av klimaforandringer. Klimascenariene RCP2.6, RCP4.5 og RCP 8.5 vil bli benyttet til å produsere framskrivningene og hvert av scenariene vil simuleres innen tidsintervallene 2021-2050 og 2071-2100. Resultatene avledet fra modelleringen vil bli sammenliknet med tidligere forskning og et underspørsmål om hva slags klimatilpasnings tiltak Øvre Eiker kommune kan implementere for å dempe fremtidig avrenning vil bli diskutert.

1.8.1 Forskningsspørsmål

1. Hvordan vil et endret nedbørsmønster, som et resultat av klimaendringer, påvirke den fremtidige avrenning i det tilhørende nedbørsfeltet til Vestfossen under klimascenariene RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5?
2. Hva slags klimatilpasningstiltak kan Øvre Eiker kommune implementere i Vestfossen for å motvirke negative effekter forårsaket av avrenning?

1.9 Avgrensning av oppgaven

For å begrense kompleksiteten og snevre inn omfanget av oppgaven vil den ta for seg gjennomsnittlige verdier for avrenning og variabler knyttet til avrenning. Dette medfører at ekstremhendelser i form av styrtregn, høy vannføring, flom og liknende enkeltstående hendelser ikke blir representert i resultatene.

1.10 Oppbygning av oppgaven

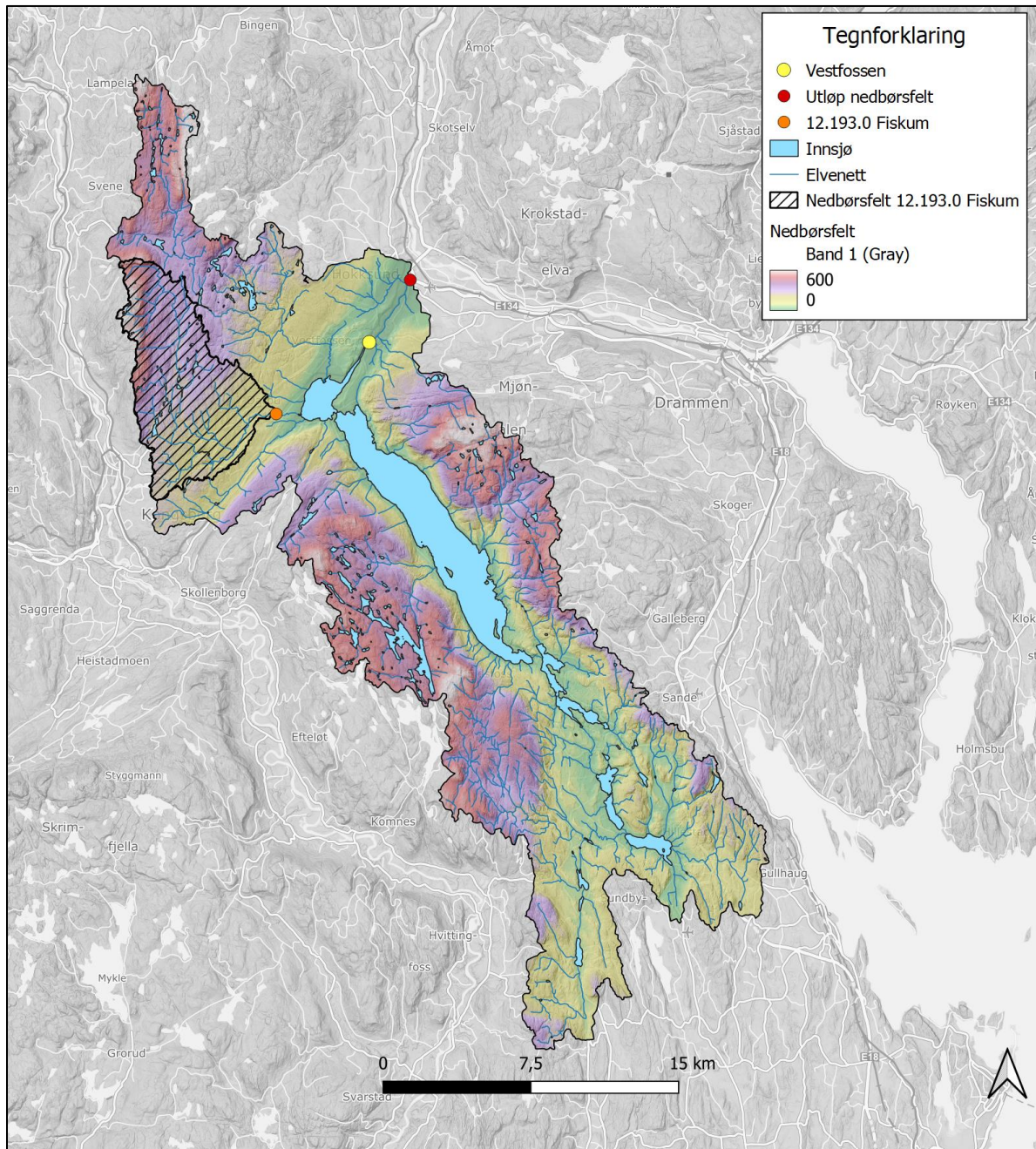
Denne oppgaven består av fem kapitler. Det første introduserer bakgrunnen for oppgaven, teori og forskningsspørsmål. I kapittel to blir studieområdet presentert og metodene benyttet for å sette opp HYPE samt å simulere variabler gjennomgått. Disse metodene baserer seg på et utvalg geografiske analyser, en sensitivitetsanalyse, evaluering av den ferdigkalibrerte modellen og beskrivelse av fremgangsmåten for å simulere avrenning. Det tredje kapitelet inneholder resultater avledet fra modelleringen som diskuteres i kapittel fire. Til sist vil en konklusjon formuleres i kapittel fem.

2 Metode

2.1 Studieområde

Vestfossen ligger i Øvre Eiker kommune i Viken fylke og er med sine 3136 innbyggere et relativt lite tettsted. Vestfossen i seg selv består i stor grad av felt med eneboliger som omkranser sentrumsområdet hvor Vestfosselva løper gjennom. Områdene utenfor bygda er for det meste dominert av skog og jordbruksarealer. Hokksund er byen som ligger nærmest Vestfossen, ca. 5km i luftlinje nord-øst for sentrum. Vestfosselven har sitt utspring fra Eikeren, en innsjø sør for tettstedet, og drenerer til Drammenselva i nord. Elven er regulert av et lite vannkraftverk som gjør det mulig å beskytte mot flom og erosjon til en viss grad. Kraftverket er plassert i den delen av elveløpet som ligger midt i sentrumsområdet. Historisk sett har Vestfossen vært dominert av industriell virksomhet og produksjon av cellulose og tømmer har vært en særlig viktig næring for bygden. Vestfossen ligger i umiddelbar nærhet til E-134, en viktig ferdselsåre som forbinder Drammen, Hokksund og Kongsberg. Sørlandsbanen passerer gjennom og har stopp i bygden (Lokalhistoriewiki, 2021).

For å avgrense studieområdet basert på hydrologiske egenskaper ble nedbørsfeltet til et punkt nedstrøms i Vestfosselven, ca. 4 km i luftlinje fra Vestfossen sentrum, frembrakt. Punktet ble valgt på bakgrunn av et ønske om å få med hele tettstedets og de omkringliggende områdenes tilhørende nedbørsfelt og samtidig begrense utbredelsen i størst mulig grad for å holde kompleksiteten på et akseptabelt nivå. Denne fremgangsmåten gjør det i større grad mulig å fokusere på en så nøyaktig gjengivelse av de lokale områdene og de hydrologiske prosessene innenfor området som mulig. Valget falt av disse grunner på å definere utløpet som et punkt hvor Vestfosselven krysser under E-134. Resultatet ble et nedbørsfelt som strekker seg fra Holtefjell i nord til Snippene i sør med et areal på ca. 530 km². Figur 4 visualiserer et oversiktskart hvor utbredelsen av studieområdet kan observeres. En tilpasset terrengmodell er overlatt området og viser et spenn på ca. 600 høydemeter.



Figur 4: Omrisset av nedbørsfeltet tilhørende utløpet merket i rødt. Elvenett, innsjøer og høydemodell over området kan sees innenfor omrisset. 12.193.0 Fiskum meteorologiske stasjon er merket i oransje, dens tilhørende nedbørsfelt benyttet til kalibrering kan sees som et skravert område.

2.2 HYPE

HYPE (Hydrological Predictions for the Environment) er en konseptuell, dynamisk, semi-distribuert hydrologisk modell utviklet og vedlikeholdt av SMHI (Sveriges meteorologiske og hydrologiske institutt),

designet for evaluering av vannressurser og vannkvalitet på liten, så vel som stor skala (SMHI, 2019). Modellen har en tidsoppløsning på dager eller timer og beskriver hydrologiske prosesser knyttet til evapotranspirasjon, strømningsbaner, våtområder, innsjøer, akviferer, snø og is, jordfuktighet, grunnvannssvingninger, menneskelig påvirkning og ruting gjennom elver for nedbørsfelt (Krysanova & Hattermann, 2017). Modellen ble først utviklet for skandinaviske forhold, men har i senere tid blitt utvidet til å bedre kunne ta for seg flere områder av ulik karakteristikk (Lindström et al., 2010). HYPE er skrevet i Fortran og har en åpen kildekode, noe som muliggjør fri distribusjon mellom brukere og administrative rettigheter til å tilpasse programvaren slik en selv ønsker. Utviklingen av programvaren ble påbegynt i 2003 før den ble sluppet til allmenheten i 2011 lisensiert under en «Lesser GNU Public License», en vanlig lisens for fri programvare (SMHI, 2019).

2.2.1 Bruk og oppsett

HYPE har ikke et grafisk bruker-grensesnitt. For å kjøre programmet anvendes derfor Command Prompt på Windows maskiner, eller Terminalen på Linux maskiner. Modellen benytter et system av tekstfiler brukeren kan redigere for å spesifisere ønsket inn og utdata. En rekke slike tekstfiler med forskjellige funksjoner er tilgjengelig for konfigurasjon og kan deles inn i fem hovedgrupper; oppsettfiler, observasjonsdatafiler, utdatafiler, kalibreringsfiler og vannbalansefiler (SMHI, 2019). Tabell 1 gir en enkel forklaring av innholdet til de tekstfilene som er relevante for denne oppgaven.

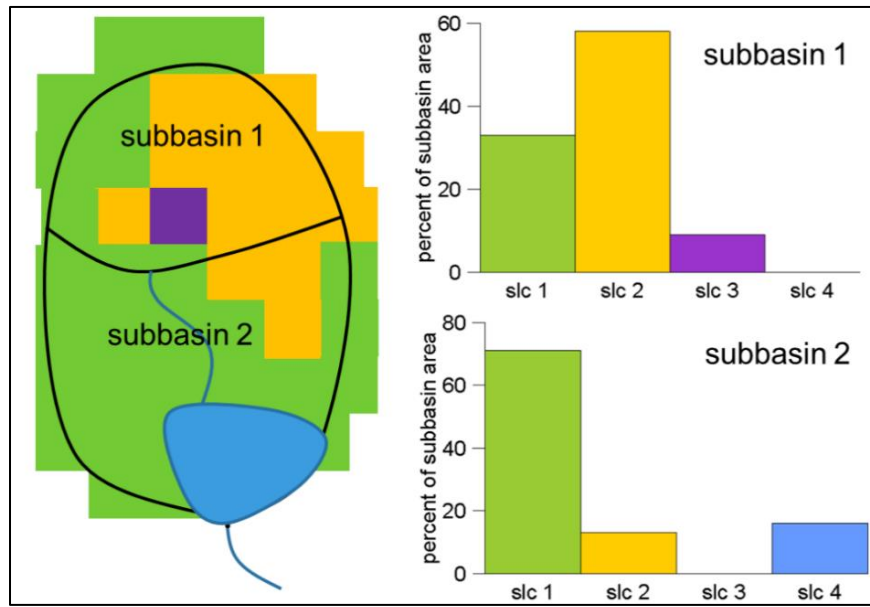
Filnavn	Forklaring
info.txt	Fungerer som modellens kontrollsenter. Utførelsen av simulasjoner og utdata spesifiseres her.
GeoClass.txt	Inneholder informasjon knyttet til oppbygningen av de ulike SLC-klassene.
GeoData.txt	Spesifiserer sammensetningen til de individuelle delfeltene og rutingen deres.
par.txt	Modellens Parametere, konfigurasjon av disse finner sted i denne filen.
Pobs.txt	Nedbørstidsserier benyttet til å kjøre en simulasjon (obligatorisk).
Tobs.txt	Temperaturtidsserier benyttet til å kjøre en simulasjon (obligatorisk).
Qobs.txt	Avrenningstidsserier benyttet til å kjøre en simulasjon (valgfritt).
Optpar.txt	Oppsett for automatisk kalibrering av parametere.

Tabell 1: Forklaring for tekstfiler i HYPE benyttet ved modellering av avrenning i Vestfossen.

2.2.2 Romlig struktur og SLC-klasser

Den romlige strukturen til HYPE består av et geografisk avgrenset nedbørsfelt fordelt på flere mindre geografisk avgrensede delfelt. Disse delfeltene danner videre et nettverk hvor vann drenerer fra et delfelt til det neste før det til slutt når utløpet. Arealet innenfor det enkelte delfeltet distribueres dernest mellom ulike klumpede SLC- klasser som hver enkelt beskriver en brøkdel av området. Disse egenskapene sammenlagt gjør HYPE til en semi-distribuert modell (Figur 5). For at modellen skal kunne kjøre må delfeltene sorteres i den rekkefølgen de drenerer til hverandre fra start til utløp i GeoData.txt. Modellområdet defineres ved å ta i bruk et geografisk informasjonssystem. Dette gjør det mulig å generere ett nedbørsfelt som videre kan bli stykket opp i delfelt samt å bestemme nettverket for drenering mellom de forskjellige delfeltene. Data kan videre bli avledet og tilpasset for bruk i modellen. Eksempler på slike data kan være gjennomsnittlig meter over havet, elvelengde og areal (SMHI, 2019).

SLC står for Soil and Landuse Classes og representerer den laveste romlige oppløsningen modellen er designet for å håndtere. Hvert delfelt kan inneholde flere SLC-klasser som beskriver en brøkdel av området bestående av en spesifikk sammensetning av areal og jordtype. Klassene er klumpet og ikke knyttet til geografiske punkter (SMHI, 2019). Alle landklasser består av et lag som beskriver jordtype med en definert vertikal dybde. Dybden kan deles inn i inntil tre lag, en fremgangsmåte først og fremst tiltenkt landbruksarealer hvor frakt av næringsstoffer skal modelleres. For alle andre arealtyper er det vanlig å bruke jordtyper med ett lag av ulik dybde (Lindström et al., 2010). Enkelte SLC-klasser behandles på forskjellig måter og skilles ved spesialkoder i GeoClass.txt. Innsjøer og myrområder representerer slike spesialklasser benyttet i dette studiet.



Figur 5: Eksempel på den romlige strukturen til HYPE hvor SLC-klasser er fordelt som en prosentandel av de to delfeltene (SMHI, 2019).

2.2.3 Inn og utdata

Foruten romlige data i form av delfelt og SLC-klasser krever HYPE klimadata i form av nedbør og temperaturtidsserier for at simulasjoner skal kunne finne sted. Disse tidsseriene kan representere observerte hendelser eller definere klimascenarier ved at verdiene knyttet til nedbør og temperatur reflekterer forventede verdier for det aktuelle scenariet. Tidsseriene må tilpasses på en slik måte at de har formatet ÅÅÅÅ-MM-DD etterfulgt av døgnverdien for temperatur eller nedbør. Tidsseriene plasseres i to tekstfiler, en for nedbør (Pobs.txt) og en for temperatur (Tobs.txt). Hver linje innen disse filene tilsvarer ett døgn (SMHI, 2019). En rekke andre observasjonsdata kan tilføyes modellen, men kun temperatur og nedbør er obligatoriske. For dette studiet blir observerte avrenningstidsserier (Qobs.txt) tilføyd for bruk ved kalibrering.

Utdata fra modellen kommer i form av automatisk genererte tekstfiler basert på ønskede variabler spesifisert i «info.txt». Filenes oppbygning er identisk til filene benyttet som inndata. For hver simulasjon generes en loggfil hvor start og slutt dato, eventuelle feilkoder og annen generell informasjon kan sees (SMHI, 2019).

2.2.4 Fysiske prosesser og rutiner

Det vil i dette kapitlet bli gjennomgått fysiske prosesser og rutiner som er av spesiell relevans for studiet.

2.2.4.1 Temperatur, nedbør og snø

Nedbør beskrives i Pobs.txt og er antatt å bli jevnt fordelt over et delfelt. Negative verdier eller verdier uten data er ikke tillatt. Nedbør er i Pobs.txt gitt som summen av all nedbør innenfor tidssteget.

Temperatur beskrives i Tobs.txt og vil være homogen innen et delfelt for hvert tidssteg (SMHI, 2019).

Det finnes flere metoder for å simulere snø. Metoden benyttet i dette studiet beskriver akkumulasjon av snø fra nedbør til en snøpakke og smelting som frigir vann til infiltrasjon. Denne basismodellen er bygget på en temperaturindeks hvor smelting av snø forekommer når en definert temperaturterskel overstiges. Potensiell smelting av snø ($pmelt$) avhenger av snøsmeltings-parameteren « $cmlt$ », temperaturterskel-parameteren « $ttmp$ » samt temperaturen observert i luften ($temp$). Snøsmelting kan også bli justert på bakgrunn av snødekke ($effcover$). Den faktiske smeltingen av snø er begrenset av total mengde snø. Formel 1 viser beregninger for de ulike variablene hvor « $fsceff$ » er en generell parameter som bestemmer hvor stor effekt snødekkescaleringen skal ha. « $Cmlt$ » er en snøsmelte-parameter, « $ttmp$ » er en temperaturterskel for snøsmelting og « $cmltcorr$ » er avhengig av en parameterregion. Hvis til stede er snø vanligvis antatt å dekke hele området. Snødybden avhenger av dens alder målt i dager. Tettheten av nysnø og den økende tettheten av snø som eldes bestemmes av de to parameterne « $sdnsnew$ » og « $snowdensdt$ » (SMHI, 2019).

$$effcover = 1 - (1 - fsceff) \times snowcov$$

$$pmelt = cm \times (temp - ttmp) \times effcover$$

$$cm = cmlt \times (1 + cmltcorr)$$

$$melt = MIN(pmelt, snow)$$

Formel 1: Beregninger for snødekke, potensiell snøsmelte, dybde og smelte (SMHI, 2019).

Temperaturen til et jordlag beregnes som balansen mellom lufttemperatur (T), temperaturen dypt i jordlaget ($deeptemp$) og temperaturen til jordlaget fra det foregående tidssteget ($soilmem$). Sistnevnte avhenger av parameterne « $surfmem$ », « $depthrel$ » samt dybde og arealbruk. Lufttemperaturen vektes på bakgrunn av snødybden ($snowdepth$) mens temperaturen dypt i jordlaget vektes med en konstant på

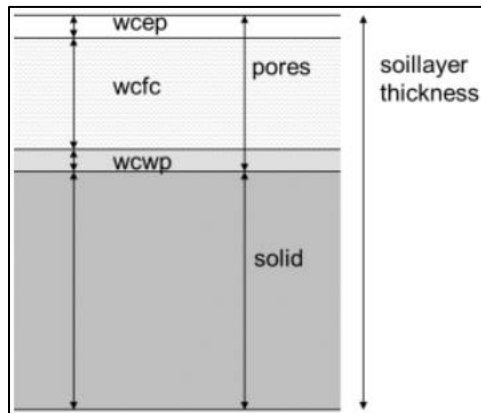
0.001 (Formel 2). Evaporasjon, perkolasjon og avrenning vil bli påvirket av negative temperaturer i et jordlag som medfører at deler av vannet fryser (SMHI, 2019).

$$\begin{aligned}
 soilmem &= \begin{cases} deepmem & \text{for } deceptemp \\ surfmem \times e^{-depthvel \times depth(k)} & \text{for soil layer } k \end{cases} \\
 weight_{air} &= \frac{1}{soilmem + 10 \times snowdepth} \\
 deceptemp &= weight_{air} \times T + (1 - weight_{air}) \times deceptemp \\
 soiltemp &= weight_{air} \times T + (1 - weight_{air} - weight_{deep}) \times soiltemp + weight_{deep} \times deceptemp
 \end{aligned}$$

Formel 2: Beregning for temperatur i jordlaget (SMHI, 2019).

2.2.4.2 Retensjon av vann

Retensjon av vann i jorden bestemmes i HYPE av tre parametere; visnepunkt (wcwp), feltkapasitet (wfcf) og effektiv porøsitet (wcep). Fordelingen er visualisert i Figur 6. Enheten til disse parameterne er dybde i meter. Modellen fordeler retensjonskapasiteten jevnt mellom alle jordlagene dersom flere enn ett lag blir brukt. Vannholdigheten blir målt i millimeter. «Tile depth» og «stream depth» representerer henholdsvis dybde til dreneringsrør og strømningsdybde. Dreneringsrør blir gjerne brukt i samspill med landbruk og simulering av næringsstofftransport. Disse variablene kan innlemmes i ethvert jordlag for best å representere de faktiske forhold. Ut ifra vannretensjon blir også grunnvannsnivå, bakkefrost og underskuddet av jordfuktighet for at den skal være mettet beregnet. Overflaten til det øverste jordlaget er definert som 0 m, noe som tilsier at grunnvann blir målt i negative verdier. Blir grunnvannet observert med positive verdier står jordlaget under vann. Vannet blir kalkulert med 100% porøsitet dersom dette er tilfellet. (SMHI, 2019).

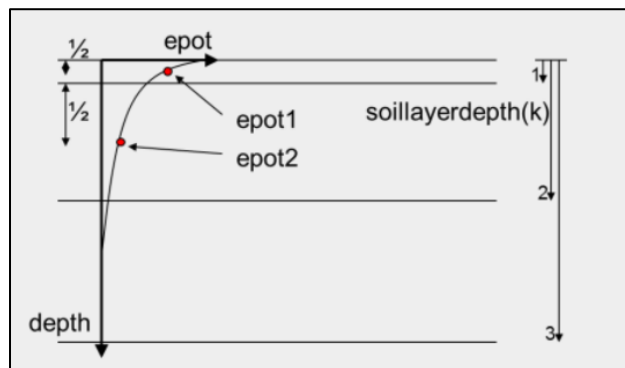


Figur 6: Fordelingen av visnepunkt (w_{cwp}), feltkapasitet (w_{cfc}) og effektiv porøsitet (w_{cep}) i et jordlag (SMHI, 2019).

2.2.4.3 Evaporasjon

Potensiell evaporasjon blir kalkulert for hver enkelt SLC-klasse innen et delfelt og baseres på atmosfæriske variabler og bruk av areal. Evaporasjon antas i HYPE å forekomme når temperaturterskel parameteren « t_{mp} » overskrides. Den faktiske evaporasjonen kalkuleres ut ifra den potensielle evaporasjonen innen de ulike klassene. For oversvømte områder, innsjøer og elver antas evaporasjon å forekomme ved potensiell rate. Evaporasjon i jordlagene forekommer kun ved potensiell rate dersom feltkapasiteten eller en stor andel av feltkapasiteten styrt av parameteren « l_p » overskrides.

De to øverste jordlagene beskriver området hvor evaporasjon i bakken er antatt å finne sted, den potensielle evaporasjonen (e_{pot}) er antatt å synke eksponentielt med dybden (Figur 7). Hvordan potensiell evaporasjon blir fordelt mellom disse to lagene avhenger av raten midtveis. Den faktiske evaporasjonen begrenses av mengden vann tilgjengelig i jorden over visnepunktet (SMHI, 2019).



Figur 7: Figuren visualiserer hvordan den potensielle evaporasjonen synker eksponentielt med dybden. e_{pot1} og e_{pot2} representerer punktene midtveis i de to jordlagene hvor den potensielle evaporasjonen blir benyttet til utregning av den faktiske evaporasjonen (SMHI, 2019).

2.2.4.4 *Infiltrasjon og avrenning*

Infiltrasjon blir i HYPE kalkulert fra summen av regn og snøsmelte. Grunnet begrensninger i jordens infiltrasjonskapasitet og andre liknende egenskaper vil deler av vannet tilgjengelig for infiltrasjon ikke infiltrere. For å kalkulere den faktiske infiltrasjonen blir derfor makroporestrømning og overflateavrenning trukket fra summen av snøsmelte og regn. Dersom infiltrasjon overstiger en gitt terskel (mactrinf) og vann i det øverste jordlaget overstiger terskelen mactrsm kan makroporestrømning og overflateavrenning forekomme.

Grunnvannsavrenning forekommer i HYPE når vannet overstiger feltkapasiteten i et jordlag og avhenger av en resesjonskoeffisient samt effektiv porøsitet. Alle tre jordlagene vil ha grunnvannsavrenning helt ned til den definerte strømningsdybden. Under denne terskelen forekommer ikke avrenning da dette defineres som dreneringsnivået (SMHI, 2019).

2.2.4.5 *Innsjøer og elver*

To typer innsjøer er definert i HYPE; lokale innsjøer (ilake) og utløpsinnsjøer (olake). Disse skiller ved at utløpsinnsjøer befinner seg ved utløpet til et delfelt og mottar tilsig fra elver oppstrøms og lokal avrenning. En utløpsinnsjø kan være et geografisk avgrenset område i form av et delfelt eller inkorporert i andre delfelt som en SLC-klasse. Lokale innsjøer er innsjøer innenfor et delfelt behandlet på samme måte som øvrige SLC-klasser hvor omfanget blir gitt i en brøkdel av arealet, men skiller ved en spesialkode gitt i GeoClass.txt. Alle innsjøer er antatt å være omrørt, nedbør blir tilført ved hvert tidssteg og nye konsentrasjoner blir beregnet (SMHI, 2019).

Elver deles inn i de to kategoriene lokal elv og hovedelv hvor begge har en lengde lik kvadratrotten til delfeltet dersom annet ikke er spesifisert. Lokale elver formes av avrenning innen et delfelt. De drenerer til hovedelven og lokale innsjøer hvor en konstant prosentandel går til den lokale innsjøen. Hovedelven er til stede i alle delfelt selv om den ikke mottar vann fra oppstrøms delfelt. Dersom dette er tilfelle, blir den kun forsynt av lokale elver. Strømningen i hovedelven er forsinket og svekket. Forsinkelsen måles i dager og beregnes ut ifra vannets maksimale hastighet og den totale lengden til elveløpet.

2.3 Verktøy

For å utføre geografiske analyser samt å bearbeide data kreves et utvalg programvarer. Programmene og deres bruk i denne oppgaven beskrives i dette kapitlet.

2.3.1 Geografiske informasjonssystemer, GIS

QGIS er et GPL lisensiert geografisk informasjonssystem med åpen kildekode som kan benyttes på en rekke operativ systemer(QGIS, 2021). Programmet benyttes i denne studien til å avlede og tilpasse informasjon tilknyttet den geografiske oppbygningen av studieområdet for bruk i HYPE. Programmet ble hentet fra QGIS sin nettportal qgis.org.

System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) er et GPL lisensiert geografisk informasjonssystem med åpen kildekode designet for Windows og Linux(SAGA, 2021). Studieområdet samt delfelt innenfor studieområdet ble generert i SAGA ved hjelp av ulike terrenganalyser. Programmet ble hentet fra nettportalen til SAGA; saga-gis.org.

2.3.2 R

R er et program og kodespråk for grafikk og statistisk databehandling. Programvaren har åpen kildekode og er GPL lisensiert (The R foundation, 2021). R brukes i dette studiet til å avlede informasjon fra resultatene i HYPE og genere figurer for å visualisere de. Programmet ble hentet fra cran.r-project.org/.

2.4 Innhenting og tilrettelegging av data

Flere datasett må innhentes for å tilse en korrekt oppbygning av modelldomenet. Noen av disse må tilrettelegges før bruk. Datasettene innhentet, deres bruksområde og metodene benyttet for tilpasning blir beskrevet i dette kapitlet.

2.4.1 Høydemodell

En høydemodell over studieområdet må tilegnes for å kunne utføre ulike geografiske analyser.

Høydedata fra hoydedata.no ble lastet ned. Dette nettstedet gir fri tilgang til høydedata i Norge og er utviklet av Geodata for Statens Kartverk. Prosjektet ble startet i 2016 og vil etter planen avsluttes i 2022 med det mål for øye å samle høydedata fra hele landet med en oppløsning på 1x1 meter(Kartverket, 2020).

Produktet lastet ned var «høydemodell» av type «nasjonal høydemodell» hvor datasettet besto av «DTM 10». DTM 10 er en digital terrengmodell i et rutenett på 10 x 10 meter, og ble valgt på bakgrunn av et ønske om en så detaljert modell som mulig uten å støte på problemer i form av manglende prosesseringskraft på grunn av for høy oppløsning. DTM 1 (1x1 m) ble av den grunn ansett å være alt for fin, mens DTM 50 (50x50m) ville bli for grov. Filformat valgt var «GeoTIFF», kompresjonsmetode «LZ77», koordinatsystem «UTM 33» og filoppdeling «som datasett». Datasettet mottatt besto av to høydemodeller; Viken fylke og Vestfold og Telemark Fylke. For ytterligere å tilpasse modellen til studieområdet ble den importert i Qgis hvor verktøyet «merge» ble brukt for å kombinere datasettene Viken og Vestfold og Telemark til ett sammenhengende raster. Videre ble verktøyet «clip raster by mask layer» benyttet for å klippe høydemodellen mot vektorlaget som avgrenset studieområdet (Figur 4).

