

Geofaglig vurdering av konsekvenser ved  
klimaframskrivinger for verdensarvområdet Vestnorsk  
fjordlandskap, delområde Geirangerfjorden

Johannes Ekre

Mastergradsoppgave i geovitenskap



Universitetet i Bergen

Juni 2022



## Sammendrag

I Møre og Romsdal er det forventet en økning i temperatur og nedbør frem mot perioden 2071-2100. Dette inkluderer en økning i årlig middeltemperatur på ca. 3,5-4,0 °C og en økning i årsnedbør på 15 %. Økningen vil føre til endringer i geologiske prosesser og fenomener i Geirangerfjorden verdensarvområde. I denne masteroppgaven er det undersøkt hvordan forventet klimaendring i Møre og Romsdal vil påvirke likevektslinjen ved isbreene i området, hvordan tregrensen vil bevege seg vertikalt med økning i temperatur i vekstsesongen, og hvordan snøskredfare og snøskreddynamikken kan endre seg i fremtiden.

Likevektslinjens vertikale høyde ved fire utvalgte breer i Geirangerfjorden verdensarvområde ble beregnet med hjelp av THAR- (Toe-to-Headwall Altitude Ratio) og AAR-metoden (Accumulation Altitude Ratio). Med bakgrunn i tidligere forskning på heving av likevektslinjens etter 'den lille istids maksimum' i 1748, er det blitt beregnet at likevektlinjen vil stige over det høyeste punktet på breene innen ca. 20-40 år om klimagassutslippene fortsetter å stige som de gjør i dag. Forventet økning på 5 % i vinternedbør, er for lite for at breene skal vedvare, som de gjør i dag. Samtidig vil tregrensen heve seg i landskapet. Bjørk og furu, vil kunne bre seg oppover i landskapet i takt med økningen i middeltemperatur fra mai til august, frem mot 2071-2100. Områder der underlaget er forvitret og består av jord/torv, opp mot ca. 1450 moh. vil kunne inneha langt mer trær enn det det gjør i dag. Heving av tregrensen kan virke inn på snøskredfare rundt Geiranger. Modellering med dynamisk skredmodell gir en betydelig redusert utbredelse ved alle undersøkte løseområder frem mot 2071-2100, sammenlignet med modellerte snøskred med klimatiske parametere fra referanseperioden 1971-2000. I modelleringen kommer dette av en nedgang i snødybde i fjellet rundt Geiranger. De skredutsatte områdene befinner seg i dag, over tregrensen, men vil ligge innenfor den teoretiske tregrensen for både bjørk og furu frem mot slutten av det 21. århundret. Dynamikken i snøskredene vil endre seg, og tørrsnøskredfare vil erstattes av en økt våtsnøskredfare, som produkt av økt vintertemperatur og nedbør. Eksisterende skredfarevurderinger i Geiranger mangler vurdering med hensyn til fremtidig klimaendring.

Geirangerfjorden verdensarvområde kan miste viktige deler av de kriteriene som kvalifiserte Geirangerfjorden som verdensarv i 2005, men ikke alt. Ettersom den geologiske verdien i verdensarvområdet setter søkelys på dannelsesprosessen ved fjordlandskapet er det ingen grunn til å tro at Geirangerfjorden vil miste/få endret sin status som verdensarv på UNESCOs verdensarvliste.

## **Abstract**

In Møre og Romsdal county, there is an expected rise in yearly mean temperatures and precipitation towards year 2071-2100. This includes an increase of around 3,5-4 °C in annual mean temperature and an 15 % increase in annual precipitation. Climate change will lead to changes in geological processes and phenomena at the World Heritage site of Geirangerfjorden. This master's thesis looks at changes in the equilibrium line altitude (ELA) changes on local glaciers, how tree line altitude will change with increase in temperature and how snow avalanche dynamics and prevalence might change in the future.

The ELA of four selected glaciers in Geirangerfjorden were calculated using THAR- (Toe-to-Headwall Altitude Ratio) and AAR-method (Accumulation Area Ratio). Using past changes in ELA, a constant was derived from 'the little ice age' maxima in 1748 which was used to calculate that the ELA will rise above the uppermost point of the glaciers within 10-30 years, if greenhouse gas emission keeps rising. An expected increase of 5 % winter precipitation is too little if the glaciers shall keep existing in the future. Tree line altitude will also rise. Growth of birch- and pine-trees can be able to grow further in the high mountains if temperatures during May until September keeps rising. If ground conditions allow it, trees could grow up to an altitude of 1450 m a.s.l. This rise in tree line altitude can alter the snow avalanche hazard in Geiranger. Modelling with a dynamic avalanche model shows a decrease in scree prevalence toward the future period 2071-2100 in relation to models using climatic variables from the period 1971-2000. This results from a decrease in total snow cover and depth in mountain areas around Geiranger. Known release areas for snow avalanches is currently located above the tree line, but could, if temperatures keep rising, find itself under the future tree line. Episodes with dry snow avalanches can become rare in the future and be partially replaced with wet snow avalanches. Existing reports on snow avalanche hazard in Geiranger does not include changes snow avalanche hazard/extent with a future change in climate.

The world heritage site of Geirangerfjord could lose some parts of its foundations and justifications as a world heritage sites from 2005, but not everything. The geological value in Geirangerfjorden is centered around the processes that made the entire fjord. There is no indication found in this thesis that Geirangerfjord could lose its UNESCO world heritage status.



## Forord

Først vil jeg takke min hovedveileder Atle Nesje, professor ved Institutt for geovitenskap, for god veiledning gjennom to år med masteroppgaven. Engasjementet ditt har vært til inspirasjon gjennom hele masterprosjektet, spesielt i de stundene der det var tyngst. Vil også takke mine medveiledere Henriette Linge, professor ved Institutt for geovitenskap for gode innspill og hjelp under feltturen til Geiranger. Takk til Merete L. Rønneberg ved Stiftelsen Geirangerfjorden Verdensarv på Norsk Fjordsenter, som gjorde tilretteleggingen til feltturen enkel.

En stor takk til min kone, Ida Sofie Vegge, som alltid har oppløftende ord uansett hvordan dagene og ukene har gått. Med denne masteroppgaven har jeg utført et stykke arbeid jeg ikke trodde jeg hadde kapasitet, eller forståelse til når jeg begynte å studere geologi for 5 år siden. Du har vært essensiell i hele studieløpet. Takk for at du også av og til later som du er interessert i geovitenskap, og hører etter når jeg forteller deg om masteroppgaven min.

Takk til mine foreldre, Karin og Kristian, som alltid har støttet meg i alt jeg har gjort. Takk for lån av bil til feltturen til Geirangerfjorden.

Takk til gode studievenner for godt samhold og et sunt og godt studiemiljø gjennom fem flotte år i Bergen. Spesiell takk til Sindre Befring Hage, for to fine uker i Geiranger i sammenheng med hans masterprosjekt.

Bergen, mai 2022

Johannes Ekre

# Innhold

Sammendrag .....	I
Abstract .....	II
Forord .....	III
1. Introduksjon .....	1
1.1. Problemstillinger.....	2
2. Bakgrunn .....	3
2.1. Områdebeskrivelse .....	5
2.2. Berggrunnsgeologi og løsmasser.....	6
2.3. Kvartærgeologisk rammeverk .....	9
2.4. Klima .....	14
2.4.1. Dagens klima .....	14
2.4.2. Klimafremskriving for Norge/Møre og Romsdal fylke .....	16
2.5. Hovedrapporter .....	18
3. Geirangerfjorden verdensarvområde .....	20
3.1. Geologiske verdier.....	22
4. Metoder .....	23
4.1. Digital presentasjon av kartlegging .....	23
4.2. Modellering med dynamisk skredmodell, RAMMS .....	23
4.3. Estimering av likevektslinjer .....	25
4.3.1. Forholdstall mellom høyeste og laveste punkt på bre (THAR) .....	26
4.3.2. Forhåndstall mellom breens totale areal og akkumulasjonsområdet (AAR) .....	27
4.3.3. Endring i likevektslinjens utvikling frem mot perioden 2071-2100.....	27
4.4. Liestølforholdet .....	29
4.5. Feltkartlegging av tregrensen i Geirangerfjorden Verdensarvområde .....	31
5. Resultater.....	32
5.1. Endring i likevektslinjenes vertikale høyde.....	32
5.1.1. Rekonstruksjon av nåværende høyde på likevektslinjen. ....	35
5.1.2. Utslippsscenario RCP8.5 .....	36
5.1.3. Utslippsscenario RCP4.5 .....	38
5.1.4. Implementering av adiabatisk temperaturendring og nedbør .....	39
5.2. Tregrense og gjengroing .....	43
5.2.1. Feltkartlegging av tregrensen i Geiranger verdensarvområde .....	49
5.3. Modellering med dynamisk skredmodell, RAMMS .....	50
5.3.1. Dynamikken i snødekket.....	50

5.3.2. Benyttede parametere i skredmodelleringen og løsneområdet .....	52
5.4. Resultater fra dynamisk skredmodellering med RAMMS .....	56
5.4.1. Scenario 1 (referanseperioden 1971-2000) .....	56
5.4.2. Scenario 2 (perioden 2071 – 2100) .....	61
6. Diskusjon.....	65
6.1. Underproblemstilling nr. 1 .....	66
6.1.1. Likevektslinjens endring med økende sommertemperaturer. ....	66
6.1.2. Tidligere endring ved isbreer i holocen .....	68
6.1.3. Feilkilder .....	69
6.2. Underproblemstilling nr. 2 .....	70
6.2.1. Endring i tregrensen etter siste istid.....	71
6.2.2. Heving av tregrensen og likvektslinjen på breer.....	72
6.2.3. Feilkilder og mangler ved beregning og visualisering ved fremtidig heving av tregrensen .....	74
6.3. Underproblemstilling nr. 3 .....	75
6.3.1. Bruk av dynamisk skredmodell: RAMMS .....	77
6.3.2. Modellering med fremtidige skredparametere i RAMMS .....	78
6.3.3. Historiske skred i og rundt Geiranger .....	82
6.4. Vurdering av verdensarvstatusen ved Geirangerfjorden med forventet klimaendring..	84
6.4.1. Minkende breareal i verdensarvområdet.....	84
6.4.2. Stigende tregrense i verdensarvområdet .....	86
6.4.3. Sikringstiltak mot snøskred og endring i skredutbredelse .....	87
6.5. Samfunnssikkerhet, og beredskap .....	91
7. Konklusjon .....	95
Forslag til videre arbeid.....	96
Referanseliste .....	97



# 1. Introduksjon

Naturlige variasjoner i solinnstråling til jorden har ført til endringer i klima over millioner av år. Innstråling, refleksjon fra jorden og atmosfæren er viktige faktorer som er med på å påvirke temperatur, nedbør og vind. Mennesket har hatt en lokal påvirkning på klima siden tidenes morgen gjennom industriell produksjon, jord- og skogbruk. Siden den industrielle revolusjonen ved slutten av 1700-tallet til begynnelsen av 1800-tallet har denne påvirkningen økt til en global skala. Siden den tid har industriell produksjon av energi og varer gjennom ikke-fornybare ressurser ført til økt konsentrasjon av klimagasser i atmosfæren. Dette er med på å endre mengden solinnstråling som kommer til og reflekteres ut av atmosfæren (Bryhni, 2021; Schrumpf et al., 2021). Som konsekvens har, og vil, klimaet endre seg på en global skala (Hanssen-Bauer et al., 2015; Schrumpf et al., 2021). Begrepet 'global oppvarming' betyr ikke nødvendigvis at klimaet vil endre seg likt over alt. Klimaendringer vil være forskjellig fra sted til sted, på grunn av regionale og lokale forhold. Den globale trenden fra 1850-2012 viser en oppvarming på 0,85 °C. Fra 1950 anslår klimapanelet i IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) at det er svært sannsynlig at mennesket har hatt en direkte påvirkning på endringen i det globale klimaet. Hvis klimagassutslippene fortsetter i samme trend frem mot 2100, som fra 1850-1900, vil den gjennomsnittlige temperaturen på jorden øke med +4,5 °C. For å begrense denne oppvarmingen til under +2,0 °C må vi kutte utslippene med 50 % frem mot 2040. Mot år 2100 må utslippene være svakt negative, som betyr at vi må ta ut mere klimagasser fra atmosfæren enn det vil slipper ut (Hanssen-Bauer et al., 2015).

Klimaendringer vil føre til endringer i de fleste landformdannende prosessene i Norge frem mot perioden 2071-2100. Vi har god kunnskap om hvordan klima har påvirket geologiske prosesser i Norge, før i tiden. Endring i sesongtemperatur og nedbør har vært, og er, et drivverk bak endringen i geologiske prosesser og fenomen. Fremtidig klimaendring på grunn av økt klimagassutslipp kan påvirke et bredt spekter av fagområder som geologi, biologi, agronomi, beredskap og samfunnsøkonomi. Det har også vært og vil være, et viktig politisk tema til diskurs.

Klimaprofilen for Møre og Romsdal av NKSS (2022), som er benyttet i denne masteroppgaven, antar mye av det samme som klimaprofilen for hele landet, med noen lokale forskjeller. Klimaprofilens oppgave er å fungere som et vedlegg til Klimahjelperen fra DSB (2015), som er en veileder i hvordan å ta vare på lokalsamfunnets sikkerhet med klimatilpassing, etter plan- og bygningsloven.

I Møre og Romsdal ligger den nordligste delen av det UNESCO-beskyttede området Vestnorsk Fjordlandskap. I Geirangerfjorden verdensarvområde vil endringer i klima føre til økt temperatur og nedbør. Dette vil påvirke flere geologiske prosesser som isbreer, elver og skred, i tillegg til endringer i fauna og flora. Sårbarhetsanalyser har ikke vært utført i verdensarvområder der den lokale geologien utgjør grunnlaget for verdensarvstatusen. Denne masteroppgaven vil undersøke den mulige endringen i geologiske prosesser i Geirangerfjorden verdensarvområde frem mot slutten av det 21. århundret med gjeldene klimafremskriving for Møre og Romsdal.

## 1.1. Problemstillinger

Geirangerfjorden verdensarvområde begrunnet sin verdensarvstatus gjennom unike geologiske verdier. Denne masteroppgaven undersøker hvordan klimaendringer vil påvirke de geologiske prosessene og fenomenene i og rundt Geiranger, og hvordan dette vil påvirke faktorene som gav Geirangerfjorden verdensarvstatus. Hovedproblemstillingen i oppgaven er:

- *Utfra forventede klimaendringer, hvilke endringer i geologiske prosesser og fenomen kan man forvente frem mot slutten av nåværende århundre, sammenlignet med perioden 1971-2000?*

Underproblemstillinger inkluderer:

1. *Hvordan vil forventet temperaturøkning i ablasjonssesongen og nedbørsøkning i akkumulasjonssesongen frem mot perioden 2071-2100, påvirke isbreene likevektslinje og massebalanse i verdensarvområde?*
2. *Hvordan kan tregrensen endre seg med forventet temperaturøkning om sommeren, og forlenget vekstsesong?*
3. *Hvordan kan snøskredutbredelse og snøskredfaren endres i Geirangerfjorden verdensarvområde, med en forventet økning i vintertemperatur og nedbør frem mot perioden 2071-2100?*

Underproblemstillingene er formulert etter de utvalgte fokusområdene i denne masteroppgaven. Ved hver underproblemstilling vil effekten av klimaendringer beregnes og vurderes.

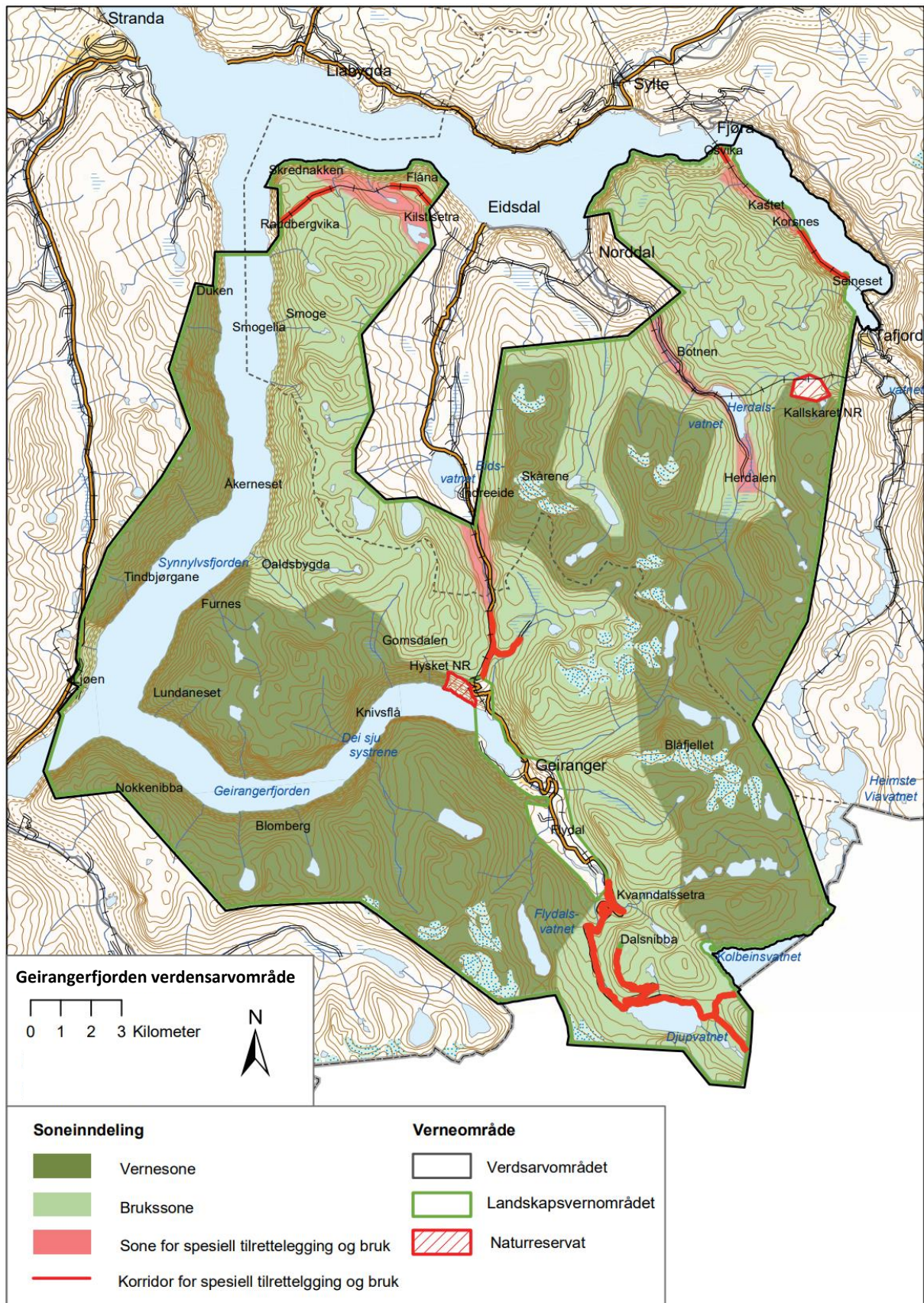
## 2. Bakgrunn

Geirangerfjorden verdensarvområde befinner seg sør i Møre og Romsdal fylke, i Stranda- og Fjord kommune (Figur 1), sør i Møre og Romsdal fylkeskommune. Møre og Romsdal består av mye alpin topografi med daler, fjorder og høye topper. Selve verdensarvområdet tar for seg flere vernede områder som Synnølvfjorden, Tafjord, Kalls karet naturreservat, Hyskjett naturreservat og Geiranger-Herdalen landskapsvernområde (Figur 2).



Figur 1: Møre og Romsdals beliggenhet i Norge (med oppdaterte kommunegrenser fra 2020). Fjord kommune besto før 2020 av Norddal- og Stordal kommune (Kartgrunnlag: Kartverket (2021)).





Figur 2: Geirangerfjorden verdensarvområde. Soneinndelingen indikerer forvaltningssoner innad i Geirangerfjorden verdensarvområde. 'Korridor for spesiell tilrettelegging og bruk' inkluderer Fv. 63 til Geiranger, og fra Geiranger til Eidsdal. Geiranger-Herdalen landskapsvernområde inkluderer ikke Taffjorden, men er en del av verdensarvområdet. Modifisert fra Reisz (2008).



## 2.1. Områdebeskrivelse

Storfjorden strekker seg omtrent 150 km østover mot innlandet fra Norskehavet nær Ålesund, og ender opp i Norddalsfjorden, Tafjorden, Sunnlysfjorden og Geirangerfjorden. Geirangerfjorden ligger lengst sør i verdensarvområdet. Fjorden strekker seg fra Sunnlyvsfjorden ved Lundaneset i vest, til Geiranger i øst og er ca. 15 kilometer lang. Ved fjorden er det høye og bratte fjellsider opp fra fjordbunnen med eksponert fjell og løsmasser fra tidligere skred og elver. Fjorden er 258 meter dyp på sitt dypeste og ca. 1 km bred ved enden av fjorden ved Geiranger. Landskapet i Geirangerfjorden verdensarvområde kan karakteriseres som alpint med høye fjelltopper opp mot 1600 moh., med blokkfelt og permanent snødekt område om vinteren. I verdensarvområdet er det flere mindre isbreer som legger til det spektakulære landskapet (UNESCO, 2005b). Det totale arealet på det vernede området i Geirangerfjorden er ca. 597 km<sup>2</sup>. Geirangerfjorden verdensarvområde inneholder tre områder som er vernet etter naturvernloven. Dette inkluderer Geiranger-Herdalen landskapsvernområde (ca. 498 km<sup>2</sup>), Hyskjet naturreservat (ca. 525 dekar/2,1 km<sup>2</sup>) og Kallskaret naturreservat (ca. 900 dekar/3,6 km<sup>2</sup>) (Reisz, 2008).

### **Kallskaret naturreservat**

Kallskaret naturreservat ligger nordøst i Geiranger verdensarvområde (Figur 2). Området inneholder forekomster av olivinstein og eklogitt, i tillegg til kleberstein og asbest på et mindre konsentrert område. Olivinen opptrer i et bånd/åre gjennom Tafjord og Raudbergvika. Spesiell kommersiell interesse er det for olivinsteinen, som er regnet for å være sjelden på verdensbasis (Reisz, 2008). Olivin er et viktig industrimineral og ca. 50% av verdens olivinproduksjon foregår i Norge. Olivinmineralet er benyttet i fremstillingen av råjern. Olivin tilsettes råjernsmelten og gir den bedre flyteevne, i tillegg til å fungere som en slaggdanner. Slaggdannere gjør det enklere å skille slagget (urenheter) fra råjernsmelten (NGU, 2015). Varningen av Kallskaret naturreservat begrunnes: «*Føremålet med fredinga er å ta vare på eit område med førekomst av eklogitt i veksling med andre bergartar der bergartsvekslingene har vært avgjerande for utforminga av eit vakkert og særprega landskap*» (Forskrift om Kallskaret naturreservat, 1984, kap. III).