2.4.2 Arealressurskart FKB-AR5

AR5 er et landsdekkende arealressurskart i målestokk 1:5000 som forvaltes av Geovekst, et samarbeid mellom flere instanser deriblant statens vegvesen, NVE, kommunene og landbruksdepartementet. Kartet har mange bruksområder, men er især tiltenkt å bistå med informasjon knyttet til landbruksforvaltning, arealplanlegging, landbruksproduksjon og lovforvaltning. Kartet blir periodisk oppdatert for å sikre en nasjonal dekning av høy kvalitet. Fire egenskaper blir presentert i kartet; grunnforhold, treslag, skogbonitet og arealtype (NIBIO, 2016). Grunnforhold og arealtype representerer de egenskapene som vil være aktuelle for bruk i denne studien. Kartet skal i oppgaven brukes til å definere SLC-klasser i HYPE basert på omfanget og sammensetningen av arealtype og jorddekke.

Kartet ble ervervet fra NIBIO på forespørsel og mottatt i form av to datasett, ett for Viken og ett for Vestfold og Telemark. Kartlagene ble importert i Qgis hvor verktøyet «clip by mask layer» ble brukt for å klippe lagene mot studieområdet. Deretter ble verktøyet «merge» benyttet for å fremstille et sammenhengende lag som dekker hele nedbørsfeltet (Figur 4).

2.4.3 FKB-Vann og FKB-Innsjø

For å utføre geografiske analyser relatert til elvenett og innsjøer er det nødvendig å tilegne seg datasett med geografisk informasjon knyttet til disse variablene. FKB-vann er et kart som forvaltes av Geovekst hvor forløp, geografisk beliggenhet og form for en rekke vannveier og vannmasser beskrives, deriblant innsjø og elvenett.

Elvenett og innsjø ble lastet ned fra NVE (NVE, 2021a) i form av vektordata. Kartformatet valgt var «ESRI shapefil», koordinatsystem «EUREF89 UTM-sone 33» og dekningsområde «Fylke» med Viken og Vestfold

og Telemark spesifisert. Produktet nedlastet kom i form av to datasett, ett for hvert fylke. Videre ble kartlagene importert i Qgis hvor de ble klippet mot studieområdet ved bruk av verktøyet «clip by mask layer» før de ble kombinert til et sammenhengende lag ved bruk av verktøyet «merge» (Figur 4).

2.4.4 Klimascenarier

Nedbør og temperaturtidsserier som korresponderer med klimascenariene RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 for studieområdet må innhentes eller genereres for at simulering basert på de ulike scenariene skal finne sted. To forskjellige metoder ble benyttet for tilegnelse av disse.

2.4.4.1 Hypeweb

Hypeweb er en nettportal utviklet av SMHI hvor informasjon og data knyttet til HYPE er gjort tilgjengelig for offentligheten (SMHI Hypeweb, 2021). Denne portalen muliggjør nedlastning av temperatur og nedbørtidsserier basert på ulike klimascenarier i hele Europa. En karttjeneste i nettportalen lar brukeren spesifisere et område klimaframskrivninger skal avledes fra. Området valgt var av samme lokasjon som den meteorologiske stasjonen Fiskum 12.193.0 (Figur 4). Produktet kom i form av to CSV filer, en for nedbør og en for temperaturer. Hver fil inneholder kolonner av tidsserier oppløst i døgn innenfor tidsintervallet 1971-2100 hvor hver kolonne representerer et spesifikt klimascenario. Tidsintervallet 1971-2006 er modellerte tidsserier basert på observerte klimadata og har av den grunn samme verdier for alle scenarier. På bakgrunn av dette ble tidsintervallet 1971-2000 klippet ut for bruk som referanseperiode. Foruten referanseperioden ble nedbør og temperatur tidsserier tilsvarende tre klimascenarier tilpasset bruk i HYPE; CSC REMO2009 MPI-ESM-LR RCP2.6, CSC REMO2009 MPI-ESM-LR RCP4.5 og CSC REMO2009 MPI-ESM-LR rcp85. Alle scenarier ble inndelt i tidsintervallene 2021-2050 og 2071-2100 for en total på seks scenarier.

2.4.4.2 LARS-WG

LARS-WG (Long Ashton Research Station Weather Generator) er en stokastisk vær-generator brukt til å produsere klimaframskrivninger oppløst i døgnverdier for variablene temperatur, nedbør og solinnstråling. Vær-generatoren ble utviklet i 1990 i Budapest finansiert av Hungarian Academy of Sciences. For en grundig gjennomgang av oppbygningen til LARS-WG henviser jeg til Semenov and Barrow (2002).

LARS-WG krever inndata i form av tidsserier oppløst i døgnverdier for variablene maksimum temperatur og minimum temperatur (°C), nedbør (mm) og solinnstråling (MJ/m²) samt koordinatene til den meteorologiske stasjonen dataene er hentet fra . Disse tidsseriene brukes videre til å genere

klimaframskrivninger basert på et utvalg RCP klimascenarier og tidsintervaller tilgjengelig innen værgeneratoren. Framskrivningene kommer i form av en tidsserie på et valgfritt antall år. Hvert av disse årene representerer et gjennomsnittlig år innenfor et gitt tidsintervall og RCP-scenario med et værmønster statistisk identisk til inndataen. Dette betyr at om ønskelig kan for eksempel 100 gjennomsnittlige år genereres for RCP8.5 innen tidsintervallet 2081-2100. LARS-WG har innbygget en funksjon som gjør det mulig å produsere et grunnscenario (referanseperiode) basert på den benyttede inndataen hvor gjennomsnittlige år genereres uten bruk av RCP scenarier.

Observerte Maksimum døgntemperatur, minimum døgntemperatur, nedbør og solinnstråling for bruk i LARS-WG ble innhentet fra Landbruksmeteorologisk Tjeneste i regi av Norsk institutt for bioøkonomi. Tjenesten har som mål å opparbeide meteorologiske data fra de viktigste jordbruksdistriktene i landet (NIBIO, 2021). Hokksund meteorologiske værstasjon ble benyttet til å uthente tidsseriene innenfor tidsintervallet 1991-2010. Klimascenariene RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 ble brukt til å generere klimaframskrivninger innenfor tidsintervallene 2021-2040 og 2081-2100 for en total av seks klimascenarier. Hvert av disse består av en tidsserie på ti år hvor det enkelte året representerer et gjennomsnittlig år innen tidsintervallet. Et grunnscenario på ti år ble generert som referanseperiode.

Fordelen av å benytte LARS-WG fremfor andre metoder ligger i muligheten til å bruke lokal klimadata til å generere meget stedsspesifikke klimaframskrivninger (Semenov & Barrow, 2002).

2.4.5 Historiske tidsserier

For å kalibrere og validere modellen må observerte tidsserier fra variablene temperatur, nedbør og avrenning innhentes. Alle tidsserier er oppløst i døgnerverdier.

HYPE må kalibreres mot en variabel, variabelen er i dette tilfellet avrenning og det er av den grunn nødvendig å innhente en observerte avrenningstidsserie. Dette ble muliggjort ved å identifisere en meteorologisk målestasjon hvor avrenning, målt i m^3/s og oppløst i døgnerverdier, registreres. Ved å benytte et temakart som visualiserer de ulike meteorologiske stasjonene i landet utarbeidet av NVE (NVE, 2021b), ble målestasjonen 12.193.0 Fiskum identifisert hvor tidsserier for blant annet temperatur, nedbør og avrenning har blitt observert fra 1957 og frem til i dag (Figur 4).

Temperatur og nedbørstidsserier for bruk ved kalibrering og validering ble hentet fra seNorge.no. SeNorge er et samarbeid mellom met.no, NVE og Kartverket hvor observert temperatur og nedbørsdata

interpoleres for å muliggjøre nedlastning av temperatur og nedbørstidsserier over hele Norge fra 1957 frem til i dag (SeNorge, 2021). Tidsseriene ble uthentet fra samme punkt som 12.193.0 Fiskum (Figur 4).

2.5 Modelloppsett

Det vil i dette kapitlet bli redegjort for oppsettet av modellen. Metodene for å tilegne seg de romlige egenskapene slik at studieområde, delfelt, ruting mellom delfelt og oppbygningen av de ulike SLC-klassene kan defineres, blir i den sammenheng beskrevet. Alle kartlag benyttet i denne prosessen vises i koordinatsystemet ETRS89 / UTM sone 33N.

2.5.1 Terrenganalyse

Under modelleringsprosessen vil det være nødvendig å generere nedbørsfeltet til spesifikke punkter innenfor studieområdet. Dette gjøres for å avgrense studieområdet, tillate kalibrering av modellen ut ifra beliggenheten til målestasjoner med observerte data, definere delfelt samt å fremstille resultater for bestemte områder. En terrenganalyse ble gjennomført i SAGA. Terrengmodellen til nedbørsfeltet ble lastet inn i programmet og forsenkninger i terrenget hvor vann kan samles ble tettet slik at det kan flyte fritt frem til utløpet i modellen. På denne måten kan vannveier, akkumulasjon av vann og strømningsretninger bli beregnet. Verktøyet «Fill sinks (Wang Liu)» ble benyttet for å tette forsenkningene. Sluttproduktet kommer i form av tre kartlag; Nedborsfelt_vestfossen [no sinks], Flow Directions og Watershed Basin. Visualisert vil rasterkartet med fylte huller (Nedborsfelt_vestfossen [no sinks]) se mer eller mindre identisk ut som terrengmodellen, men sammenlikner vi nå tegnforklaringen til terrengmodellen med fylte forsenkninger med tegnforklaringen til den originale terrengmodellen, kan vi se at de laveste verdiene er litt forskjellige. Disse verdiene representerer høyde i meter over havet. Ettersom huller har blitt fylt har de gjeldene områdene fått tildelt en ny høydeverdi, den observerte endringen forteller oss at prosessen har vært vellykket.

Watershed Basin viser nedbørsfeltet innenfor terrengmodellen brukt til å definere studieområdet. Flow direction rasteret visualiserer hvilken retning vannet har størst sannsynlighet for å renne. Begge disse lagene er biprodukter som ikke vil være av betydning videre i prosessen annet enn for å kvalitetssikre lag som allerede er frembrakt.

Det er viktig at elver blir en del av en innsjø i stedet for å gå igjennom dem. Det vil derfor være nødvendig å importere rasterkartet med fylte huller inn i Qgis slik at innsjøer kan bli brent ut. Verktøyet «rasterize (overwrite with fixed value)» gjør det mulig å endre verdiene i rastercellene basert på hvor vectorlaget overlapper. Alle rasterceller som befinner seg innenfor avgrensingsområdet til «innsjø» vil,

etter verktøyet har blitt kjørt, derfor ha samme verdi. I dette tilfellet 0. Det nye rasterlaget kan deretter lagres på en slik måte at alle celler med verdien 0 blir definert som no-data slik at sluttproduktet vises som en terrengmodell uten innsjøer.

Den nye terrengmodellen ble importert tilbake i SAGA hvor flow accumulation ble beregnet ved hjelp av verktøyet «Flow Accumulation (Top-Down)». Metoden brukt i verktøyet var «Deterministic 8». Hensikten med dette verktøyet er å lage et raster-kart som viser hvor stort volum vann som kan akkumulere innenfor hver enkelt piksel.

Raster-kartet frambragt ved hjelp av flow accumulation verktøyet kan nå benyttes til å lage et elve-nettverk for nedbørsfeltet. Verktøyet «Channel Network» ble brukt og flow accumulation rasteret satt som initiation grid. Initiation threshold ble satt til 30 000 for å unngå at piksler med lite akkumulasjon av vann skal bli tatt med i beregningen. Denne terskelen ble valgt på bakgrunn av observerte verdier i studieområdet hvor det ikke forventes akkumulasjon. Resultat kommer i form av tre nye kartlag; channel network (raster), channel network (vector) og channel direction. Kun «channel network (vector)» skal brukes videre i prosessen. Individuelle delfelt innenfor studieområdet kan nå genereres ved hjelp av verktøyet «Upslope Area [interactive]». Dette verktøyet gjør det mulig for brukeren å fremstille nedbørsfeltet til et valgt punkt innenfor det avgrensede området. Punktet valgt for å genere et delfelt må ligge i et elve- eller bekkeløp, «channel network» vil av den grunn bli brukt til å visualisere elvenettverket slik at punktet kan plasseres. Når punktet er satt vil nedbørsfeltet automatisk bli generert. For å dele hele nedbørsfeltet inn i mange delfelt Brukes verktøyet «Watershed basin», også her blir «channel network» kartlaget brukt som inndata sammen med høydemodellen.

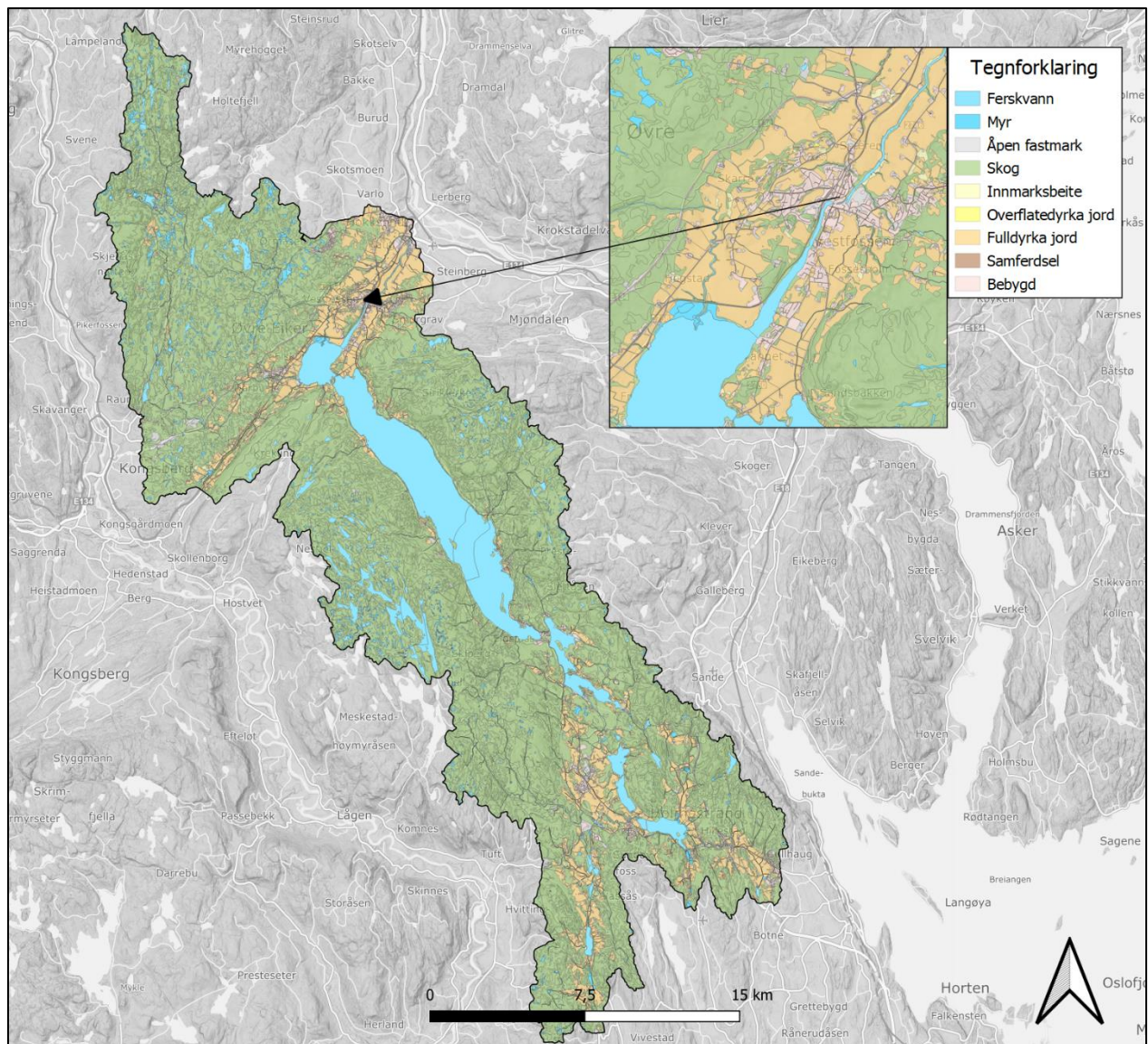
2.5.2 Tilvirkning av SLC-klasser

Geodata.txt og Geoclass.txt er de filene som sammen beskriver de romlige egenskapene til studieområdet i HYPE. For å tilrettelegge disse må først en terrenganalyse over det relevante området bli utført, metoden for denne analysen er beskrevet i foregående kapittel. Sluttproduktet fra terrenganalysen er en høydemodell med fylte huller visualisert i form av et rasterkart. Dette rasteret kan beskrives som hjørnестenen for den videre prosessen, hvor målet er å uthente romlig informasjon fra studieområdet som til sammen beskriver SLC-klassene i modelldomenet.

2.5.2.1 GeoClass.txt

For å avgjøre hvor mange SLC-klasser modellen skal inneholde, samt å definere kombinasjonen av areal og jordtype for de ulike klassene, vil det være nødvendig å få et overblikk av hvilke areal og jordtyper

studieområdet består av. Dette gjøres ved bruk av et geografisk informasjonssystem, i dette tilfellet Qgis. Datasettet benyttet er «AR5» som tidligere har blitt klippet til studieområdet. Dette kartlaget vil være visualisert uten fargekoder når det lastes inn i programvaren da det er opp til brukeren å bestemme hvilke attributter som skal bli fremvist.



Figur 8: Utbredelsen av de ulike arealtypene innenfor studieområdet avledet fra AR5.

Spøringer kan nå bli utformet ved hjelp av verktøyet «query builder». Attributtene tilgjengelig for spørring vil automatisk bli fremvist i vinduet «fields» og underkategoriene i vinduet «values». For å visualisere arealbruken i området velges nå egenskapen «arealtype» og en valgfri underkategori. Flere spørringer kan nå utføres slik at vi til slutt sitter igjen med en visualisering av areal typer for hele

studieområdet. Som fremstilt i Figur 8 består området av ni forskjellige areal typer; ferskvann, myr, åpen fastmark, skog, innmarksbeite, overflatedyrka jord, fulldyrka jord, samferdsel og bebygd.

Verktøyet «overlap analysis» gjør det nå mulig å beregne hvor stor prosentandel av et lag som dekkes av et annet lag, for eksempel hvor mange prosent av studieområdet som er dekket med skog. Ved å benytte dette verktøyet kan oppbyggingen av studieområdet beskrives slik at areal typene i GeoClass.txt kan defineres. Tabell 2 viser komposisjonen av studieområdet etter analysen er gjennomført. Det kommer frem at området domineres av skog, ferskvann og fulldyrka jord respektivt. De øvrige klassene er mer marginale i forekomst.

Areal type	Prosentandel av studieområdet dekket	Omfang km²
Skog	75.33%	399.1
Ferskvann	9.46%	50.1
Fulldyrka jord	8.75%	46.3
Myr	2.15%	11.4
Bebygd	2.06%	10.4
Åpen fastmark	1.12%	5.9
Samferdsel	0.84%	4.4
Innmarksbeite	0.29%	1.5
Overflatedyrka jord	0.03%	0.2
Sum total:	100%	529.3

Tabell 2: Utbredelsen av de ulike areal typene som befinner seg innenfor studieområdet kvantifisert i form av prosentandel og omfang i km².

For dette studiet vil det være passende å definere fem areal typer; ferskvann, myr, landbruk, urbant og skog. Ferskvann og myr beskrives i HYPE som spesialområder noe som forutsetter en nøyaktig gjengivelse av arealet (SMHI, 2019). Disse areal typene blir av den grunn gruppert individuelt.

Innmarksbeite og overflatedyrket jord er begge marginale i omfang og plasseres av den grunn i samme gruppe som den mer omfangsrike klassen fulldyrka jord hvor de til sammen beskriver areal typen landbruk. På samme måte beskriver åpen fastmark, samferdsel og bebygd gruppen urbant. Denne avgjørelsen ble tatt på bakgrunn av at også disse er areal typer av lite omfang, men med liknende

hydrologiske egenskaper. Skog er den arealtypen som beskriver storparten av studieområdet og er derfor også den viktigste gruppen å definere.

«AR5 grunnforhold» viser en grov oppdeling av arealet basert på grunntype, men hvorvidt denne grunnen består av leire, morene, eller andre jordtyper sies det lite om. Jordtype vil av den grunn defineres ut ifra arealtype. Dette er imidlertid av liten konsekvens for dette studiet ettersom de ulike jordtypene vil ha en relativt lik sammensetning og store deler av kalibreringen skal utføres ved hjelp av automatiske metoder.

Ved å kombinere de ulike areal og jordtypene kan seks SLC klasser nå defineres (Tabell 3). De to første klassene beskriver begge innsjøer, men skilles i GeoClass.txt ved at HYPE diskriminerer mellom utløpsinnsjøer og innsjøer som befinner seg innenfor et delfelt. Videre beskriver klasse tre arealtypen «myr» bestående av jordtypen «organisk-myr». Denne klassen har også en tilhørende spesialkode ment for våtmarker (SMHI, 2019). Klasse fire består av arealtypen «landbruk» bestående av jordtypen «sedimentær», klasse fem arealtypen «urbant» bestående av jordtypen «sedimentær» og klasse seks arealtypen «skog» bestående av jordtypen «organisk-skog».

SLC klasse	AR5 arealtype	Jordtype
1. Utløpsinnsjø	Ferskvann	Vann
2. Innsjø	Ferskvann	Vann
3. Myr	Myr	Organisk-myr
4. Landbruk	Innmarksbeite, Overflatedyrka jord, Fulldyrka jord	Sedimentær
5. Urbant	Åpen fastmark, Samferdsel, bebyggd	Sedimentær
6. Skog	Skog	Organisk-skog

Tabell 3: Sammensetningen av areal og jordtyper for de seks ulike SLC-klassene.

2.5.2.2 GeoData.txt

Geodata.txt beskriver de romlige egenskapene til de individuelle delfeltene. Filen vil bli endret flere ganger i løpet av studiet avhengig av hvilke delfelt en simulasjon skal finne sted i. Under kalibreringen vil det for eksempel kun bli brukt to delfelt, mens det senere i prosessen vil være behov for flere.

Variablene som vil bli endret i det enkelte delfeltet er areal, gjennomsnittlig høyde, brøkdel av SLC-klasse og total elvelengde.

For å finne arealet til delfelt som beskriver utløpsinnsjøer brukes det tidligere innhentede vektor laget FKB-innsjø beskrevet i kapittel 2.4. Verktøyet «clip» benyttes så til å klippe dette laget mot delfeltet. Det totale arealet kan nå observeres i egenskapstabellen til det klippede laget. Denne metoden kan benyttes for alle vektorlag.

Etter et delfelt har blitt fremstilt i form av et raster, ved hjelp av terenganalysen beskrevet i kapittel 2.5.1, brukes Qgis verktøyet «raster layer zonal statistics» til å frembringe arealet. Dette verktøyet beregner forskjellige typer statistikk for alle celler i rasterkartet, deriblant areal beskrevet i m^2 . For å finne det totale arealet av delfeltet er det nå kun nødvendig å summere arealet av alle cellene. Dette kan gjøres ved hjelp av verktøyet «show statistical summary». Variabelen ønsket summert velges, og resultatet blir fremvist i form av en tabell. Gjennomsnittlig høyde for et delfelt beregnes på samme måte som areal, men variabelen som skal summeres i verktøyet «show statistical summary» blir nå satt til «mean».

Som visualisert i Figur 5 skal arealet av et delfelt fordeles mellom forskjellige SLC klasser, i dette tilfellet en eller flere av klassene fremvist i Tabell 3. Hvor stor andel av området hver klasse dekker bestemmes av utbredelsen av arealtypen den representerer. Verktøyet «query builder» i Qgis gjør det mulig å sette sammen uttrykk som definerer egenskapen man er ute etter. Kartlaget det spørres i er AR5, beskrevet i kapittel 2.4, klippet mot det gjeldende delfeltet. Skal for eksempel omfanget av klassen «Landbruk» defineres, kan vi i tabell 3 se at egenskapene vi skal spørre etter er «Åpen fastmark», «Samferdsel» og «Bebyggd». Ved bruk av en presentasjonsforklaring for AR5 kan et uttrykk bli formet. Når dette er gjort vil kartlaget fremvises basert på egenskapene etterspurt. For å finne andelen av delfeltet dekket med denne egenskapen brukes verktøyet «overlap analysis». Resultat vil komme i form av en tabell hvor prosentandel av delfeltet dekket av egenskapen fremvises.

Elvelengde defineres ved bruk av verktøyet «sum line lengths». Kartlagene brukt som inndata er FKB-vann, beskrevet i kapittel 2.4, og det avgrensede delfeltet. Resultatet frembringes som et polygon identisk til delfeltet, men med total elvelengde i egenskapstabellen.

2.6 Kalibrering og validering

2.6.1 Kalibreringsoppsett

For best å kunne bestemme hvilke parametere som er hensiktsmessig å inkludere i modellen ble et eksempelprosjekt for modellert avrenning i HYPE lastet ned. Dette og andre liknende prosjekter er tilvirket av SMHI og kan hentes fra sourceforge.net/projects/hype. Filen «par.txt» fra eksempelprosjektet dannet grunnlaget for parametere og parameterverdier brukt videre i kalibreringen.

Modellen skal kalibreres mot observert avrenning. Målestasjonen 12.193.0 Fiskum ble brukt for å innhente historiske avrenningstidsserier. Det anbefales å bruke et tidsintervall på minimum fem år for observerte tidsserier når en hydrologisk modell skal kalibreres (Sleziak, Holko, Danko, & Parajka, 2020). Et tidsintervall på ti år ble derfor ansett som passende for å sikre en god representasjon av de årlige svingningene. Da det kun finnes en stasjon med en relevant avrenningstidsserie i området, vil det være nødvendig å bruke denne til validering så vel som kalibrering. To tidsserier ble definert; 01.01.1990 – 31.12.1999 for kalibreringen og 01.01.2000 – 01.01.2010 for valideringen. Begge disse er fra relativt ny tid for å tilse en kalibrering som representerer dagens forhold i best mulig grad. Tidsseriene ble formatert i R for bruk i HYPE.

Nedbørsfeltet til 12.193.0 Fiskum ble frembrakt ved bruk av metoden gjennomgått i kapittel 2.5.1 Terrenganalyse. Resultatet kom i form av et felt på ca. 51 km² som strekker seg fra Kongsberg i sør, Darbu i øst og mot Svene i nord (Figur 4).

2.6.2 Kalibrering av SLC-klasser

HYPE baserer mange av beregningene sine på SLC-klasser bestemt av brukeren. Arealet av delfeltet ble av den grunn fordelt mellom de tidligere definerte klassene i tabell 3 ved bruk av metoden gjennomgått i kapittelet GeoData.txt. Delfeltet brukt til kalibrering ble i filen «GeoData.txt» tildelt navnet «subbasin1». Et nytt delfelt kalt «lake1» ble også lagt til, dette beskriver Fiskumvatnet som subbasin1 drenerer til. «Lake1» er viktig å inkludere for at modellen skal kunne kjøre, men det er ikke objekt for kalibrering og er kun til stede for å definere et utløp for subbasin1. Resultatene fra de gjennomførte analysene vises i tabell 4. Ved å sammenlikne prosentandel av de ulike arealtypene for studieområdet i tabell 2 mot brøkdelen av de ulike SLC-klassene i subbasin1 kommer det frem at delfeltet i stor grad er en god representasjon av studieområdet i sin helhet.

Navn	Areal km ²	Gjennomsnittlig høyde moh	SLC 1	SLC 2	SLC 3	SLC 4	SLC 5	SLC 6	Elvelengde km
Subbasin1	51,3	297,5	0	0,0176	0,0323	0,0389	0,176	0,8836	72
Lake1	3,6	19	1	0	0	0	0	0	1

Tabell 4: Data benyttet til å definere kalibreringsområdet i HYPE samt innsjøen det drenerer til. Arealet innenfor området er fordelt mellom de seks ulike SLC-klassene i brøkdeler.

2.6.3 Evalueringsmetode

For å evaluere ytelsen til modellen etter hvert som den kalibreres må det tas i bruk en evalueringsmetode. Denne studien benytter seg av Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE) for å dekke dette behovet (Formel 3). NSE er en normalisert statistikk som bestemmer den relative størrelsen på residualvariansen sammenliknet med den målte datavariansen. Skalaen strekker seg fra $-\infty$ opp til 1. En verdi på 1 representerer et perfekt samsvar mellom den modellerte og observerte avrenningen. Verdier over 0.75 anses som svært godt samsvar, verdier mellom 0.65 og 0.75 som godt samsvar, 0.5 til 0.65 som tilfredsstillende mens verdier under 0.5 ikke anses som tilfredsstillende. (Moriasi et al., 2007)

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y^{mean})^2}$$

Formel 3: Formel benyttet ved utregning av NSE (Moriasi et al., 2007)

NSE er en svært utbredt metode for å evaluere modellert avrenning på, noe som betyr at det eksisterer mye nyttig informasjon knyttet til tidligere rapporterte verdier og deres treffsikkerhet. Metoden er sensitiv mot ekstreme avvik noe som betyr at observerte ekstremhendelser som ikke gjenskapes i en simulasjon har potensialet til drastisk å endre det kalkulerede samsvaret mellom de to (Moriasi et al., 2007).