### **Hyskjet naturreservat**

Hyskjet naturreservat ligger inntil Geirangerfjorden rett vest for Ørneveien, et bratt parti langs fylkesvei 63 mellom Geiranger og Eidsdal med 11 hårnåslsvinger (Kartverket, 2021). Det totale arealet for Hyskjet naturreservat er på 2.1 km<sup>2</sup>. Dette området er fredet på grunn av vegetasjonen

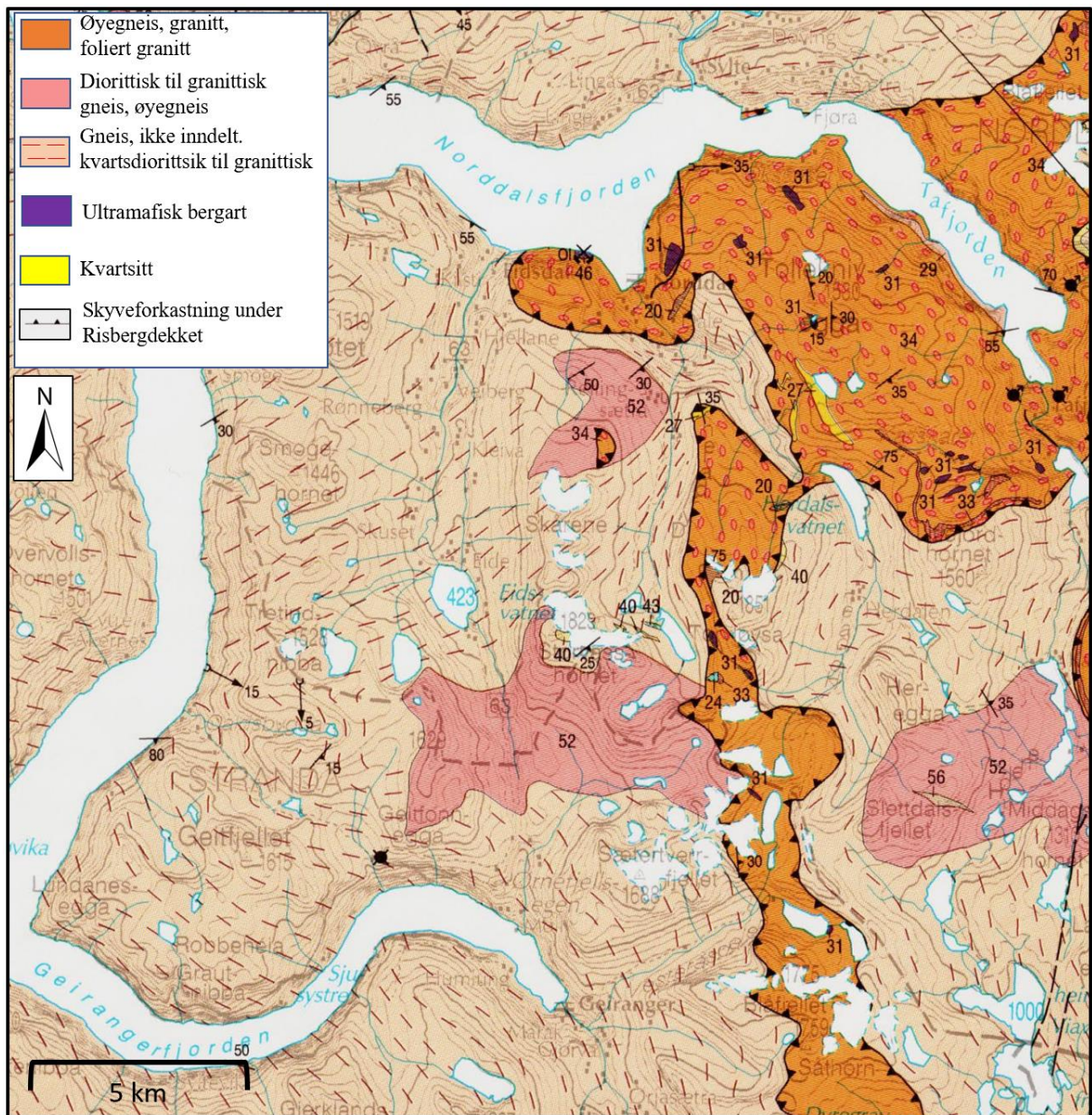
i området, hovedsakelig edelløvskogslie. Forskrift om verneplan for edelløvskog i Møre og Romsdal, vedlegg 8, freding av Hyskjet naturreservat § 2 sier at: «*Formålet med fredinga er å ta vare på ei av dei best utvikla edellauvskogslie i fjordstrøka på Sunnmøre med det naturlege plante- og dyrelivet*» (Forskrift om Hyskjet naturreservat, 2003, § 2).

## **2.2. Berggrunnsgeologi og løsmasser**

Berggrunnen i verdensarvområdet (Figur 3) består hovedsakelig av prekambrisk gneis og er en del av den vestre gneisregionen. Gneisregionen er en sammensetning av dyp- og overflatebergarter av proterozoisk alder (1700-1500 Ma). Gneisen ble dannet under den kaledonske fjellkjedefoldingen for ca. 490-390 Ma, der den gjennomgikk metamorfose under høyt trykk. Den største andelen av gneisen finnes på østsiden av Sunnlyvsfjorden. Inn mot Dyrdaalen, øst i verdensarvområdet er det to større felt med granitt. Det sørligste feltet strekker seg fra Storvasshornet (1829 moh.), ned mot Geitfonnegga (1536 moh.) og østover mot Grandevassegga. Det nordligste feltet er noe mindre og ligger vest-sørvest for Dalsbygda opp mot Middagshesten (1382 moh.) (Tveten et al., 1998; NGU, 2022).

Et større felt med grovkornet øyegneis ligger øst i verdensarvområdet. Dette feltet er delvis sammenhengende fra sør til nord i verdensarvområdet. Feltet er på sitt bredeste rett sør for Torvløysa (ca. 2.9 km bredt) og smalest rett nord for Torvløysa (ca. 0.35 km bredt). Nord-vest for Tafjord ligger den største andelen av øyegneis i Geirangerfjorden verdensarvområde. Øyegneisen har en dannelsesalder fra mesoproterozoikum (1600-1000 Ma) (Tveten et al., 1998; NGU, 2022).

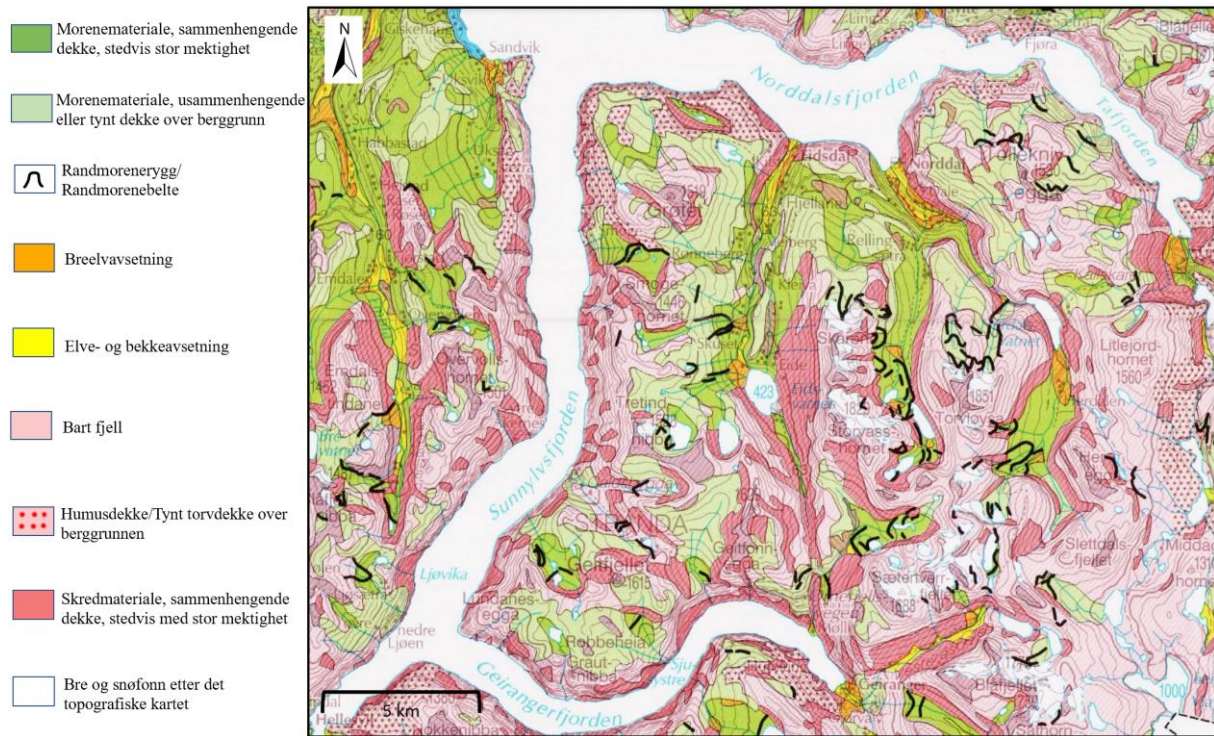
Over hele verdensarvområdet finnes mindre områder med ulik berggrunn som peridotitt (ultramafisk bergart) og kvartsitt. Det største feltet med peridotitt finnes nordvest, ned mot Sunnlyvsfjorden i Raudbergvika. Begge bergartene har en dannelsesalder fra mesoproterozoikum (1600-1000 Ma). Peridotitt finnes også rundt Tolleknivsegga og ned mot Norddalsfjorden. Kvartsitten opptrer i åre-lignende formasjoner (NGU, 2022).



Figur 3: Berggrunnskart over Geirangerfjorden Verdensarvområde. Røde stiplende linjer viser forenklete foliasjonslinjer. Modifisert fra Tveten et al. (1998).



Fordelingen av løsmassene (Figur 4) i verdensarvområdet er kompleks. Majoriteten består av sammenhengende eller usammenhengende morenemateriale, bart fjell og skredmateriale med varierende mektighet. Området inneholder flere fremtredende randmorener som f.eks. i Dyrdalen, Gråsteindalen, og Herdalen (Follestad, 1995).

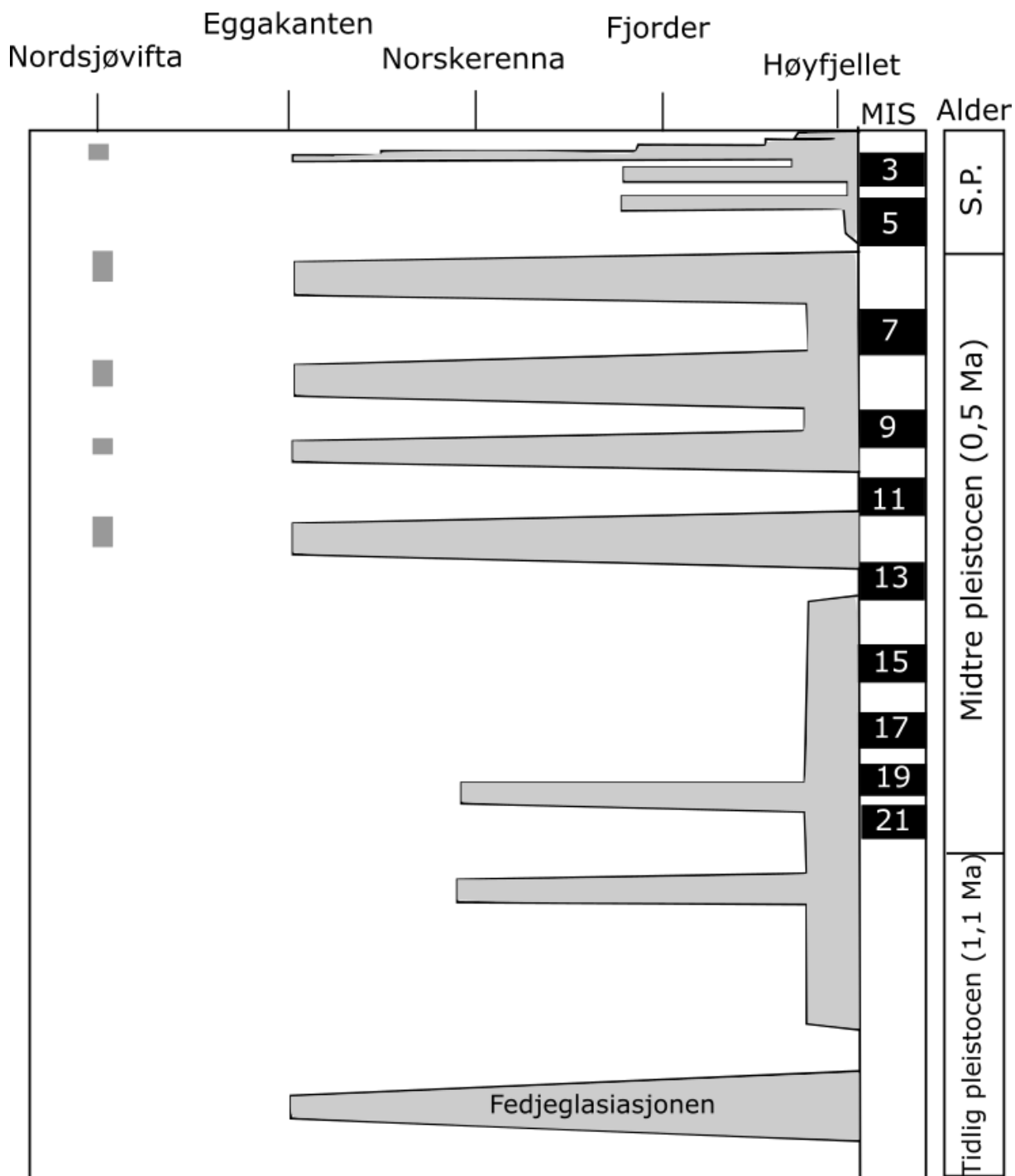


Figur 4: Løsmassefordelingen i Geirangerfjorden verdensarvområde. Modifisert fra Follestad (1995).

### **2.3. Kvartærgeologisk rammeverk**

Kvartær er en periode som er delt inn i to epoker. Pleistocen er den eldste og startet for 2.58 millioner år siden og sluttet for 11 700 år siden. Epoken fra 11 700 år siden til nå kalles for holocen. Gjennom hele kvartær (pleistocen og holocen) har klimaet vært vekslende (Figur 5), med lange og kalde glasiiale perioder (glasialer), etterfulgt av korte mellomistider (interglasiiale perioder). Kalde perioder innad i glasiialene kalles for stadialer og milde perioder kalles for interstadialer (Nesje, 2012; Vorren & Mangerud, 2013). I de kalde glasiiale periodene har glasiial erosjon formet landskapet ved å grave ut, for eksempel, det typiske fjordlandskapet på nord-vestlandet (Vorren & Mangerud, 2013). Isen har trolig ligget over store deler av det kontinentale området i Skandinavia gjennom kvartær, og fluktuert frem og tilbake mot den norske kysten. Det tidligste sporet etter denne ismarginen finnes i Fedje-morenen, hentet fra en boreprøve ved Fedje, en øy nord-nordvest for Bergen. Denne morenen er datert til å være 1.1 millioner år gammel. Totalt har isdekket nådd eggakanten seks ganger, inkludert fedjeglasiiasjonen (Figur 5) (Sejrup et al., 1995).

# Sørvest Norge



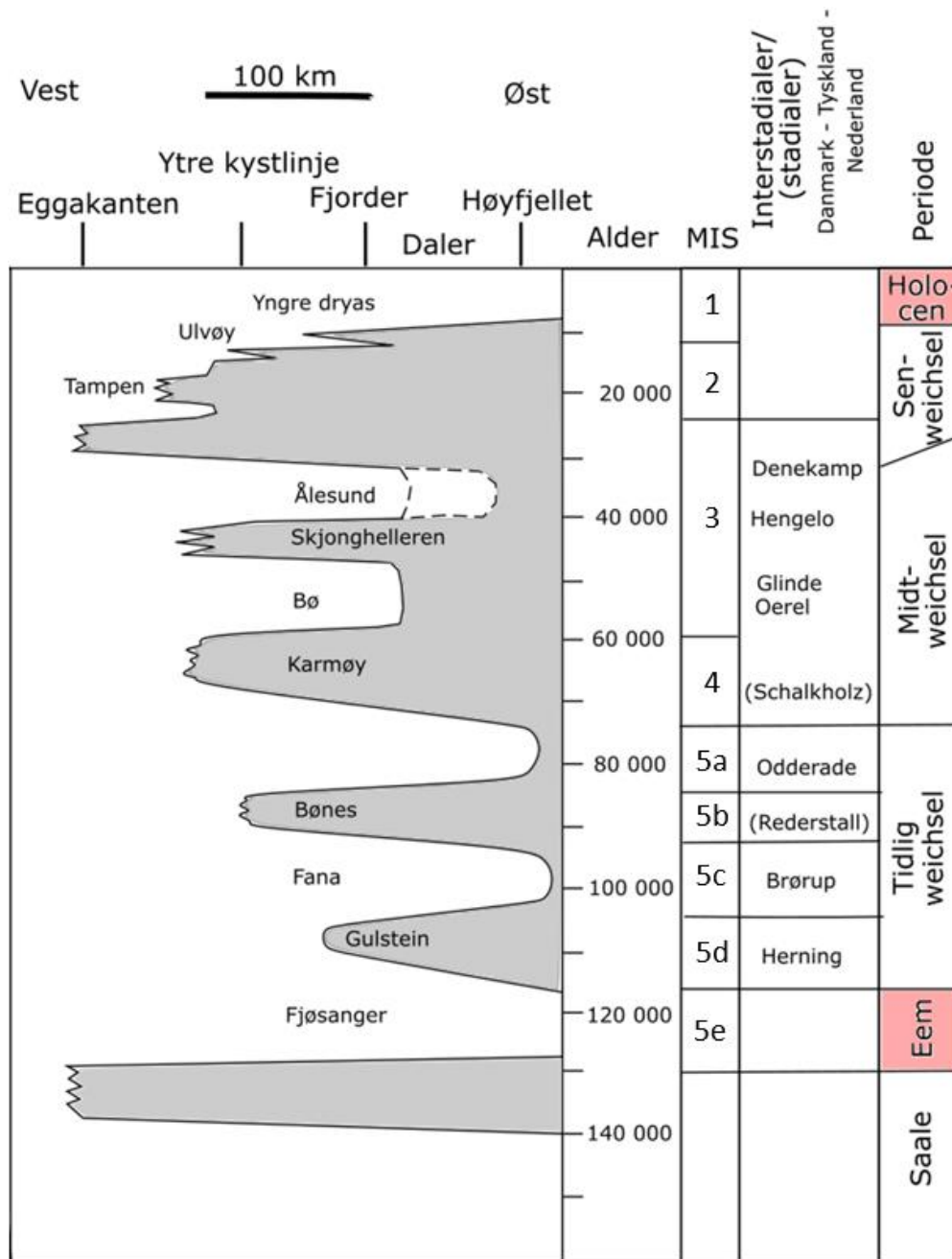
Figur 5: Tid og distansediagram som viser ismarginen etter Fedje-glasiasjonen. Her kan en også se at isen har vært fullstendig borte ved fire anledninger. S.P. står for sen-pleistocen. Modifisert fra Hjelstuen et al. (2005).

De klimatiske variasjonene gjennom kvartær, fant sted på grunn av endringer i Milanković-syklusene. Disse syklusene tar for seg endringer i jordens bane rundt solen, samt endringer i jordens hellingsgrad og presesjon (*eng*: 'wobbel') i rotasjonsaksen (Bryhni et al., 2019). Påvirkningen og variasjonen i jordens bane rundt solen er gjenkjennelig ved oksygen isotop fraksjonering av bentisk foraminifera. Hver enkelt svingning i  $\delta^{18}\text{O}$ -forholdet ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -forholdet) er nummerert i marine isotoptrinn, forkortet *MIS* (Marine isotopic stage) (Vorren & Mangerud, 2013).

Perioden mellom 115 000-11 700 år, også kalt weichsel (Figur 6), var den siste istiden i Norge og Nord-Europa. Gjennom weichsel var det tre interstadialer (mildere perioder i glisialen weichsel): MIS 5c (brørup), MIS 5a (odderade) og MIS 3 (ålesund interstadial). I interstadialene smeltet store deler av isdekket i det kontinentale Norge inn mot fjellene i innlandet. Mellom interstadialene var det fire stadialer, perioder der isen vokste seg større. Disse stadialene er MIS 5d (herning), MIS 5b (rederstall), MIS 4 (schalkholz) og MIS 2 (LGM) (Vorren & Mangerud, 2013).