NSE ble definert som ytelseskriterie i HYPE. En verdi blir på den måten generert for de ulike delfeltene og for modellen i sin helhet hver gang en simulasjon finner sted. Verdien blir i tillegg utregnet i R ved enkelte anledninger som en kvalitetssikring.

2.6.4 Sensitivitetsanalyse

En sensitivitetsanalyse kan benyttes for å bestemme hvilke verdier som skal tildeles de ulike parameterne. Den kan også brukes til å identifisere parametere som bør forkastes, et viktig steg i enhver modelleringsøvelse for å tilse at overdreven bruk av parametere, som kan føre til unødig høy kompleksitet og lange kalkuleringsstider, unngås. Kunnskap om hvorvidt eller hvordan de forskjellige parameterne påvirker hverandre vil også kunne tilegnes. Analysen vil kunne variere i kompleksitet, alt fra å endre på verdiene til parametere manuelt for å se hvordan modellen responderer, til mer avanserte øvelser hvor for eksempel automatiske prøvetakningsmetoder blir benyttet (Devak & Dhanya, 2017).

Det ble i denne studien gjennomført en enkel sensitivitetsanalyse hvor det primære målet var å identifisere hvilke parametere som kan forbli inkludert i modellen og hvilke som kan forkastes. Det sekundære målet var å identifisere hvilke parametere som kunne kalibreres manuelt og hvilke det var mer hensiktsmessig å kalibrere automatisk. Det ble i tillegg lagt vekt på å prøve å få en oversikt over hvordan de ulike parameterne påvirker hverandre. For å oppnå disse målene ble verdiene til de enkelte parameterne endret stegvis og en simulasjon kjørt mellom hvert av stegene slik at modellens respons kunne observeres. Parameterverdiene ble endret med om lag 50 % av den ordinære verdien gitt i eksempelprosjektet hentet fra SMHI. Dersom de etter behandling ikke resulterte i en endring i NSE verdien ble de forkastet. Om det ikke tegnet seg et klart mønster for hvordan en parameter kan kalibreres ble det vurdert at en automatisk kalibrering var å foretrekke. Parameterne kan grovt deles inn i tre klasser; parametere avhengig av arealtype, parametere avhengig av jordtype og generelle parametere.

Resultat av analysen førte til at totalt 28 parametere ble ansett som relevante for modellen, disse beskrives i vedlegg 1. Parametere knyttet til areal og jordtype ble alle bedømt å være for komplekse til å effektivt kunne kalibreres manuelt. Generelle parametere ga i større grad rom for manuell kalibrering, men også her falt valget på å benytte en automatisk metode for de fleste, dog med et større handlingsrom for manuell finjustering slik at intervallet brukt ved den automatiske kalibreringen kunne bli noe minsket. En håndfull generelle parametere kunne bli kalibrert manuelt basert på anbefalinger fra SMHI.

Det har ikke lyktes å finne data knyttet til Jordlagsdybde (depth) og vannstrømningsdybde (draindepth) beskrevet GeoClass.txt. Av den grunn ble en sensitivitetsanalyse utførte også for disse. Modellen viste seg å ikke være spesielt sensitiv mot noen av variablene, især for vannstrømningsdybde. Denne ble

derfor gitt samme verdi som jordlagsdybden til de forskjellige klassene med det mål for øye å sikre at ikke vannstrømningen overskred dybden på jordlaget. En dybde på jordlaget som virket passende, basert både på analysen og hva som antas å kunne bli observert i felten, ble gitt til de ulike SLC-klassene. Hvorvidt dette er en god representasjon av de faktiske forhold er vanskelig å si sikkert.

2.6.5 Metode for automatisk kalibrering

HYPE gir brukeren muligheten til å kalibrere enkelte av modellparameterne automatisk ved hjelp av ni ulike optimaliseringsmetoder (SMHI, 2019). Denne studien tar i bruk en av disse metodene for parametere knyttet til blant annet evaporasjon, temperaturterskler og avrenning.

Progressive Monte-Carlo method (MC) er en prøvetakningsmetode hvor parametere blir kalibrert trinnvis. For hvert trinn vil intervallet en parameter kalibreres innenfor bli mindre basert på de beste simulasjonene fra det foregående trinnet. Det er opp til brukeren å bestemme antall trinn som skal kjøres, hvor mange simulasjoner det enkelte trinnet skal bestå av og hvor mange av de beste simulasjonene det neste trinnet skal basere seg på. Det ble for kalibrering av denne modellen spesifisert at 100 simulasjoner skulle kjøres i ti trinn hvor hvert trinn baseres på de fem beste resultatene fra det foregående trinnet. Totalt sett gir denne konfigurasjonen 1000 simulasjoner for hver gang en automatisk kalibrering blir benyttet.

Metoden ble brukt for både generelle parametere og parametere knyttet til areal og jordtype. Selv om alle disse parameterne i teorien kan kalibreres på samme tid vil dette av flere grunner ikke være hensiktsmessig, først og fremst fordi muligheten til å kalibrere mot allerede tilpassede parametere blir borte. I tillegg til dette er denne type kalibrering en tidkrevende prosess, ved å kalibrere færre parametere av gangen kortes regnetiden betraktelig. Av disse grunnene ble parameterne kalibrert i kohorter basert på egenskaper. I startfasen ble parameterne inndelt i tre større grupper betinget av avhengigheten deres; arealtype, jordtype og generelle. Intervallet ble definert som 50 % av verdien oppgitt i eksempelprosjektet. Det ble påpasset at ingen verditerskler ble overskredet. Denne konfigurasjonen ble brukt frem til en NSE verdi på 0.20 ble oppnådd.

2.6.6 Kalibrering av parametere

For videre å kalibrere modellen var strategien å forsøke å oppnå en god vannbalanse innenfor modelldomenet. Deretter ble parametere knyttet til innsjøer og vassdrag implementert for å best beskrive ekstremhendelser.

Parameterverdiene ble tilegnet ved å inndelegge de ulike parameterne i mindre grupper for automatisk kalibrering basert på egenskaper som for eksempel evaporasjon, feltkapasitet og snø. De hittil oppnådde resultatene definerte startpunktet for kalibreringen. For å oppnå et best mulig utfall ble finjusteringer utført ved å kalibrere gruppene om hverandre gjentatte ganger slik at resultater fra tidligere kalibreringer danner grunnlaget for de påfølgende.

2.6.6.1 Snø og evapotranspirasjon

Parameteren «ttmp» er arealtype avhengig og definerer en terskeltemperatur for snøtetthet, snøsmelting og evaporasjon. Av den grunn ble den kalibrert i samme gruppe som «cmlt», en parameter for snøsmelting, og «cevp» en evapotranspirasjons-parameter, begge avhengig av arealtype. Metoden brukt var MC.

Potensiell evapotranspirasjon er gjerne på sitt høyeste om våren og lavere om vinteren som en følge av endret luftfuktighet gjennom sesongene. I HYPE er det parameterne «cevpam» og «cevpvh» som korrigerer for dette. Etter anbefaling fra SHMI ble disse tilpasset på en slik måte at den potensielle evapotranspirasjonen var på sitt høyeste i midten av mai og på det laveste i september (SMHI, 2019), noe som virket å stemme godt basert på utprøvelser av andre konfigurasjoner. Parameteren «lp» viser en faktor brukt til å kalkulere andel av grunnvannet tilgjengelig for potensiell evapotranspirasjon. Etter å ha utforsket ulike oppsett falt beslutningen på å bruke den oppgitte verdien i eksempelprosjektet for denne parameteren da dette virket å gi best resultater. Dette var også tilfellet for parameterne som definerer evapotranspirasjonens dybdeavhengighet og under hvilke temperaturer sludd forekommer.

Parameterne «sdnsnew» og «snowdensdt» angir tettheten av nysnø og den endrede tettheten av en snøpakke etter hvert som den eldes. Disse ble kalibrert automatisk i samme gruppe med metoden MC.

Sammenlagt førte kalibreringen av snø og evapotranspirasjon parameterne jevnt over til en forbedring av den simulerte avrenningen for episoder med liten eller ingen avrenning. Ekstremhendelser ble ikke representert på en god måte.

2.6.6.2 *Avrenning og bakketæle*

Totalt fem parametere beskriver egenskapene knyttet til avrenning og bakketæle innenfor modelldomenet. Parameteren «frost» brukes for å bestemme dybden til bakketælen innenfor den enkelte arealtype og blir bare beregnet dersom temperaturen synker under 0°C. Overflateavrenning bestemmes av «srrcs», en koeffisient for hvor mye vann som er tilgjengelig til dette formålet. Den generelle parameteren «rrcs3» er i liket med «srrcs» en koeffisient for avrenning, men skiller ved at den knyttes til helningsgrad i det øverste jordlaget. Parameteren «rrcs1» er en koeffisient for retensjon av vann i det øverste jordlaget og er avhengig av jordtype. Brøkdelen av vann tilgjengelig for overflateavrenning i tilknytning til jordtyper beskrives av «srrate». Disse ble sammen kalibrert automatisk med metoden BP. Arealtype 1 Lake ble utelatt av kalibreringen for «srrcs» da alle arealtyper bestående av vann skal ha verdien 1 under denne parameteren.

Tre parametere beskriver jordlagets evne til å holde på vann; feltkapasitet («wfc»), visnepunkt («wcp») og effektiv porøsitet («wcep»). Disse ble sammen kalibrert automatisk ved bruk av metoden MC.

Infiltrasjonsevnen til de ulike jordtypene i modelldomenet bestemmes av parameterne «macrate», «mactrinf» og «mactrasm». Disse definerer terskelverdier relatert til makropore infiltrasjon og ble kalibrert automatisk ved bruk av metoden MC.

Bakketæle for jordtyper beskrives med «sfrost». Denne settes til 1 for alle jordtyper slik at det blir klart for HYPE at arealtype parameteren «frost» beskriver bakketæle i modelldomenet.

En jevnt over bedre sammenheng mellom observert og simulert avrenning under episoder med liten til middels avrenning kunne observeres etter kalibreringen av disse parameterne, men toppene for ekstremhendelser var fortsatt lave ved simulering sammenliknet med observerte hendelser.

2.6.6.3 *Elv og innsjø*

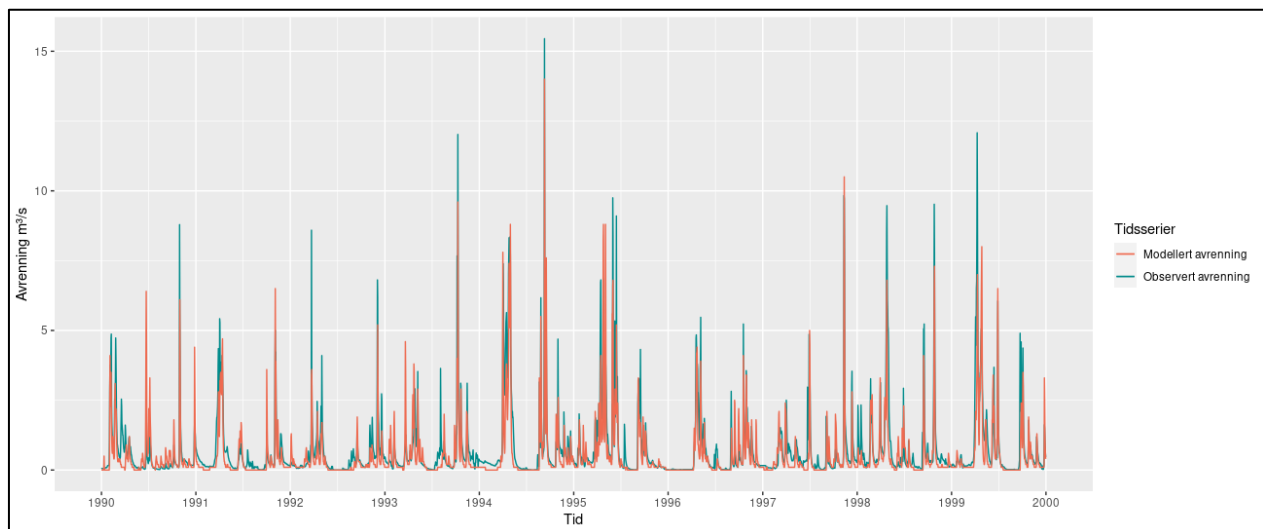
Fire generelle parametere bestemmer i denne studien egenskapene til elver og innsjøer i modelldomenet. Parameterne «gratp» og «gratk» definerer vannføringskurven til innsjøene innenfor studieområdet. Sagt med andre ord, hvor mye vann som til enhver tid strømmer ut av en innsjø. Parameteren «rivvel» definerer vannets hastighet innenfor et vassdrag. Alle disse ble kalibrert automatisk i en og samme gruppe ved bruk av metoden BP.

Dybden til interne innsjøer blir bestemt av parameteren «gldepi» og oppgis i meter. Data knyttet til dette har ikke vært tilgjengelig for flere av innsjøene og det har av den grunn blitt tatt utgangspunkt i en gjennomsnittlig dybde på fem meter, den verdien som genererte de beste resultatene.

Kalibreringen av denne gruppen viste seg viktig for bedre å representere avrenningstoppene til den observerte tidsserien. Toppene i den simulerte tidsserien var fremdeles noe lavere enn i den observerte, men en markant økning hadde funnet sted. Især parameterne knyttet til vannføringskurven og vannhastighet var viktige for å oppnå høyere topper. Dybden til innsjøene hadde ikke like stor innvirkning på resultatet.

2.6.7 Modellens ytelse

Den endelige ytelsen til modellen ble kvantifisert ved bruk av evalueringsmetoden Nash-Sutcliffe Efficiency. Resultatet vises i tabell 5. En NSE på 0.722 ble oppnådd ved kalibrering, en verdi som beskrives å være i øvre del av sjiktet for godt samsvar. Tidsintervallet for validering viste en NSE på 0.632, denne verdien blir ansett som tilfredsstillende (Moriassi et al., 2007).



Figur 9: Observert avrenning sammenliknet med simulert avrenning etter endt kalibrering.

Figur 9 visualiserer samsvaret mellom observert og modellert avrenning hvor den blå linjen representerer observert avrenning fra målestasjon 12.193.0 Fiskum for tidsintervallet 01.01.1990-31.12.1999 og den røde linjen representerer avrenning simulert i HYPE etter endt kalibrering. Figuren kan sees å ha et noenlunde godt samsvar mellom den observerte og modellerte avrenning for perioder med lav vannføring. Utfordringen gjennom hele kalibreringsprosessen har vært å representere

observerte ekstremhendelser på en god måte ved simulering. De største avvikene kan av den grunn sees å forekomme nettopp ved hendelser med mye avrenning.

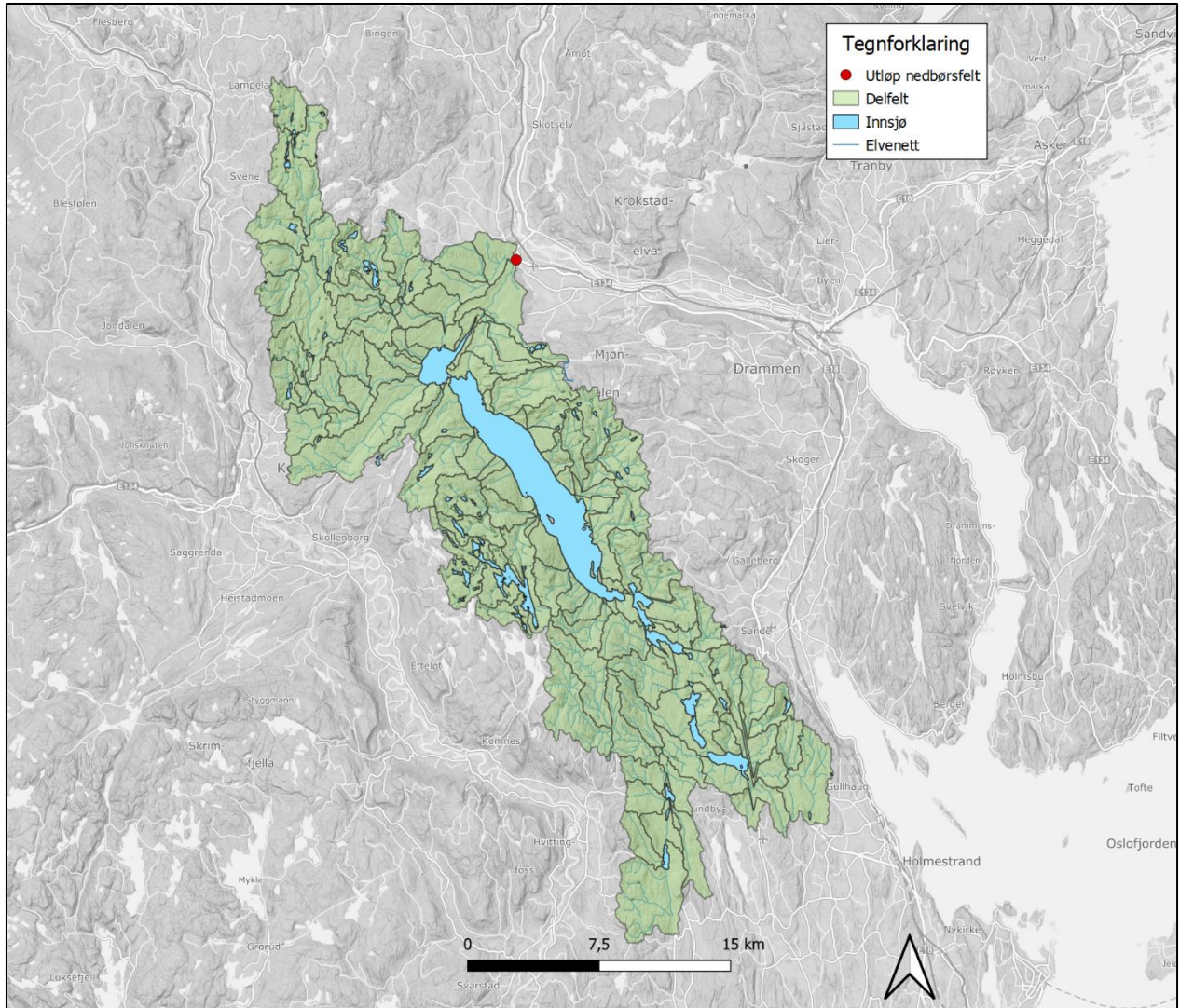
Nash-Sutcliffe Efficiency		
Stasjon	Kalibrering (01.01.1990 - 31.12.1999)	Validering (01.01.2000 - 01.01.2010)
12.193.0 Fiskum	0.722	0.632

Tabell 5: Oversikt over oppnådd NSE etter kalibrering og validering.

2.7 Modellering av fremtidig avrenning

For å modellere fremtidig avrenning ble studieområdet oppdelt i 105 delfelt hvor 12 av disse er utløpsinnsjøer (Figur 10). Øvrige innsjøer ble innlemmet i sine respektive delfelt som en SLC-klasse for lokale innsjøer. Delfeltene ble generert ved bruk av metoden beskrevet i kapittel 2.5.1 terrenganalyse hvor den samme terskelverdien på 30 000 ble benyttet for å bestemme utbredelsen til det enkelte delfeltet. Data knyttet til SLC-klasser og den romlige sammensetningen for samtlige delfelt ble avledet og tilpasset for bruk i HYPE ved hjelp av metoden beskrevet i kapittel 2.5.2. De ulike delfeltene ble til sist sortert i R slik at de ligger i rekkefølge basert på hvilket delfelt de drenerer til.

Tidligere innhentede klimascenarier og referanseperioder ble benyttet til å simulere utdata i form av variablene nedbør, vannføring, overflateavrenning, snø-vann ekvivalent og evapotranspirasjon. Variablene nedbør, snø-vann ekvivalent og evapotranspirasjon genereres for å se nærmere på et utvalg forklarende variabler til vannføring og overflateavrenning. Samtlige klimascenarier og referanseperioder hentet fra Hypeweb og LARS-WG ble benyttet som inndata på slik måte at variabler for det enkelte klimascenariet ble simulert. Totalt 14 simulasjoner ble gjennomført, en for hvert klimascenario og referanseperiode. Alle simulasjoner ble gitt en oppvarmingsperiode på to år, noe som innebærer at resultater fra de forskjellige variablene kommer i form av tidsserier på totalt 28 år for scenarier hentet fra HYPEweb og 8 år for scenarier generert i LARS-WG. Etter at resultater for den enkelte variabelen hadde blitt produsert ble de tilpasset i R på en slik måte at et gjennomsnittlig år for hele tidsintervallet ble generert for på den måten gjøre det lettere å sammenlikne de ulike scenariene. Statistikk i form av endringer innen de ulike variablene i løpet av vår, sommer, høst, vinter og et år sammenliknet med referanseperioden ble uthentet.



Figur 10: Studieområdet inndelt i delfelt for modellering av avrenning i Vestfossen.

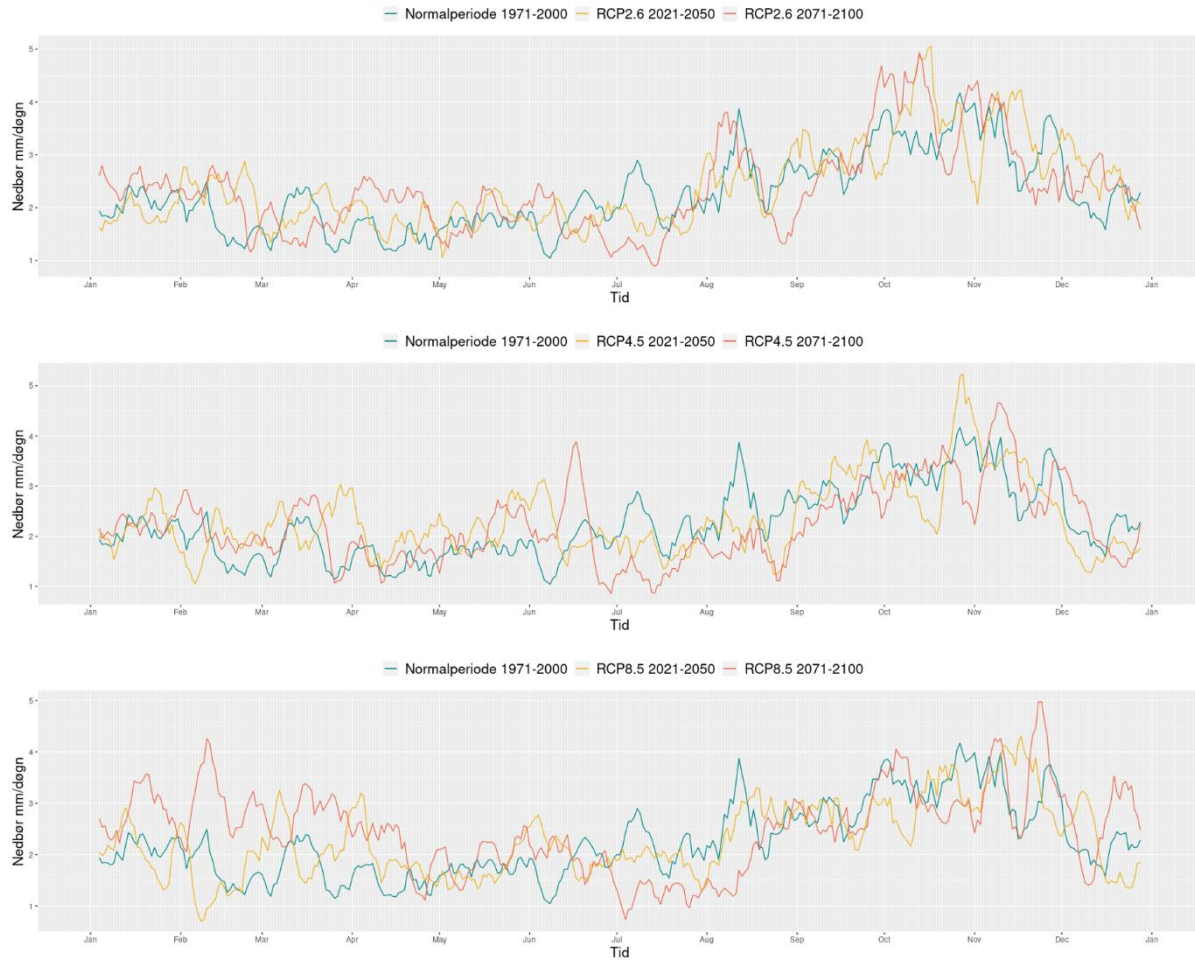
3 Resultat

I dette kapitlet vil resultater i form av simulerte tidsserier og statistikk relatert til avrenning innenfor studieområdet bli presentert. Kapitlet deles inn i to deler; resultater avledet fra klimascenarier lastet ned fra HYPEweb og resultater avledet fra genererte klimascenarier gjennom bruk av LARS-WG. I hvert av disse delkapitlene vil fem variabler bli fremlagt. Nedbør er den variabelen med størst påvirkning på avrenning og vil av den grunn presenteres først, deretter vannføring og overflateavrenning. Til sist vil snø-vann ekvivalent (SWE) og evapotranspirasjon bli presentert, viktige variabler som også påvirker avrenning. Samtlige av disse variablene er simulert i HYPE, men variabelen nedbør skiller seg fra de øvrige ved at den kun blir en gjengivelse av nedbørstidsseriene brukt som inndata. Spesifikk avrenning baseres i HYPE på vannføring i vassdrag (SMHI, 2019). Figurer knyttet til vannføring vil av den grunn, foruten benevningen, være identisk i form til spesifikk avrenning. Alle figurer hvor tidsserier visualiseres presenteres som et gjennomsnittlig år av hele tidsserien. Dersom klimascenarier nevnes uten å spesifisere tidsintervall betyr dette at begge tidsintervaller er gjeldene.

3.1 HYPEweb

3.1.1 Nedbør

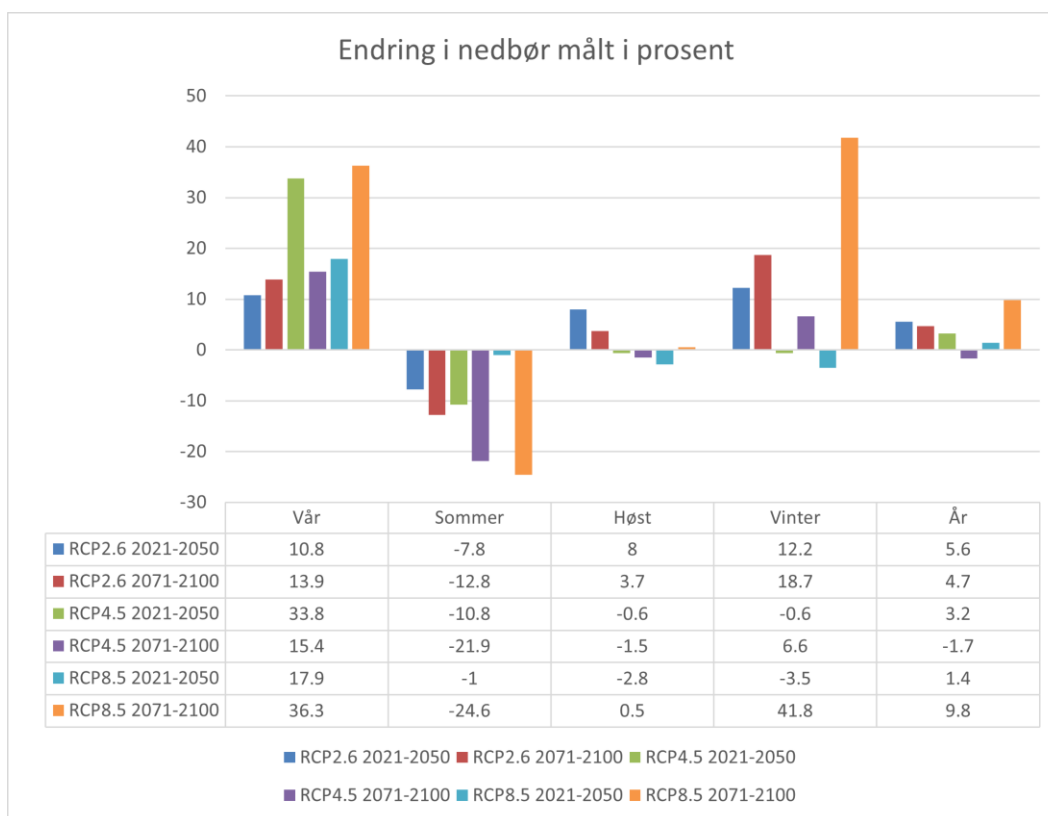
Figur 11 viser tre tidsserier basert på klimascenariene RCP2.6 (øverst), RCP4.5 (midten) og RCP8.5 (bunn). Høstmånedene oktober og november er de månedene hvor nedbøren har høyest intensitet. Alle scenarier viser en tendens hvor nedbør er forventet å øke på våren og synke på sommeren sammenliknet med normalperioden. Sommeren er den årstiden hvor minst nedbør forekommer.



Figur 11: Tre tidsserier over et år for variabelen nedbør basert på gjennomsnittet av 30 årige tidsintervaller fra klimascenariene RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5 og normalperioden 1971-2000.