Marin isotoptrinn 5d til 5a er regnet for å være tidlig weichsel. Utbredelsen til den skandinaviske innlandsisen var begrenset til den norske kysten tidlig i weichsel, i motsetning til isdekket nord for Skandinavia over Karahavet (MIS 5d, 5b og 4). Datering av marine skjell i ålesundsområdet og beinrester i hulene Skjonghelleren og Hamsundhelleren viser at kystnære områder rundt Ålesund var isfritt i midt-weichsel mellom 34-28  $^{14}\text{C}$  ka (Mangerud et al., 1979, 1981, 2010). Den siste maksimale utbredelsen til isdekket kom i sen weichsel, MIS 2 (Last Glacial Maximum). I MIS 2 (ca. 20 000 år siden) lå isdekket helt ut mot eggakanten av den norske kontinentalhyllen (Vorren & Mangerud, 2013). Etter LGM var det en rask økning i temperatur, som førte til at større deler av Sunnmøre ble isfri (Aarseth et al., 1997). I sen weichsel, under bølling-allerød (14 700-12 800), var kysten av Sunnmøre isfri (Krüger et al., 2011). Et isfritt Sunnmøre i allerød ble oppdaget etter radiokarbondateringer av skjell fra Sykkylven (Reite, 1967; Vorren & Mangerud, 2013). Det siste store brefremrykket kom i yngre dryas (12 800-11 700 år) og var en periode med kaldere klima der innlandsisen, spesielt på vestlandet, hadde store fremrykk (Mangerud et al., 1979, 2010; Vorren & Mangerud, 2013). Dette brefremrykket er kartlagt langs fjord-distriktene, og er tydelig på vestlandet. I Geirangerfjorden er dette brefremrykket kartlagt ved seismiske profiler i fjorden. Ved munningen av Geirangerfjorden, mot Sunnlyvsfjorden er det kartlagt en submarin endemorene, som i dag er dekket av skredmateriale. I dalføre mot Geiranger er det observert flere

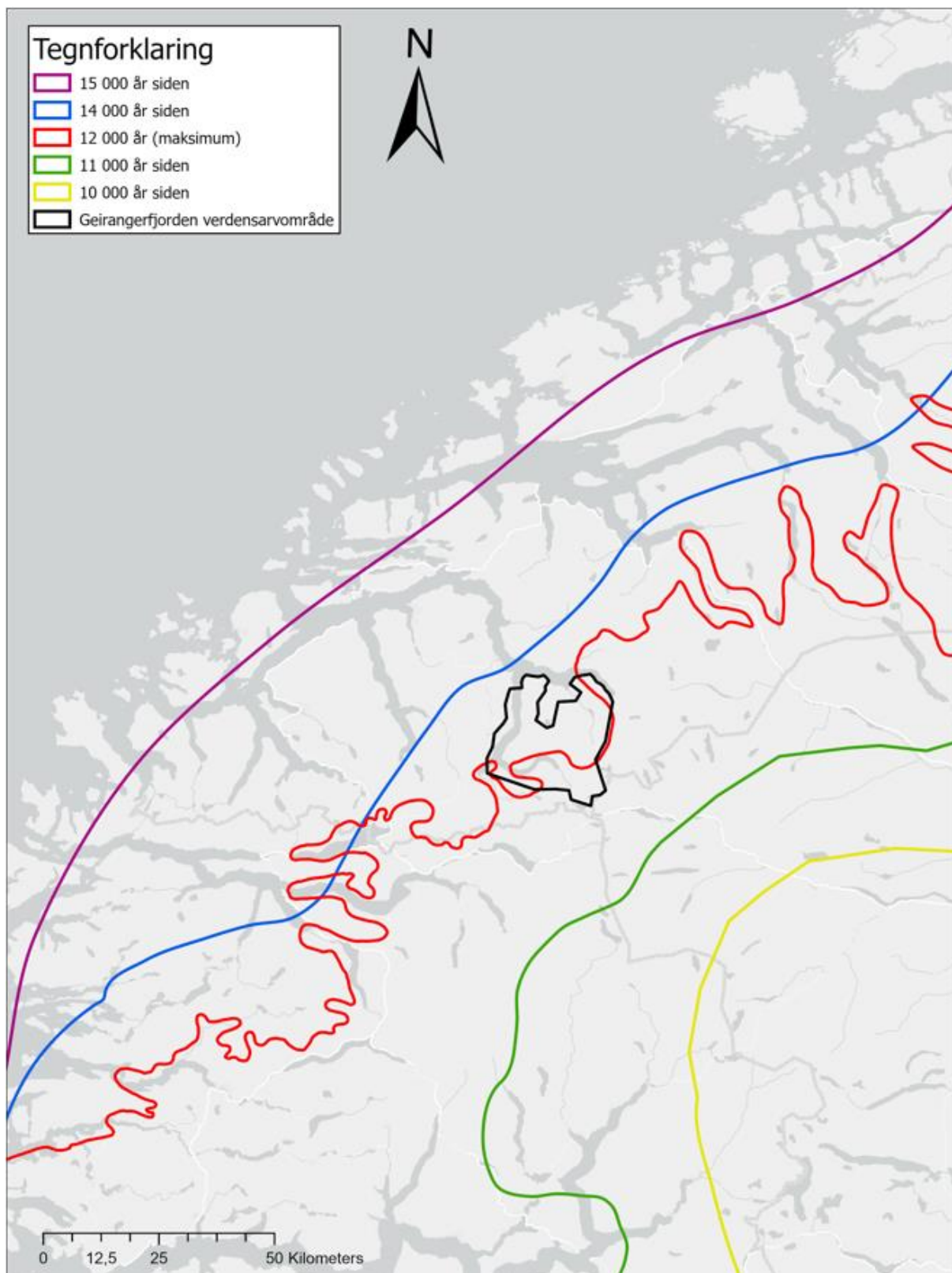
fremtredende sidemorener som er blitt korrelert til denne endemorenen (Aarseth et al., 1997; Rye et al., 1997).



Figur 6: Rekonstruksjon av isutbredelsen i Norge gjennom weichsel. Modifisert fra Vorren & Mangerud (2013).

Hughes et al. (2016) foretok en innsamling av daterte og publiserte aldre fra vitenskapelig arbeid. Disse aldrene gjennomgikk en kvalitetssikring der troverdigheten på aldrene ble vurdert. Aldrene ble satt sammen i en felles database kalt DATED-1. Plotting med utgangspunkt i aldrene fra databasen gir en visuell fremstilling av hvordan isfronten har beveget seg mellom 15-10 ka på Nord-Vestlandet (Figur 7). Geirangerfjorden verdensarvområde var isfritt fra og med for 12 000 år siden.





Figur 7: Isfrontens posisjon gjennom tidsrommet 15-10 ka. Kartet er basert på DATED-1 databasen der hver utbredelse er basert på dateringspunkter på Nord-Vestlandet. Hvert punkt oppgir en spesifikk alder fra den vitenskapelige innsamlingen (Hughes et al., 2016). Linjene representerer isutbredelsen til isfronten, basert på disse aldrene. (Linjen for 12 ka indikerer maksimal utbredelse og kan korreleres til yngre dryas isutbredelsen fra Sollid & Sørbel (1979)) (Kartgrunnlag: Kartverket (2022)).

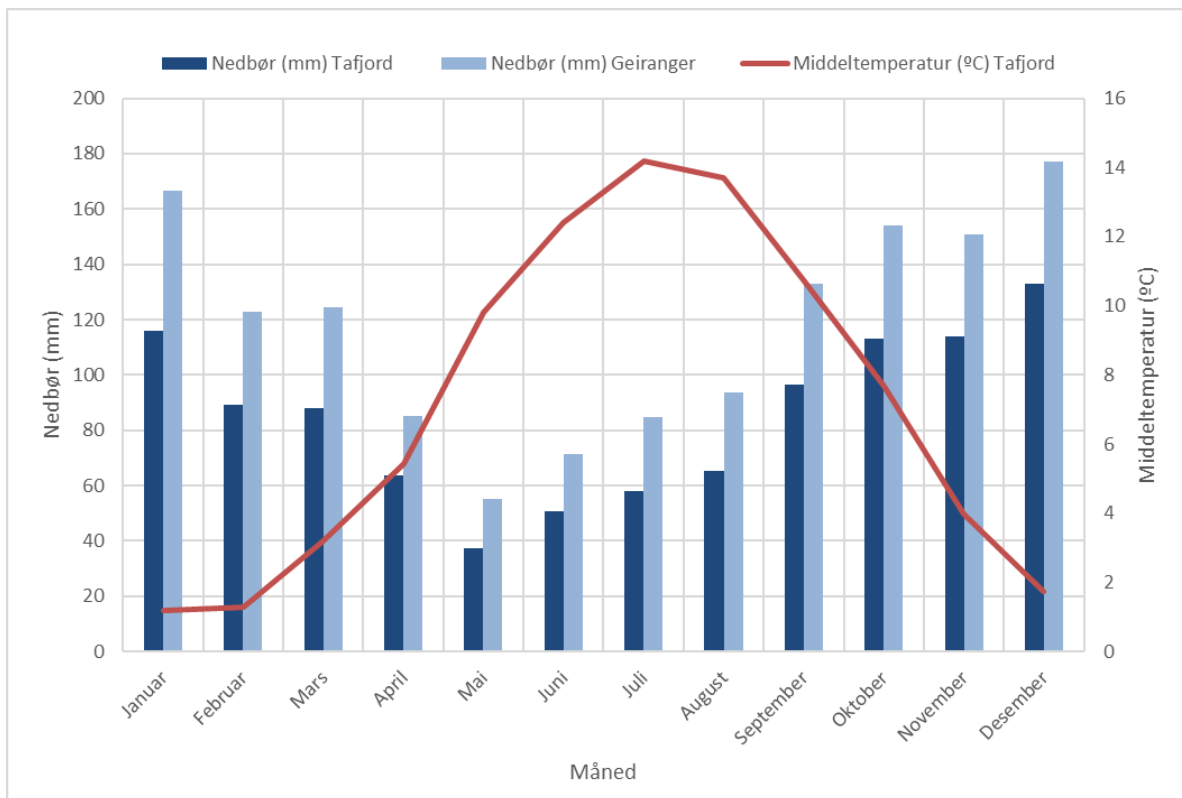
## 2.4. Klima

### 2.4.1. Dagens klima

Klimaet i Geirangerfjorden verdensarvområde er preget av de smale fjordene og høye fjellene. Lokal topografi fører til lokale variasjoner i vind, temperatur og nedbørsforhold. Klimaet er en kombinasjon av tørrere innlandsklima og fuktig kystklima (Bele & Norderhaug, 2008). Dette kommer av at feltområdet befinner seg omtrent 100 km i luftlinje fra Ålesund, ved det vestnorske kysten, og inneholder flere fjellpartier med høye topper samtidig som at det befinner seg flere fjorder i verdensarvområdet.

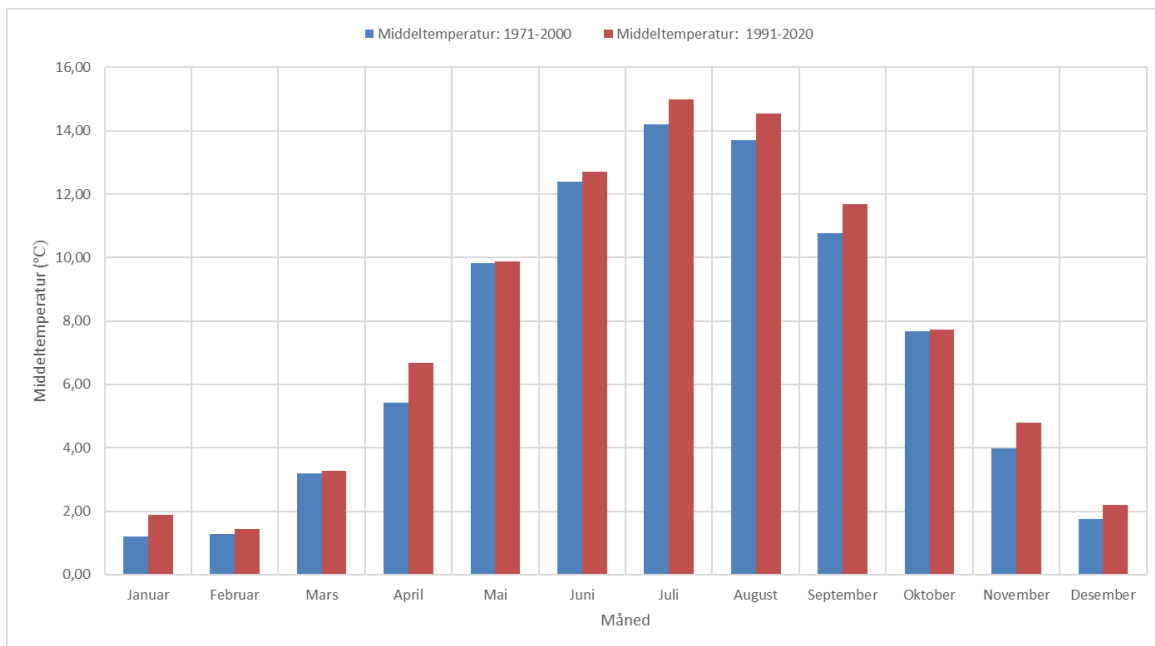
I verdensarvområdet er det to målestasjoner med data på nedbør og temperatur. I Geiranger (målestasjonsnr: SN60300) og Tafjord (målestasjonsnr: SN60500) fins det fullstendig nedbørsdata gjennom perioden 1971-2000. Geiranger måler bare nedbør, mens Tafjord måler både temperatur og nedbør (Figur 8) (Meteorologisk institutt, 2022).

Den største nedbørsmåned for begge målestasjonene gjennom perioden 1971-2000 var i desember (ca. 175-135 mm). Mye av denne nedbøren kommer som regn nede i dalføret der målestasjonene ligger, ettersom middeltemperaturen i samme periode er godt over null. Den årlige gjennomsnittsnedbøren for Geiranger gjennom referanseperioden 1971-2000 var 1418 mm. For Tafjord var det 1002 mm. Gjennomsnittstemperaturen gjennom perioden 1971-2000 var 7,1 °C ved Tafjord, der de varmeste middeltemperaturene var i sommermånedene juni, juli og august (ca. 12,5-14,5 °C) i Tafjord. Fra og med august synker temperaturen frem mot våren. Den laveste måneds-middeltemperaturen i Tafjord var i januar (ca. 1,3 °C) (Meteorologisk institutt, 2022).



Figur 8: Gjennomsnittlig månedsnedbør og temperatur for Geiranger (målestasjonsnr. SN60300) og Tafjord (Målestasjonsnr. SN60500). Ved Linge finnes det enda en målestasjon (målestasjonsnummer SN60650). Ved Linge strekker målingene seg fra 1971-1974, og kan ikke benyttes ettersom dataen er mangelfull. Værdatabaen fra Linge vil være mindre representativ for de faktiske forholdene gjennom hele perioden (Meteorologisk Institutt, 2022).

Tafjord og Geiranger er deler av de indre fjordstrøkene, og vil ha generelt mildere klima enn ved kysten. Forventet økning i årlig middeltemperatur fra NKSS (2022) er beregnet til å være ca. +4,0 °C frem mot 2071-2100 i Møre og Romsdal. Fra referanseperioden 1971-2000 frem til nå er det mulig å se forskjell i klima ved de indre fjordstrøkene. Temperaturdata fra perioden 1991-2020 (Figur 9) viser at i sommermånedene juni og juli er temperaturen omtrent 0.75-1 °C høyere enn månedsnormalene i referanseperioden 1971-2000. For Tafjord er middeltemperaturen 0.5-1 °C høyere gjennom hele året. Nedbørsmengde fra målestasjonen i Geiranger er mangelfull for de siste fem årene (Meteorologisk institutt, 2022).



Figur 9: Endring i middeltemperatur per måned i referanseperioden 1971-2000 og perioden 1991-2020 for Tafjord (Målestasjonsnummer: SN60500). Dataen indikerer at det har vært en økning i middeltemperatur ved alle årets måneder i Tafjord. Økningen i månedstemperatur er i gjennomsnitt 0,52°C mellom periodene (Meteorologisk institutt, 2022).

#### 2.4.2. Klimafremskrivning for Norge/Møre og Romsdal fylke

Gjennom holocen var det hovedsakelig de orbitale syklusene og insolasjon som kontrollerte den naturlige klimaendringen. I senere tid har antropogen påvirkning tatt over som den drivende klimafaktoren. Dette kommer som følge av økende globalt klimagassutslipp. Norsk klimaservicesenter har i sammenheng med *Klima i Norge 2100* av Hanssen-Bauer et al. (2015), laget klimaprofiler for alle fylkene i landet. I Klimaprofilen for Møre og Romsdal er det undersøkt nærmere hvordan temperatur og nedbør endrer seg, samt fare for flom og stormflo. Rapportene bruker middelveier for temperatur og nedbør fra perioden 1971-2000 for å anslå fremtidige temperatur og nedbørsverdier for de fremtidige periodene 2031-2060 og 2071-2100 (NKSS, 2022).

I klimaprofilen for Møre og Romsdal er det anslått at den årlige middeltemperaturen vil øke med +4,0 °C, der økningen er størst om vinteren (ca. +4,0 °C) og lavest om sommeren (ca. +3,5 °C). Dette fører til at vekstsesongen vil forlenges betraktelig og dager med veldig lave temperaturer om vinteren vil bli sjeldnere. De høyeste temperaturene om sommeren i Geirangerfjorden verdensarvområde vil oppleves i de indre og lavtliggende fjordstrøkene ved Tafjorden og Geirangerfjorden (NKSS, 2022).

Den årlige nedbøren er forventet å øke med 15 %, der økningen vil være størst for sommeren og høsten (20-15 %) og lavest for våren og vinteren (5 %). Denne endringen kommer til å være størst for de kystnære områdene av Møre og Romsdal. Samtidig er det forventet en økning på 40 % i antall dager med kraftig nedbør. Nedbørsmengden i døgn med kraftig nedbør er ventet å øke med 15 % (Figur 10) (NKSS, 2022).

	Dimensjonerende gjentakintervall < 50 år	Dimensjonerende gjentakintervall ≥ 50 år
≤ 1 time	40 %	50 %
>1 – 3 timer	40 %	40 %
>3 – 24 timer	30 %	30 %

Figur 10: Klimapåslag beregnet fra rapporten "Klimapåslag for korttidsnedbør". Ventet endring i dimensjonerende nedbør frem mot slutten av århundret (NKSS, 2022).

Temperatur- og nedbørsendringene vil føre til en økning i vannføring i visse årstider, som vinter og høst. Dette kommer av en større andel av nedbøren om vinteren vil falle som regn istedenfor snø (NKSS, 2022).

## 2.5. Hovedrapporter

### **Klima i Norge 2100 av Hanssen-Bauer et al. (2015)**

*Klima i Norge 2100* er en rapport levert på oppdrag fra Miljødirektoratet, i samarbeid med klimaforskere i Norge. Denne rapporten tar utgangspunkt i middelverdier fra referanseperioden 1971-2000 og sammenligner, med hjelp av forskjellige klimafremskrivingsmetoder, med det en kan forvente frem til perioden 2071-2100. Verdiene som er benyttet i klimafremskrivningen kommer fra IPCCs femte hovedrapport. Den første rapporten med denne tittelen ble tilgjengelig i 2009, med en påfølgende oppdatert versjon fra 2015. Rapporten ser på variasjoner og årsaker til klimaendringen, og hvordan Norge vil påvirkes av dette. Det er en omfattende rapport som tar for seg i korte trekk hvordan klimaet i atmosfæren, hydrologi, permafrost, skred og havklima vil endre seg med de forventede klimaendringene (Hanssen-Bauer et al., 2015).

### **Klimaprofil Møre og Romsdal av NKSS (2022)**

Klimaprofilen for Møre og Romsdal er en kontinuerlig oppdatert rapport som er ment til å gi en indikasjon på hvordan klimaet vil endre seg på fylkesnivå. Klimaprofilen legger til grunn de høye verdiene fra nasjonale klimafremskrivninger som et tiltak for å være «føre var», men også på grunn av den stigende trenden i globalt klimagassutslipp. Klimaprofilens oppgave er å gi områdeforvaltere og politikere, en indikasjon på hvordan klimaet vil endre seg i høyeste utslippsscenario, slik at det kan tas beslutninger og tiltak mot disse endringene etter de statlige planretningslinjene for klima energipolitikk og klimatilpassing. Tallgrunnlaget i klimaprofilen for Møre og Romsdal er hentet fra *Klima i Norge 2100*-rapporten, der fokuset ligger på den forventede endringen mot slutten av århundret (2071-2100) sammenlignet med referanseperioden 1971-2000 (Hanssen-Bauer et al., 2015; NKSS, 2022).

### **Endring i tregrense og gjengroing**

I en artikkel av Tingstad et al. (2015) blir det presentert forskningsresultater fra et 12-16 måneders langt forsøk på trespirer og frø i tregrensen. Forsøket ble gjort ved 12 forskjellige steder i Sør-Norge. I forsøket kommer det frem at etablering av trefrø i tregrensen ikke er særlig påvirket av temperatur og nedbør. Det blir også funnet utviklede frø utenfor testområdene som befant seg godt over den definerte tregrensen i området. Tidligere utvikling i tregrensen etter siste istid er oppsummert av Bjune (2006), Bjune et al. (2005), Paus & Haugland (2017), og Aas & Faarlund (1988) der hovedtrekkene etter siste istid, samt spor etter tidligere tregrense er presentert. Fra tidligere forskning er det etablert minimumstemperaturer for vekst av bjørk og

furu, som kan benyttes i beregning av nåværende og fremtidige teoretiske tregrenser i Geirangerfjorden verdensarvområde (Helland, 1912).

### **Skredfare og skredutbredelse i Geiranger**

Lied et al. (1997) Har gjort en en samling av de siste store snøskredene i og rundt Geiranger. Skredene er kartlagt hovedsakelig gjennom nedskrivning av skredhendelser og intervju av lokal befolkning. I rapporten etableres det flere skredfaresoner i Geiranger. Skredfaresonene er benyttet i ROS-analyser (risiko og sårbarhet) for ulike byggeprosjekter i Geiranger (Lied et al., 1997; Lied & Gauer, 2015; Breien & Domaas, 2017). Skredfaren er et tema som er knyttet opp til samfunnssikkerhet og beredskap. Direktoratet for samfunnssikkerhet og beredskap (DSB) spesifiserer flere kvalitetskrav for ROS-analyser på kommune- og fylkesnivå. I deres kommuneundersøkelser kommer det også frem hva som mangler ved de helhetlige ROS-analysene og beredskapsplanene i hver enkelt kommune (DSB, 2015, 2017, 2018, 2021).

### 3. Geirangerfjorden verdensarvområde

Verdensarvområdet i Geirangerfjorden er en del av Vestnorsk fjordlandskap. Dette inkluderer Nærøyfjorden som befinner seg lengre sør, og ved søknaden om verdensarvstatus ble begge lagt inn under fellesbemerkelsen ‘Vestnorsk fjordlandskap’ i 2005. UNESCO (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization) skiller mellom kulturelle og naturlige kriterier for verdensarvstatus. De naturlige kriteriene er nummerert som I til IV og oversettes:

- (I): *Være et enestående representerende eksempel for viktige stadier i jordens historie, inkludert tegn etter liv, pågående geologiske prosesser som danner landformer, eller betydelige geomorfiske eller fysiografiske egenskaper.*
- (II): *Være et enestående eksempel for pågående økologiske og biologiske prosesser innen evolusjon og utvikling av terrestriske, ferskvann, kyst og marine økosystemer for plante og dyrehabitat.*
- (III): *Inneholde superlative naturlige fenomen eller områder med enestående naturlig skjønnhet eller estetisk viktighet.*
- (IV): *Inneholde de viktigste naturlige habitatene for in-situ bevaring av biologisk mangfold, inkludert de som inneholder truede arter med stor universell verdi, ut fra et vitenskapelig standpunkt (UNESCO, 2015).*

Historien bak nominasjonen av verdensarvområdet i Geiranger begynner så tidlig som 1996, når det tverrfaglige prosjektet ‘Verdensarv i Norden’ går gjennom nye områder for kandidatur til verdensarvlisten. I dette prosjektet blir Geirangerfjorden og Nærøyfjorden vurdert. Fra 2001 til 2004 går søknaden først gjennom på et kommunalt nivå der Stranda, Norddal (i dag en del av Fjord kommune) og Aurdal kommune var involvert. Der uttrykker de et ønske om et statlig initiativ og prioritering for å fremme områdene som verdensarv. Den endelige søknaden ble sendt til UNESCO for evaluering 31. desember i 2004. 7 måneder etter fikk Vestnorsk fjordlandskap, Nærøyfjorden og Geirangerfjorden innvilget verdensarvstatus, og dermed innpass på verdensarvlisten som naturarv (Reisz, 2008).

For å begrunne verdensarvstatusen til områdene i og rundt Geirangerfjorden konkluderes det i søknaden ved kriterie I: *«Området viser eksepsjonelle døme på landformar laga av is og vatn. Eit unikt landskap med betydelege geomorfologiske formar. I forhold til jordhistoria er dette eit ungt landskap som vedvarande vert forma av aktive erosjonsprosessar»* (Reisz, 2008, s. 9). og i kriterie III: *«Området representerer det mest ekstreme, dramatiske og storarta*



*fjordlandskapet i verda og har ein eksepsjonell naturvenleik og estetisk betyding»* (Reisz, 2008, s. 9).

UNESCO svarer med et vedtak for innlemming av Vestnorsk fjordlandskap på verdensarvlisten med grunnlag i de naturlige kriteriene *I* og *III*:

- *I: “The West Norwegian Fjords are classic, superbly developed fjords, considered as the type locality for fjord landscapes in the world. They are comparable in scale and quality to other existing fjords on the World Heritage List and are distinguished by the climate and geological setting. The property displays a full range of the inner segments of two of the world’s longest and deepest fjords, and provides well-developed examples of young, active glaciation during the Pleistocene ice age. The ice- and wave-polished surfaces of the steep fjord sides provide superbly exposed and continuous three-dimensional sections through the bedrock. The record of the postglacial isostatic rebound of the crust and its geomorphic expression in the fjord landscape are significant, and represent key areas for the scientific study of slope instability and the resulting geohazards”* (UNESCO, 2005a, s. 116).
- *III: “The Geirangerfjord and Nærøyfjord areas are considered to be among the most scenically outstanding fjord areas on the planet. Their outstanding natural beauty is derived from their narrow and steep-sided crystalline rock walls that rise up to 1400 m direct from the Norwegian Sea and extend 500 m below sea level. Along the sheer walls of the fjords are numerous waterfalls while free-flowing rivers run through deciduous and coniferous forest to glacial lakes, glaciers and rugged mountains. There is a great range of supporting natural phenomena, both terrestrial and marine such as submarine moraines and marine mammals. Remnants of old and now mostly abandoned transhumant farms add a cultural aspect to the dramatic natural landscape that complements and adds human interest to the area.”* (UNESCO, 2005a, s. 116).

I tillegg kommer også UNESCO med ønsker om videre forvaltning og inkludering i fremtidige tiltak i verdensarvområdet. Dette inkluderer for eksempel eksisterende gruvedrift og veiutbygging. Her kreves det grundig oppfølging fra den norske stat for å kunne bevare de naturlige fenomenene som er grunnlagt i kriterie *III*. Samtidig roser UNESCO staten for en grundig, ryddig og inkluderende prosess med alt fra de andre nordiske landene til mindre grunneiere i verdensarvområdene (Reisz, 2008).

### 3.1. Geologiske verdier

Området Vestnorsk Fjordlandskap, delområde Geirangerfjorden består hovedsakelig av dype fjorder og daler. Fjord-sidene er bratte og har høye tinder. Langs med fjorden og innenfor, i høyfjellet finner man breer, morenerygger, fjellvann og elver. I tillegg er det også flere aktive og inaktive skredområder langs med fjordområdet. Grunnlaget for dette landskapet ble lagt i kvartærtiden (2,58 Ma-11,7 ka). Fjordene i Geirangerfjorden verdensarvområde er preglasiale daler som har blitt erodert ved hjelp av flere glasieringer gjennom kvartærtiden. Under yngre dryas-fremrykket ble fjorden islagt igjen og det ble også dannet mindre botnbreer og dalbreer i høyfjellsområdet (Rye et al., 1997; Miljøverndepartementet, 2014). Mindre isdekker langs med Geirangerfjorden har også skapt hengende daler. Dette stammer fra isbreer som har ligget inntil isdekket ved siste istid, eller daler som har vært med på å tilføre is til isdekket i Geirangerfjorden. Eksempler på slike hengende daler er å finne i Gomsdalen og Vesteråsdaalen. Elvene som i dag renner gjennom disse dalene, danner spektakulære fosser som er attraktive for turistnæringen i Geiranger i dag. I bunnen av Vesteråsdaalen finner en Storsæterfossen, som er en av de mest spektakulære fossene i Geiranger, som gjør den til et populært besøksmål for turister. I høyfjellet finner en flere blokkhav, som et direkte resultat av den kjemiske forvitringen området har gjennomgått gjennom en tid med skiftende klima (Reisz, 2008). Skred og steinsprang er eksempler på raske og drastiske geologiske prosesser som har ført til endringer i fjordområdet, både i et naturlig og menneskelig perspektiv (Reisz, 2008). Et godt eksempel på dette er Åkerneset. På Åkerneset, mot Sunnylsfjorden ligger det ett ustabil fjellparti som utgjør en signifikant trussel mot de naturlige verdiene i verdensarvområdet, men også mot bebyggelsen og innbyggerne i Geiranger, Hellesylt, Eidsdal, Norddal og Tafjord. Kalkuleringer av ulike scenarioer rundt utrasingen av den ustabile fjellmassen i Åkerneset, kan føre til tsunamibølger som vil ramme nærliggende bygder og lokalsamfunn. I Geirangerfjorden kan denne bølgen i verstefall stige opp mot 70 meter før den treffer Geiranger (Harbitz et al., 2014).

## 4. Metoder

### 4.1. Digital presentasjon av kartlegging

ArcGIS er en programvare levert av Esri. ArcGIS er et analyse-/visualiseringsverktøy som blir brukt til å fremstille og visualisere parametere og koordinatfestede punkter på kart. I denne masteroppgaven er ArcGIS brukt til å visualisere f.eks. isutbredelsen de siste 15 000 årene, i Geirangerfjorden verdensarvområde med data fra Hughes et al. (2016). Det er også brukt til å vise den geografiske plasseringen til de ulike isbreene. Data fra RAMMS simuleringen har vært prosessert i ArcGIS for å visualisere endringene ved hvert enkelt skredscenario.

### 4.2. Modellering med dynamisk skredmodell, RAMMS

RAMMS (Rapid Mass Movement Simulation) er en programvare utviklet av WSL Instituttet for snø- og skred-undersøkelse SLF, som ligger i Davos i Sveits. Programmet ble utviklet for å undersøke skredrelaterte problemer, slik at en raskere kunne dimensjonere sikringstiltak mot skred. RAMMS er utviklet og bygget opp rundt Voellemy-Salm friksjonsmodellen (Formel 1) som deler den totale friksjonsmotstanden  $S$  inn i to deler der  $\xi$  representerer fartscoeffisienten og  $\mu$  representerer en tørr Coulomb-friksjon som er koblet til det normale trykket (Christen et al., 2010, 2017).

*Formel 1: Friksjonsligningen benyttet i RAMMS (Christen et al., 2017)*

$$S = \mu \rho H g \cos \phi + \frac{\rho g U^2}{\xi}$$

$p$  = tettheten på skredmassene

$H$  = flyte høyde i skredet

$g$  = gravitasjonskonstanten (9,81 m/s<sup>2</sup>)

$U$  = flytefart

$\phi$  = hellingen på underlaget

RAMMS er en programvare som krever et spesifikt sett med input-parametere og filtyper. Området som undersøkes må være i form av en DTM (Digital Terreng Modell) eller DOM (Digital Overflate Modell). DTM er høydemodell der vegetasjon og bygninger er borte, mens DOM inneholder disse. I DOM vil vegetasjon og bygninger representeres som overflate, og vil fremstå som små kuler i den digitale modellen. I denne simuleringen har en derfor benyttet DTM, ettersom det gir en mer korrekt fremstilling av overflaten, samt de utvalgte

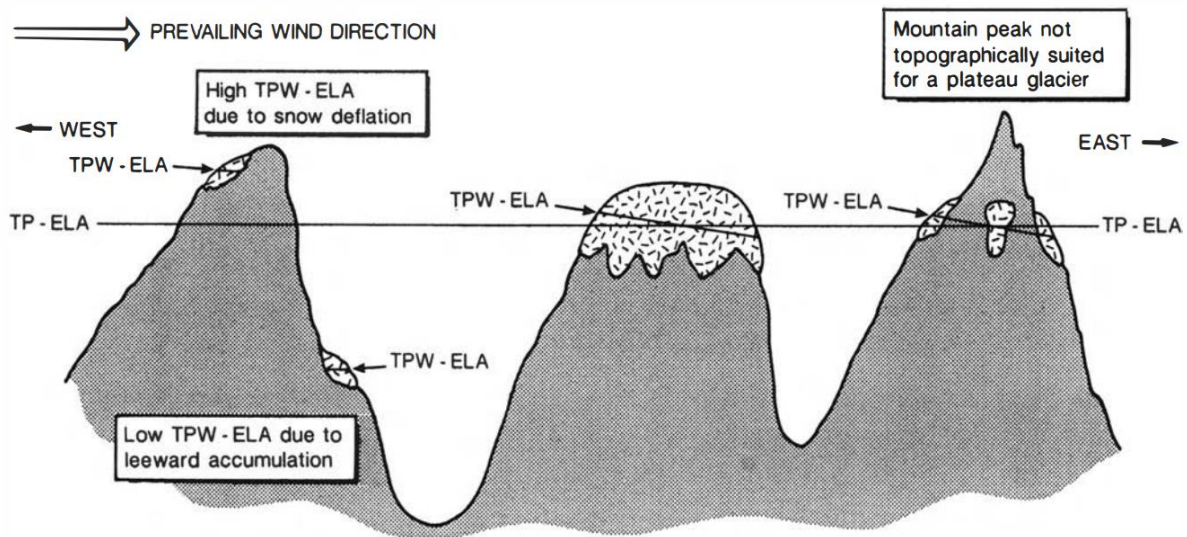
skredområdene går hovedsakelig utenfor bebygde områder. Siden terrenget i dalsidene langs Geirangerfjorden og rundt Geiranger er kompleks og har flere interne formasjoner som fjellrygger og skar er det viktig å bruke en høyoppløst DTM-høydemodell (Christen et al., 2017).

Før en kan bruke RAMMS må en også definere løsneområder og domene. Et løsneområde er et område som RAMMS bruker for å definere hvor skredet begynner, og vil også være med på å definere hvor stor masse som løsner. Sammen med bruddtykkelsen vil man få definert et volum for hvert skred. RAMMS skiller mellom *Tiny*, *Small*, *Medium* og *Large* skredstørrelser der *Tiny*:  $< 5000 \text{ m}^3$ , *Small*:  $5000 - 25000 \text{ m}^3$ , *Medium*:  $25000 - 60000 \text{ m}^3$  og *Large*:  $> 60000 \text{ m}^3$ . For hvert skred må det også angis friksjonsparametere. Disse verdiene defineres gjennom størrelse og periodisitet, og følger enn gitt tabell i manualen for RAMMS::AVALANCHE (Christen et al., 2017).

Simuleringen er presentert som den maksimale skredtykkelsen gjennom hele skreforløpet (Max Core Height), maksimal hastighet gjennom hele skredforløpet (Max Velocity), maksimal tykkelse for pudderskyen (Max Powder Height) og maksimal pudderhastighet (Max Powder Velocity). Tykkelsen på snødekket ned mot Geiranger og Geirangerfjorden er beregnet i programvaren ved å bestemme en spesifikk snødybde ved en gitt høyde over havet. Snødybden som er blitt benyttet kommer fra meteorologiske data fra NVE og Meteorologisk institutt (2022) med maksimal snødybde for referanseperioden 1971-2000. Videre kan en benytte temperaturdata fra samme område for å finne 0-isotermen. 0-isotermen er en nivåflate i landskapet som indikerer områder der temperaturen er  $0 \text{ }^\circ\text{C}$  (Moe & Sivle, 2021). Ved antagelse om at området under 0-isotermen er snøfritt/under 25 cm snødekke, kan en finne en konstant for endring i snø-tykkelsen per vertikale høydemeter. Fra den spesifiserte høyden og snø-tykkelsen kan RAMMS legge til den minkende snødybde ned dalsidene. Denne snømassen virker inn på simuleringen gjennom meddrivingseffekten.

### 4.3. Estimering av likevektslinjer

Likevektslinjen (*eng*: ELA: Equilibrium-Line Altitude) er et uttrykk for en linje på en bre der nedbør (akkumulasjon) i form av snø over vinteren er balansert med smelting i løpet av sommeren. ELA på bakgrunn av temperatur i ablasjonssesongen og nedbør i akkumulasjonssesongen kalles for en TP-ELA (*eng*: Temperature and Precipitation ELA). Ved enkelt breer vil vind også være en avgjørende faktor for likevektslinjen, der snø vil avsettes på lesiden av f.eks. en platåbre. Dette refereres til som TPW-ELA (*eng*: Temperature, Precipitation and Wind ELA) (Figur 11). Breer som befinner seg på lesiden fra dominerende vindretning vil ofte ha en lavere TPW-ELA enn TP-ELA på grunn av den vindtransporterte snøen som vil legge seg der. Motsatt vil TPW-ELA antyde en høyere verdi for områder i støtsiden mot dominerende vindretning (Figur 11). I tillegg er det flere lokale faktorer som påvirker likevektslinjen, som topografi, snøskred og breens beliggenhet i forhold til solinnstråling (Nesje & Dahl, 1992).



Figur 11: Skjematisk figur som viser forskjellen mellom TP-ELA og TPW-ELA. Vindretningen går fra vest mot øst (Nesje & Dahl, 1992).

For å beregne de nåværende likevektslinjene til de utvalgte breene i verdensarvområde er det benyttet to ulike metoder. Disse metodene er forkortet THAR (Toe-to-Headwall Altitude Ratio) og AAR (Accumulation Area Ratio). Metodene kan også brukes til å rekonstruere likevektslinjen ved tidligere isdekker (Pellitero et al., 2015).

### 4.3.1. Forholdstall mellom høyeste og laveste punkt på bre (THAR)

THAR (Toe-to-Headwall Altitude Ratio) metoden baserer seg på det laveste punktet ( $A_t$ ) og (eller ved tidligere isdekke, der endemorener vil indikere det laveste punktet) det høyeste punktet ( $A_h$ ) på breen. Metoden antar at likevektslinjen ligger et sted mellom disse to høydene. THAR er en rask metode for å estimere breenes likevektslinje, men tar ikke høyde for hypsometri (isdekkets fordeling med høyden) eller massebalanse til hver enkelt bre (Benn & Lehmkuhl, 2000). Isbreer som er skålformet med smale bretunger vil være egnet for THAR-metoden, mens breer med mer kompleks geometri vil være mindre egnet ettersom selve metoden ikke tar hensyn til morfologi eller bretykkelse (Pellitero et al., 2015). Morfologi kan inkorporeres ved bruk av forskjellige THAR-konstanter. THAR-metoden regnes ved ligningene:

$$THAR = (ELA - A_t)/(A_h - A_t)$$

$$ELA = A_t + THAR * (A_h - A_t)$$

NVEs undersøkelse (Kjøllmoen et al., 2021) fra 9 utvalgte breer i Norge (Tabell 1) gir en gjennomsnittlig THAR-verdi på  $0,6 \pm 0,14$  (Nesje, upublisert data). THAR-verdien mellom 0,35 og 0,40 gir gode resultater for breer med enkel geometri og normal areal og høydefordeling (Nesje, 2012).

*Tabell 1: Tabell fra NVEs undersøkelse med gjennomsnittlig THAR, AAR og ARacc verdi. ARacc står for akkumulasjonsområde i AR-metoden ('Altitude Ratio') for utregning av likevektslinjen, som ikke er benyttet i denne oppgaven. Alle nevnte isbreer er norske isbreer med lange dataserier på massebalanse (Tabellen er laget av Atle Nesje (Nesje, upublisert.) basert på data i Kjøllmoen et al., (2021)).*

Isbre	THAR	ARacc	AAR
Ålfotbreen	0,36	0,64	0,34
Nigardsbreen	0,33	0,67	0,24
Austdalsbreen	0,29	0,71	0,59
Rembesdalskåka	0,30	0,70	0,21
Storbreen	0,35	0,65	0,56
Hellstugubreen	0,37	0,63	0,50
Gråsubreen	0,38	0,62	0,50
Engabreen	0,37	0,63	0,27
Langfjordjøkulen	0,36	0,64	0,37
Gjennomsnitt:	$0,6 \pm 0,14$	$0,4 \pm 0,14$	$0,65 \pm 0,03$

### 4.3.2. Forhåndstall mellom breens totale areal og akkumulasjonsområdet (AAR)

AAR (Accumulation Area Ratio) metoden antar at breen er i klimatisk og dynamisk likevekt, og forholdet mellom akkumulasjonsområde og ablasjonsområdet på breen er konstant. En AAR-verdi mellom 0,5-0,8 antyder en bre som befinner seg i klimatisk og dynamisk likevekt (*eng*: Steady-state). Verdier under dette tyder på at breen har en negativ massebalanse mens verdier over antyder positiv massebalanse (Andrews, 1975). Bakke & Nesje (2011) beregnet en AAR verdi for dal- og botnbreer på  $0,60 \pm 0,05$  (Pellitero et al., 2015). Den gjennomsnittlige AAR-verdien for et utvalg av ni nåværende norske breer er  $0,65 \pm 0,03$  (Kjøllmoen et al., 2021). Ligningen for AAR-metoden er:

$$ELA = H_{max} - AAR * (H_{max} - H_{min})$$

$$AAR = H_{max} - \frac{ELA}{H_{max} - H_{min}}$$

### 4.3.3. Endring i likevektslinjens utvikling frem mot perioden 2071-2100

For å kunne beregne den fremtidige utviklingen til likevektslinjene på breer i verdensarvområdet må en finne en konstant/trend for hvordan likevektslinjer reagerer på endringer i temperatur. I denne masteravhandlingen er verdier fra den lille istid frem til nå, blitt brukt. 'Den lille istid' var en periode mellom 1600- og 1800-tallet, som var betydelig kaldere enn klimaet før og etter denne perioden. Samtidig var det store brefremrykk i flere deler av Norge. I Norge regnes midten av 1700-tallet for å være 'den lille istids' bremaksimum, ettersom Nigardsbreen og Jostedalsbreen var på sitt største i 1748 (Harstveit, 2019). Undersøkelser i senere tid har konstatert at det klimatiske fenomenet gjaldt for hele verden, og ikke bare den nordlige halvkule. I Himalaya og New Zealand tyder dataene på at det glasiale maksimumet under 'den lille istid' befant seg nærmere rundt 1600-tallet, sammenlignet med Norge der glasiale maksimumet befant seg mellom 1740-1860 gjennom undersøkelser av Jostedalsbreen (Nesje & Dahl, 2016; Carrivick et al., upublisert.). En rekonstruksjon av isdekket under 'den lille istid' ved Jostedalsbreen av Carrivick et al. (upublisert.), anslår en gjennomsnittlig hevning av likevektslinjen på 135 meter fra 'den lille istid' til 2006. Temperaturforskjellen fra perioden 1685-1728 under 'den lille istid' til normalperioden 1961-1990 er gjennom undersøkelse av treringer i furutrær i Sogndalsområdet. Dataene antyder en gjennomsnittlig Juli-temperatur som var  $-0,89$  °C lavere enn ved normalperioden 1961-1990. Temperaturforskjellen mellom normalperioden 1961-1990 og referanseperioden 1971-2000 for Vestlandet, er ifølge Hanssen-

Bauer et al. (2015) på  $-0,27\text{ }^{\circ}\text{C}$ , i juli. Om en antar at likevektslinjen hevet seg med 135 meter etter ‘den lille istid’ med en temperaturforskjell fra ‘den lille istid’ til 2006 på  $+0,89\text{ }^{\circ}\text{C}$  og  $+0,27\text{ }^{\circ}\text{C}$  fra normalperioden 1961-1990 til perioden 1971-2000, er det mulig å finne en konstant for endring i høyde på likevektslinjen per grad fra ‘den lille istid’ (Svarva et al., 2018; Carrivick et al., upublisert). På bakgrunn av tidligere forskningen vil hver enkelt grad i forskjell utgjør en vertikal heving/synking av likevektslinjen på ca.  $116\text{ m}/^{\circ}\text{C}$ .

Forventet endring i temperatur frem mot perioden 2071-2100, som benyttes i utregningen er basert på to klimascenarioer. Dette inkluderer RCP8.5 og RCP4.5 der RCP står for ‘Representative Concentration Pathways’ og tallet indikerer hvor mye varme hvert enkelt scenario vil tilføre atmosfæren i  $\text{W}/\text{m}^2$  (Figur 12) (Hanssen-Bauer et al., 2015).