Figur 12 visualiserer endring i nedbør for de ulike klimascenariene i prosent for årstidene vår, sommer, høst og vinter samt over et år sammenliknet med normalperioden 1971-2000. Med unntak av RCP4.5 2021-2050 kan det observeres en trinnvis økning av nedbør på våren hvor scenarier med lavest CO₂ utslipp også har den laveste forekomsten av nedbør. Sommeren ser en utvikling hvor mindre nedbør antas å forekomme for alle scenarier, men RCP8.5 2021-2050 skiller seg fra de øvrige ved at denne endringen er svært liten (-1 %). Høstmånedene antas å oppleve en noe mer marginal endring sammenliknet med de øvrige årstidene. Den forventede nedbøren synker i takt med økt utslipp av CO₂ før den stiger igjen ved RCP8.5 2071-2100.

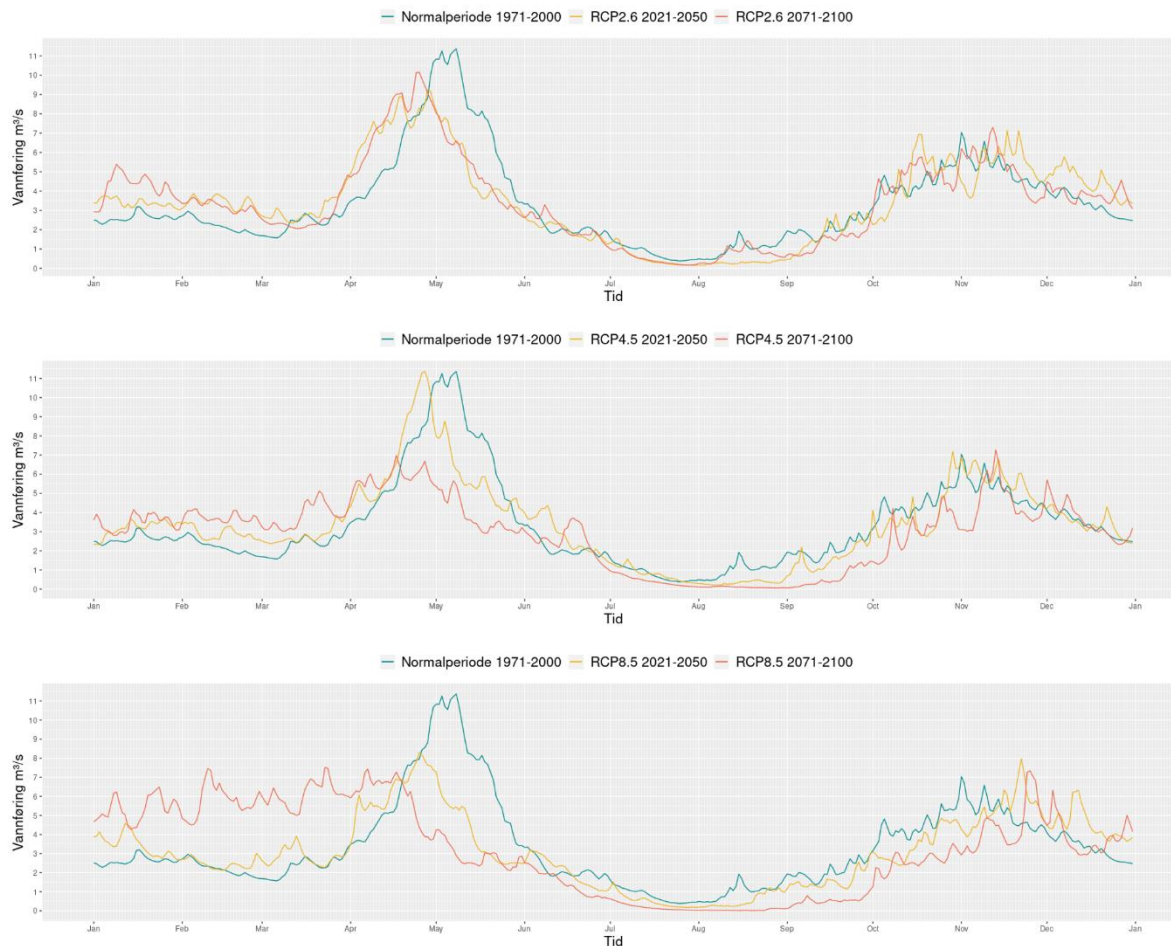
Ved vintermånedene er det kun RCP2.6 som er antatt å se en økning i nedbør for både tidsintervallet 2021-2050 og 2071-2100. RCP4.5 og RCP8.5 forventes begge å se en tilbakegang av nedbør ved tidsintervallet 2021-2050 før den stiger ved 2071-2100. Totalt er det med unntak av RCP4.5 2021-2050 forventet å se økning av årsnedbør ved alle scenarier sammenliknet med normalperioden 1971-2000. RCP8.5 skiller seg fra de andre scenariene ved at trenden snur fra en gradvis nedgang i årsnedbør i takt med økte CO₂ utslipp til at den begynner å stige.



Figur 12: Endring i nedbør innenfor sesongene vår, sommer, høst og vinter samt ett år for scenariene RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 sammenliknet med normalperioden 1971-2000.

3.1.2 Vannføring

Figur 13 viser vannføring i vassdraget ved utløpet av nedbørsfeltet. RCP2.6 er representert øverst, deretter RCP4.5 og til slutt RCP8.5. To vannføringstopper kan observeres i løpet av et år, den første og største på våren etterfulgt av en ny topp i løpet av høstmånedene.



Figur 13: Tre tidsserier over et år for variabelen vannføring basert på gjennomsnittet av 30 årige tidsintervaller fra klimascenariene RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5 og normalperioden 1971-2000.

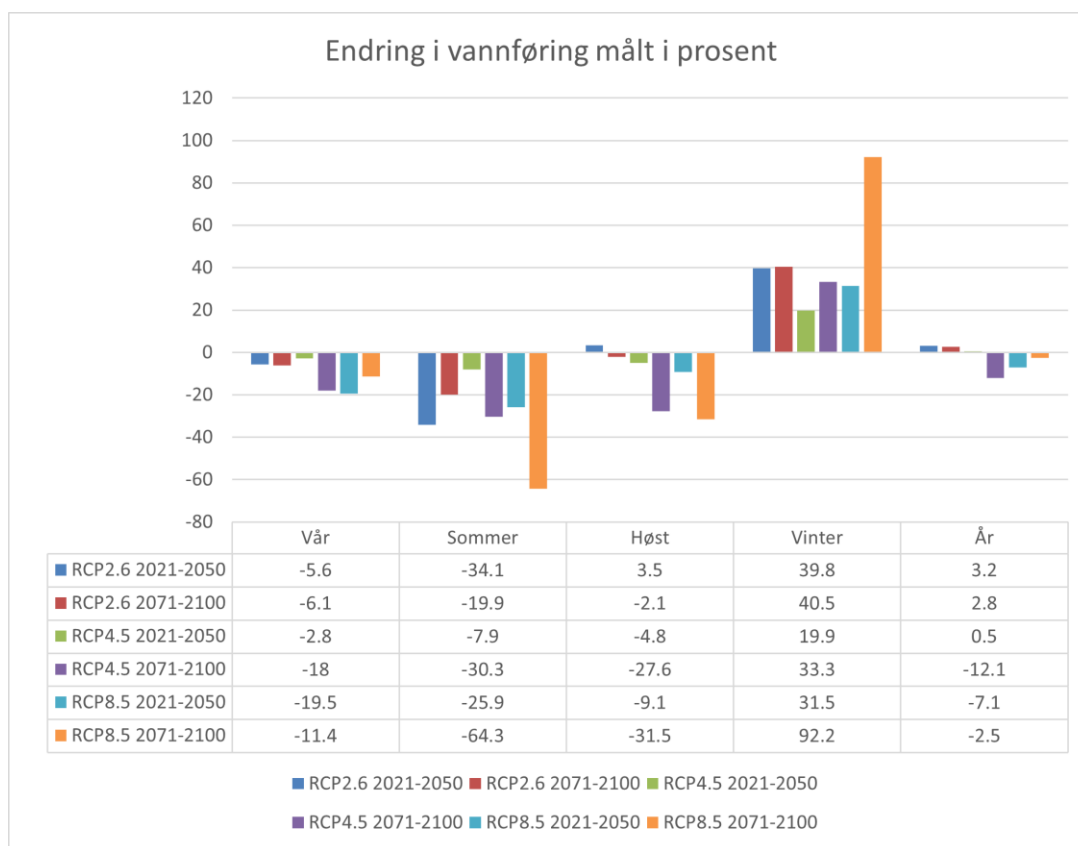
RCP2.6 er det scenariet som følger normalperioden tetteest. Vannføringstoppen på våren forekommer ca. 9 dager tidligere ved RCP2.6 2021-2050 og om lag 11 dager tidligere ved RCP2.6 2071-2100. Toppene er i tillegg ca. 1 m³/s lavere ved RCP2.6 2021-2050 og ca. 2 m³/s lavere ved RCP2.6 2071-2100 sammenliknet med normalperioden.

Vannføringstoppen om våren forekommer ca. 12 dager tidligere ved RCP4.5 2021-2050 og ca. 25 dager tidligere ved RCP4.5 2071-2100. Vannføringstoppen på våren er relativt lik normalperioden ved RCP4.5 2021-2040 (ca. 11 m³/s), men markant lavere ved RCP4.5 2071-2100 (ca. 7 m³/s). På Høsten kan det observeres en generell nedgang i vannføring for RCP4.5. Dette gjelder særlig RCP 4.5 2071-2100.

Vannføring ved RCP8.5 2021-2050 kan sees å ha en sterk tilbakegang på våren med en topp langt lavere enn ved normalperioden (ca. 8 m³/s). En tydelig vannføringstopp på våren uteblir ved RCP8.5 2071-2100,

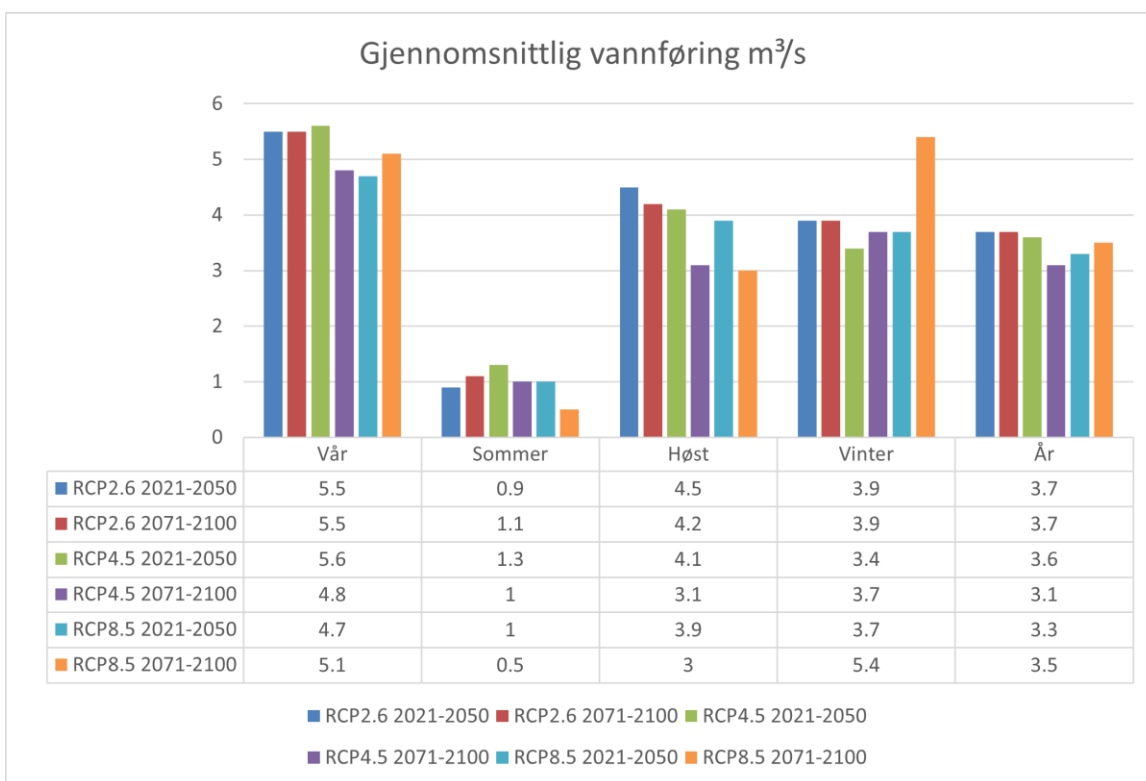
og det kan i stedet observeres en trend hvor det er forventet betydelig høyere avrenning i løpet av vinteren og deler av våren enn hva som er tilfellet ved normalperioden. Vannføring om sommeren og om høsten er også relativt sett betydelig lavere ved RCP8.5

Endring i total mengde vannføring gjennom året og sesonger relatert til de forskjellige scenariene visualiseres i Figur 14. Det er forventet mindre vannføring i alle scenarier ved årstidene vår, sommer og høst med unntak av RCP2.6 2021-2050 som på høsten antas å se en svak økning på 3,5 %. Vinteren er den eneste årstiden hvor alle scenarier er antatt å se en økning i vannføring sammenliknet med normalperioden. RCP8.5 2071-2100 skiller seg ut ved at det er ventet over dobbelt så mye vannføring sammenliknet med de andre. På årlig basis er det ventet en svak økning i total avrenning for RCP2.6 2021-2050 (3,5 %), RCP2.6 2071-2100 (2,8 %) og RCP4.5 2021-2050 (0,5 %). De øvrige forventer alle mindre vannføring sammenliknet med normalperioden.



Figur 14: Endring i vannføring innenfor sesongene vår, sommer, høst og vinter samt ett år for scenariene RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 sammenliknet med normalperioden 1971-2000.

Figur 15 viser gjennomsnittlig avrenning i form av vannføring målt i kubikkmeter per sekund for de ulike scenariene. Størst gjennomsnittlig vannføring finner sted på våren for alle scenarier. Høst og vinter har noe likere verdier mens sommer har de minste. Vår, høst og vinter kan alle sies generelt sett å se en avtagende trend i gjennomsnittlig avrenning etter hvert som mer CO₂ blir sluppet ut, med unntak av RCP8.5 2071-2100 som på vinteren viser en markant økning. I sommermånedene stiger den gjennomsnittlige avrenningen i takt med økte utslipp, men den trenden snur ved RCP4.5 2071-2100.

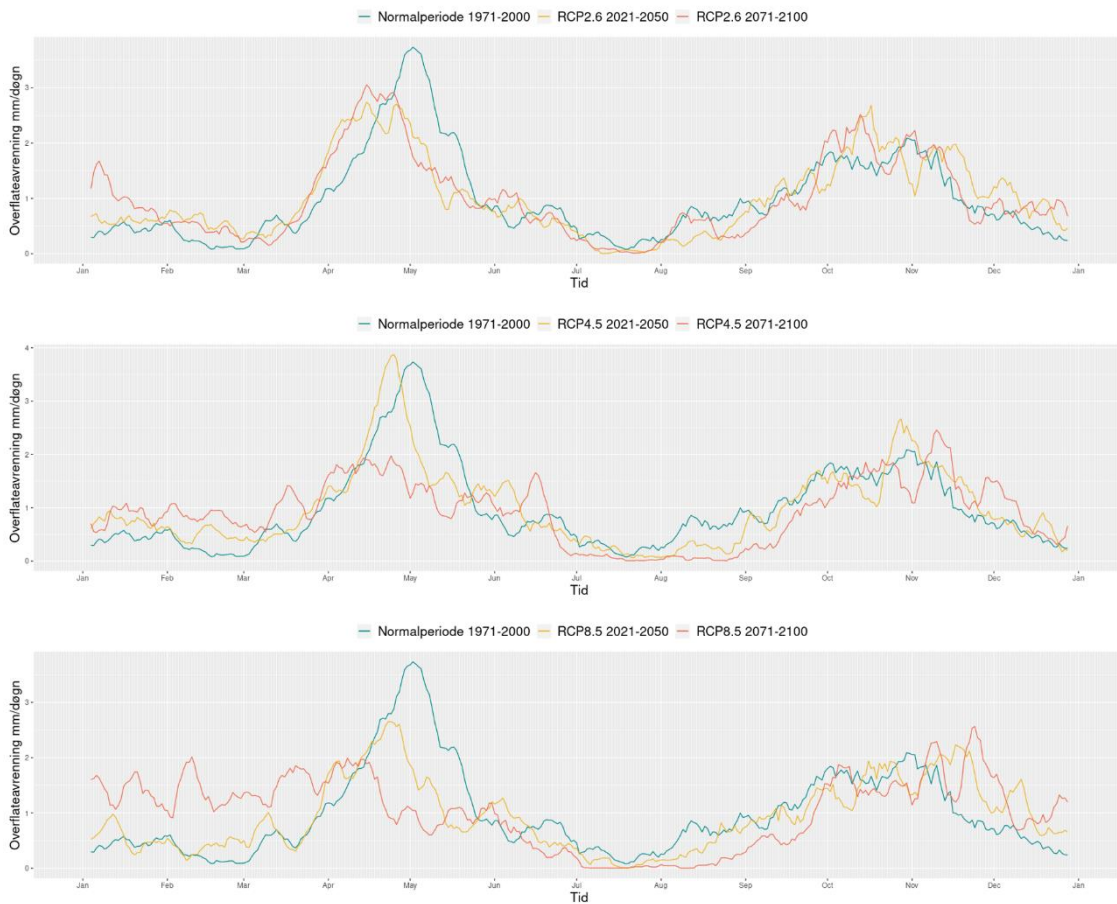


Figur 15: Gjennomsnittlig vannføring ved RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 fordelt på sesonger samt ett år

3.1.3 Overflateavrenning

Figur 16 viser tidsserier for gjennomsnittlig overflateavrenning hvor RCP2.6 representeres øverst, RCP4.5 i midten og RCP 8.5 i bunn. Figuren er svært lik i form sammenliknet med Figur 13 for gjennomsnittlig vannføring. Toppene finner sted på samme tidspunkter og er om våren forskjøvet til tidligere på året i takt med økte utslipp. Vinteren kan generelt sett sies å forvente mer overflateavrenning ved alle scenarier sammenliknet med normalperioden. Sommeren forventes å se perioder hvor overflateavrenning er fraværende og toppene på høsten forskyves til senere på året. RCP8.5 2071-2100 skiller seg i fra de øvrige scenariene ved at toppen på våren mer eller mindre forsvinner og erstattes med

økt overflateavrenning gjennom hele vinteren og tidlig vår. Dette scenariet er ventet å se overflateavrenning i tilnærmet like stort omfang på vinteren som på våren.

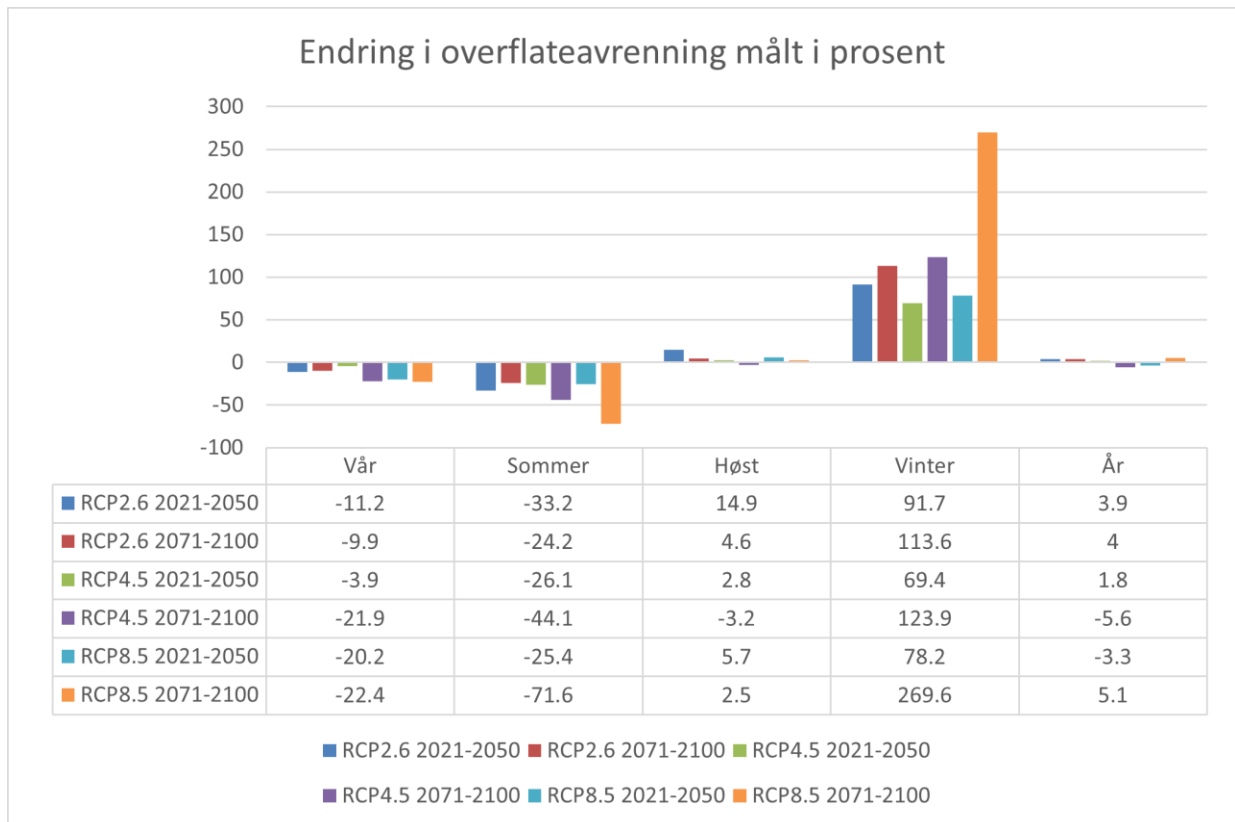


Figur 16: Tre tidsserier over et år for variabelen overflateavrenning basert på gjennomsnittet av 30-årige tidsintervaller fra klimascenariene RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5 og normalperioden 1971-2000.

Figur 17 viser endringen av overflateavrenning for de ulike scenariene sammenliknet med normalperioden målt i prosent. Vinteren er den årstiden med størst endring og venter en signifikant økning av overflateavrenning. Dette gjelder især for RCP8.5 2071-2100. Den største endringen forekommer ved scenarier innenfor tidsintervallet 2071-2100. Høstmånedene er med unntak av RCP4.5 2071-2100 også ventet å se en økning i overflateavrenning, men i langt mer moderat omfang enn ved vinteren. Den største endringen på høsten finner sted ved RCP2.6 2021-2050 (14,9 %).

Det antas at mindre overflateavrenning skal forekomme ved både vår og sommer, men sommeren er forventet å se den største endringen sammenliknet med normalperioden. RCP8.5 2071-2100 er det scenariet hvor størst forandring er ventet å forekomme (-71,6 %).

Den totale overflateavrenningen endrer seg i relativt liten grad over et år sammenliknet med normalperioden. RCP4.5 2071-2100 og RCP8.5 2021-2050 viser begge en svak tilbakegang på henholdsvis -5,6 % og -3,3 %. De øvrige scenariene antas alle å se en svak økning.

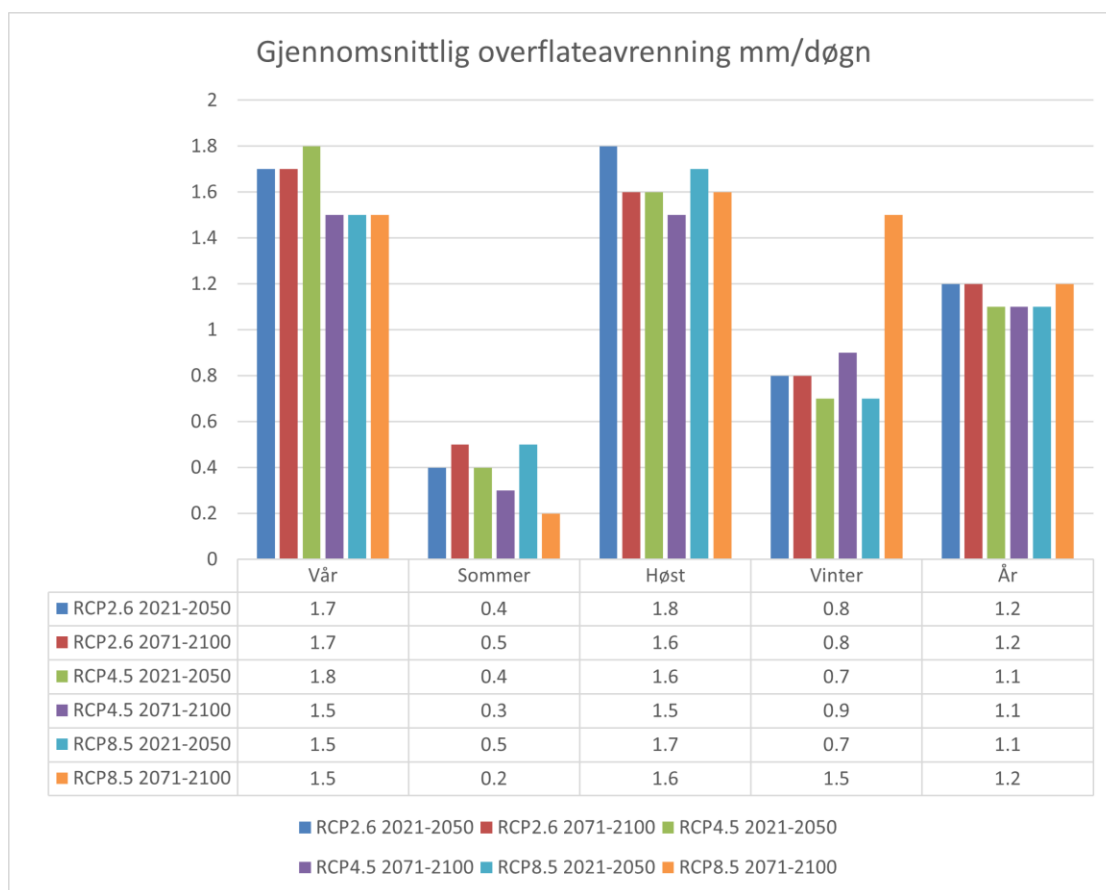


Figur 17: Endring i overflateavrenning innenfor sesongene vår, sommer, høst og vinter samt ett år for scenariene RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 sammenliknet med normalperioden 1971-2000.

Figur 18 visualiserer gjennomsnittlig overflateavrenning fordelt på sesonger og år for de forskjellige scenariene og gir et bilde av forekomsten gjennom et år. Vår og høst er sesongene hvor gjennomsnittlig avrenning antas å være høyest etterfulgt av vinter og sommer.

Det tegnes ingen tydelige trender innen gjennomsnittlig overflateavrenning gjennom et år. RCP4.5 2021-2050, RCP 4.5 2071-2100 og RCP8.5 2021-2050 ser alle en svak reduksjon, men denne er marginal. Den største endringen finner sted om sommer og vinter ved RCP8.5 2071-2100 hvor sommeren ser en tydelig

tilbakegang mens vinteren ser en signifikant økning. På våren antas de tre scenariene med størst forekomst av CO₂ utslipp å se en reduksjon av gjennomsnittlig overflateavrenning



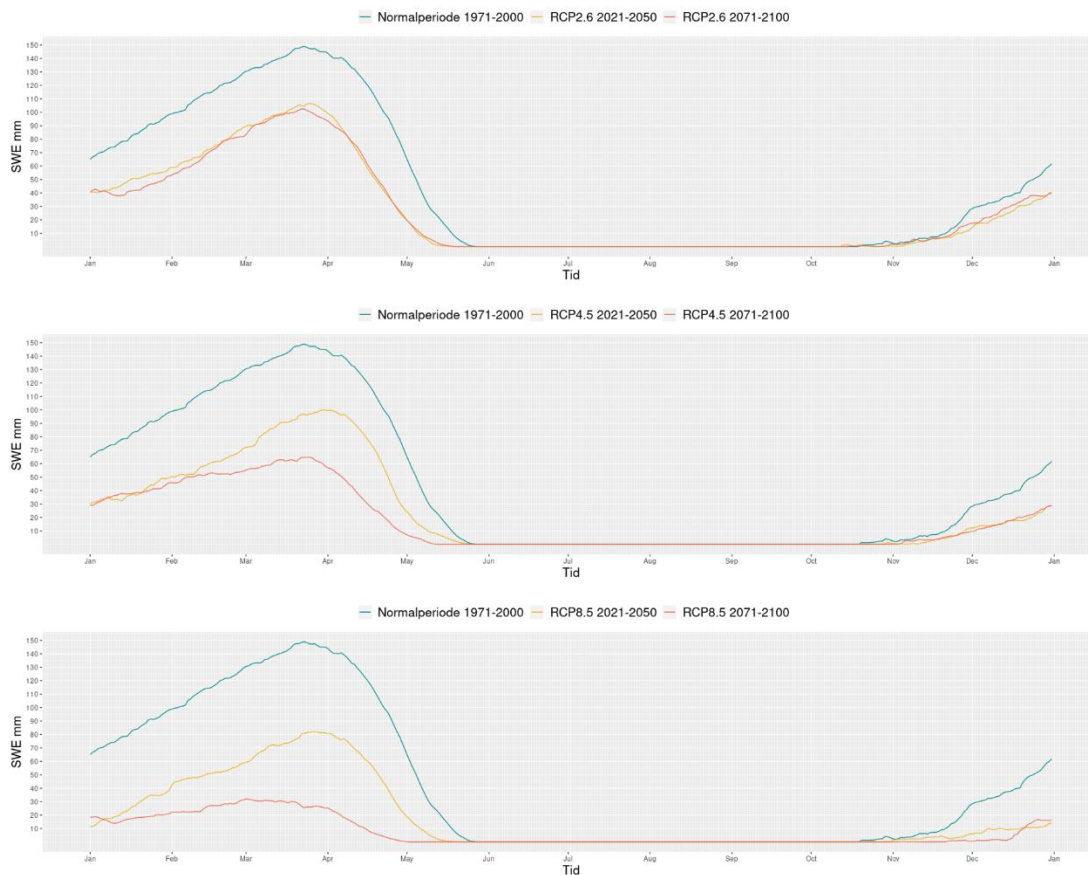
Figur 18: Gjennomsnittlig overflateavrenning ved RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 fordelt på sesonger samt ett år

3.1.4 Snø-vann ekvivalent

Tidsserier hvor SWE er visualisert for scenariene RCP2.6 (øverst) RCP4.5 (midten) og RCP8.5 (bunn) kan sees i Figur 19. Sammenliknet med normalperioden er det forventet mindre snø gjennom et år for alle scenarier. Storparten av all akkumulasjon av snø finner sted ved vinter og vår, men snø forekommer også i noen grad på høsten. Maks akkumulasjon finner sted i april og snøen vil være smeltet i løpet av mai. Maks gjennomsnittlig SWE for normalperioden er 153.9 mm.