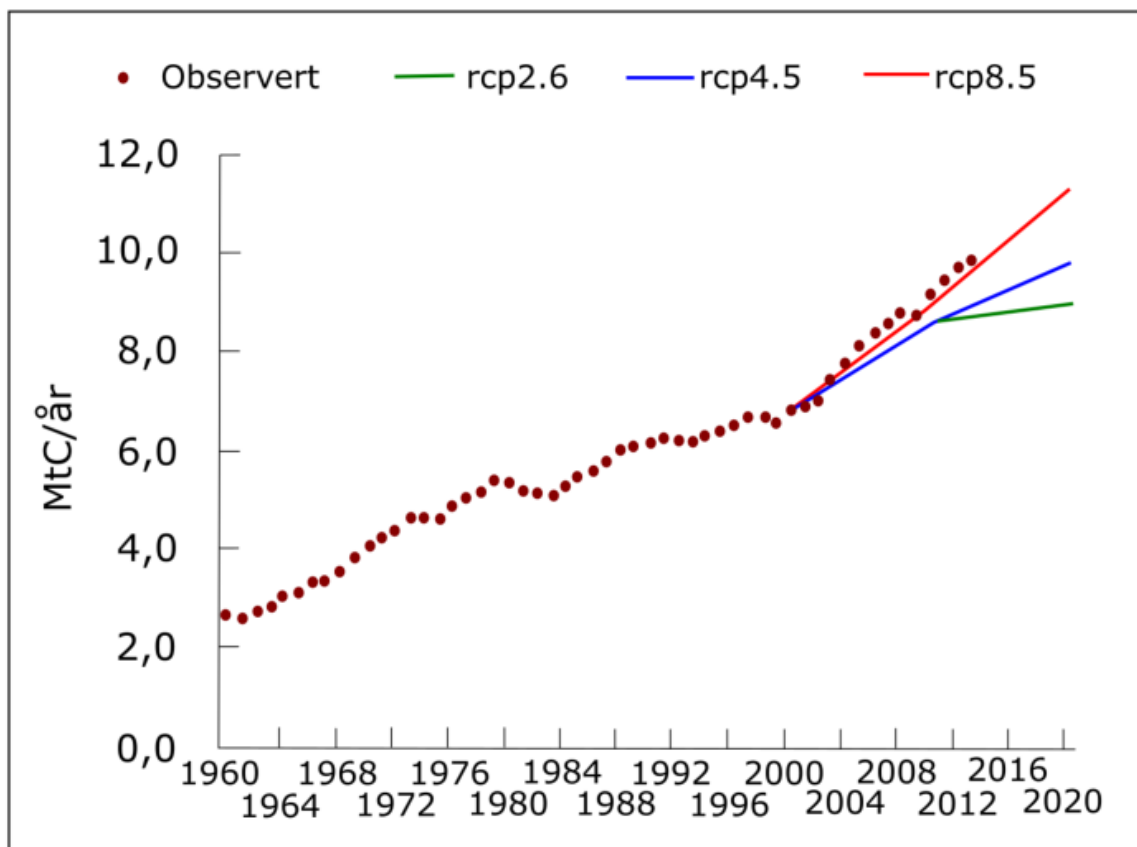
### **Utslippsscenario RCP8.5**

Utslippsscenario RCP8.5 kalles ofte for ‘business as usual’-scenarioet og tar hensyn til en kontinuerlig økning i klimagassutslipp. Dette innebærer en tredobling av dagens  $\text{CO}_2$ -utslipp frem mot 2100, samtidig som det er ventet en betydelig økning i metanutslipp. I dette klimascenarioet er det svært sannsynlig at den globale og norske gjennomsnittstemperaturen vil øke med over  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$  sammenlignet med perioden fra 1850-1900. I dette scenarioet er det ikke lagt inn noen form for reduksjon av klimagassutslipp, og antar også derfor at klimagassutslippene vil øke videre etter 2100. For Norge gir de lave estimatene i RCP8.5 en økning på  $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , mens de høye gir en økning på  $+6\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Hanssen-Bauer et al., 2015).

### **Utslippsscenario RCP4.5**

RCP4.5 tar for seg en gradvis/svakt økende konsentrasjon av klimagasser i atmosfæren frem mot 2060. Etter 2040 må klimagassutslippene i dette scenarioet være avtagende og frem mot 2080 må utslippene tilsvare 40 % av utslippsnivåene i 2012. *Klima i Norge 2100* antar at disse utslippsmålene kan nås ved bruk av ny og energieffektiv teknologi, samt rask og effektiv klimapolitikk. Medianestimatet for RCP4.5 antar en økning i global gjennomsnittstemperatur på  $+2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ , der de lave estimatene ligger rundt  $+2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , og de høye ved  $+3\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Hanssen-Bauer et al., 2015; NKSS, 2022).





Figur 12: Utslipp av CO<sub>2</sub> i millioner tonn karbon per år (MtC/år) observert fra 1960 til 2013 med hvert enkelt utslippsscenario fra år 2000 til 2020. Dataen er hentet fra Global Carbon Budget prosjektet. Utslippsscenario RCP2.6 er plottet inn, men ikke benyttet i beregningene i resultatkapittelet, ettersom utslippsscenarioet ikke samsvarer med utviklingen i klimagassutslipp. RCP2.6 antar et betydelig kutt i klimagassutslipp fra og med 2020 og tar ikke høyde for befolkningsvekst. Modifisert fra Hanssen-Bauer et al. (2015).

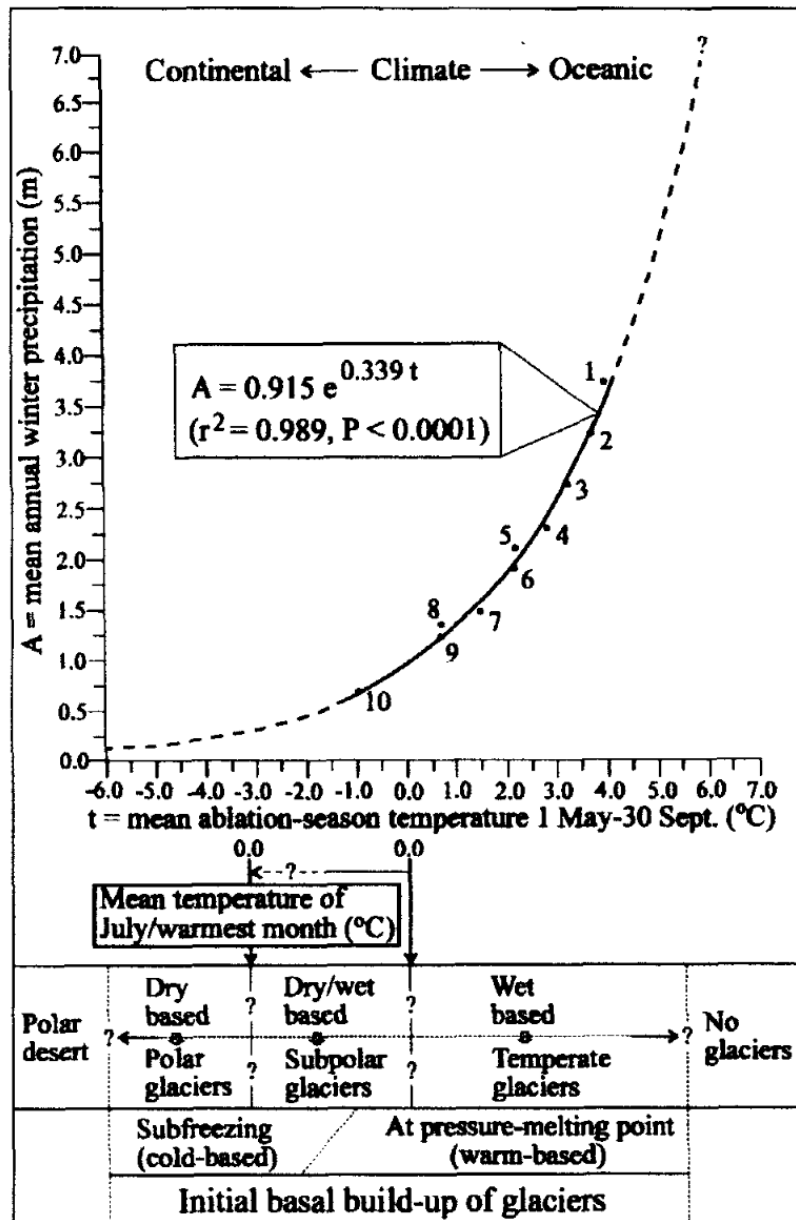
#### 4.4. Liestølforholdet

Liestølligningen omhandler forholdet mellom akkumulasjon om vinteren og temperaturen på sommeren (mai, juni, juli, august og september) på en bre. Dette forholdet ble først undersøkt av Ahlmann (1924). Gjennom undersøkelse av 10 utvalgte breer, både maritime og kontinentale, ble det demonstrert et forhold mellom nedbør i akkumulasjonssesongen og gjennomsnittstemperaturen i ablasjonssesongen. Undersøkelsen gav en eksponentiell ligning:

$$A = 0,915e^{0,339t} \quad (r^2 = 0,989, P < 0,0001)$$

Der A er oppgitt i meter vann ekvivalenter (m.w.e.) og t er temperaturen i °C (Dahl & Nesje, 1996). Om høyden på likevektslinjen er kjent, samt en av det to faktorene som inngår i ligningen (m.w.e. eller t), kan en finne verdien av den andre gjennom liestølforholdet. Her kan en bruke middeltemperaturer for målestasjoner i nærrområde, korrigere disse med adiabatisk temperaturendring opp til likevektslinjens høyde i moh. (fysisk konstant der temperaturen endrer seg ±0,65 °C per 100 vertikale høydemeter), og finne nødvendig nedbør/akkumulasjon

om vinteren for at breen skal vedvare i samme tilstand som den befinner seg i tidsrommet breen er undersøkt (A. Nesje, personlig kommunikasjon, 23. februar 2022). Liestølf forholdet kan deretter brukes til å finne den nødvendige nedbøren/akkumulasjonen (Figur 13) ved den forventede temperaturøkningen i Klimaprofil Møre og Romsdal av NKSS (2022).



Figur 13: Det eksponentielle forholdet mellom gjennomsnittstemperaturen i ablasjonssesongen og vinternedbør ved likevektslinjen fra 10 utvalgte breer i ulike klimatiske soner fra kyst til innland (Dahl et al., 1997)

## 4.5. Feltkartlegging av tregrensen i Geirangerfjorden

### Verdensarvområde

Under feltturer til Geirangerfjorden verdensarvområde i sammenheng med måling av stislitasje ved Sindre Befring Hages masteroppgave, ble det foretatt høydemålinger av tregrensen ved enkelte områder. Kartlegging av tregrensen foregikk ved bruk av GPS (Figur 14) (Modell: Garmin GPSMAP 60CSx). Høyden måles med hjelp av et barometrisk altimeter. Denne typen høydemåling benytter endring i lufttrykk for å bestemme høyden. Oppgitt feilmargin ved modellen er  $\pm 50$  moh. Tregrensen som ble kartlagt ligger ved de mest populære turstiene i Geirangerfjorden Verdensarvområde, som Skageflå-Homlong, Geitfonnegga og Sledalen.



Figur 14: Garmin GPSMAP 60CSx benyttet i høydemålinger av tregrensen i Geirangerfjorden verdensarvområde (Foto: Johannes Ekre).

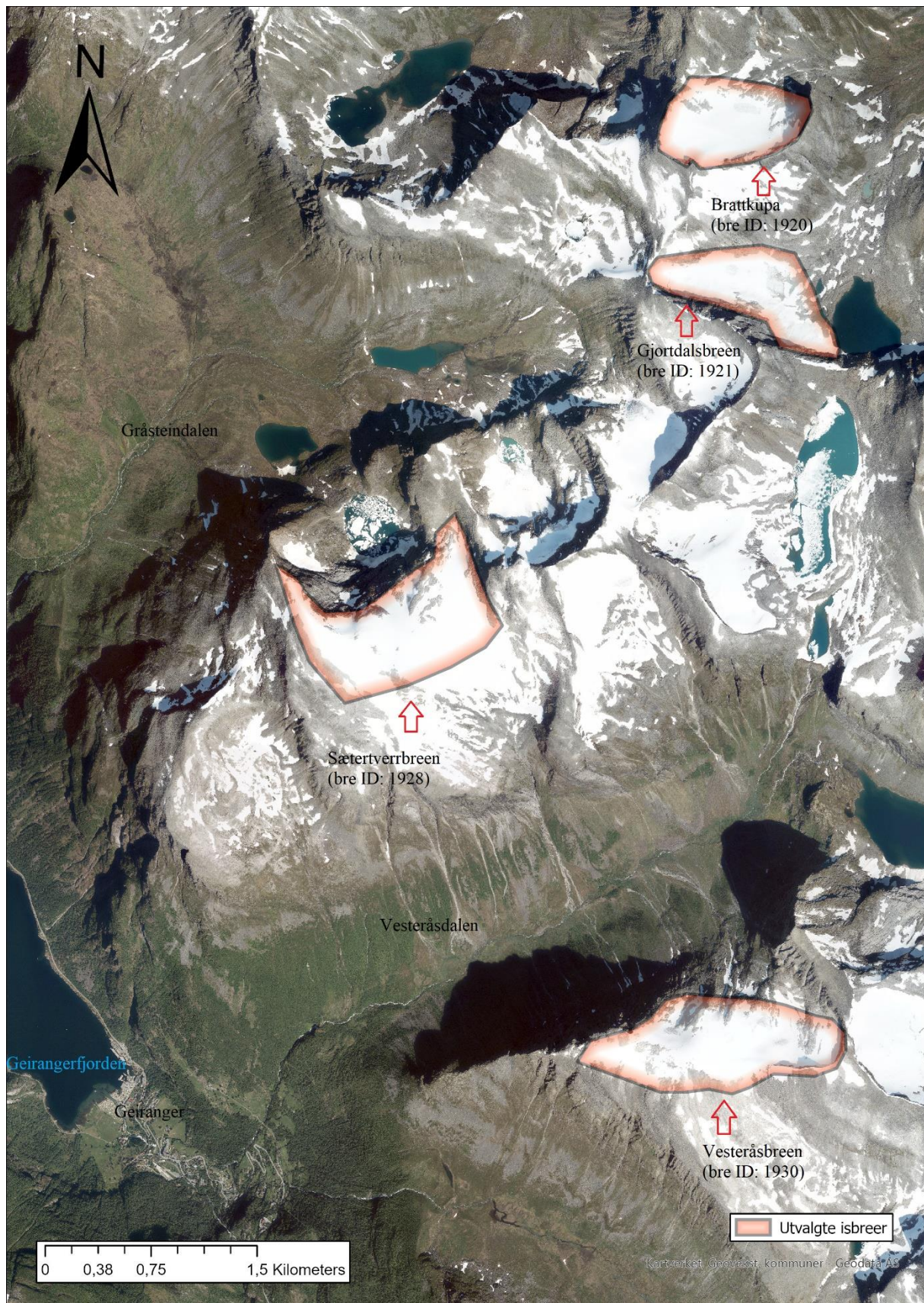
## 5. Resultater

### 5.1. Endring i likevektslinjenes vertikale høyde

Ifølge NVEs brestatlas er det registrert 34 mindre isbreer i Geirangerfjorden Verdensarvområde. Majoriteten av breene er lokalisert N/NØ for Geiranger (NVE, 2022a). De resterende isbreene ligger sør for Geiranger mot Flydalen, og mellom Sunnlyvsfjorden og Indreeide. Med hjelp av 'Toe-to-Headwall Altitude Ratio' (THAR)- og 'Accumulation Area Ratio' (AAR)-metodene for beregning av likevektlinjer (Equilibrium Line Altitude, ELA) kan en si noe hvilken høyde den befinner seg på i dag ved de ulike breene. Ved en antakelse om at endringen i temperatur og vertikal høyde på likevektslinjen etter 'den lille istid' deler likehetstrekk med den forventede klimaendringen presentert i Klimaprofil Møre og Romsdal av NKSS (2022), og rapporten *Klima i Norge 2100* av Hanssen-Bauer et al. (2015), kan en benytte temperaturdata og hevingen av likevektslinjen etter 'den lille istids' maksimum, til å beregne når likevektslinjene på de utvalgte breene vil nå det høyeste punktet på breene. Utslippsscenarioene i beregningene (RCP8.5 og RCP4.5) er de mest sannsynlige fremtidsscenarioene da det laveste utslippsscenarioet RCP2.6 avhenger av en kraftig reduksjon i klimagassutslipp fra år 2020, med et konstant befolkningstall frem mot 2071-2100 (Hanssen-Bauer et al., 2015). De utvalgte breene (Figur 15), med areal, i denne undersøkelsen er:

- Brattkupa, bre ID: 1920 (0,270 km<sup>2</sup>)
- Gjortdalsbreen, bre ID: 1921 (0,229 km<sup>2</sup>)
- Sætertverrbreen, bre ID: 1928 (0,553 km<sup>2</sup>)
- Vesteråsbreen, bre ID: 1930 (0,386 km<sup>2</sup>)





Figur 15: Lokaliseringen av de utvalgte breene. Bakgrunnskartet er bilde tatt med lasersensor av TerraTec AS, på oppdrag fra Kartverket. Produksjonsårtall: 2016-2019. Breene er oppgitt i NVEs breatlas uten navn (NVE, 2022a). Navne er konstruert etter breenes geografiske posisjon og nærliggende stedsnavn eller dalnavn. Kartgrunnlag: Kartverket (2018).

For hver enkelt bre må en finne en passende THAR-verdi. Meierding (1982) foreslo en THAR-verdi på 0,35-0,4 for mindre breer. Ved breer med større akkumulasjonsområder og smale bretunger i Norge vil en THAR-konstant rundt 0,60 gi best resultat (A. Nesje, personlig kommunikasjon, 16. februar 2022). De utvalgte breene er ikke særlig store, der den største har et overflateareal på 0,553 km<sup>2</sup>. Det totale arealet sammen med formen på breen er avgjørende for hvilken THAR-verdi som blir benyttet i tolkningen av beregningene. En lav THAR-konstant vil i dette tilfelle gi et best mulig resultat fordi breene er relativt små og har kompleks geometri. Med hjelp av høydekurver på hoydedata.no for de utvalgte breene er det mulig å finne den best passende THAR-verdien for hver enkelt bre. Dette gjøres ved å finne en høydekurve der kurvene over likevektslinjen er konkave og kurvene under likevektslinjen er konvekse (Nesje, 2012). Blant de utvalgte breene i verdensarvområdet er det tre breer der det er mulig å estimere en passende THAR-verdi:

- Brattkupa: ELA på 1305 moh. som gir THAR verdi: 0,384.
- Vesteråsbreen: ELA på 1539 moh. som gir THAR verdi: 0,420.
- Gjortdalsbreen: ELA på 1365 moh. som gir THAR verdi: 0,226

I beregningene er det antatt at vinternedbøren er konstant, og høyden breene befinner seg på over havet ikke er relevant. Ved å benytte en konstant vinternedbør og temperatur med vertikal høyde, kan en se bort fra virkningen dette vil ha på likevektslinjen. Dette vil holde kompleksiteten på utregningene nede. Vinternedbøren og adiabatisk temperaturendring er benyttet i kapittel 5.1.4. Forventet økning i sommertemperatur er hentet fra Klimaprofil Møre og Romsdal av NKSS (2022). Her listes opp forventet økning i hver sesong av året basert på utslippsscenarioene RCP8.5 og RCP4.5.

### **Verdier benyttet i beregninger for utslippsscenario RCP8.5**

I utslippsscenario RCP8.5 er det ventet en økning i sommertemperatur (juni, juli og august) på +3,7 °C (NKSS, 2022). Den totale økningen i sommertemperatur fra 'den lille istid' frem til perioden 2071-2100 vil da være ca. +4,8 °C (Svarva et al., 2018). Den totale vertikale hevingen av likevektslinjen blir dermed på ca. 560 meter fra 'den lille istid' til 2100, og ca. 430 meter fra referanseperioden 1971-2000 til perioden 2071-2100 i utslippsscenario RCP8.5. Metoden gir en endring på likevektslinjen på 4,3 m/år over en 100 års periode, der temperaturen stiger med 0,037 °C/år. For breene undersøkt i Geiranger verdensarvområde, vil dette bety at likevektslinjen hever seg over det høyeste punktet på breen. Etter denne modellen kan en også regne ut når likevektslinjen vil passere/befinner seg på det høyeste punktet på breen.



## Verdier benyttet i beregninger for utslippsscenario RCP4.5

I utslippsscenario RCP4.5 er det regnet med mindre endringer i utslipp frem til 2040, med drastiske kutt etter dette. Dette vil føre til noe lavere oppvarming om sommeren på 2,1 °C sammenlignet med RCP8.5 med en medianverdi på 3,7 °C (Hanssen-Bauer et al., 2015; NKSS, 2022). Med konstanten fra 'den lille istid' på ca. 116 m/°C, gir dette en endring på ca. 2,4 m/år over en 100-års periode (2000-2100), under forutsetningen om at sommertemperaturen stiger konstant med 0,021 °C/år. Den totale vertikale hevingen av likevektslinjen mellom normalperioden 1971-2000 og perioden 2071-2100 vil være på ca. 244 meter.

### 5.1.1. Rekonstruksjon av nåværende høyde på likevektslinjen.

I Tabell 2 og Tabell 3 er den vertikale høyden på likevektslinjen ved hver enkelt utvalgt bre presentert ved THAR- og AAR-metoden. Begge THAR-verdiene er inkludert. Distansen mellom det høyeste punktet på breen og den vertikale høyden på likevektslinjen i metoden er basert på sommertemperatur-verdier (juni, juli og august). I beregningen representerer dette tiden før nivået på likevektslinjen vil nå toppen av breen, avhengig av hvilket utslippsscenario som benyttes i beregningen.

Tabell 2: THAR beregninger av utvalgte breer i Geirangerfjorden verdensarvområde. THAR-metoden benytter forholdet mellom høyeste og laveste punkt på breen. Maksimum- og minimumshøyde er basert på data fra NVE (2022a).

<b>Brattkupa (Bre ID: 1920)</b>		<b>Gjortdalsbreen (Bre ID: 1921)</b>	
Maksimum Høyde (moh.):	1594	Maksimum Høyde (moh.):	1499
Minimum Høyde (moh.):	1298	Minimum Høyde (moh.):	1184
<b>THAR-Verdi</b>	<b>ELA (moh.)</b>	<b>THAR-Verdi</b>	<b>ELA (moh.)</b>
0,40	1416,4	0,40	1310,0
0,60	1475,6	0,60	1373,0

<b>Sætertverrbreen (Bre ID: 1928)</b>		<b>Vesteråsbreen (Bre ID: 1930)</b>	
Maksimum Høyde (moh.):	1682	Maksimum Høyde (moh.):	1728
Minimum Høyde (moh.):	1339	Minimum Høyde (moh.):	1397
<b>THAR-Verdi</b>	<b>ELA (moh.)</b>	<b>THAR-Verdi</b>	<b>ELA (moh.)</b>
0,40	1476,2	0,40	1529,4
0,60	1544,8	0,60	1595,0



Tabell 3: AAR beregning på utvalgte breer i Geiragnerfjorden verdensarvomsråde. Tabellen inkluderer rekonstruert AAR-verdi for hver enkelt bre basert på maksimum- og minimumshøyden ved breen. I følge metoden er Vesteråsbreen og Gjortdalsbreen i klimatisk likevekt.

Brattkupa (Bre ID: 1920)				Gjortdalsbreen (Bre ID: 1921)			
Maksimum Høyde (moh.):	1594			Maksimum Høyde (moh.):	1499		
Minimum Høyde (moh.):	1298			Minimum Høyde (moh.):	1184		
AAR-verdi	ELA (moh.)	1 STD	Rek. AAR-verdi	AAR-verdi	ELA (moh.)	1 STD	Rek. AAR-verdi
0,65 ± 0,03	1401,6	42,0	0,77	0,65 ± 0,03	1294,25	38,83	0,62
Sættertverrbreen (Bre ID: 1928)				Vesteråsbreen (Bre ID: 1930)			
Maksimum Høyde (moh.):	1682			Maksimum Høyde (moh.):	1728		
Minimum Høyde (moh.):	1339			Minimum Høyde (moh.):	1397		
AAR-verdi	ELA (moh.)	1 STD	Rek. AAR-verdi	AAR-verdi	ELA (moh.)	1 STD	Rek. AAR-verdi
0,65 ± 0,03	1459,05	43,77	0,40	0,65 ± 0,03	1512,85	45,38	0,57

### 5.1.2. Utslippsscenario RCP8.5

Ved bruk av den forventede økningen i sommertemperatur frem mot perioden 2071-2100 fra utslippsscenario RCP8.5, gir beregningene estimer for tidspunktet der likevektslinjen vil nå det øverste punktet på breen før perioden 2071-2100 (Tabell 4 og Tabell 5). Beregningene antyder at likevektslinjen vil nå dette punktet før år 2050 ved alle breene. På grunn av konstanten fra 'den lille istid' som er benyttet i beregningene, er det ventet at de minste breene i beregningen vil ha de laveste tidsestimatene og breene med lengst vertikal distanse fra likevektslinjen til toppunktet vil ha de høyeste. Dette bekreftes i beregningene ved Brattkupa og Gjortdalsbreen. Selv om Gjortdalsbreen har et mindre areal enn Brattkupa vil den vertikale høydeforskjellen mellom likevektslinjen og toppunktet på breen ved Brattkupa, gi den en høyere tidsberegning. Ved Brattkupa antyder beregningene (THAR-konstant: 0,6) at likevektslinjen befinner seg ved toppunktet på breen om ca. 6 år. Beregninger med samme THAR-konstant viser at likevektslinjen vil nå toppunktet på breen rundt år 2030 for alle de utvalgte breene, mens THAR-konstant 0,4 antyder et senere tidspunkt mot år 2040-2050. Dette gjelder også for de konstruerte likevektslinjene ved bruk av AAR-metoden (Tabell 6), der det seneste tidsestimatet (ved Sættertverrbreen) er i år 2052 ± 10.

Tabell 4: Beregninger med konstant fra 'den lille istid'. Tabellen angir hvilket årstall likevektslinjen vil nå det høyeste punktet på breen i henhold til de forventede klimaendringene i utslippsscenario RCP8.5 Benyttet THAR-verdi: 0.4.

RCP8.5 ved THAR ('Toe-toHeadwall Altitude Ratio')-verdi: 0,4			
Brenavn	Likevektslinjens vertikale høyde (moh.)	Høyde til toppunktet (m)	Årstall
Brattkupa	1416,4	177,6	2041
Gjortdalsbreen	1310,0	189,0	2044
Sætertverrbreen	1476,2	205,8	2048
Vesteråsbreen	1529,4	198,6	2046

Tabell 5: Beregninger med konstant fra 'den lille istid'. Tabellen angir hvilket årstall likevektslinjen vil nå det høyeste punktet på breen i henhold til de forventede klimaendringene i utslippsscenario RCP8.5 Benyttet THAR-verdi: 0.6.

RCP8.5 ved THAR ('Toe-toHeadwall Altitude Ratio')-verdi: 0,6			
Brenavn	Likevektslinjens vertikale høyde (moh.)	Høyde til toppunktet (m)	Årstall
Brattkupa	1475,6	118,4	2028
Gjortdalsbreen	1373,0	126,0	2029
Sætertverrbreen	1544,8	137,2	2032
Vesteråsbreen	1595,0	133,0	2031

Tabell 6: Beregninger med konstant fra 'lille istid' med rekonstruerte likevektslinjer ved hjelp av AAR-metoden. Standardavviket i år er basert på standardavviket i rekonstruksjonen av likevektslinjen og hvor lang tid denne representerer. Utslippsscenario RCP8.5 (NKSS, 2022).

Sætertverrbreen (Bre ID: 1928)							
AAR-verdi	ELA (moh.)	1 STD	Rek. AAR-verdi	Høyde til topp (m)	År til ELA når topp	Årstall	1 STD ( ±år)
0.65 ± 0.03	1459,1	43,77	0,40	223,0	51,8	2051,8	10,0
Brattkupa (Bre ID: 1920)							
AAR-verdi	ELA (moh.)	1 STD	Rek. AAR-verdi	Høyde til topp (m)	År til ELA når topp	Årstall	1 STD ( ±år)
0.65 ± 0.03	1401,60	42,0	0,77	192,4	44,7	2044,7	9,8
Gjortdalsbreen (Bre ID: 1921)							
AAR-verdi	ELA (moh.)	1 STD	Rek. AAR-verdi	Høyde til topp (m)	År til ELA når topp	Årstall	1 STD ( ±år)
0.65 ± 0.03	1294,25	38,83	0,62	204,7	47,6	2047,6	9,0
Vesteråsbreen (Bre ID: 1930)							
AAR-verdi	ELA (moh.)	1 STD	Rek. AAR-verdi	Høyde til topp (m)	År til ELA når topp	Årstall	1 STD ( ±år)
0.65 ± 0.03	1512,85	45,38	0,57	215,2	50,0	2050,0	10,5

### 5.1.3. Utslippsscenario RCP4.5

Beregningene med utgangspunkt i verdiene fra utslippsscenario RCP4.5 (Tabell 7 og Tabell 8) gir resultater som er langt høyere enn ved utslippsscenario RCP8.5. Tidspunktet hvor likevektslinjen passerer det øverste punktet på breen, ved å benytte en THAR-konstant på 0,6, gir resultater som ligger mellom år 2049-2056. Ved THAR-konstant 0,4 er det seneste tidspunktet beregnet til å være i år 2084 ved Sætertverrbreen. Differansen mellom de to THAR-konstantene er på mellom 24-28 år. AAR-metoden (Tabell 9) gir resultater som strekker seg fra år 2079 til 2091.

Tabell 7: Beregninger med konstant fra 'den lille istid'. Tabellen angir hvilket årstall likevektslinjen vil nå det høyeste punktet på breen i henhold til de forventede klimaendringene i utslippsscenario RCP4.5 Benyttet THAR-verdi: 0.4.

RCP4.5 ved THAR ('Toe-toHeadwall Altitude Ratio')-verdi: 0,4			
Brenavn	Likevektslinjens vertikale høyde (moh.)	Høyde til toppunktet (m)	Årstall
Brattkupa	1416,4	177,6	2073
Gjortdalsbreen	1310,0	189,0	2078
Sætertverrbreen	1476,2	205,8	2084
Vesteråsbreen	1529,4	198,6	2081

Tabell 8: Beregninger med konstant fra 'den lille istid'. Tabellen angir hvilket årstall likevektslinjen vil nå det høyeste punktet på breen i henhold til de forventede klimaendringene i utslippsscenario RCP4.5 Benyttet THAR-verdi: 0.6.

RCP4.5 ved THAR ('Toe-toHeadwall Altitude Ratio')-verdi: 0,6			
Brenavn	Likevektslinjens vertikale høyde (moh.)	Høyde til toppunktet (m)	Årstall
Brattkupa	1475,6	118,4	2049
Gjortdalsbreen	1373,0	126,0	2052
Sætertverrbreen	1544,8	137,2	2056
Vesteråsbreen	1595,0	133,0	2055

Tabell 9: Beregninger med konstant fra 'lille istid' med rekonstruerte likevektslinjer ved hjelp av AAR-metoden. Standardavviket i år er basert på standardavviket i rekonstruksjonen av likevektslinjen og hvor lang tid denne representerer. Utslippsscenario RCP4.5 (NKSS, 2022).

Sætertverrbreen (Bre ID: 1928)							
AAR-verdi	ELA (moh.)	1 STD	Rek. AAR-verdi	Høyde til topp (m)	År til ELA når topp	Årstall	1 STD (±år)
0.65 ± 0.03	1459,1	43,77	0,40	223,0	91,4	2091,4	17,9
Brattkupa (Bre ID: 1920)							
AAR-verdi	ELA (moh.)	1 STD	Rek. AAR-verdi	Høyde til topp (m)	År til ELA når topp	Årstall	1 STD (±år)
0.65 ± 0.03	1401,60	42,0	0,77	192,4	78,9	2078,9	17,8
Gjortdalsbreen (Bre ID: 1921)							
AAR-verdi	ELA (moh.)	1 STD	Rek. AAR-verdi	Høyde til topp (m)	År til ELA når topp	Årstall	1 STD (±år)
0.65 ± 0.03	1294,25	38,83	0,62	204,7	83,9	2083,9	16,0
Vesteråsbreen (Bre ID: 1930)							
AAR-verdi	ELA (moh.)	1 STD	Rek. AAR-verdi	Høyde til topp (m)	År til ELA når topp	Årstall	1 STD (±år)
0.65 ± 0.03	1512,85	45,38	0,57	215,2	88,2	2088,2	18,6

#### 5.1.4. Implementering av adiabatisk temperaturendring og nedbør

I beregningene er det også ikke tatt hensyn til nedbør. Temperaturen i sommermånedene og nedbør om vinteren er de to viktigste innvirkningene på breenes massebalanse (Nesje, 2012). I Klimaprofil Møre og Romsdal av NKSS (2022) er det medregnet en økning i nedbør om vinteren (desember, januar og februar) på omtrent 5 %.

Konstanten for endring i høyden på likevektslinjen, i denne metoden er basert på data fra Jostedalsbreens maksimale utbredelse i 'den lille istid' (1685-1728) (Hanssen-Bauer et al., 2015; Svarva et al., 2018; Carrivick et al., upublisert.). Det er ikke tatt høyde for adiabatisk temperaturendring. Den adiabatiske temperaturgradienten (fysisk konstant) er 0,65 °C per 100 vertikale høydemeter (A. Nesje, personlig kommunikasjon, 23. februar 2022). Fra havnivå i Tafjord til det høyeste punktet på de utvalgte breene vil dette utgjøre en temperaturforskjell på mellom ±9 °C til ±11 °C.

Ved å ta i bruk Liestølforholdet kan en inkorporere adiabatisk temperaturendring og nedbør. Liestøl-ligningen fungerer som en kontroll til beregningene breene som er undersøkt i Geirangerfjorden verdensarvområde i hvert scenario, men også som en selvstendig undersøkelse av breene i nåtid, og med forventet endring i temperatur frem mot perioden 2071-2100. Værdata fra værstasjoner, i og rundt verdensarvområdet, kan benyttes sammen med den

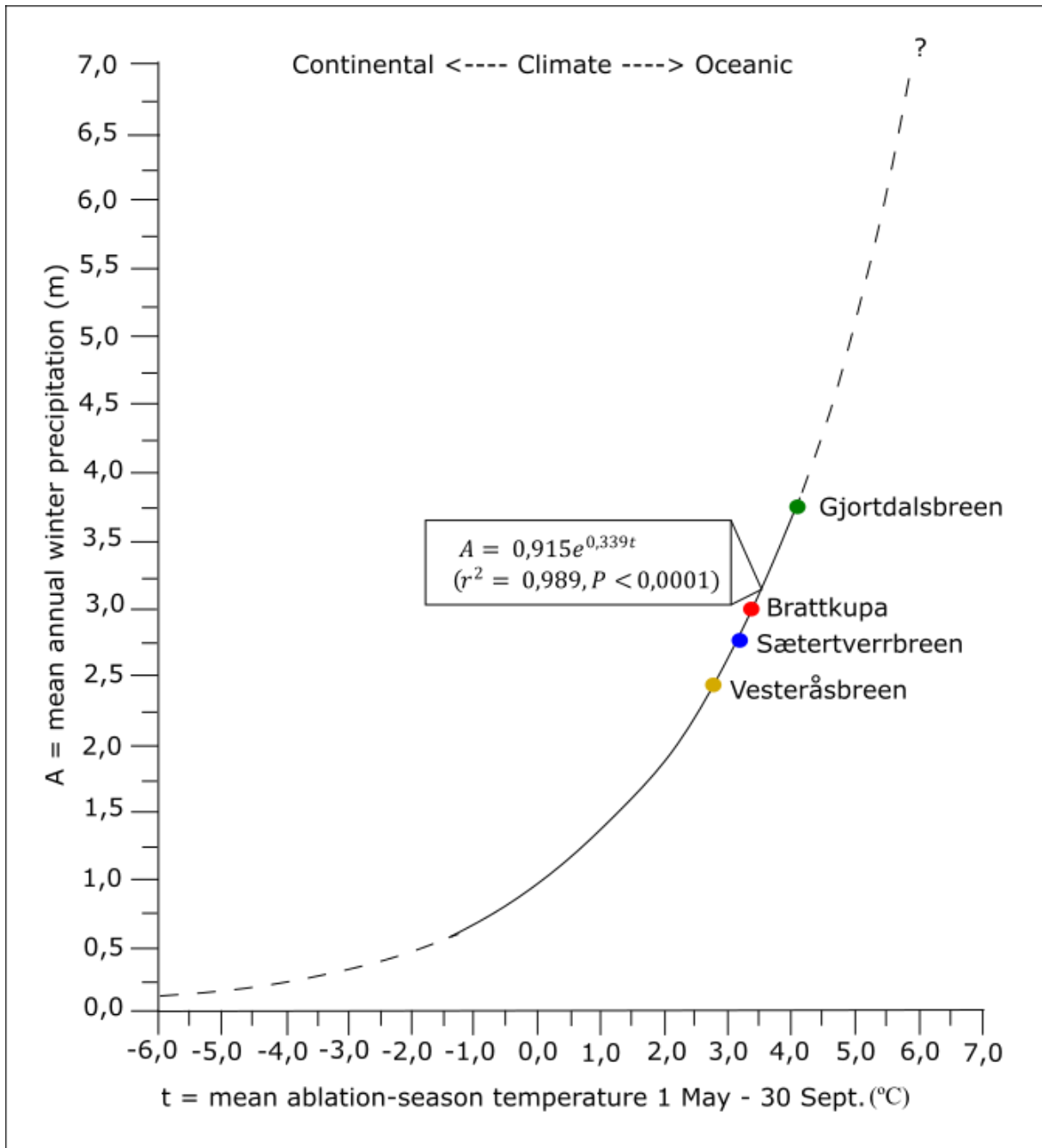
adiabatiske temperaturkonstanten opp til de beregnede likevektslinjene, for å finne temperaturen ved den høyden likevektslinjen befinner seg på, ved hver enkelt bre. Beregningene fra Liestølligningen vil dermed gi forventet nedbør i meter vann ekvivalenter for at breen skal kunne vedvare i den tilstanden den befinner seg i det tidspunktet hvor høyden på likevektslinjen ble beregnet (Dahl & Nesje, 1996). Temperaturverdiene for månedene mai, juni, juli, august og september i referanseperioden 1971-2000 fra Tafjord, gir verdier som er godt innenfor den grafiske fremstillingen av liestøl-forholdet for hver enkelt bre (Tabell 10 og Figur 16). Beregningen plottet på den grafiske fremstillingen av liestølforholdet antyder at breene befinner seg i nærhet av den norske kysten, som stemmer godt over ens med breenes geografiske plassering.

*Tabell 10: Resultater fra beregninger med verdier fra referanseperioden 1971-2000 ved bruk av liestølligningen. Temperaturparameteren som er benyttet i beregningen strekker seg fra mai til september. Dette tidsrommet er regnet for å være ablasjonssesongen ved isbreer (Dahl et al., 1997).*

<b>Bre</b>	<b>ELA (moh.) ved THAR: 0,6</b>	<b>Sommertemp. ved ELA (°C)</b>	<b>Vinternedbør (m.w.e.)</b>
Brattkupa (ID: 1920)	1475,6	3,39	2,89
Gjortdalsbreen (ID: 1921)	1373,0	4,00	3,55
Sætertverrbreen (ID:1928)	1544,8	2,98	2,51
Vesteråsbreen (ID: 1930)	1595,0	2,67	2,26

<b>Bre</b>	<b>ELA (moh.) ved THAR: 0,4</b>	<b>Sommertemp. ved ELA (°C)</b>	<b>Vinternedbør (m.w.e.)</b>
Brattkupa (ID: 1920)	1416,4	3,06	2,58
Gjortdalsbreen (ID: 1921)	1310,0	3,75	3,26
Sætertverrbreen (ID: 1928)	1476,2	2,67	2,26
Vesteråsbreen (ID: 1930)	1529,4	2,33	2,02



Figur 16: Grafisk fremstilling av liestølforholdet der hver enkelt undersøkte bre er plottet inn i på den eksponentielle ligningen med ELA rekonstruksjoner ved THAR-metoden (THAR-konstant 0,6). Basert på temperaturforhold fra referanseperioden 1971-2000 fra Klimaprofil Møre og Romsdal av NKSS (2022). Modifisert fra Dahl et al., (1997)

Ved å benytte den forventede temperaturendringen frem mot perioden 2071-2100 for mai, juni, juli, august og september (ablasjonssesongen), kan man finne den nødvendige vinternedbøren som skal til for at breene skal vedvare i samme tilstand som i dag, frem mot slutten av dette århundret (Tabell 11). Nedbørmengden som trengs i løpet av akkumulasjonssesongen for at breene skal vedvare har økt med ca. 350 % frem mot perioden 2071-2100, basert på forventet økningen i sommertemperatur.

*Tabell 11: Nedbørberegninger fra hver enkelt utvalgt bre med hjelp av liestøl-ligningen. Gjennomsnittstemperaturen som benyttes er fra forventet økning i sommer-, vår- og høsttemperatur fra Klimaprofilen for Møre og Romsdal (NKSS, 2022). Temperatur i ablasjonssesongen (mai-september) i perioden 2071-2100, beregnet fra målestasjon ved Tafjord. Temperaturparameteren som er benyttet i beregningen strekker seg fra mai til september. Dette tidsrommet er regnet for å være ablasjonssesongen ved isbreer (Dahl et al., 1997).*

<b>Bre</b>	<b>ELA (moh.) ved THAR: 0,6</b>	<b>Sommertemp. ved ELA (°C)</b>	<b>Vinternedbør (m.w.e.)</b>
Brattkupa (ID: 1920)	1475,6	7,09	10,12
Gjortdalsbreen (ID: 1921)	1373,0	7,70	12,44
Sætertverrbreen (ID: 1928)	1544,8	6,67	8,78
Vesteråsbreen (ID: 1930)	1595,0	6,37	7,93
<b>Bre</b>	<b>ELA (moh.) ved THAR: 0,4</b>	<b>Sommertemp. ved ELA (°C)</b>	<b>Vinternedbør (m.w.e.)</b>
Brattkupa (ID: 1920)	1416,4	6,73	8,96
Gjortdalsbreen (ID: 1921)	1310,0	7,43	11,36
Sætertverrbreen (ID: 1928)	1476,2	6,34	7,85
Vesteråsbreen (ID: 1930)	1529,4	6,00	6,99



## 5.2. Tregrense og gjengroing

Definisjonen av tregrense er den høyden der en kan finne enkelte eller grupperinger av trær som befinner seg høyere enn skoggrensen. Tregrensen er et område der trær kan vokse opptil 2 meter (Dahl & Nesje, 1996). Generelt vil tregrensen variere ut fra hvor en befinner seg. Flere faktorer som endring i klima, hovedsakelig nedbør og temperatur, menneskelig påvirkning og beitebruk vil påvirke posisjonen til tregrensen. Etter bronsealderen er den menneskelige effekten på tregrensen tydelig. Dette ble oppdaget gjennom funn av kullrester i pollenanalyser, som indikerer at det har vært menneskelig påvirkning (Aas & Faarlund, 1988; Bjune, 2006).

Beregningene benytter temperaturverdier for bjørk (*Betula pubescens*) og furu (*Pinus*) ettersom tidligere forskning har identifisert isotermer der temperaturforholdene er tilrettelagt for vekst for begge treslagene. Isotermer i vekstsesongen for bjørk og furu er forskjellige. Middelsestemperaturen fra mai til august er avgjørende for tilvekst av bjørk og furu. Den nedre temperaturgrensen for furu i dette sommerintervallet er 8,4 °C. Temperaturer lavere enn dette fører til redusert eller ingen vekst i løpet av vekstsesongen. Minimumstemperaturen for bjørk er 7,5 °C, som tyder på at en vil finne bjørk ved større høyder enn furu, som også stemmer overens med feltkartlegging av tregrensen i Geirangerfjorden verdensarvområde, der bjørk er funnet ved større høyder enn furu. Det er viktig å skille bjørk fra dvergbjørk ettersom minimumstemperaturen for dvergbjørk er betydelig lavere enn for vanlig bjørk, med en minimumstemperatur på 4,3 °C (Helland, 1912). Den nedre temperaturgrensen er ikke en indikasjon på hvorvidt et tre kan overleve, men en indikasjon på hvilken temperatur tre og trefrø kan utvikle seg i.

Ved hjelp middeltemperaturmålinger for Tafjord kan en finne en teoretisk øvre grense for både bjørk og furu med hjelp av den adiabatisk temperaturgradienten. Denne temperaturendringen er som nevnt i kapittel 5.1.5, på 0,65 °C per 100 vertikale høydemeter. Denne ligningen tar ikke hensyn til andre parametere for tilvekst av trær, som grunnforhold, nedbør og helling. Utrekningen finner kun den teoretiske høyden på tregrensen der middeltemperaturen gjennom vekstsesongen (mai, juni, juli og august) er lik minimumskravet for hver enkelt tre-type. Beregningen for teoretisk tregrense i Geiranger verdensarvområde er utført ved hjelp av formelen:

$$\text{Middeltemp. ved 0 moh.} + \left( -\frac{0,65}{100} * X \right) = \text{Minimumstemp for tretype}$$

der X er høyden i meter over havet, der temperaturgrensen for hver tre-type befinner seg. Denne utregningen kan også benyttes ved forventet middeltemperatur i perioden 2071-2100, basert på forventet økning i temperatur for hver enkelt sesong i denne perioden.