Sammenliknet med normalperioden er RCP2.6 2021-2050 ventet å se en reduksjon i maksimum SWE på 36.9 mm. RCP2.6 2071-2100 antas å se en reduksjon på 49,7 mm. Smelting av snø forekommer for disse scenariene omtrent samtidig som ved normalperioden, men forløper raskere. All snø vil være smeltet ca. 8 dager tidligere. Det er forventet en reduksjon på 52 mm i maksimum SWE ved RCP4.5 2021-2050 og en

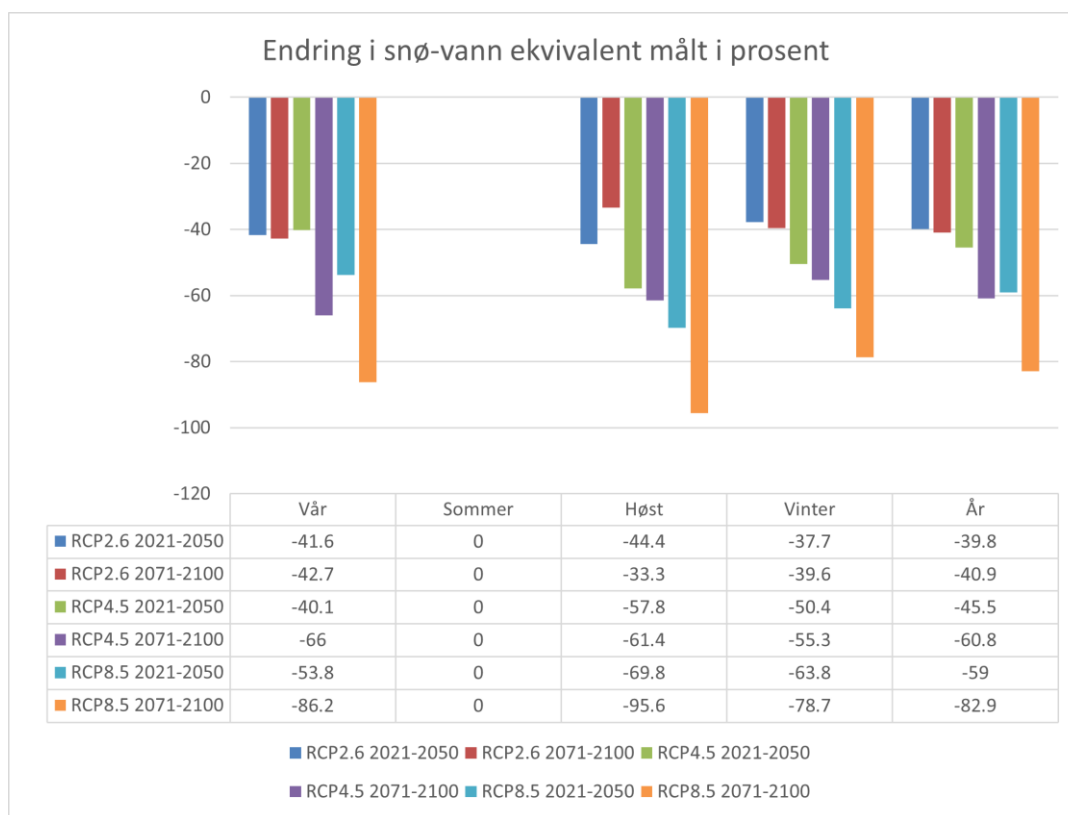
reduksjon på 87,2 mm under RCP4.5 2071-2100. Smelte forekommer på omtrent samme tid som ved normalperioden. Snøen antas å være smeltet ca. 2 dager tidligere ved RCP4.5 2021-2050 sammenliknet normalperioden og ca.12 dager tidligere ved RCP4.5 2071-2100. En reduksjon i maksimum SWE på 73,1 mm er ventet ved RCP8.5 2021-2050. RCP8.5 2071-2100 kan vente en reduksjon på 120 mm. Ved RCP8.5 2021-2050 starter snøsmelte samtidig med normalperioden. Snøsmelte ved RCP8.5 2071-2100 starter ca. en uke tidligere. Snøen vil være smeltet ca. 9 dager tidligere ved RCP8.5 2021-2050 og ca. 21 dager tidligere ved RCP8.5 2081-2100. Akkumulasjon av snø starter senere på året i takt med økte utslipp av CO₂.



Figur 19: Tre tidsserier over et år for variabelen snø-vann ekvivalent basert på gjennomsnittet av 30-årige tidsintervaller fra klimascenariene RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5 og normalperioden 1971-2000.

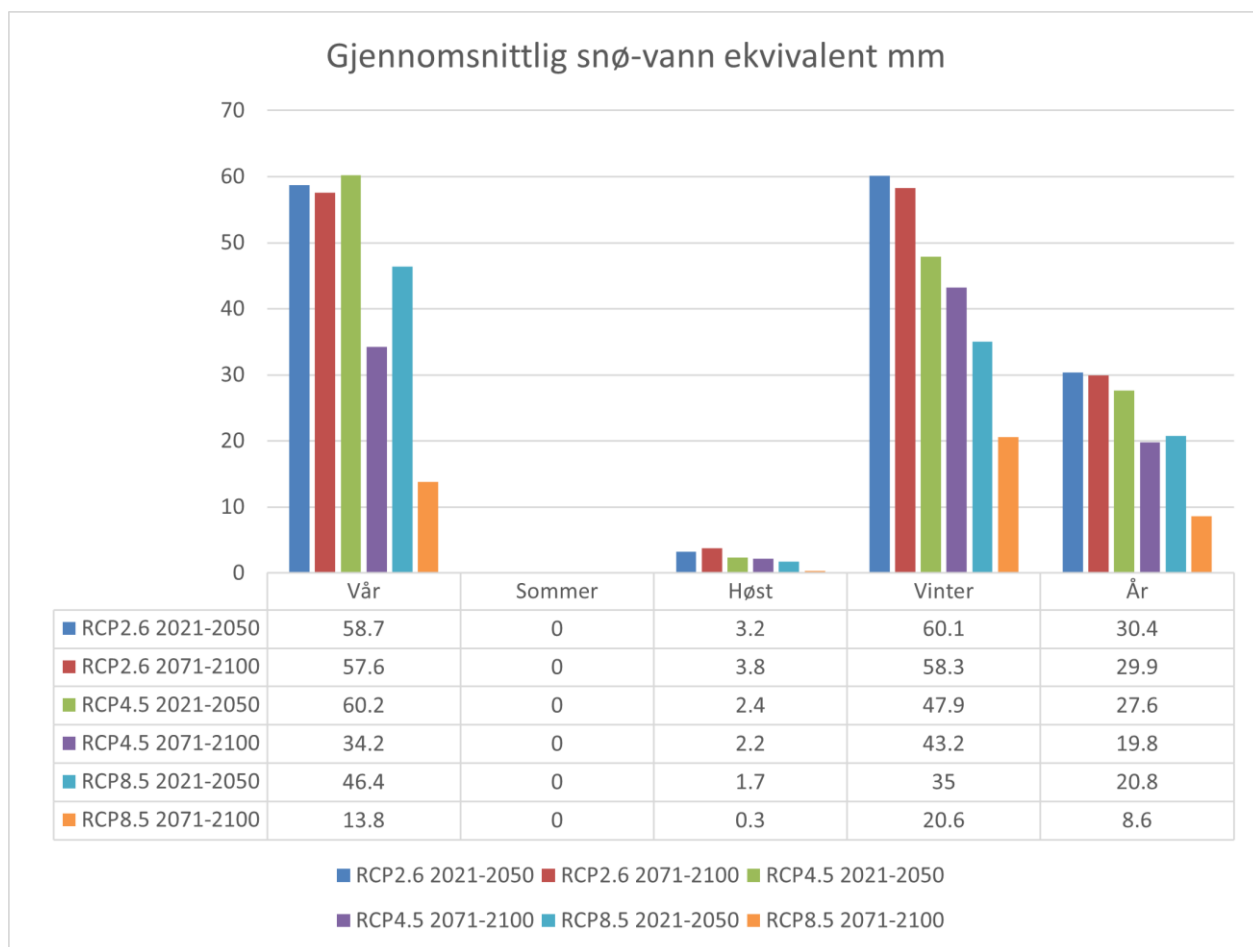
Figur 20 viser endring i snø-vann ekvivalent sammenliknet med normalperioden. Samtlige scenarier forventer en signifikant reduksjon i SWE, både for de ulike sesongene og over et år. Generelt sett kan det sies at endringen blir større i takt med økt utslipp av CO₂. RCP8.5 2071-2100 skiller seg fra de øvrige

scenariene ved at endringen relativt sett er større. Endringene er noenlunde like i utbredelse for de forskjellige sesongene.



Figur 20: Endring i snø-vann ekvivalent innenfor sesongene vår, sommer, høst og vinter samt ett år for scenariene RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 sammenliknet med normalperioden 1971-2000.

Akkumulasjon av snø kan visualisere ved å se på gjennomsnittlig snø-vann ekvivalent for de forskjellige årstidene (Figur 21). Størst akkumulasjon forekommer på vinter og vår etterfulgt av høst. Akkumulasjon av snø forekommer ikke på sommeren. Vintermånedene viser en trend hvor mindre snø akkumulerer etter hvert som utslippene øker, en tendens som også kan observeres over et år. Med unntak av RCP2.6 2081-2100 som viser en noe større akkumulasjon enn ved RCP2.6 2021-2050 kan denne trenden også observeres på høsten. Den samme tendensen kan sees om våren, men med avvik i form av RCP4.5 2021-2050 og RCP8.5 2021-2050 som begge stiger sammenliknet med sine foregående scenarier før de påfølgende igjen synker.

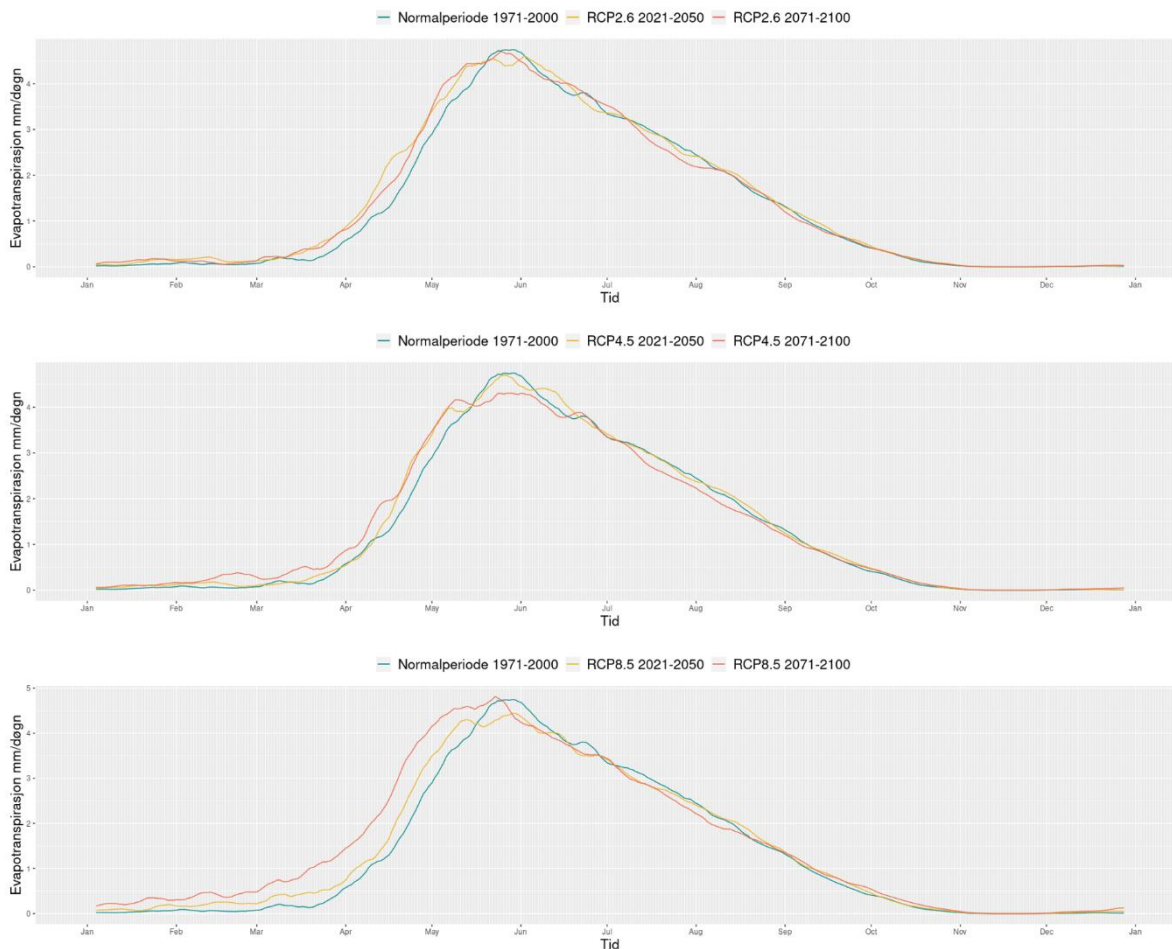


Figur 21: Gjennomsnittlig snø-vann ekvivalent ved RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 fordelt på sesonger samt over ett gjennomsnittlig år.

3.1.5 Evapotranspirasjon

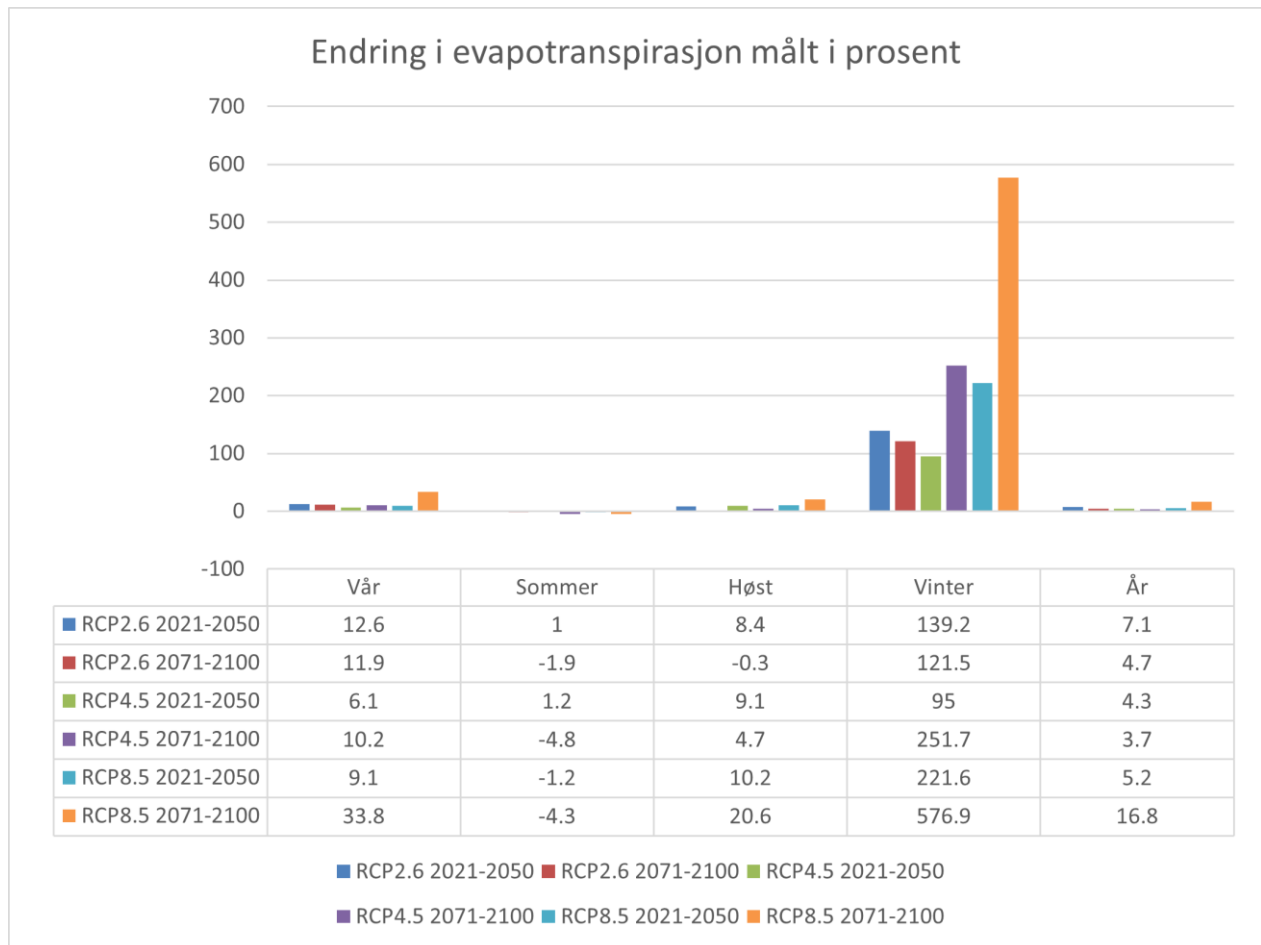
Figur 22 viser tidsserier for evapotranspirasjon i studieområdet hvor RCP 2.6 er representert øverst, RCP 4.5 i midten og RCP8.5 i bunn.

Evapotranspirasjon begynner å stige på våren før en topp nåes i månedsskifte mai-juni. Deretter synker den jevnt frem til november. Alle scenarier antas å se en økt forekomst av evapotranspirasjon i vinter- og vårmånedene sammenliknet med normalperioden. Flere av scenariene forventer lavere topper på sommeren.



Figur 22: Tre tidsserier over et år for variabelen evapotranspirasjon basert på gjennomsnittet av 30-årige tidsintervaller fra klimascenariene RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5 og normalperioden 1971-2000.

Figur 23 viser endringer i evapotranspirasjon for de ulike klimascenarier sammenliknet med grunnscenariet fordelt på sesonger og år. Sommeren er den eneste årstiden hvor en overvekt av scenarier venter en reduksjon i evapotranspirasjon, RCP2.6 2021-2050 og RCP4.5 2021-2050 antas å se en marginal økning. Sammenliknet med de andre årstidene er sommeren den sesongen hvor minst endring forekommer. Med unntak av RCP2.6 2071-2100 forventes det en økning i evapotranspirasjon på høsten ved alle scenarier sammenliknet med normalperioden. Også våren ventes å se stigende verdier. Sesongen som er ventet å ha den største endringen er vinteren hvor evapotranspirasjon er antas å bli mer enn doblet for flere av scenariene. Sett bort ifra sommeren skiller RCP8.5 2071-2100 fra de øvrige scenariene ved at de største endringene forekommer her. Det er i løpet av et år ventet stigende verdier innen alle scenarier



Figur 23: Endring i evapotranspirasjon innenfor sesongene vår, sommer, høst og vinter samt ett år for scenariene RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 sammenliknet med normalperioden 1971-2000.

3.2 LARS-WG

3.2.1 Nedbør

Tabell 6 viser relativ endring i månedlig nedbør generert i LARS-WG. Tallene fremstår som en faktor hvor 1 tilsvarer ingen endring mens 1.10 tilsvarer en økning på 10 %. Det fremkommer en rekke likheter og ulikheter mellom de forskjellige scenariene. Samtlige scenarier anslår en økning av gjennomsnittlig månedlig nedbør i månedene april, mai og juni. August og september er de månedene hvor de ulike scenariene forventer mindre nedbør med unntak av august under RCP2.6 2021-2040 som venter en liten økning på 4 %. Scenariene innen tidsintervallet 2081-2100 er generelt sett antatt å se større endringer enn scenarier innen tidsintervallet 2021-2040.

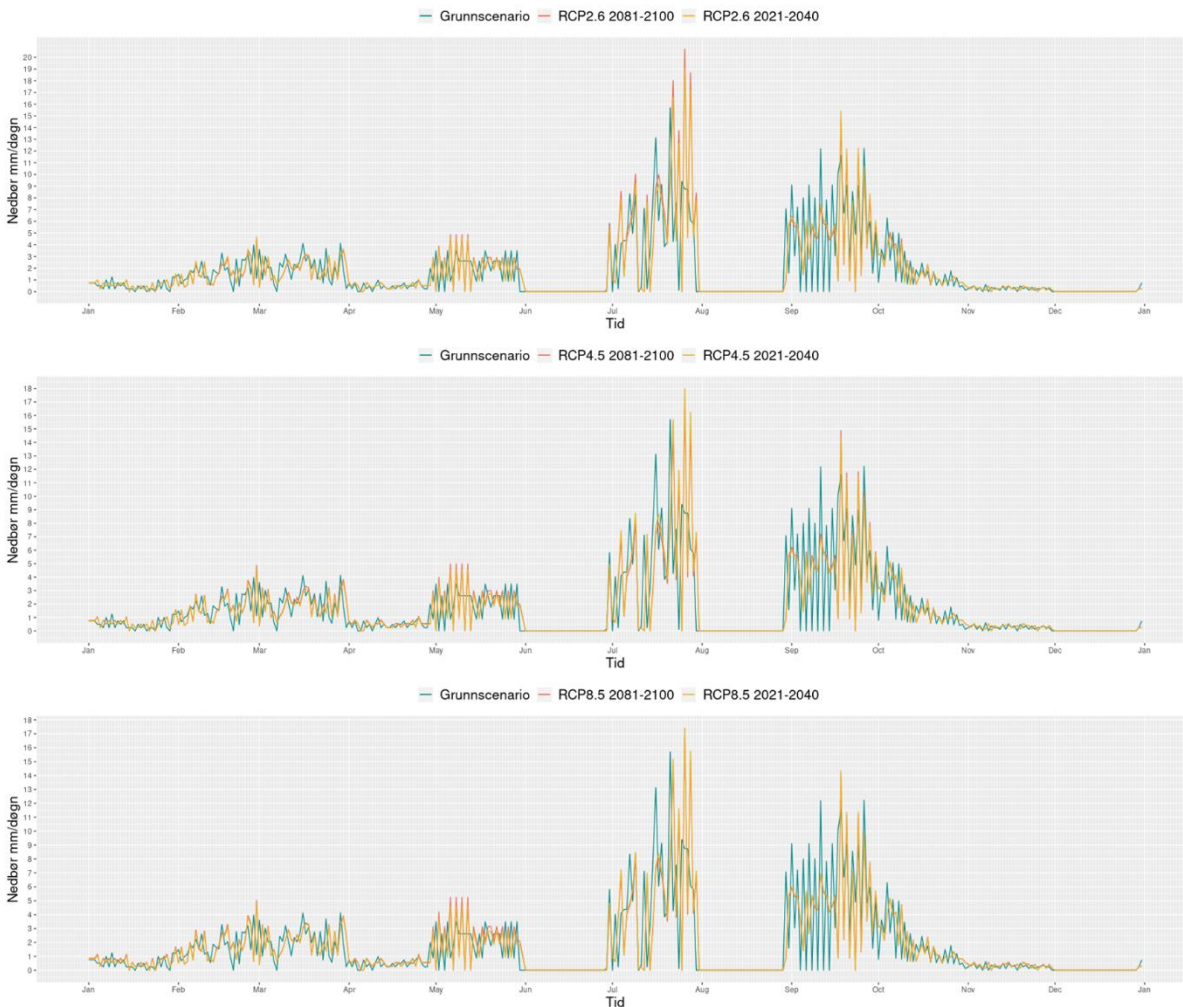
Måned	RCP2.6 2021-2040	RCP2.6 2081-2100	RCP4.5 2021-2040	RCP4.5 2081-2100	RCP8.5 2021-2040	RCP8.5 2081-2100
Jan	1	0.98	1	1.07	1.07	1.17
Feb	0.99	0.93	0.98	1.04	1.05	1.1
Mar	1	0.96	0.97	1.05	1.06	1.08
Apr	1.04	1.05	1.03	1.11	1.08	1.17
Mai	1.08	1.13	1.06	1.15	1.07	1.23
Jun	1.07	1.2	1.04	1.05	1.01	1.1
Jul	1.07	1.16	0.99	0.91	0.95	0.91
Aug	1.04	0.98	0.87	0.88	0.85	0.83
Sept	0.93	0.9	0.83	0.91	0.83	0.85
Okt	0.94	0.98	1	0.98	1	1.02
Nov	1.04	1.04	1.08	1.11	1.1	1.21
Des	1.03	1.02	1.01	1.13	1.08	1.23
Gjennomsnitt	1.02	1.03	0.99	1.03	1.01	1.08

Tabell 6: Relativ endring i nedbør gjennom alle årets måneder, fordelt på de ulike scenariene. Endringene er generert av LARS-WG

Figur 24 viser tre tidsserier basert på klimascenariene RCP2.6 (øverst), RCP4.5 (midten) og RCP8.5 (bunn). Juli er den måneden hvor nedbøren har høyest intensitet etterfulgt av september. Episoder med mye nedbør i juli virker å bli forskjøvet til senere i måneden for alle klimascenarier når de sammenliknes med grunns scenariet. Det samme gjelder til en viss grad for september, men skiller seg ved at toppene i stedet for å ha blitt forskjøvet virker å heller minke i løpet av første halvdel av måneden før de etter hvert bygger seg opp igjen til en størrelse mer eller mindre lik grunns scenariet.

Mai har perioder hvor nedbørsepisoder virker å være av en mye høyere intensitet sammenliknet med grunns scenariet.

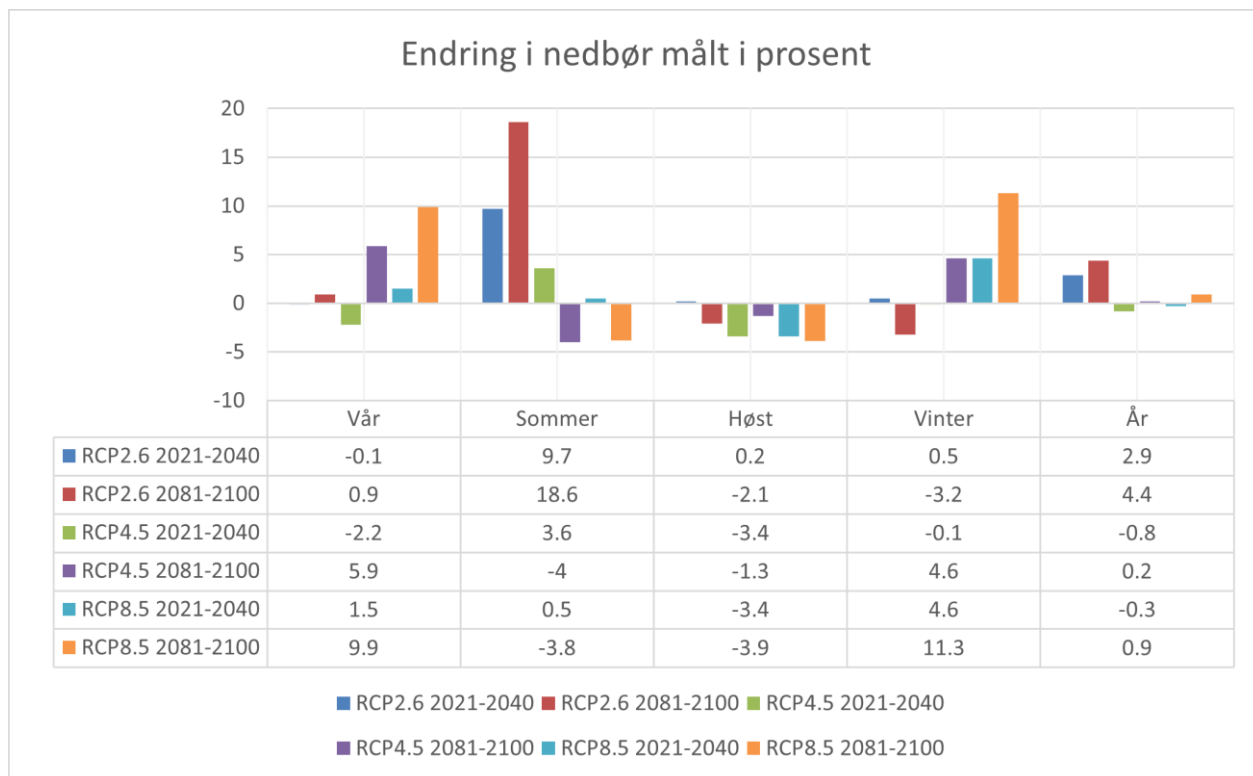
Tre tørre perioder kan identifiseres; juni, august og desember. April kan også sies å være en måned hvor lite nedbør finner sted sammenliknet med resten av året.



Figur 24: Tre tidsserier over et år for variabelen nedbør basert på gjennomsnittet av 8-årige tidsintervaller fra klimascenariene RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5 og grunnscenariet.

Figur 25 visualiserer endring i nedbør for de ulike klimascenariene i prosent for årstidene vår, sommer, høst og vinter sammenliknet med grunnscenariet. Det kommer tydelig frem at de klimascenariene som representerer det minste utslippet av klimagasser (RCP2.6 2021-2040, RCP2.6 2081-2100, RCP4.5 2021-2100) også er de scenariene hvor nedbør om sommeren anslås å øke. Disse representerer også scenariene hvor nedbør i vinter- og vårmånedene er forventet å synke eller kun øke i liten grad. RCP2.6 er i tillegg det eneste scenariet hvor det forventes en økning i total årsnedbør på over 1 prosent.

Med unntak av marginal økning på 0,2 % ved RCP2.6 2021-2040 antas alle klimascenariene å se mindre nedbør i løpet av høstmånedene enn hva som er tilfellet i dag. RCP4.5 2081-2100 og RCP8.5 forventes alle å se mer nedbør vår og vinter og mindre eller marginalt mer om sommeren.

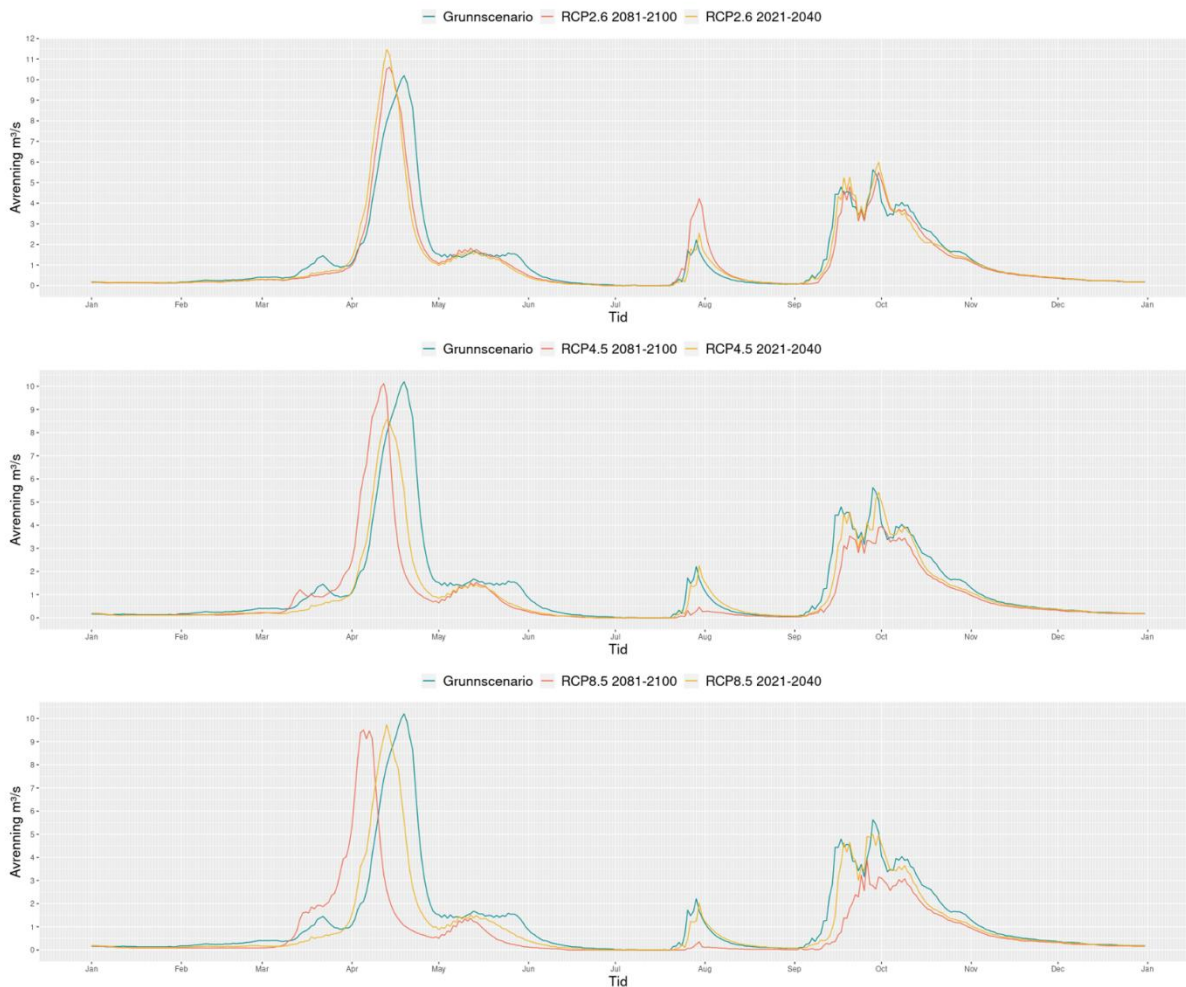


Figur 25: Endring i nedbør innenfor sesongene vår, sommer, høst og vinter samt ett år for scenariene RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 sammenliknet med grunnscenariet.

3.2.2 Vannføring

Figur 26 viser vannføring i vassdraget ved utløpet av nedbørsfeltet. RCP2.6 er representert øverst, deretter RCP4.5 og til slutt RCP8.5. Tre vannføringstopper kan observeres i løpet av et år, den første og største på våren, deretter rundt månedsskifte juli-august før det til slutt kommer en lengre periode mellom midten av september og slutten av oktober.

RCP2.6 er det scenariet som følger grunnscenariet tettest. Vannføringstoppen på våren er forskjøvet på en slik måte at de forekommer om lag 6 dager tidligere enn hva som er tilfelle i dag. Toppene er i tillegg en anelse høyere hvor RCP2.6 2021-2040 viser ca. $11.5 \text{ m}^3/\text{s}$, RCP2.6 2081-2100 viser ca. $10,5 \text{ m}^3/\text{s}$ mot grunnscenariet sine $10,2 \text{ m}^3/\text{s}$. Den største endringen kan sees på sommeren under RCP2.6 2081-2100. Her er vannføringen om lag fordoblet sammenliknet med grunnscenariet. De øvrige delene av året viser ingen markante endringer.



Figur 26: Tre tidsserier over et år for variabelen avrenning basert på gjennomsnittet av 8-årige tidsintervaller fra klimascenariene RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5 og grunnszenariet.

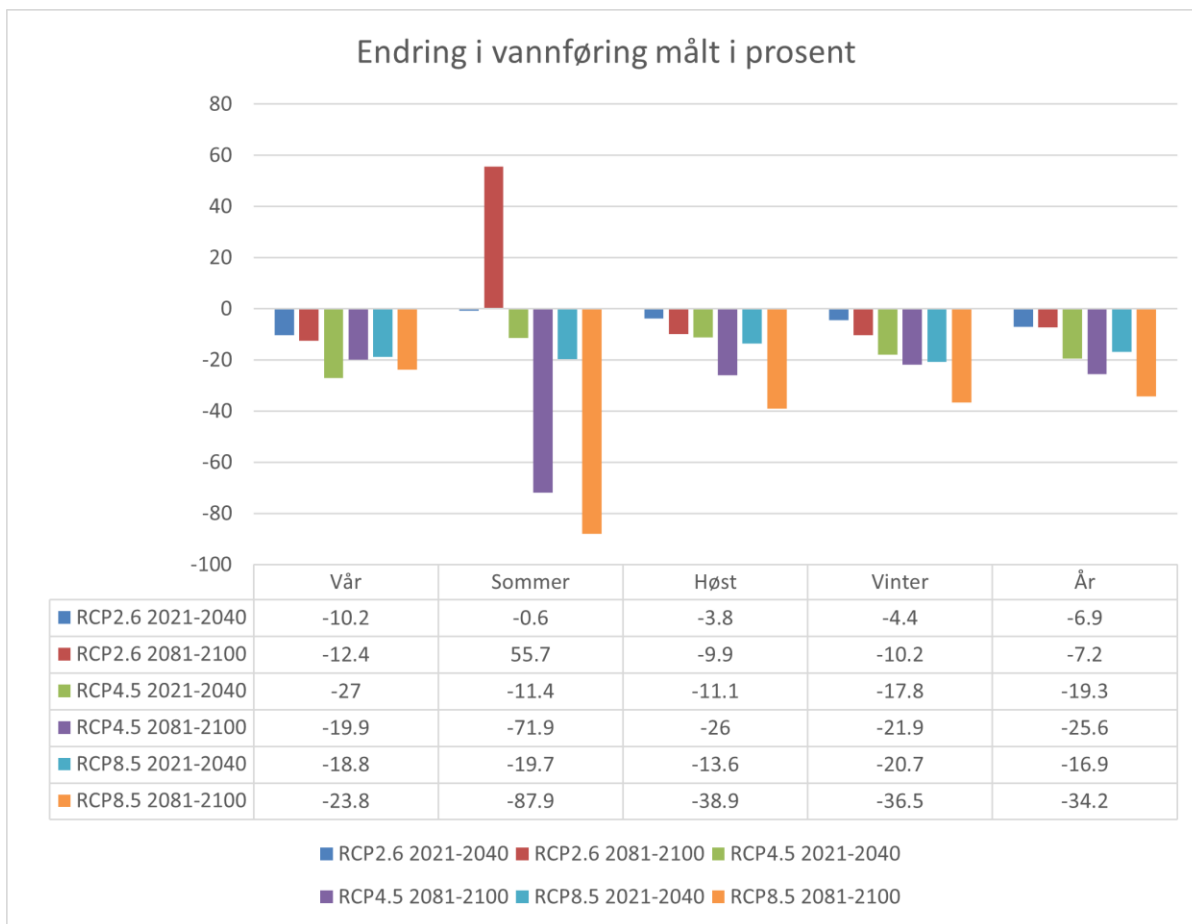
Vannføringstoppen om våren forekommer ca. 9 dager tidligere ved RCP4.5 2081-2100 og ca. 6 dager tidligere ved RCP4.5 2021-2040. Vannføringstoppen under RCP4.5 2021-2040 er mindre (ca. 8,5 m³/s) i forhold til RCP4.5 2081-2100 og grunnszenariet, som begge har toppen av relativ lik størrelse (ca. 10,2 m³/s). Om sommeren er vannføringstoppen relativt uforandret ved RCP4.5 2021-2040 sammenliknet med grunnszenariet, men nesten helt fraværende ved RCP4.5 2081-2100. På høsten kan det observeres en generell nedgang i vannføring, både i volum og toppen for RCP4.5. Især RCP 4.5 2081-2100 viser en nedgang på begge disse områdene. Toppene er i tillegg forskjøvet slik at de forekommer to til tre dager senere sammenliknet med grunnszenariet.

RCP8.5 er det scenariet hvor det kan observeres størst endring i tidspunktet hvor vannføringstopper forekommer om våren. RCP8.5 2021-2040 er forskjøvet slik at toppen finner sted ca. en uke tidligere sammenliknet med grunnscenariet, mens RCP8.5 2081-2100 forekommer ca. 15 dager tidligere. Begge disse har topper lavere enn grunnscenariet. Vannføringstoppen om sommeren ved RCP8.5 2021-2040 er relativt lik grunnscenariet, men er tilnærmet fraværende for RCP8.5 2081-2100. I høstmånedene er RCP8.5 generelt sett mindre både i volum og topper, men dette gjelder især for RCP8.5 2081-2100. Vannføring er i større grad enn de øvrige scenariene forskjøvet slik at toppene forekommer senere på høsten sammenliknet med grunnscenariet.

Endring i total mengde vannføring gjennom året og sesonger relatert til de forskjellige scenariene visualiseres i Figur 27. Det fremgår en generell nedgang i vannføring i vassdrag for alle klimascenarier med unntak RCP2.6 2081-2100 hvor sommermånedene er antatt å se en markant økning (55.7 %). Klimascenarier med høyere utslipp av CO₂ er de scenariene som er ventet å oppleve den største tilbakegangen i vannføring.

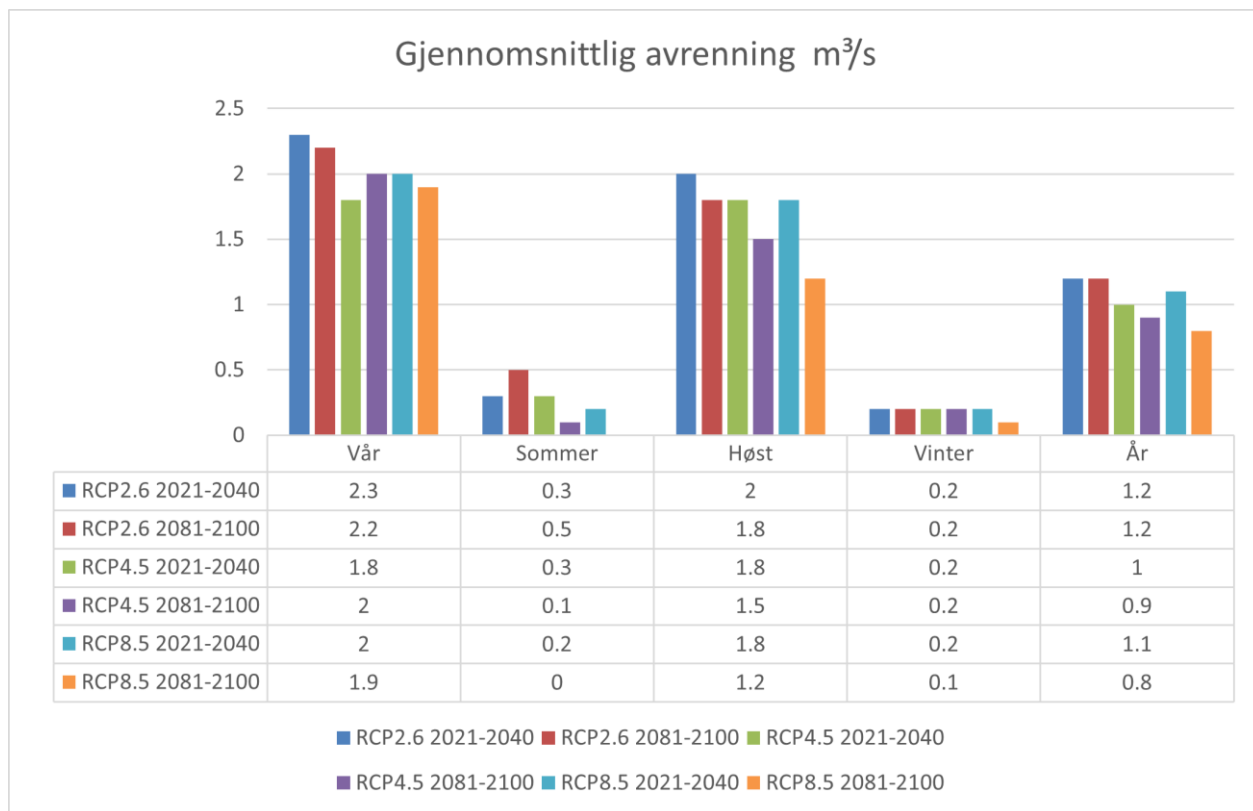
Sommermånedene utmerker seg ved at scenarier i tidsintervallet 2081-2100 er ventet å se en uproporsjonal nedgang eller økning i vannføring sammenliknet med de øvrige årstidene. Vår, høst og vinter deler i større grad samme trend.

Endring i vannføring på årsbasis viser en trend hvor samtlige scenarier forventer å se et mindre volum av vann i vassdraget sammenliknet med grunnscenariet.



Figur 27: Endring i vannføring innenfor sesongene vår, sommer, høst og vinter samt ett år for scenariene RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 sammenliknet med normalperioden 1971-2000.

Figur 28 viser gjennomsnittlig avrenning i form av vannføring målt i kubikkmeter per sekund for de ulike scenariene. Størst gjennomsnittlig vannføring finner sted på våren for alle scenarier, etterfulgt av høst, sommer og vinter. Gjennomsnittlig avrenning kan sies å synke i takt med økt utslipp av CO₂. På vinteren ser vi lite endring mellom scenariene med unntak av RCP85 2081-2100 som synker noe.



Figur 28: Gjennomsnittlig vannføring ved RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 fordelt på sesonger samt ett år

3.2.3 Overflateavrenning

Figur 29 viser tidsserier for gjennomsnittlig overflateavrenning hvor RCP2.6 representeres øverst, RCP4.5 i midten og RCP 8.5 i bunn.

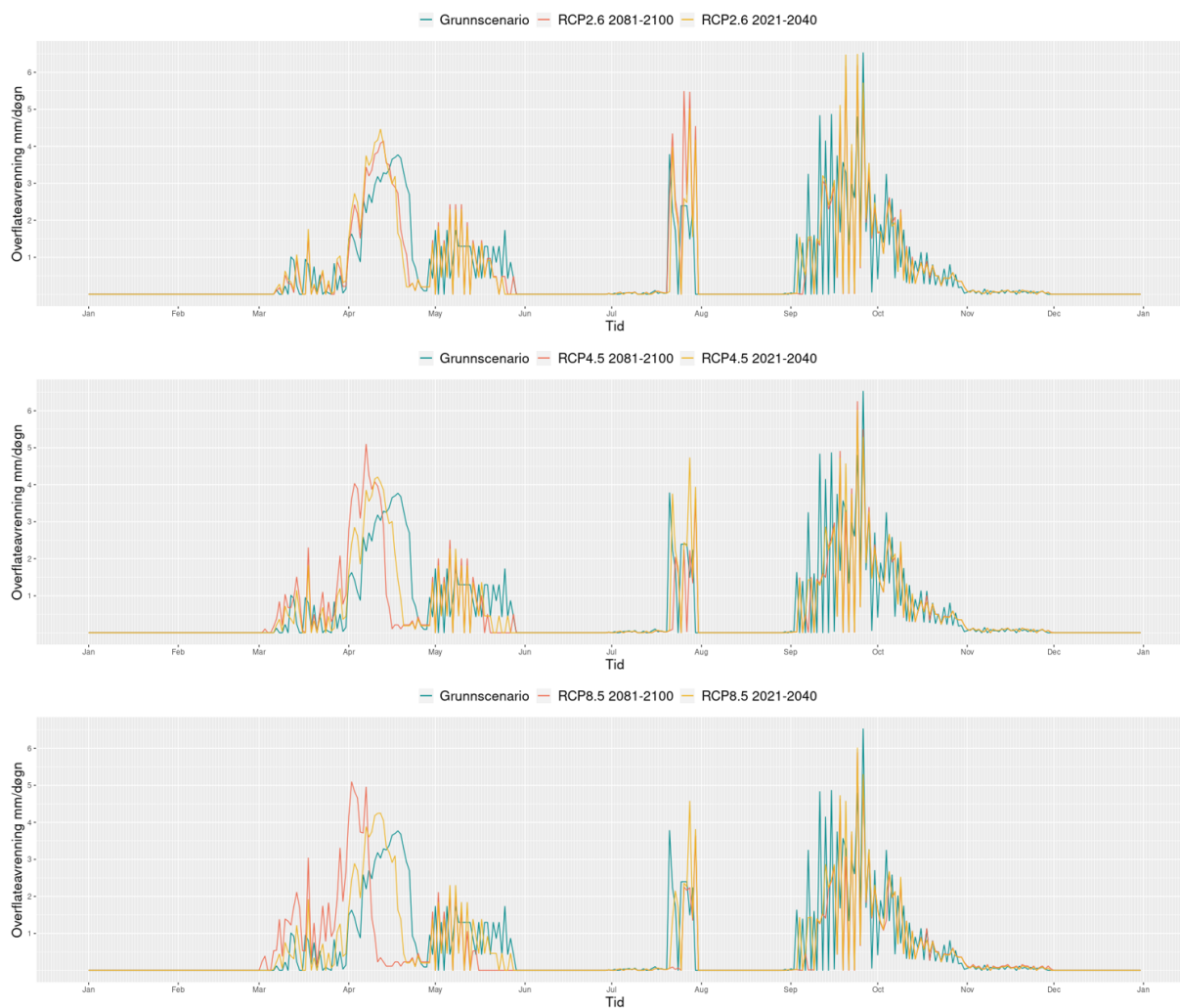
På samme måte som tidligere tidsserier kan året deles inn i tre topper; vår, sommer og høst. De største toppene finner sted på høsten. Vår og sommer er likere i maksimum avrenning, men der det om sommeren forekommer overflateavrenning innenfor et relativt kort tidsintervall på ca. 15 dager, er utbredelsen langt større om våren og strekker seg fra tidlig mars ut til slutten av mai. Overflateavrenning avtar tidligere i slutten av mai for alle scenarier sammenliknet med grunnscenariet.

I tillegg til å være høyere kan avrenningstoppene på våren under RCP2.6 sees å forekomme ca. 9 dager tidligere på våren sammenliknet med grunnscenariet. Utbredelsen er relativt lik i omfang.

Overflateavrenning på sommeren er markant høyere, især for RCP2.6 2081-2100, men utbredelsen forholder seg i stor grad uforandret. Høstmånedene er ventet å se mindre overflateavrenning i første halvdel av september, før en økning kan observeres i andre halvdel.

RCP4.5 er ventet å se en enda større forskyvning i overflate avrenning hvor toppene forekommer ca. 10 dager tidligere ved RCP4.5 2021-2040 og ca. 14 dager tidligere ved RCP4.5 2081-2100.

Avrenningstopperne er langt mindre i sommermånedene enn ved RCP2.6, men er fremdeles høyere ved RCP4.5 2021-2040 sammenliknet med grunnscenariet. Overflateavrenning på høsten er generelt sett lavere enn ved grunnscenariet.

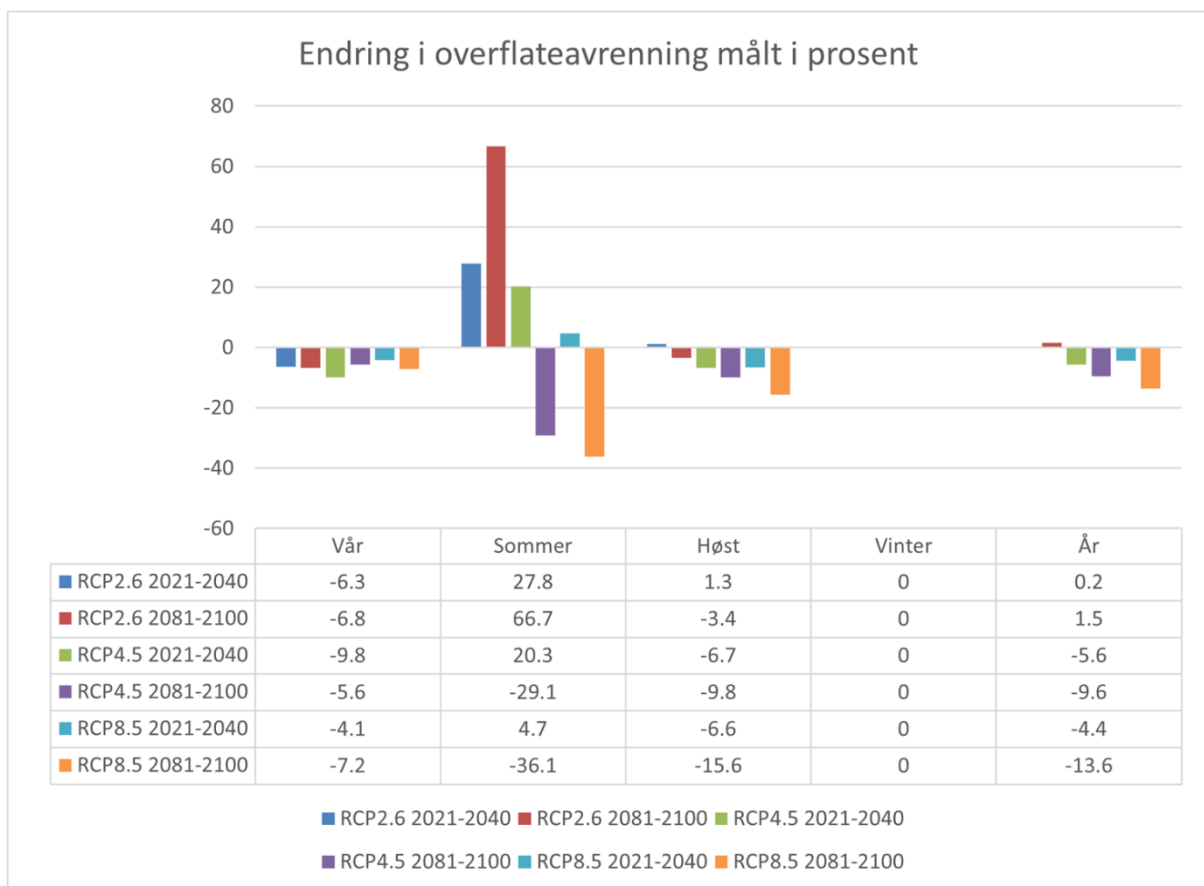


Figur 29: Tre tidsserier over et år for variabelen overflateavrenning basert på gjennomsnittet av 8-årige tidsintervaller fra klimascenariene RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5 og grunnscenariet.

Avrenningstopper ved RCP8.5 2021-2040 er forskjøvet ca. 9 dager frem i tid og ca. 20 dager ved RCP8.5 2081-2100. Større svingninger i overflateavrenning kan observeres på våren ved RCP8.5 2081-2100 sammenliknet med grunnscenariet. Dette gjelder især for RCP8.5 2081-2100 hvor første halvdel av våren

også er ventet å se betydelig større mengder. RCP8.5 er det scenariet hvor minst overflateavrenning er ventet å finne sted både i sommer- og høstmånedene.

Endringer i overflateavrenning sammenliknet med grunns scenariet fordelt på år og sesonger visualiseres i Figur 30. RCP2.6 er det eneste scenariet hvor total overflateavrenning er ventet å øke i løpet av et år og da kun marginalt (0,2 % og 1,5 %). RCP4.5 og RCP8.5 er begge ventet å se mindre overflateavrenning hvor tidsintervallet 2081-2100 er den perioden hvor den største endringen antas å forekomme for de begge.



Figur 30: Endring i overflateavrenning innenfor sesongene vår, sommer, høst og vinter samt ett år for scenariene RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 sammenliknet med grunns scenariet.

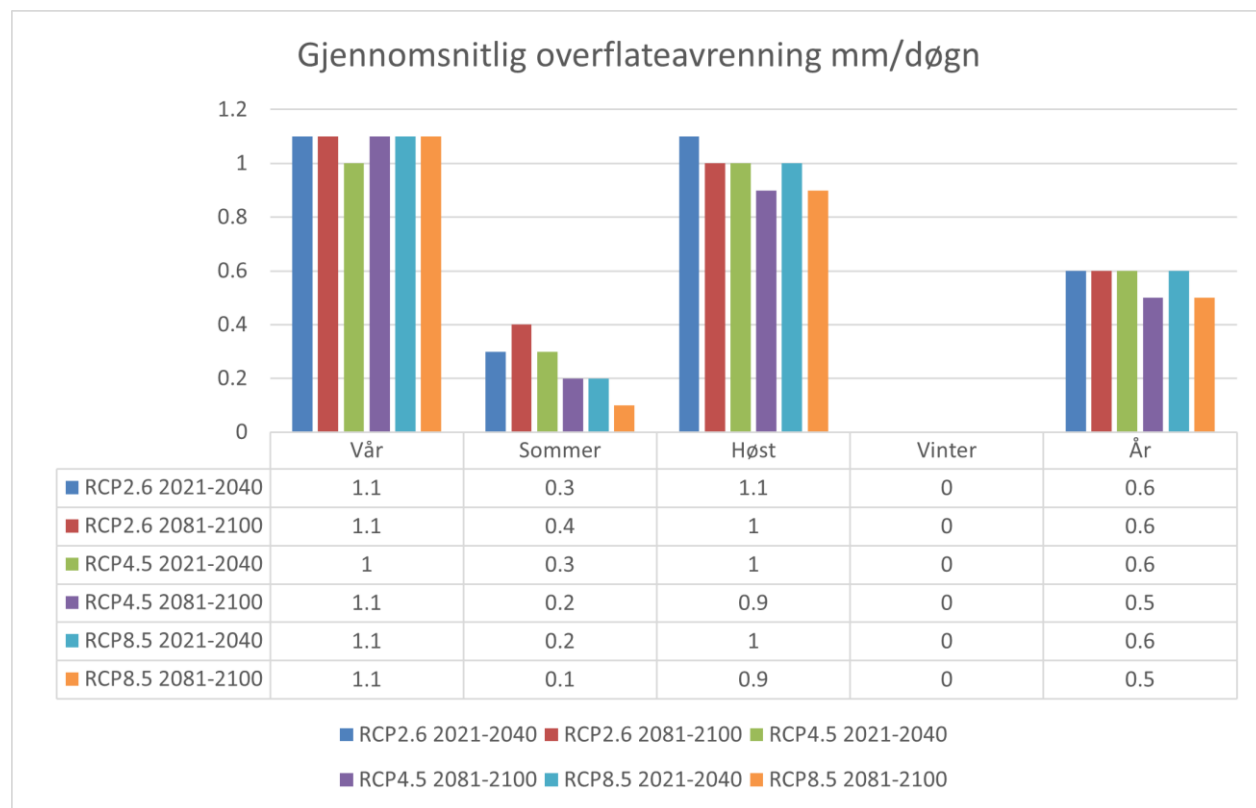
Den totale overflateavrenningen er ventet å synke ved alle scenarier på våren og spennet mellom de ulike er relativt tett. Sommeren er den sesongen hvor de største forandringene er forventet å

forekomme. RCP2.6 2021-2040 og 2081-2100 skiller seg ut ved å være det scenariet hvor andelen overflateavrenning antas å øke mest med 27,8 % og 66,7 % respektivt. RCP4.5 2081-2100 og RCP8.5 2081-2100 er de eneste scenariene hvor overflateavrenning er ventet å avta på sommeren.