Beregninger med sommerisotermen for bjørk og furu fra Helland (1912) indikerer at den teoretiske tregrensen befant seg ved 657 moh. for furu og 795 moh. for bjørk i referanseperioden 1971-2000 (Tabell 12).

Tabell 12: Teoretisk tregrense basert på minimumstemperaturer for bjørk og furu presentert i Helland (1912), for referanseperioden 1971-2000. Gjennomsnitt middeltemperatur representerer temperaturen i vekstsesongen for trær (mai-september) ifølge Helland (1912).

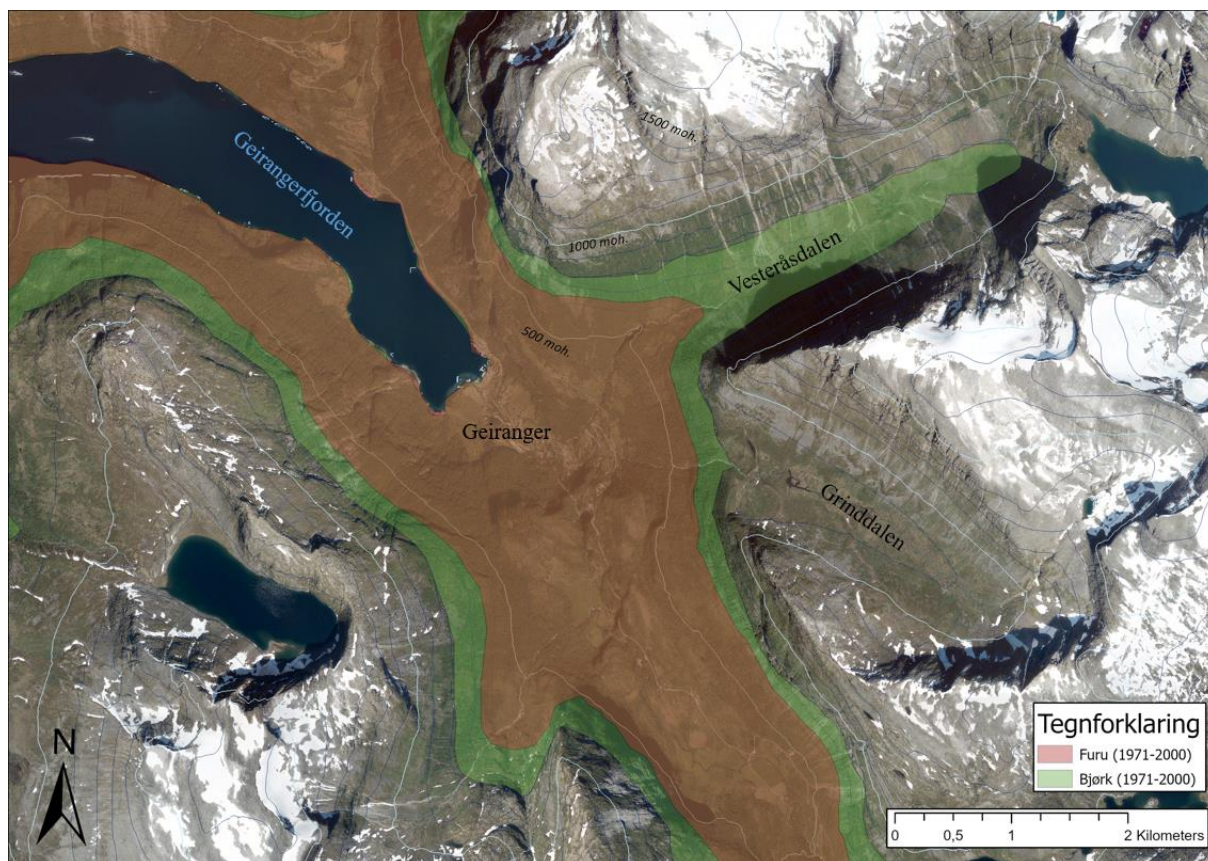
Gjennomsnitt middeltemperatur (°C)	Høyde (moh.) ved 8,4°C-isotermen (furu)	Høyde (moh.) ved 7,5°C- isotermen (bjørk)
12,67	657	795

Ved å legge til den forventede temperaturøkningen for Møre og Romsdal frem mot referanseperioden 2071-2100 og middeltemperaturene for mai, juni, juli og august i denne perioden, vil gjennomsnittstemperaturen i vekstsesongen stige betraktelig. Dette fører til at den teoretiske tregrensen vil heve seg betraktelig (Tabell 13). Beregningen viser at den teoretiske tregrensen vil heve seg for både furu og bjørk mot slutten av dette århundret. Differansen for begge treartene mellom referanseperiodene er på 546 m. Ved lineær økning i temperatur utgjør dette en økning i tregrense med omtrent 5,5 meter per år over 100 år.

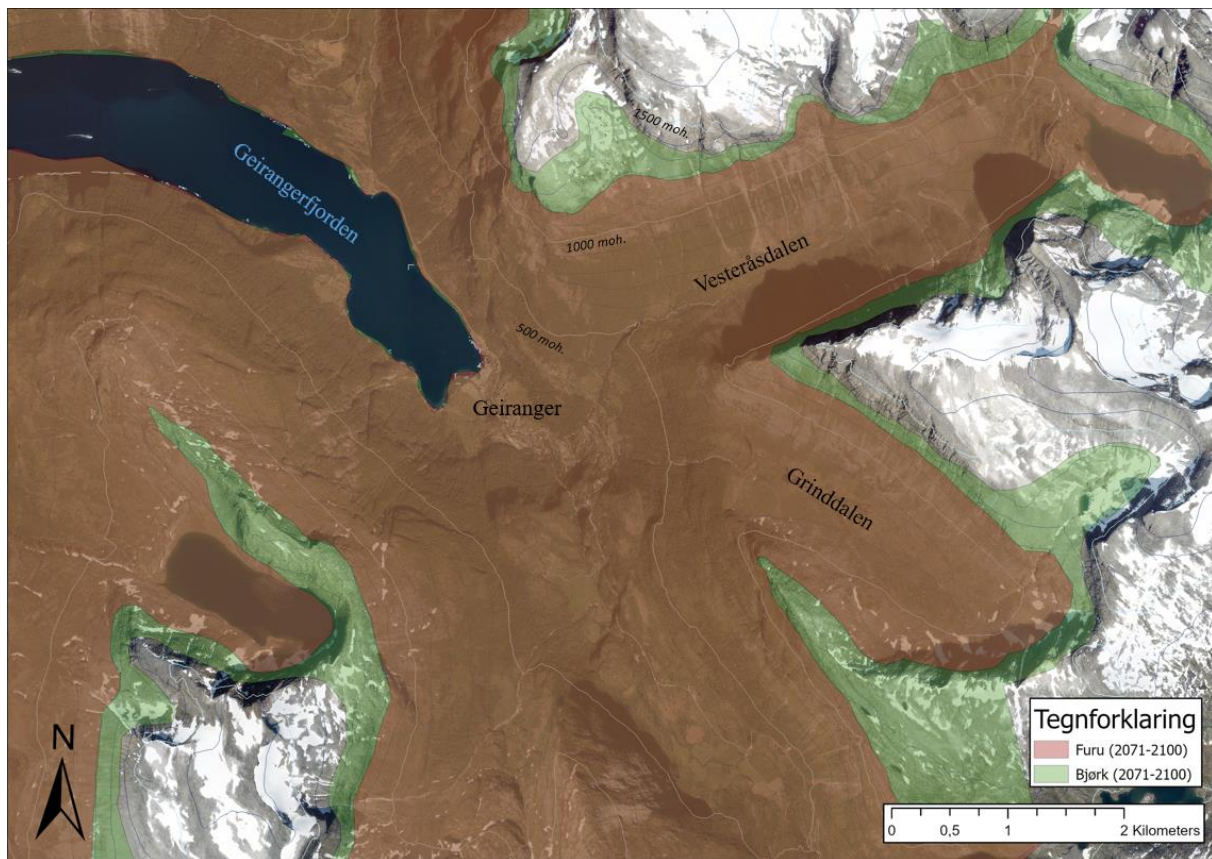
Tabell 13: Teoretisk tregrense basert på minimumstemperatur for bjørk og furu, presentert i Helland (1912). Perioden 2071-2100. Gjennomsnitt middeltemperatur representerer temperaturen i vekstsesongen for trær (mai-september) ifølge Helland (1912).

Gjennomsnitt middeltemperatur (°C)	Høyde (moh.) ved 8,4°C-isotermen (furu)	Høyde (moh.) ved 7,5°C- isotermen (bjørk)
16,22	1203	1341

Den visuelle fremstillingen fra Geiranger og Vesteråsdaalen (Figur 17) viser en utbredelse av furu og bjørk som samsvarer godt med den tregrensen som befinner seg der i dag. Unntakene ligger der hellingen i fjellsiden er stor og der det er antatt aktive og inaktive skredvifter. Det samme gjelder for Gomsdalen (Figur 19). Figur 18 og Figur 20 demonstrerer hvordan den teoretiske tregrensen vil kunne utvikle seg med forventet temperaturendring.



Figur 17: Visuell fremstilling av den teoretiske tregrensen i og rundt Geiranger, Vesteråsdaalen og Grinddalen i perioden 1971-2000. Markert område indikerer et område fra 0 moh. til den beregnede teoretiske tregrensen. Lyse høydelinjer indikerer hvert 500 høydemeter. Mørke høydelinjer indikerer hvert 500 høydemeter (Kartgrunnlag: Kartverket, (2018)).

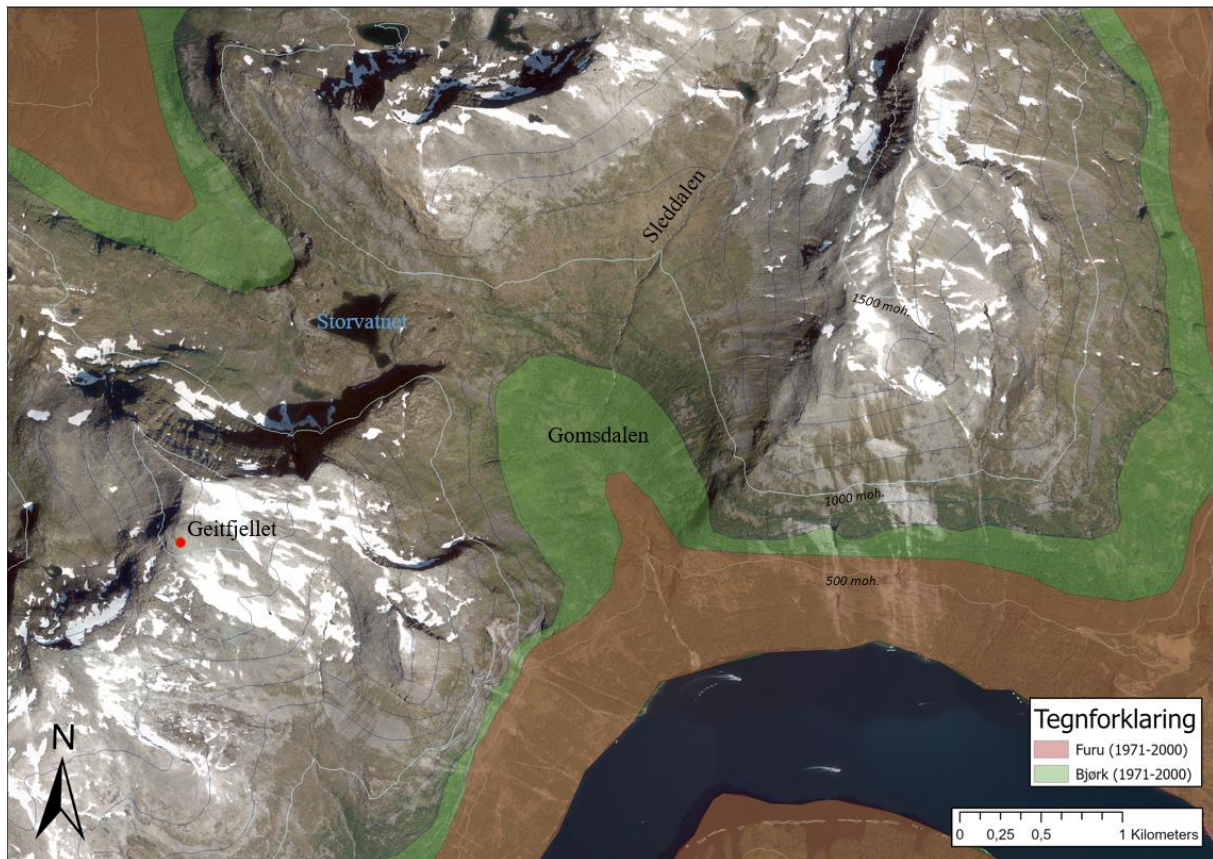


Figur 18: Fremstilling av teoretisk den tregrensen i Geiranger, Vesteråsdaalen og Grinddaalen med forventet temperaturøkning i vekstsesongen frem mot 2071-2100. Markert område indikerer et område fra 0 moh. til den beregnede teoretiske tregrensen. Lyse høydelinjer indikerer hvert 500 høydemeter. Mørke høydelinjer indikerer hvert 100 høydemeter (Kartgrunnlag: Kartverket, (2018)).

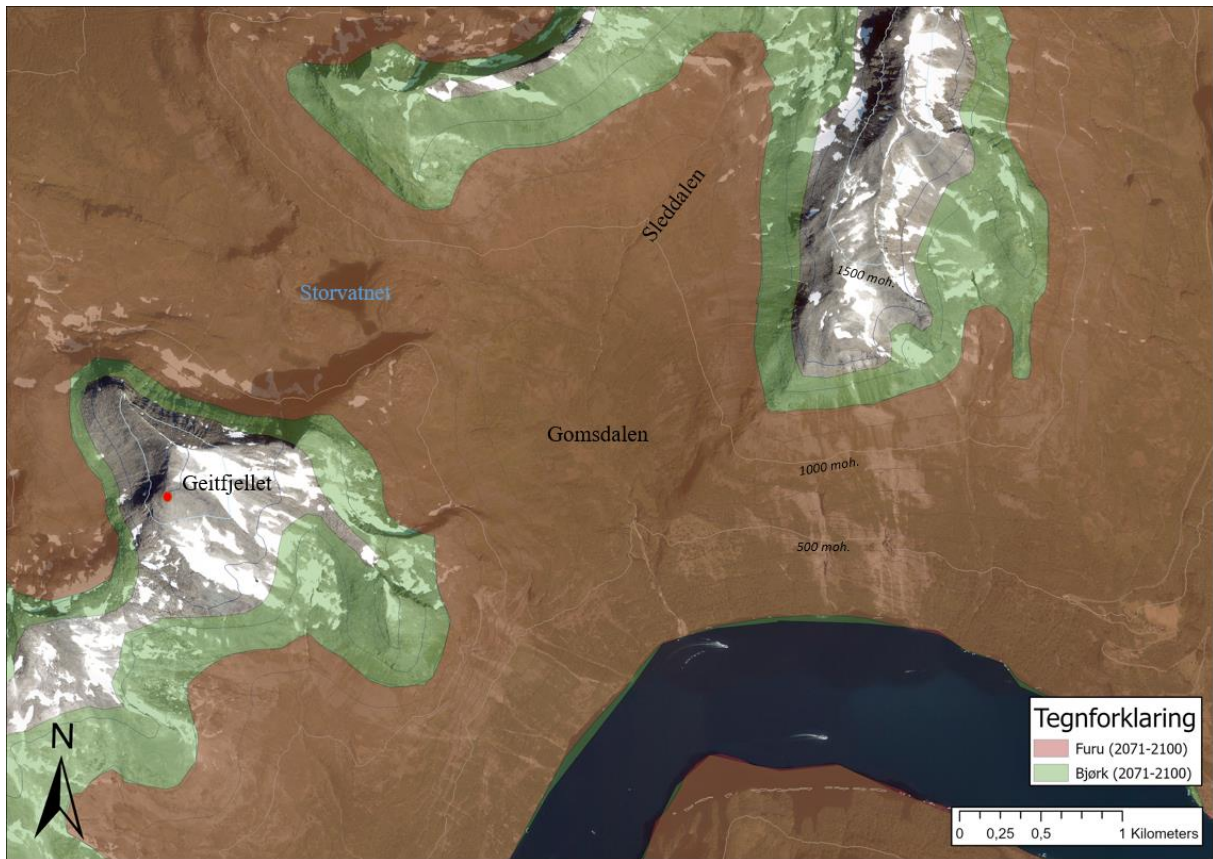
Med forventet økning i sommertemperatur frem mot perioden 2071-2100 er den teoretiske tregrensen betydelig hevet (Figur 18). Furu vil ha gode levevilkår i de fleste sidedalene inn mot Geiranger. Bjørk vil også kunne overleve på de høyeste punktene rundt Geiranger. Dvergbjørk ville kunne overleve på de fleste toppene rundt Geiranger.

Gomsdalen er et annet område der det i dag er en klar og definert tregrense. Dominerende treslag i Gomsdalen i dag er for det meste bjørk, men temperaturforholdene i referanseperioden 1971-2000 er også tilrettelagt for vekst av furu (Figur 19). Sommertemperatur-forholdene vil derimot endre seg dramatisk i Gomsdalen med de forventede klimaendringene. Temperaturforholdet i hele Gomsdalen, opp mot Sleddalen i nordøst og Storvatnet i nordvest vil kunne være tilrettelagt for vekst av furu. Fra munningen i Gomsdalen mot Geirangerfjorden er hellingen stor, men avtar fra Gomsdalen opp mot Sleddalen. Med den forventede klimaendringer ser det ut til at det er bare fjelltoppene som står igjen uten vegetasjon (Figur 20).





Figur 19: Gjeldende teoretisk tregrensen for Gomsdalen med middeltemperaturer fra referanseperioden 1971-2000. Markert område indikerer et område fra 0 moh. til den beregnede teoretiske tregrensen. Mørke høydelinjer indikerer hvert 100 høydemeter. Lyse høydelinjer indikerer hvert 500 høydemeter. Toppen av Geitfjellet ligger 1615 moh. (Kartgrunnlag: Kartverket, (2018)).



Figur 20: Gjeldende teoretisk tregrense med temperaturøkningen meldt i Klimaprofilen for Møre og Romsdal, for den fremtidige referanseperioden 2071-2100. Markert område indikerer et område fra 0 moh. til den beregnede teoretiske tregrensen. Gule høydelinjer indikerer hver 100-ede høydemeter. Grønne høydelinjer indikerer hvert 20-ende høydemeter. Toppen av Geitfjellet ligger 1615 moh. (Kartgrunnlag: Kartverket, (2018)).

### 5.2.1. Feltkartlegging av tregrensen i Geiranger verdensarvområde

For å kunne kartlegge den eksisterende tregrensen i verdensarvområdet er det brukt både feltkartlegging i Geiranger og kartinnsyn fra 2018 på hoydedata.no (Kartverket, 2022). Disse målingene er gjort hovedsakelig i områder som ligger utenfor dalføret og fjorden i Geiranger, på grunn av de bratte dalsidene som ikke favoriserer vekst av furu og bjørk. Det ble også utført en sondering over området før målingene ble gjennomført, for å finne best mulige representasjonene for tregrensen i verdensarvområdet. Funnene er representert i Tabell 14.

Tabell 14: Målinger av tregrensen i Vestlandsk Fjordlandskapet, delområde Geirangerfjorden. Der det er mulig er det funnet for både løv og nåletré (bjørk og furu/gran) ettersom de vanligvis ligger på ulik høyde.

Lokalitet	Koordinater	Stedsnavn	Høyde (moh.)	Type
1	62.20052°N 7.11772°Ø	Sledalen (Eidsdal)	800	Løvtré
2	62.20582°N 7.12482°Ø	Sledalen (Eidsdal)	594	Nåletré
3	62.20025°N 7.24571°Ø	Dyrdalen (Norrdal)	824	Løvtré
4	62.22068°N 7.25125°Ø	Dyrdalen (Norrdal)	577	Nåletré
5	62.13735°N 7.12225°Ø	Gomsdalen	918	Løvtré
6	62.11211°N 7.23835°Ø	Vesteråsdalen	890	Løvtré
7	62.07563°N 7.19962°Ø	Flydalen	838	Løvtré
8	62.25300°N 7.12325°Ø	Kilstivatnet	695	Løvtré
9	62.20432°N 6.99525°Ø	Oldervika (Sunnylvsfjorden)	799	Løvtré
10	62.25581°N 7.26271°Ø	Norrdal	949	Løvtré
<b>Gjennomsnitt for Løvtré:</b>			<b>839,1</b>	
<b>Gjennomsnitt for Nåletré:</b>			<b>585,5</b>	

Representasjonen blant nåletré er, dårlig i verdensarvområdet. De stedene en finner nåletré i verdensarvområdet er hovedsakelig i bunnen av dalførene ved Eidsdal, Norrdal og sør-øst for Geiranger. Nåletré er ikke representert i dalsidene på lik linje som løvtré. Den observerte gjennomsnittshøyden til tregrensen for løvtré (bjørk) ligger ca. 40 høyere enn den teoretiske tregrensen for løvtré, mens nåletré ligger ca. 60 meter lavere enn teoretiske tregrensen for nåletré.