Høstmånedene følger i all hovedsak en trend hvor klimascenarier forbundet med større utslipp av CO₂ også er scenariene hvor minst overflateavrenning er forventet å forekomme. Overflateavrenning om vinteren forekommer i for liten grad til å bli målt og simulert.

Figur 31 visualiserer gjennomsnittlig overflateavrenning fordelt på sesonger og år for de forskjellige scenariene. Våren antas å være sesongen med høyest gjennomsnittlig overflateavrenning etterfulgt av høst og sommer. Overflateavrenning forekommer ikke om vinteren.

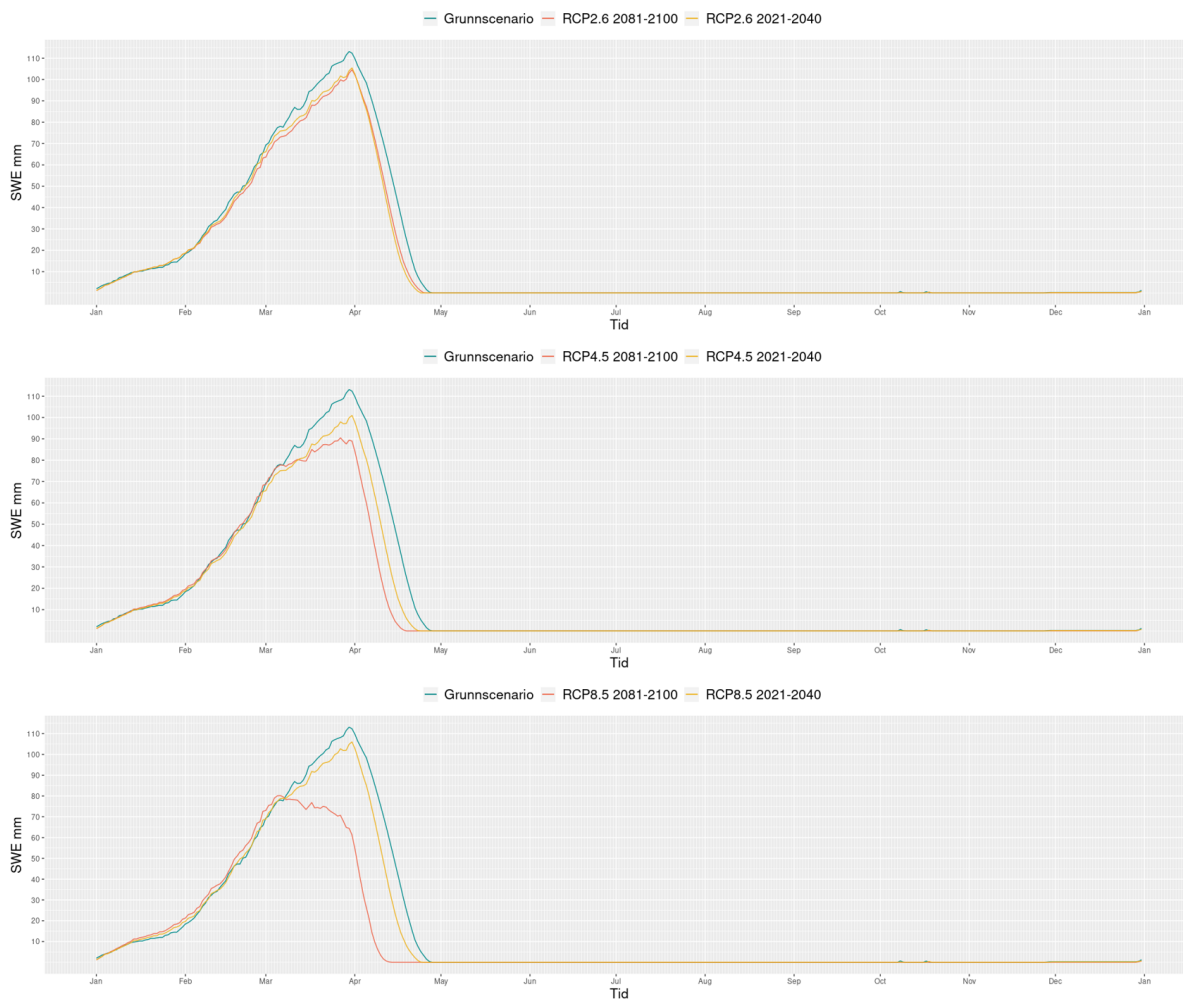
Med unntak av RCP4.5 2021-2040 er alle scenarier antatt å se lik gjennomsnittlig overflateavrenning på våren. I sommermånedene er det forventet at scenarier med høyest utslipp av CO₂ vil gi mindre overflateavrenning. RCP4.5 og RCP8.5 har lik gjennomsnittlig overflateavrenning på høsten mens RCP2.6 har noe høyere. Gjennomsnittlig overflateavrenning i løpet av et år antas å være lik for alle scenarier med unntak av RCP4.5 2081-2100 og RCP8.5 2081-2100 hvor den er noe lavere.



Figur 31: Gjennomsnittlig overflateavrenning ved RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 fordelt på sesonger samt ett år

3.2.4 Snø-vann ekvivalent

Tidsserier hvor SWE er visualisert for scenariene RCP2.6 (øverst) RCP4.5 (midten) og RCP8.5 (bunn) kan sees i Figur 32. Alle scenarier antas å se en lavere forekomst av snø sammenliknet med grunnscenariet. Stort sett all akkumulasjon av snø finner sted i vinter- og vårmånedene, men det kan observeres en liten forekomst også på høsten for enkelte av scenariene. Maks akkumulasjon finner sted på våren og i løpet av april vil all snø være smeltet. Maks SWE for grunnscenariet er 114.6mm.

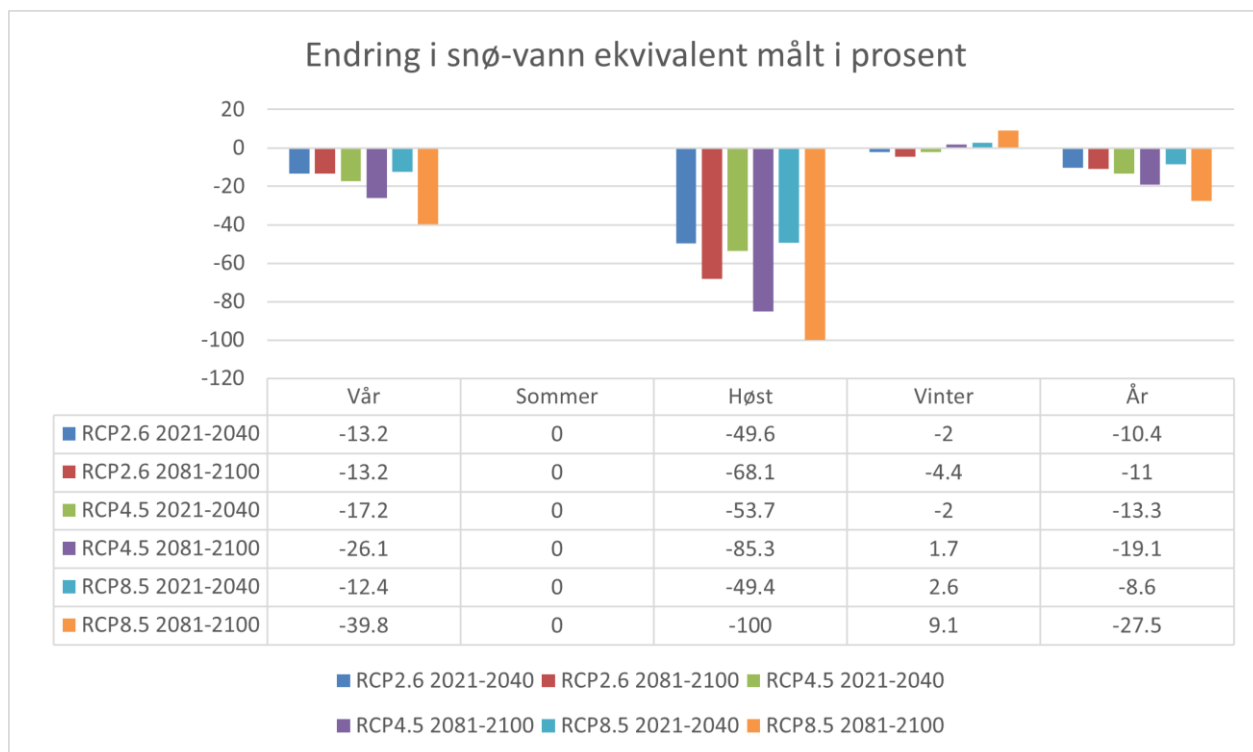


Figur 32: Tre tidsserier over et år for variabelen snø-vann ekvivalent basert på gjennomsnittet av 8-årige tidsintervaller fra klimascenariene RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5 og grunnscenariet.

RCP2.6 2021-2040 er ventet å se en reduksjon i maksimum SWE på 7,2mm mens RCP2.6 2081-2100 antas å oppleve en reduksjon på 8,1mm sammenliknet med grunnscenariet. Snøsmelte starter omtrent på samme tidspunkt som grunnscenariet, men forløper raskere og all snø vil være smeltet ca. 4 dager

tidligere. RCP4.5 2021-2040 antas å se en reduksjon på 11,6mm i maksimum SWE. Under RCP4.5 2081-2100 ventes en reduksjon på 20,7mm. Også her starter snøen å smelte på omtrent samme tid som ved grunnscenariet, men forløper raskere. All snø antas å være smeltet ca. 5 dager tidligere ved RCP4.5 2021-2040 og ca. 9 dager tidligere ved RCP4.5 2081-2100. RCP8.5 2021-2040 venter en reduksjon i maksimum SWE på 6.3mm, mens RCP8.5 2081-2100 kan vente en reduksjon på 33.6mm. Snøsmelte starter omtrent samtidig som grunnscenariet ved RCP8.5 2021-2040, men ved RCP8.5 2081-2100 starter det nesten en full måned tidligere. All snø vil være smeltet ca. 5 dager tidligere ved RCP8.5 2021-2040 og ca. 17 dager tidligere ved RCP8.5 2081-2100.

Figur 33 viser endring i snø-vann ekvivalent sammenliknet med grunnscenariet. RCP 4.5 2081-2100, RCP 8.5 2021-2040 og RCP8.5 2081-2100 ventes å se noe større forekomst av snø på vinteren. Ellers antas det at mindre vann lagres i form av snø ved alle tidsintervaller og scenarier sammenliknet med grunnscenariet. Den største endring finner sted på høsten, etterfulgt av vår og vinter. Høsten har svært liten forekomst av snø. Endringer på vår og vinter vil av den grunn være av mye større betydning for avrenning.

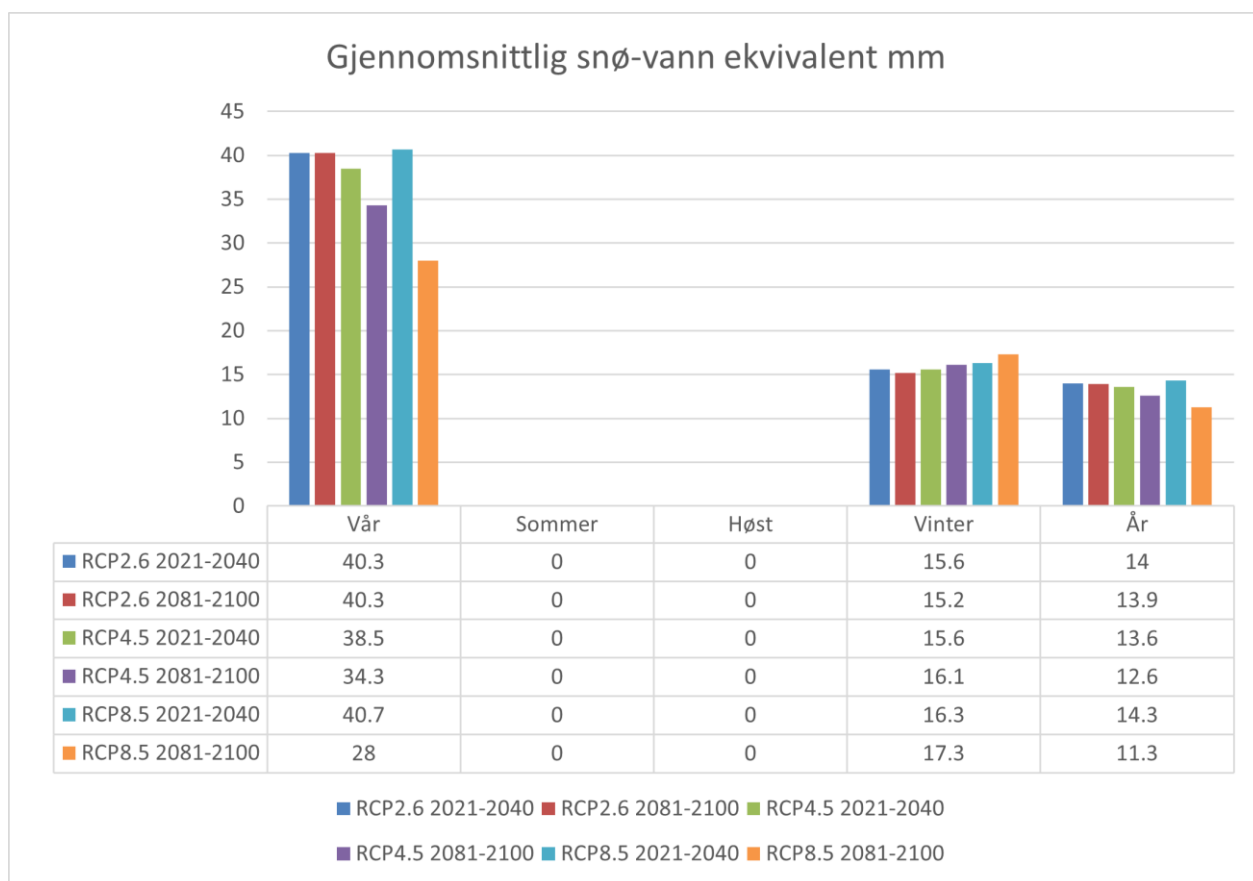


Figur 33: Endring i snø-vann ekvivalent innenfor sesongene vår, sommer, høst og vinter samt ett år for scenariene RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 sammenliknet med grunnscenariet.

Akkumulasjon av snø kan visualisere ved å se på gjennomsnittlig snø-vann ekvivalent for de forskjellige årstidene (Figur 34). Våren er den årstiden hvor mest snø har akkumulert etterfulgt av vinteren.

Akkumulasjon av snø finner ikke sted i stor nok grad til å måles på sommer og høst. Mengde akkumulert snø antas å synke på våren ved RCP4.5 2021-2040, RCP4.5 2081-2100 og RCP8.5 2081-2100. I

vintersesongen kan en trend observeres hvor noe mer snø akkumulerer ved klimascenarier med høye utslipp av CO₂. Med unntak av RCP8.5 2021-2040 kan den gjennomsnittlige akkumulasjonen av snø sees å synke i takt med økt utslipp av CO₂ i løpet av et år.



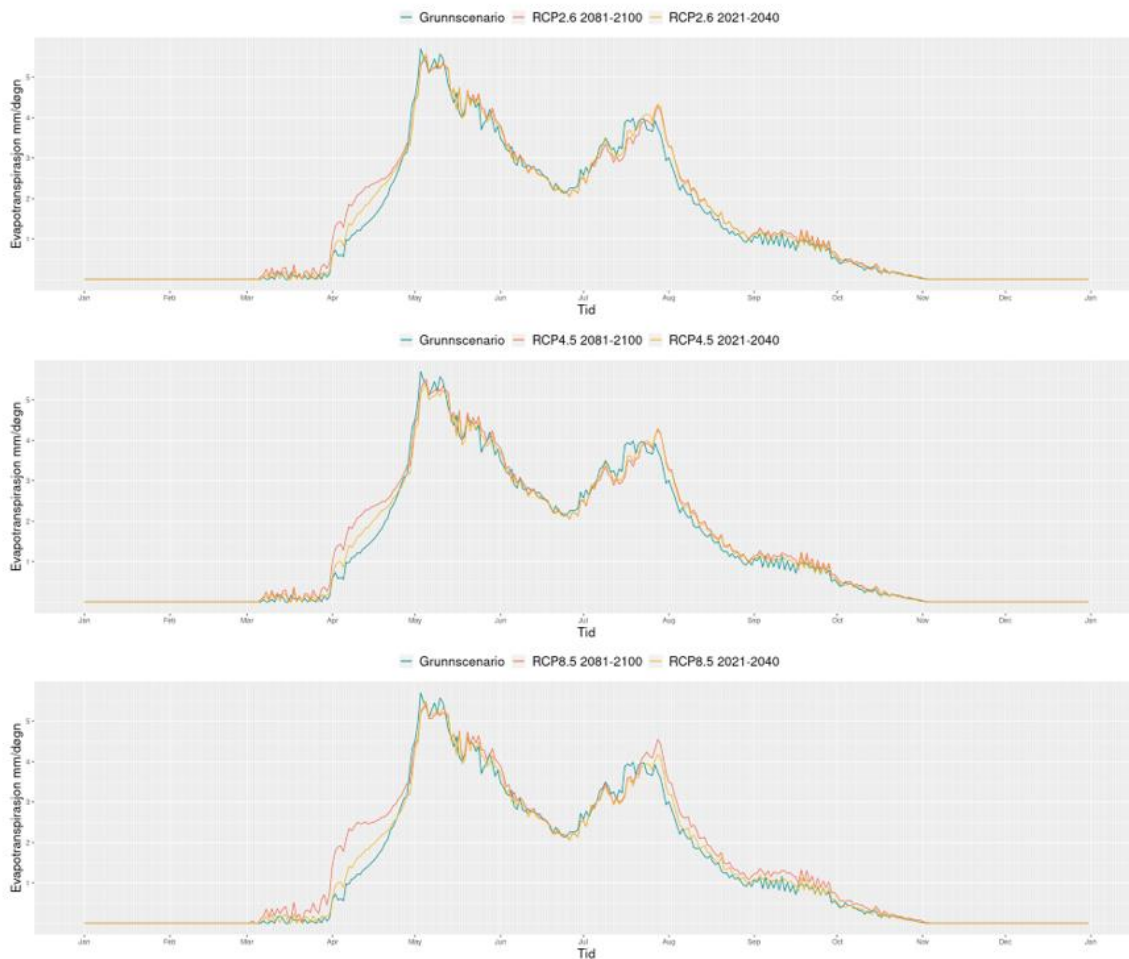
Figur 34: Gjennomsnittlig snø-vann ekvivalent ved RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 fordelt på sesonger samt ett år

3.2.5 Evapotranspirasjon

Figur 35 viser tidsserier for evapotranspirasjon i studieområdet hvor RCP 2.6 er representert øverst, RCP 4.5 i midten og RCP8.5 i bunn.

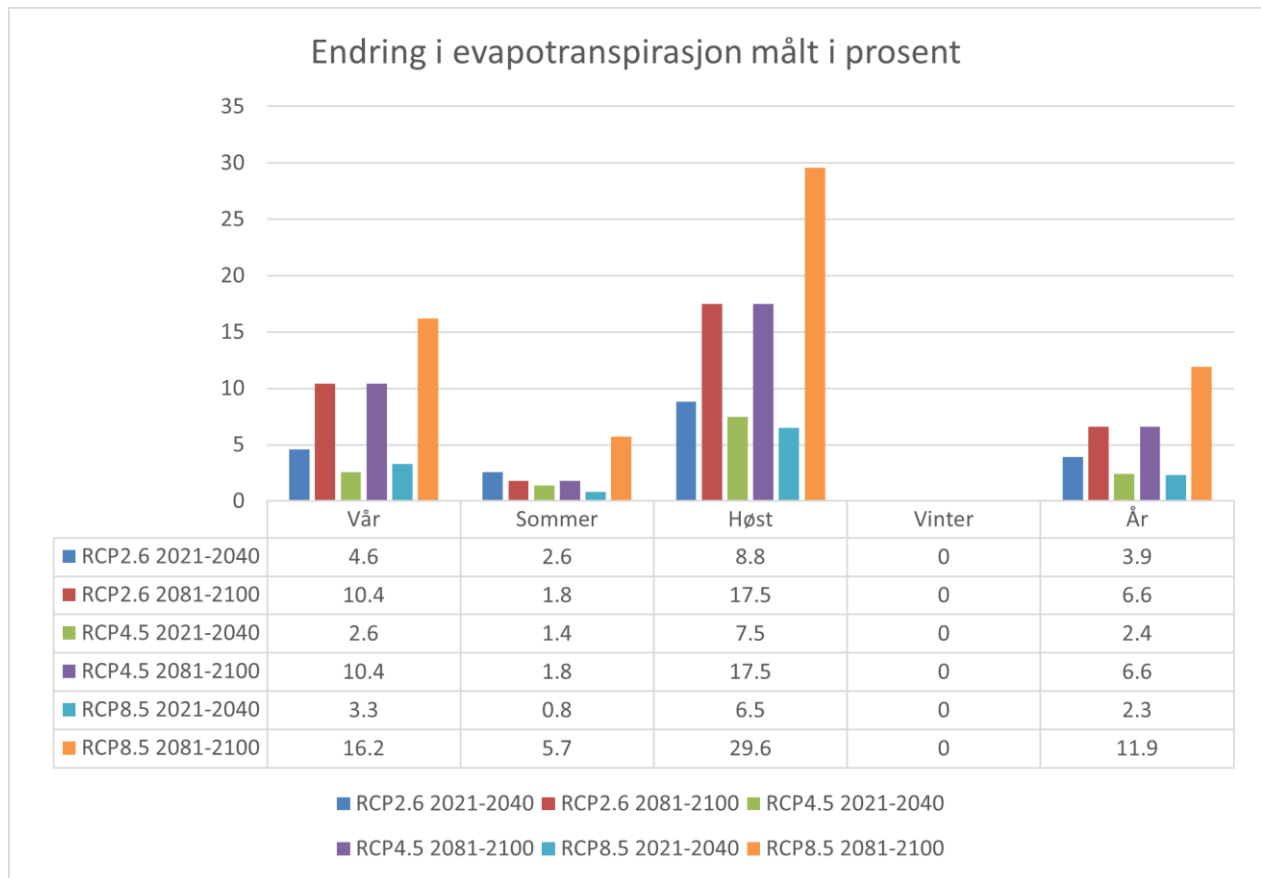
De høyeste toppene av evapotranspirasjon finner sted i mai og synker deretter jevnt frem til juli hvor de igjen stiger frem til august. Sammenliknet med grunnsценariet viser alle klimascenariene en generell

økning i evapotranspirasjon, dette gjelder især for vår og høst månedene. Evapotranspirasjon forekommer ikke på vinteren.



Figur 35: Tre tidsserier over et år for variabelen evapotranspirasjon basert på gjennomsnittet av 8-årige tidsintervaller fra klimascenariene RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5 og grunnscenariet.

Figur 36 viser endringer i evapotranspirasjon for de ulike klimascenarier sammenliknet med grunnscenariet fordelt på sesonger og år. Med unntak av vinter hvor evapotranspirasjon ikke forekommer forventes det en økning av evapotranspirasjon i alle sesonger og ved samtlige klimascenarier. Høsten er den årstiden som er forventet å se størst endring etterfulgt av vår og sommer. Tidsintervallet 2081-2100 ser større endring ved vår og høsten enn 2021-2040. Den største endringen forekommer ved RCP8.5 2081-2100 for alle scenarier.



Figur 36: Endring i evapotranspirasjon innenfor sesongene vår, sommer, høst og vinter samt ett år for scenariene RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 sammenliknet med grunnscenariet.

4 Diskusjon

Det har i denne studien blitt stilt to forskningsspørsmål:

1. Hvordan vil endret hyppighet og intensitet av nedbør, som et resultat av klimaendringer, påvirke den fremtidige avrenning i det tilhørende nedbørsfeltet til Vestfossen under klimascenariene RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5?
2. Hva slags klimatilpasningstiltak kan Øvre Eiker kommune implementere i Vestfossen for å motvirke negative effekter forårsaket av avrenning?

Resultater knyttet til avrenning vil i dette kapitlet bli sammenliknet med relevant litteratur for på den måten å vurdere deres treffsikkerhet. Betydningen av resultatene for Vestfossen i fremtiden vil deretter bli diskutert før to klimatilpasningstiltak relatert til avrenning foreslås.

4.1 Klima i Norge 2100 mot framskrivninger generert i HYPE

Klima i Norge 2100 er en rapport hvor framskrivninger for en rekke klimavariabler, deriblant avrenning, blir presentert for fastlandsnorge (Hanssen-Bauer et al., 2015). For mer lokale framskrivninger blir klimaprofiler benyttet hvor en stor del av informasjonen er hentet fra Klima i Norge 2100 (Hisdal et al., 2021). Det faller seg naturlig å sammenlikne resultater ervervet fra simulasjoner i HYPE med Klima i Norge 2100 og Klimaprofilen for Buskerud. Klimaprofilen for Buskerud tar utgangspunkt i føre var-prinsippet og benytter derfor RCP8.5 (Hisdal et al., 2021). Dette medfører at kun RCP8.5 scenariet fra resultatene simulert i HYPE kan sammenliknes med klimaprofilen.

4.1.1 Hypeweb framskrivninger sammenliknet med Klima i Norge 2100

Nedbør i Buskerud forventes mot slutten av århundret å øke med om lag 30% på vinteren, 25% på våren, 5% på sommeren, 10% på høsten og 15% over et år under RCP8.5 (Hisdal et al., 2021). Framskrivningene hentet fra Hypeweb skiller seg fra klimaprofilen for Buskerud ved at det er ventet en relativt stor reduksjon i nedbør om sommeren (Figur 12). Ulikheter forekommer også innen de øvrige årstidene og det vil i løpet av et år være ventet noe mindre nedbør sammenliknet med klimaprofilen for Buskerud. Selv om ulikheter forekommer finnes også likheter i form av at nedbør totalt sett antas å øke, især ved vintermånedene.

Takket være bruk av et ensemble av klimamodeller kan Klima i Norge 2100 presentere relativ endring i avrenning i form av median, lave og høye framskrivninger for hele Norge (Figur 37). Avrenning i Norge forventes å forholde seg stabil mot midten av århundret før en svak økning finner sted i år 2100 ved både RCP4.5 og RCP8.5 (Hanssen-Bauer et al., 2015). Denne trenden forventes å være gjeldende også innen Buskerud ved RCP8.5 (Hisdal et al., 2021). Framskrivningene for Vestfossen underbygger dette ved at de forventede endringene er relativt marginale, men skilles ved at det innen 2100 er ventet noe mindre avrenning sammenliknet med normalperioden 1971-2000 (Figur 14). Deles året i sesonger er de største endringene antatt å forekomme i løpet av sommer og vintermånedene mens det om vår og høst forventes mer konservative endringer (Hanssen-Bauer et al., 2015). Selv om verdiene til dels er ulike kan denne trenden observeres også i Vestfossen ved at vinteren ser økte og sommeren lavere forekomster innen avrenning.

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

Figur 37: Modellert årlig og sesongbetont endring i avrenning i Norge, utarbeidet av Klima i Norge 2100. Endringene presenteres Under RCP8.5 og RCP4.5 under lave, høye og median verdier (Hanssen-Bauer et al., 2015).

Snø-vann ekvivalent og evapotranspirasjon er begge variabler med direkte innvirkning på avrenning. Snøbygger forventes i stor grad å bli erstattet av regn på vinteren ved RCP8.5, noe som fører til mindre akkumulasjon og en kortere snøsesong (Hisdal et al., 2021). Disse antagelsene er på linje med modellerte resultater for Vestfossen (Figur 19). Evapotranspirasjon forventes i Norge å øke på bakgrunn av stigende temperaturer (Hanssen-Bauer et al., 2015). Modelleringer for Vestfossen viser den samme tendensen, men sommersesongen skiller seg ut ved at flere scenarier anslår en tilbakegang i evapotranspirasjon (Figur 23). Forklaringen til dette er mest sannsynlig koblet til at mindre nedbør er ventet å falle på sommeren, noe som fører til at mindre vann er tilgjengelig for evapotranspirasjon. Den potensielle evapotranspirasjonen kan imidlertid fortsette å øke selv om den faktiske evapotranspirasjonen

reduseres. Tidligere snøsmelte og økt evaporasjon vil til sammen fasilitere tørrere sommere på bakgrunn av mindre tilgjengelig vann (Hanssen-Bauer et al., 2015)

Totalt sett kan flere av de forespeilede trendene i Klima i Norge 2100 og klimaprofilen for Buskerud observeres også i resultatene avledet fra Hypeweb-scenariene. De kan imidlertid ikke sies å være samstemte på alle områder, noe som særlig kommer til syne ved sammenlikning av fremtidig nedbør. Endringene innenfor den enkelte sesongen kan sies å være kraftigere ved de fleste klimascenariene i Vestfossen sammenliknet med Buskerud. Buskerud dekker store arealer og klimatiske variasjoner innenfor fylket vil av den grunn finne sted (Hisdal et al., 2021). Det vil i så måte være forventet at modellering innen et delområde av Buskerud vil gi andre resultater enn ved modellering av fylket i sin helhet.

RCP-scenarier beskriver en vei til et spesifikt strålingspådriv, men det finnes mange veier til det samme målet (Moss et al., 2008). Flere varianter av samme scenario bør derfor benyttes for å senke graden av usikkerhet forbundet med de modellerte resultatene. Ulike typer hydrologiske modeller bør også bli benyttet i den sammenheng for å sikre robuste resultater (Guillaume et al., 2016). Selv om målet med denne oppgaven er å gi et klarere innblikk innen hvordan avrenning vil oppføre seg i Vestfossen i fremtiden er det utenfor omfanget av denne studien å benytte flere typer hydrologiske modeller. Ytterligere studier basert på andre RCP-scenarier og hydrologiske modeller bør av den grunn utføres for å sikre robuste resultater på et lokalt nivå.

4.1.2 LARS-WG resultater mot Hypeweb og Klima i Norge 2100

Resultater basert på klimascenariene generert i LARS-WG er kontroversielle og problematiske på en rekke områder. Avrenning og overflateavrenning forventes å minke i alle sesonger og en stor tilbakegang antas å forekomme over et år, et resultat som ikke er på linje med tidligere forskning eller resultatene generert fra Hypeweb scenariene. Deler av problemet kan mest sannsynlig spores tilbake til en feilaktig representasjon av vintermånedene. Her antas det å forekomme en tilbakegang i avrenning mens evapotranspirasjon og overflateavrenning forventes å være fraværende, stikk i strid med hva klima i Norge 2100 (Hanssen-Bauer et al., 2015) og andre klimascenarier i denne studien forventer.

Tre tørkeperioder i nedbørstidsseriene kan observeres (Figur 24). Da disse tidsseriene representerer gjennomsnittlig nedbør over åtte år er det svært usannsynlig at tørkeperiodene gjengir faktisk forventede forhold på en god måte. LARS-WG deler et år i tørre og våte perioder og produserer tidsserier statistisk identisk til inndataen. Værmønsteret for det enkelte året baseres imidlertid på en algoritme

hvor et heltall (seed) angitt av brukeren benyttes som et startpunkt for å tilse at tidsserien forandrer seg fra år til år (Semenov & Barrow, 2002). Med andre ord må hvert genererte år baseres på forskjellige heltall for å tilse at et ulikt værmønster finner sted. Dersom det samme heltallet blir benyttet ender man med en tidsserie hvor døgnverdiene er ulike, men hvor forekomsten av for eksempel nedbør finner sted på samme tidspunkt hvert år. Dette forklarer hvorfor tørkeperioder forekommer etter at et gjennomsnittlig år for hele tidsserien har blitt produsert. Det forklarer også hvorfor overflateavrenning i Figur 29 ikke er en glatt kurve, men i stedet fremstår som en rekke enkelthendelser.

Klimapåslagene for nedbør generert i LARS-WG (Tabell 6) er lave sammenliknet med Klimaprofilen for Buskerud hvor det ved RCP8.5 er ventet en økning i nedbør på om lag 15% ved slutten av århundret (Hisdal et al., 2021). Dette vil ha innvirkning på i hvor stor grad avrenning vil forekomme og er med på å forklare hvorfor LARS-WG framskrivningene forventer en reduksjon innen avrenning.

Resultater av høyere kvalitet ville mest sannsynlig kunne bli presentert dersom klimascenariene ble generert på nytt, men på bakgrunn av tidsbegrensninger falt valget imidlertid på ikke å gjøre dette. Samtlige LARS-WG klimascenarier har store mangler. Resultatene avledet fra de anses av den grunn ikke som relevante, deres betydning og implikasjon vil derfor ikke bli diskutert. Uavhengig av hvor godt eller dårlig en modell er kalibrert vil den produsere feilaktige resultater dersom inndataen benyttet har feil eller mangler (Guillaume et al., 2016).

4.2 Framskrivningenes betydning for Vestfossen

De modellerte framskrivningene antyder at Vestfossen ikke står i fare for å se en betydelig økning i gjennomsnittlig årsavrenning ved noen av scenariene, men de forespeiler store forandringer innenfor årstidene, en påstand støttet av Hanssen-Bauer et al. (2015) og Hisdal et al. (2021). For Vestfossen betyr dette først og fremst at vintrene jevnt over vil bli våtere og sommerene tørrere i løpet av det 21 århundret. En rekke implikasjoner følger av dette. Våtere vintre som et resultat av økte temperaturer og større forekomst av nedbør, vil kunne føre med seg mindre akkumulasjon av snø (Figur 20). Økt evaporasjon vil ytterligere være med på å fasilitere dette (Figur 23). Snøsmelte om våren vil av den grunn kunne gi betydelig lavere avrenningstopper i fremtiden sammenliknet med dagens situasjon. Toppene vil også kunne forekomme tidligere (Figur 13). Disse faktorene peker i retning av at Vestfossen vil være mindre utsatt for vårfloam i tiden som kommer og heller se en jevn økning i avrenning gjennom vintermånedene. Skog og fulldyrka jord er arealtypene med størst utbredelse i studieområdet (Tabell 2).

Tørrere sommere med mindre avrenning vil av den grunn kunne føre med seg negative konsekvenser for jord- og skogbruk i form av avlingstap og skogbrann (Hanssen-Bauer et al., 2015).

Et regimeskifte kan totalt sett observeres å finne sted i Vestfossen. Der hvor det før var våren som stod for det største volumet av avrenning i løpet av et år, som et resultat av snøsmelte, vil det antageligvis være vinteren som overtar denne rollen i fremtiden (Figur 13). Dette er en trend som kan observeres for samtlige scenarier, men som først manifesteres ved slutten av århundret under RCP8.5.

Hvilke klimascenarier vi beveger oss mot vil ha stor betydning for Vestfossen. På generell basis kan det sies at klimascenarier forbundet med store utslipp også er scenariene hvor den største endringen finner sted. Dette er imidlertid ikke alltid tilfelle. RCP2.6 preges i ved flere anledninger av å være et scenario hvor strålingspådrivet er på sitt sterkeste ved midten av århundret (Meinshausen et al., 2011). Dette kommer til syne ved at de største endringene i resultatene gjerne er ventet å forekomme omkring 2050 før de avtar i noen grad. Kontrasten til RCP4.5 og RCP8.5, hvor endringene i stor grad akselererer mot slutten av århundret, blir av den grunn ofte svært tydelig.

4.3 Ekstremhendelser

Resultatene fra modellering i Vestfossen antyder små endringer i gjennomsnittlig avrenning over et år, men de sier ikke noe om omfanget av fremtidige ekstremhendelser. Det er bred enighet innen klimaforskning om at ekstremhendelser i form av hyppigere og mer intense nedbørsepisoder, som videre kan føre til kraftig avrenning og flommer, vil forekomme i større grad i fremtiden (Hanssen-Bauer et al., 2015; Sorteberg, 2014). I så måte er det svært viktig å ikke tolke resultatene fra denne studien dit hen at faren forbundet med avrenning vil være tilnærmet lik hva den er i dag mot slutten av århundret. 200-års flommer antas å kunne øke i størrelse med så mye som 60 % i området rundt Vestfossen (Figur 3) avhengig av hvilket klimascenario vi beveger oss mot (Hanssen-Bauer et al., 2015). Ytterligere forskning bør gjennomføres innen hvordan ekstremhendelser vil påvirke Vestfossen i fremtiden.

4.4 Klimatilpasningstiltak egnet for Vestfossen

Klimatilpasning skal sikre kommuner i Norge mot unødig risiko relatert til klimaendringer, og et kunnskapsgrunnlag skal ligge til grunn og gjøres rede for ved planlegging av tiltak (Statlige planretningslinjer for klima- og energiplanlegging og klimatilpasning, 2018). Lokale undersøkelser, forskning og klimaframskrivninger kan derfor sies å være viktige supplementer til nasjonale rapporter som for eksempel Klima i Norge 2100. Resultatene fra denne studien er i så måte relevante for å bygge opp under dette kunnskapsgrunnlaget. På bakgrunn av at føre var prinsippet skal benyttes ved planlegging av klimatilpasningstiltak vil det være naturlig å bruke RCP8.5 til dette formålet (Hisdal et al., 2021). Implementering av klimatilpasningstiltak er en komplisert prosess hvor nøye planlegging og nyttekost analyser bør ligge til grunn (Voskamp & Van de Ven, 2015). To tiltak knyttet til håndtering av avrenning vil videre bli diskutert for bruk i Vestfossen.

4.4.1 Naturlig flomhåndtering

Gjennom terrenganalyser av studieområdet kom det frem at store deler av arealet består av skog (ca. 75 %) eller annen naturlig arealtype som myr og innsjø (ca. 12 %). Det kan av den grunn argumenteres for at et godt klimatilpasningstiltak Øvre Eiker kommune kan innføre i Vestfossen vil være å bevare den omkringliggende naturen. Skog og annen vegetasjon fremmer en rekke prosesser som økt infiltrasjonsevne, evapotranspirasjon og intersepsjon (Xiaoming Zhang, Yu, Wu, & Liu, 2007). Store skogsarealer er i tillegg med på å senke avrenningstopper ved snøsmelting takket være en skyggeeffekt som medfører økt fordampning og mindre akkumulasjon av snø (Kløve, 1999). Samlet er disse prosessene med på å forsinke og flate ut avrenningstopper nedstrøms. Dersom utbygning i større skala finner sted i hva som i dag er skogsområder, vil det være fare for at overflater med høy impermeabilitet forbundet med urbane områder vil føre til kortere konsentrasjonstid og høyere avrenningstopper (Roald, 2021). Dette tiltaket er et eksempel på naturlig flomhåndtering og vil sannsynligvis være forbundet med lave kostnader og ha en rekke positive tilleggseffekter som for eksempel ivaretagelse av økosystemer og biodiversitet, forbedret jord- og vannkvalitet samt karbonlagring (Dadson et al., 2017). Naturlig flomhåndtering har imidlertid ingen påvist effekt på ekstreme nedbørshendelser. I hvor stor grad de påvirker avrenningstopper som en følge av ekstremhendelser er det derfor vanskelig å si noe om. På bakgrunn av dette vil det være fordelaktig å se på naturlig flomhåndtering som tiltak mot moderate langvarige avrenningsepisoder (Dadson et al., 2017). For i større grad å sikre mot ekstremhendelser bør naturlig flomhåndtering kombineres med et tiltak rettet mot nettopp dette.

4.4.2 Fordrøyningsbasseng

Oppretting av et eller flere fordrøyningsbasseng i Vestfossen kan vise seg fordelaktig på flere måter. Fordrøyningsbassenget sitt hovedformål er å redusere avrenningstopper ved nedbørsepisoder med høy intensitet (Woods Ballard et al., 2015). Ved strategisk plassering, og kombinert med et naturlig flomhåndteringstiltak, vil en helhetlig sikring mot negative effekter forårsaket av avrenning kunne bli oppnådd. Foruten å redusere avrenningstopper ved kraftige regnskylt kan fordrøyningsbasseng kombineres med andre bruksområder avhengig av installasjonens design (Woods Ballard et al., 2015). På bakgrunn av at mindre avrenning er ventet å forekomme på sommeren kan det tenkes at overvann fra ekstremhendelser, oppsamlet i fordrøyningsbasseng, vil kunne bli benyttet til irrigasjon av avlinger under perioder med tørke. En annen fremgangsmåte kombinerer bassenget med en konstant tilstedeværelse av våtmarker (Woods Ballard et al., 2015). På denne måten kan det skapes yngleplasser for virvelløse dyr, en viktig næringskilde for andre arter, og på den måten øke biodiversiteten i området. Våtmarker er i tillegg effektive karbonlagre (Bothner & Aanderaa, 2018).

5 Konklusjon

Denne studien har modellert gjennomsnittlige verdier for avrenning i løpet av et år og for årstidene vår, sommer, høst og vinter i Vestfossen, Øvre Eiker kommune. Klimascenariene benyttet er RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 innen tidsintervallet 2021-2050 og 2071-2100. Seks andre klimascenarier ble fremstilt ved hjelp av værgeneratoren LARS-WG. Resultatene fra disse ble imidlertid ansett som for mangelfulle til videre bruk. Basert på funnene ble to klimatilpasningstiltak foreslått for implementering i studieområdet. Dette kapitlet konkluderer.

5.1.1 Fremtidig avrenning i Vestfossen

Variasjoner mellom ulike klimascenarier forekommer, men gjennomsnittlig årlig avrenning i Vestfossen forventes å holde seg relativt stabil både mot midten og slutten av århundret sammenliknet med normalperioden 1971-2100. Store endringer forventes imidlertid å finne sted innen de forskjellige sesongene. Våtere vintre fører til økning i avrenning mens tørrere sommere leder til en reduksjon i avrenning. Vår- og høstsesongen antas begge å se en reduksjon i avrenning, men i mindre omfang enn om sommeren. Det kan generelt sett sies at de største endringene finner sted ved klimascenarier med høye utslipp. Sammenliknet med Klimaprofilen for Buskerud og Klima i Norge 2100 viser resultatene fra denne studien mange av de samme trendene. Omfanget av endringene kan imidlertid sies å være kraftigere i Vestfossen enn hva som er forventet for Norge og Buskerud i sin helhet.

Ekstremhendelser i Vestfossen er utenfor omfanget for denne studien. Videre studier kan gjennomføres for ytterligere å belyse dette temaet. På tross av at resultatene fra denne studien viser små endringer i gjennomsnittlig avrenning over ett år mot slutten av århundret betyr ikke dette at flomfaren vil være uforandret. Det er bred enighet innen klimaforskning om at nedbørsepisoder vil forekomme hyppigere og bli mer intense i Norge. Dette vil i sin tur forårsake kraftigere avrenning som kan føre til flom i området (Hanssen-Bauer et al., 2015).

5.1.2 Klimatilpasningstiltak

For å verne Vestfossen mot utilsiktede hendelser som et resultat av avrenning i fremtiden har to klimatilpasningstiltak blitt foreslått; bevaring av naturlige arealtyper og et bærekraftig dreneringssystem i form av et eller flere fordrøyningsbasseng. Disse tiltakene i kombinasjon vil kunne sikre området mot avrenning fra moderate nedbørsepisoder over lengre perioder så vel som avrenning forårsaket av nedbørsepisoder med høy intensitet.

6 Referanser

- Beven, K. (2012). *Rainfall-runoff modelling: The primer* (2 ed.). West Sussex, UK: John Wiley & Sons Inc.
- Biondi, D., Freni, G., Iacobellis, V., Mascaro, G., & Montanari, A. (2012). Validation of hydrological models: Conceptual basis, methodological approaches and a proposal for a code of practice. *Physics and Chemistry of The Earth - PHYS CHEM EARTH*, 42-44. doi:10.1016/j.pce.2011.07.037
- Bothner, V., & Aanderaa, T. (2018). Før flommen - Bærekraftig overvannshåndtering for økt klimaresiliens i norske byer og tettsteder. *VANN*, 53(1). Retrieved from <https://vannforeningen.no/wp-content/uploads/2018/07/Bothner.pdf>
- Dadson, S., Hall, J., Murgatroyd, A., Acreman, M., Bates, P., Beven, K., . . . Wilby, R. (2017). A restatement of the natural science evidence concerning catchment-based 'natural' flood management in the UK. *Proceedings of the Royal Society* 473(2199). doi:10.1098/rspa.2016.0706
- Devak, M., & Dhanya, C. (2017). Sensitivity analysis of hydrological models: review and way forward. *Journal of Water and Climate Change*, 8(4), 557-575. doi:10.2166/wcc.2017.149
- Engeland, K., Steinsland, I., Johansen, S. S., Petersen-Øverleir, A., & Kolberg, S. (2016). Effects of uncertainties in hydrological modelling. A case study of a mountainous catchment in Southern Norway. *Journal of Hydrology*, 536, 147-160. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.02.036>
- Guillaume, J., Hunt, R., Comunian, A., Blakers, R., & Fu, B. (2016). Methods for exploring uncertainty in groundwater management predictions. In *Integrated Groundwater Management* (pp. 711-737). Montpellier, France: Springer Open.
- Hanssen-Bauer, I., Førland, E., Haddeland, I., Hisdal, I., Mayer, S., Nesje, A., . . . Ådlandsvik, B. (2015). *Klima i Norge 2100*. (2/2015). Retrieved from <https://cms.met.no/site/2/klimaservicesenteret/rapporter-og-publikasjoner/attachment/6616?ts=14ff3d4eeb8>
- Hisdal, H., Vikhamar-Schuler, D., Førland, E., & Brox Nilsen, I. (2021). *Klimaprofiler for fylker*. (2/2021). Retrieved from <https://klimaservicesenter.no/kss/klimaprofiler/buskerud>
- Inglezakis, V., Pouloupoulos, S., Arkhangelsky, E., Zorpas, A., & Menegaki, A. (2016). Aquatic environment. In Stavros G. Pouloupoulos & Vassilis J. Inglezakis (Eds.), *Environment and Development* (pp. 137-212): Elsevier.
- Kartverket. (2020). Høydedata og dybdedata. Retrieved from <https://www.kartverket.no/api-og-data/terrengdata>
- Kløve, B. (1999). *The effect of peatland drainage and afforestation on runoff generation* (4). Retrieved from https://publikasjoner.nve.no/hydra/notat/1999/hydranotat1999_04.pdf
- Kokkonen, T., Koivusalo, H., & Karvonen, T. (2001). A semi-distributed approach to rainfall-runoff modelling—a case study in a snow affected catchment. *Environmental Modelling & Software*, 16(5), 481-493. doi:[https://doi.org/10.1016/S1364-8152\(01\)00028-7](https://doi.org/10.1016/S1364-8152(01)00028-7)
- Kryanova, V., & Hattermann, F. (2017). Intercomparison of climate change impacts in 12 large river basins: overview of methods and summary of results. *Climatic Change*, 141. doi:10.1007/s10584-017-1919-y
- Kumar, S., & András, B. (2012). Calibration of hydrological models on hydrologically unusual events. *Advances in Water Resources*, 38, 81-91. doi:<https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2011.12.006>
- Leggett, J., Pepper, W., & Swart, R. (1992). Emissions scenarios for IPCC: An update. In climate change 1992 - The supplementary report to the IPCC scientific assessment. . Cambridge University Press, Cambridge, UK, 69-95. Retrieved from <https://www.ipcc.ch/report/climate-change-1992-the-supplementary-report-to-the-ipcc-scientific-assessment/>

- Lindström, G., Pers, C., Rosberg, J., Strömquist, J., & Arheimer, B. (2010). Development and testing of the HYPE (Hydrological Predictions for the Environment) water quality model for different spatial scales. *Hydrology Research*, 41(3-4), 295-319. doi:10.2166/nh.2010.007
- Lokalhistoriewiki. (2021). Øvre Eiker kommune. Retrieved from https://lokalhistoriewiki.no/wiki/%C3%98vre_Eiker_kommune
- Masui, T., Matsumoto, K., Hijioka, Y., Kinoshita, T., Nozawa, T., Ishiwatari, S., . . . Kainuma, M. (2011). An emission pathway for stabilization at 6 Wm⁻² radiative forcing. *Climatic Change*, 109(1), 59. doi:10.1007/s10584-011-0150-5
- Meinshausen, M., Smith, S., Calvin, K., Daniel, J., Kainuma, M., Lamarque, J., . . . van Vuuren, D. (2011). The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climatic Change*, 109(1), 213. doi:10.1007/s10584-011-0156-z
- Moriasi, D., Arnold, J., Van Liew, M., Bingner, R., Harmel, R., & Veith, T. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885-900. doi:<https://doi.org/10.13031/2013.23153>
- Moss, R., Babiker, M., Brinkman, S., Calvo, E., Carter, T., Edmonds, J., . . . Zurek, M. (2008). Towards new scenarios for analysis of emissions, climate change, impacts, and response strategies. *Intergovernmental Panel on Climate Change*, 132. Retrieved from <https://archive.ipcc.ch/pdf/supporting-material/expert-meeting-report-scenarios.pdf>
- NIBIO. (2016). Arealressurskart AR5 [Brosjyre]: NIBIO.
- NIBIO. (2021). Om LMT. Retrieved from <https://lmt.nibio.no/information/>
- NVE (Producer). (2015). Illustrasjon av vannets kretsløp. [Illustrasjon] Retrieved from <https://www.nve.no/hydrologi/>
- NVE. (2021a). Nedlasting av fagdata fra NVE. Retrieved from <https://nedlasting.nve.no/gis/>
- NVE. (2021b). NVE Temakart. Retrieved from <https://temakart.nve.no/tema/hydrologiskedata>
- O'Brien, K. (2012). Global environmental change II: From adaptation to deliberate transformation. *Progress in Human Geography*, 36(5), 667-676. doi:10.1177/0309132511425767
- Ogden, F. (2021). Geohydrology: Hydrological modeling. In D. Alderton & S. A. Elias (Eds.), *Encyclopedia of Geology (Second Edition)* (pp. 457-476). Oxford: Academic Press.
- Parry, M. L., Canziani, O. F., Palutikof, J. P., van der Linden, P. J., & Hanson, C. E. (2007). *Climate Change 2007: Impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of working group II to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change* (IPCC, 2007). Retrieved from https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/03/ar4_wg2_full_report.pdf
- QGIS. (2021). About QGIS. Retrieved from <https://www.qgis.org/en/site/about/index.html>
- Rast, M., Johannessen, J., & Mauser, W. (2014). Review of Understanding of Earth's Hydrological Cycle: Observations, Theory and Modelling. *Surveys in Geophysics*, 35(3), 491-513. doi:10.1007/s10712-014-9279-x
- Riahi, K., Rao, S., Krey, V., Cho, C., Chirkov, V., Fischer, G., . . . Rafaj, P. (2011). RCP 8.5—A scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. *Climatic Change*, 109(1), 33. doi:10.1007/s10584-011-0149-y
- Roald, L. A. (2021). *Floods in Norway* (NVE Rapport nr. 1/2021). Retrieved from https://publikasjoner.nve.no/rapport/2021/rapport2021_01.pdf
- SAGA. (2021). What is SAGA. Retrieved from <http://www.saga-gis.org/en/index.html>
- Santos, M., Oliveira, R., & Mauad, F. (2018). Lumped versus Distributed Hydrological Modeling of the Jacaré-Guaçu Basin, Brazil. *Journal of Environmental Engineering*, 144. doi:10.1061/(ASCE)EE.1943-7870.0001397

- Schwalm, C., Glendon, S., & Duffy, P. (2020). RCP8.5 tracks cumulative CO₂ emissions. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 117(33), 19656-19657. doi:10.1073/pnas.2007117117
- Semenov, M., & Barrow, E. (2002). *LARS-WG a stochastic weather generator for use in climate impact studies* (Version 3.0). Retrieved from https://www.researchgate.net/publication/268304865_LARS-WG_A_Stochastic_Weather_Generator_for_Use_in_Climate_Impact_Studies
- SeNorge. (2021). Om seNorge. Retrieved from <http://www.senorge.no/aboutSeNorge.html?show=on>
- Sitterson, J., Knightes, C., Parmar, R., Wolfe, K., Muche, M., & Avant, B. (2017). *An overview of rainfall-runoff model types*. (EPA/600/R-14/152). Retrieved from https://cfpub.epa.gov/si/si_public_file_download.cfm?p_download_id=533906
- Sleziak, P., Holko, L., Danko, M., & Parajka, J. (2020). Uncertainty in the number of calibration repetitions of a hydrologic model in varying climatic conditions. *Water*, 12(9), 2362. Retrieved from <https://www.mdpi.com/2073-4441/12/9/2362>
- SMHI. (2019). Hype Model Documentation. Retrieved from <http://www.smhi.net/hype/wiki/doku.php?id=start>
- SMHI Hypeweb. (2021). About us. Retrieved from <https://hypeweb.smhi.se/about-us/>
- Sorteberg, A. (2014). Nedbør i Norge siden 1900. *Naturen*, (6), 220-231. Retrieved from https://bibsyst-almaprimo.hosted.exlibrisgroup.com/permalink/f/11376vh/TN_cdi_idunn_primary_66738541
- Statlige planretningslinjer for klima- og energiplanlegging og klimatilpasning. (2018). *Statlige planretningslinjer for klima- og energiplanlegging og klimatilpasning*. (LOV-2008-06-27-71-§6-2). Retrieved from <https://lovdata.no/dokument/SF/forskrift/2018-09-28-1469>
- The R foundation. (2021). About R. Retrieved from <https://www.r-project.org/about.html>
- Thomson, A., Calvin, K., Smith, S., Kyle, P., Volke, A., Patel, P., . . . Edmonds, J. (2011). RCP4.5: A pathway for stabilization of radiative forcing by 2100. *Climatic Change*, 109, 77-94. doi:10.1007/s10584-011-0151-4
- van Vuuren, D. P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., . . . Rose, S. K. (2011). The representative concentration pathways: an overview. *Climatic Change*, 109(1), 5. doi:10.1007/s10584-011-0148-z
- Voskamp, I. M., & Van de Ven, F. H. M. (2015). Planning support system for climate adaptation: Composing effective sets of blue-green measures to reduce urban vulnerability to extreme weather events. *Building and Environment*, 83, 159-167. doi:<https://doi.org/10.1016/j.buildenv.2014.07.018>
- Woods Ballard, B., Wilson, S., Udale-Clarke, H., Illman, S., Scott, T., Ashley, R., & Kellagher, R. (2015). *The SuDS Manual*: CIRIA.
- Zhang, X., Yu, X., Wu, S., & Liu, H. (2007). Effects of forest vegetation on runoff and sediment transport of watershed in Loess area, west China. *Frontiers of Forestry in China*, 2(2), 163-168. doi:10.1007/s11461-007-0026-z
- Zhang, X., Zou, F., & Chen, Z. (2017). Climate-Induced tree growth variations under the RCP 2.6 scenario: A case study on the Southeastern Tibetan plateau. *Forests*, 8(10), 359. doi:doi:10.3390/f8100359

7 Vedlegg

Vedlegg 1- kortforklaring til parametere benyttet i HYPE.

Navn	Enhet	Avhengighet	Beskrivelse
cmlt	mm °C ⁻¹ ts ⁻¹	Arealbruk	Smelteparameter for snø. Hvor store mengder snø som er tilgjengelig for smelting avhenger av denne parameteren i tillegg til «ttmp» og lufttemperatur.
ttmp	°C	Arealbruk	Temperaturterskel for evapotranspirasjon, snøtetthet og snøsmelting
cevp	Mm °C ⁻¹ ts ⁻¹	Arealbruk	Evapotranspirasjons parameter
frost	cm °C ⁻¹	Arealbruk	Dybdeparameter for frost
srrcs	ts ⁻¹	Arealbruk	Retensjon koeffisient for overflateavrenning.
ttpi	°C	Generell	Temperaturintervall som definerer når nedbør kommer i form av sludd.
lp	-	Generell	Faktor brukt til å kalkulere grunnvannsgrensen for potensiell evapotranspirasjon
cevpam	-	Generell	Amplitude av sinusfunksjon som korrigerer potensiell evapotranspirasjon.
cevpph	-	Generell	Fase av sinusfunksjon som korrigerer potensiell fordampning
sdnsnew	g cm ⁻³	Generell	Tetthet av nysnø
snowdensdt	g cm ⁻³ ts ⁻¹	Generell	Økende tetthet i en snøpakke for hver dag
qmean	mm yr ⁻¹	Generell	Startverdi for beregning av gjennomsnittlig strømning
rivel	m s ⁻¹	Generell	Hastigheten til vannet i et vassdrag
tcalt	°C (100m) ⁻¹	Generell	Parameter som korrigerer for temperaturens avhengighet av høyde
gratp	-	Generell	Avrenningskurve parameter for utløp fra innsjø
grata	-	Generell	Avrenningskurve parameter for utløp fra innsjø
gldepi	m	Generell	Dybden for alle interne innsjøer
epotdist	m ⁻¹	Generell	Koeffisient i eksponentiell funksjon for dybdeavhengig evapotranspirasjon

rrcs3	$ts^{-1} \%^{-1}$	Generell	Retensjonskoeffisient for helningsgrad i det øverste jordlaget
rrcs1	ts^{-1}	Jordtype	Retensjonskoeffisient for det øverste jordlaget
sfrost	$cm\ ^{\circ}C^{-1}$	Jordtype	Parameter for dybde av bakkefrost i jorden
macrate	-	Jordtype	Brøkdelsverdi for makropore infiltrasjon
mactrinf	$mm\ ts^{-1}$	Jordtype	Terskelverdi for makropore infiltrasjon
mactrsm	-	Jordtype	Terskelverdi for makropore infiltrasjon og overflateavrenning
srrate	-	Jordtype	Brøkdelsverdi for overflateavrenning
wcwp	-	Jordtype	Visnepunkt som brøkdell
wcfc	-	Jordtype	Brøkdelen av jorden tilgjengelig for evapotranspirasjon men ikke overflateavrenning
wcep	-	Jordtype	Effektiv porøsitet som en brøkdell