## 5.3. Modellering med dynamisk skredmodell, RAMMS

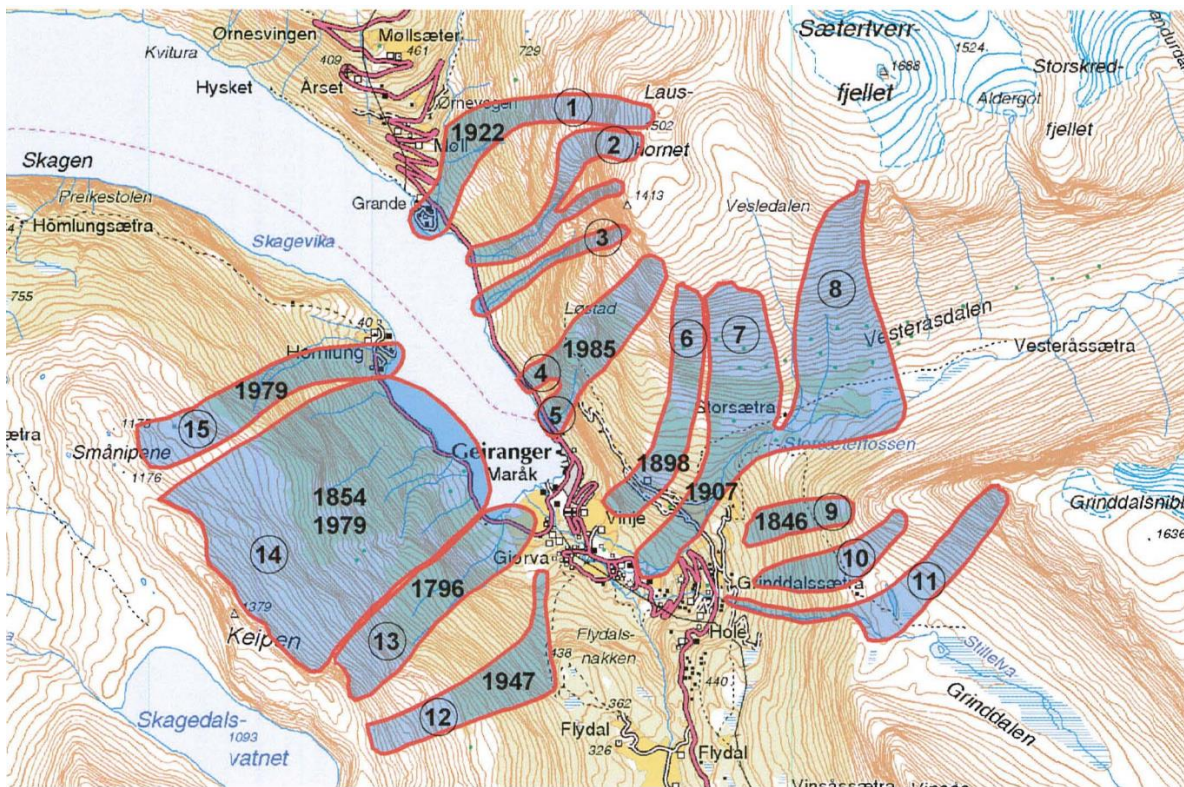
### 5.3.1. Dynamikken i snødekket

Formålet med å gjøre en RAMMS modellering i Geirangerområde kommer av at endringer i temperatur og nedbør har stor innvirkning på friksjonsstyrken i de ulike lagpakkene i snøen. Økning i vintertemperatur vil også være med på å forkorte perioden med nedbør i form av snø og forlenge smelteperioden (Hanssen-Bauer et al., 2015). Varme fra solstråler veksles mellom snøen og atmosfæren gjennom konveksjon, konduksjon eller stråling. Grunnleggende for termodynamikken i snølaget er at snølaget og atmosfæren søker en stabil balanse. Det vil si at hvis snødekke har høyere temperatur enn luften som dekker den vil varme fra snødekke gå over til atmosfæren og motsatt. Varmeutvekslingen kan være med på å skape svake lagpakker i snødekke, som ved begravelse kan utgjøre en bruddflate ved et snøskred. Dette er knyttet opp til snøkrystallenes struktur, og snøkrystallens evne til å binde seg til nærliggende krystaller. Både kaldt og varmt vær kan skape svake lagpakker i/på snødekke: (1): Lave temperaturer fører til at bindingen mellom snøkrystallene går langsommere som gjør samholdet i lagpakke svakere (2): Tilførsel av vann ved nedbør eller smelting, som fjerner bindinger mellom snøkrystallene (McClung & Schaerer, 2006).

I en situasjon med et varmere klima vil oppvarming av snøen være pådriver for svekking av lagpakken. Når snø varmes opp, mister den store deler av friksjonen mellom snøkrystallene (*eng*: cohesion). Ved vannmettet snø vil båndene mellom krystallene opphøre, og lagpakken vil i større grad flyte friere, ettersom mer vann tilføres snøen. Friksjon er en viktig parameter ved snømassenes stabilitet. Med friksjon i snødekket referer en til snøkrystallenes evne til å motstå bevegelse mellom to ulike lagpakker. Ved toppen av snødekket vil friksjonen være nær null. Friksjon vil derimot øke med dybden av lagpakken på grunn av tyngden på de overliggende snømassene. Samhold og friksjon er derfor sterkt knyttet til hverandre i formasjonen av snøskred. Samhold i toppen av snødekket (ved f.eks. kald nysnø) sammen med minket friksjon i et lag under på grunn av oppvarming eller vanntilførsel ved et tidligere tidspunkt, er ofte gode rammer for formasjonen av snøskred. Kombineres dette med en bratt hellingsgrad, øker sjansen for snøskred betydelig (McClung & Schaerer, 2006). I simuleringen er det tatt høyde for endringer i 0-isoterme. En isoterm er en nivåflate som indikerer steder som har samme temperatur (Moe & Sivle, 2021). 0-isoterme er nivåflaten der temperaturen er lik 0 °C. Denne grensen/flaten vil fluktuere i samspill med temperaturen og er i Geirangerfjorden verdensarvområde basert på temperaturmålinger fra en målestasjon i Tafjord, der høyden på 0-isoterme er beregnet ved å bruke en adiabatisk temperaturendring på 0,65 °C

per 100 vertikale høydemeter. Denne grensen vil dermed være på sitt høyeste om vinteren når temperaturen er lavest, og på sitt laveste i varmere perioder. Endringen i 0-isotermen kan knyttes opp til temperaturen som kreves for akkumulering av snø i fjellsidene. På den nordlige halvkule vil det være en 50/50 fordeling mellom nedbør som regn og snø ved temperaturer mellom -0,4 til 2,4 °C, hvor kystnære områder krever lavere temperaturer enn ved kontinentale områder for samme fordeling av regn og snø (Jennings et al., 2018). Derfor er det med hensyn til kontinuitet i simuleringene og forenkling, antatt at områdene under 0-isotermen er tilnærmet snøfrie, og har ingen relevant snømasse som kan ha en innvirkning på den totale massen i et snøskred.

Området som er valgt ut i simuleringen er basert på Lied & Kristensens håndbok om snøskred fra 2003. Her finner en registreringskart over skredområder i og rundt Geiranger, nummeret fra 1 til 15 med siste kjente snøskred (Figur 21). Utvalget av løснеområder er direkte linket til kartleggingen, der bruddkanten ofte er satt til de høyeste punktene i skredregistrert fra Lied & Kristensen (2003). I tillegg til løśnieområdene rundt Geiranger er det inkludert et løśnieområde fra Indreeide i sammenheng med en vedtatt og påbegynt skredsikringsprosjekt mellom Korsmyra og Indreeide (Statens Vegvesen, 2016).



Figur 21: Oversikt over tidligere registrerte skred i og rundt Geiranger (Lied & Kristensen, 2003).

### 5.3.2. Benyttede parametere i skredmodelleringen og løснеområdet

Skredmodelleringen med parametere basert på klimafaktorer fra referanseperioden 1971-2000 og perioden 2071-2100 er delt inn i to scenarier nummerert Scenario 1 (referanseperioden 1971-2000) og Scenario 2 (perioden 2071-2100) (Tabell 15). Scenario 1 tar utgangspunkt i vintertemperatur og vinternedbør om vinteren, definert som desember, januar og februar av Klimaprofil Møre og Romsdal (NKSS, 2022). Scenario 2 tar utgangspunkt i forventet endring i klima frem mot perioden 2071-2100, med hovedfokus på økning i vintertemperatur og nedbør.

*Tabell 15: Parametere ved hvert enkelt skredscenario basert på forventet endring i klima frem mot perioden 2071 – 2100 fra Klimaprofil Møre og Romsdal av NKSS (2022). RAMMS benytter en fast dybde på snødybde. Snødybden er middel årsmaksimum i referanseperioden 1971 – 2000 tilgjengelig fra senorge (NVE & Meteorologisk institutt, 2022). Snødybden er kalibrert etter kjente skredhendelser i Geiranger i tillegg til meteorologisk stasjon i Geiranger. Kalibreringen gir en ca. verdi på 300 cm ble benyttet ved referansehøyden.*

Normalperioden 1971-2000 Scenario 1		Perioden 2071-2100 Scenario 2	
Referansehøyde for snødybde (moh.)	1100	Referansehøyde for snødybde (moh.)	1100
Snødybde (cm)	200 - 400	Snødybde (cm)	60 - 80
Bruddtykkelse (cm)	40 - 50	Bruddtykkelse (cm)	9 - 11
Gjennomsnitt høyde på 0-isotermen (moh.)	246	Gjennomsnitt høyde på 0-isotermen (moh.)	901
Økning i nedbør fra perioden 1971-2000 (%)	0	Økning i nedbør fra perioden 1971-2000 (%)	5

Bruddtykkelsen er justert for å få et mest mulig realistisk skredscenario, med utgangspunkt i de kartlagte skredene i området gjennom NVEs skredhendelsesregister og skredfareregisteret i Geiranger (Lied et al., 1997; NVE, 2022b). Løsneområdets geografiske posisjon (Figur 22 og Figur 23), der helling (Figur 24) og mindre variasjon i høyde over havnivå er avgjørende for variasjonen i bruddtykkelsen. Bruddtykkelsen utgjør 17-13 % av det totale snødekket i området i snøskredscenarioet med snødybemåling fra referanseperioden 1971-2000. Ved antagelse at området under 0-isotermen er snøfritt/<25 cm dybde gir det en endring i snødybde på ca. 35cm per 100 vertikale høydemeter.

Den beregnede snødybden ved løsneområde ved hjelp av den tidligere endringen i snødybde per 100 høydemeter, gir en snødybde ved 1100 moh. på 70 cm i Scenario 2 (perioden 2071-2100). Bruddtykkelsen i det andre scenarioet har samme forhold mellom snødybde og bruddtykkelse som i det første scenarioet. Dette gir en bruddtykkelse på 8-10,5 cm. I likhet med den forventede økningen i vintertemperatur er det også forventet en økning på 5 % nedbør om

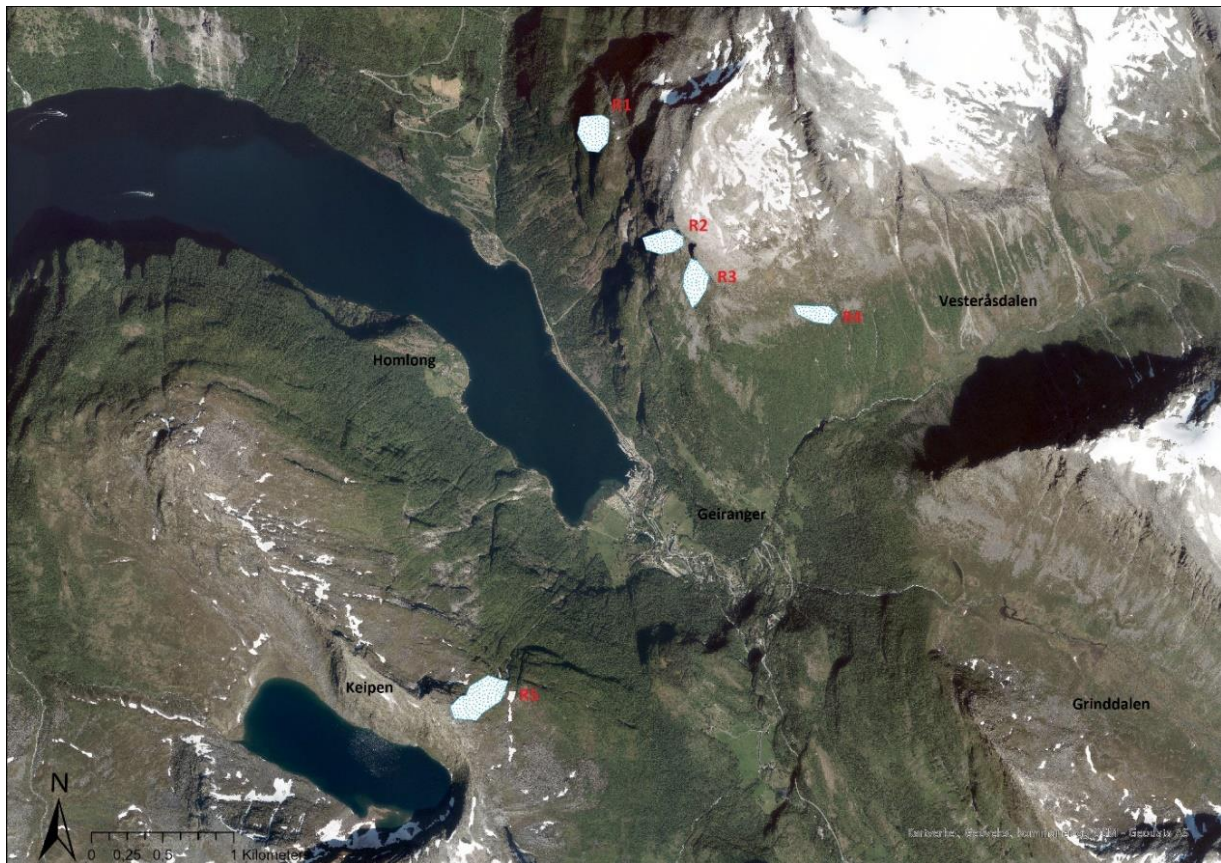
vinteren frem mot perioden 2071-2100. Siden de definerte løsneområdene befinner seg 100-200 meter fra 0-isotermen i perioden 2071-2100 er det ikke medregnet noen økning i bruddtykkelse, da det er større deler av denne nedbøren vil falle som regn istedenfor snø (Hanssen-Bauer et al., 2015; Jennings et al., 2018). Dette forsterkes ettersom klimaprofilen for Møre og Romsdal spesifiserer mere nedbør om vinteren i form av regn, slik at snømassene vil bli våtere og få høyere tetthet. Økningen i nedbør vil representeres i simulering som en økning i den totale tykkelsen av snødekket. Selv om mere nedbør i form av regn om vinteren vil føre til en økende tetthet i snødekket er ikke dette gjennomført i RAMMS-simuleringen ved hverken første eller andre scenario. I tillegg til en økning i tetthet, må programvaren ta hensyn til friksjonsparametere i snødekket. Disse parameterne er standardiserte og er knyttet opp til periodisiteten til den simulerte skredhendelsen, istedenfor for tetthet. For å undersøke dette ble det gjennomført tester av identiske løsneområder med likt volum, der tetthet og friksjonsparametere ble endret med hensyn til en økning i 5 % vinternedbør i form av regn. Resultatet fra disse testene antyder en minimal til ikke-eksisterende endring fra de standardiserte verdiene programvaren opererer med (Tabell 16).

*Tabell 16: Skredparametere benyttet i RAMMS modelleringen. Standardverdiene som kommer med RAMMS er tetthet, MU- og Xi-friksjonsparametere, og periodisitet. Parameterne er lik ved begge scenarioer ettersom periodisiteten er den samme for begge scenarioene (100 år) (Christen et al., 2017).*

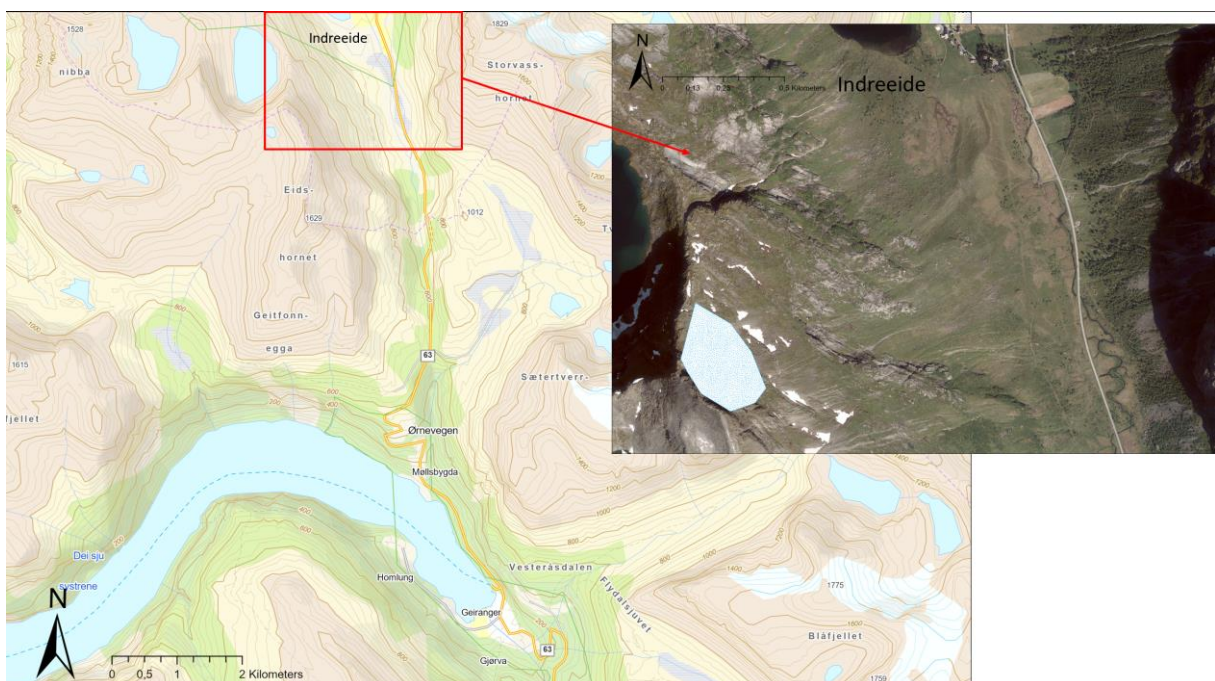
<b>Snøtemperatur</b>	-2,0°C
<b>Tetthet</b>	400 kg/m <sup>3</sup>
<b>MU</b>	0,38
<b>Xi</b>	1850
<b>Friksjonsparameter</b>	75 Pa
<b>Periodisitet</b>	100 år

Løsneområdene er nummerert fra R1-R6 der R1-R5 befinner seg rundt Geiranger (Figur 22) og R6 ved Indreeide (Figur 23).



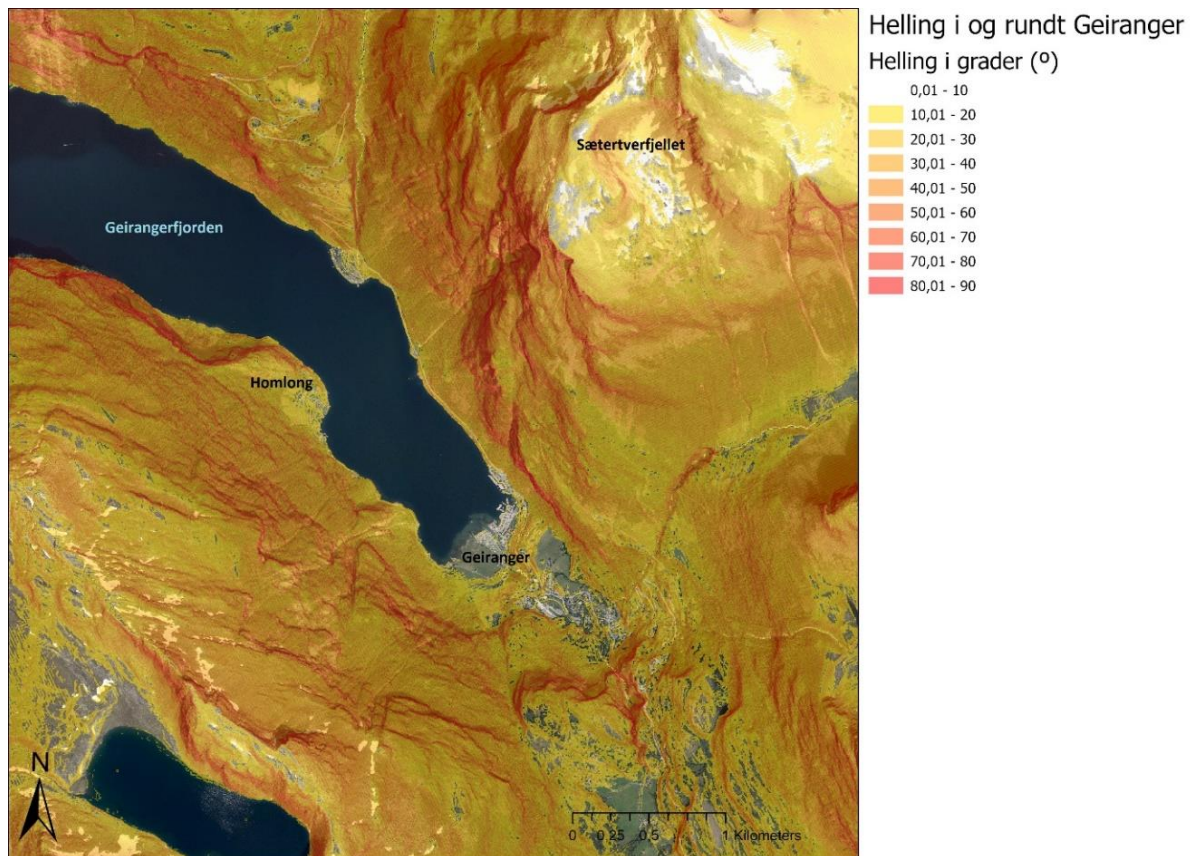


Figur 22: Benyttede løснеområder i Geiranger, basert på Lied & Kristensen (2003). R står for ras/skredområdet og er nummerert fra 1-5. Løснеområdene befinner seg i dalsidene rundt Geiranger mellom 1000-900 moh. (Kartgrunnlag: Kartverket, (2018)).



Figur 23: Geografisk posisjon av løснеområdet R6 ved Indreeide. Dette er det eneste løснеområdet utenfor Geiranger og er modellert i sammenheng med vedtatt reguleringsplan av tunnel mellom Indreeide og Korsmyra (Kartgrunnlag: Kartverket, (2018, 2021))





Figur 24: Hellingensgraden i og rundt Geiranger. Hellingensgraden er tolket ut fra DTM-høydeprofilen fra Geiranger. Den største, gjennomsnittlige hellingensgraden ligger fra Sætertverfjellet ned mot Geiranger og Geirangerfjorden. Kartet poengterer også kompleksiteten i terrenget i dette området (Kartgrunnlag: Kartverket, 2022)

I simuleringen er det bestemte brudtykkelser. Brudtykkelsen er kalibrert etter modelleringer av skredutbredelse i sammenheng med prosjektering av ny brannstasjon i Geiranger av Breien & Domaas (2017), ved å benytte løснеområdene R4 og R5. Verdiene for kalibrert brudtykkelse og snødybde har deretter blitt benyttet ved hvert enkelt løснеområde.

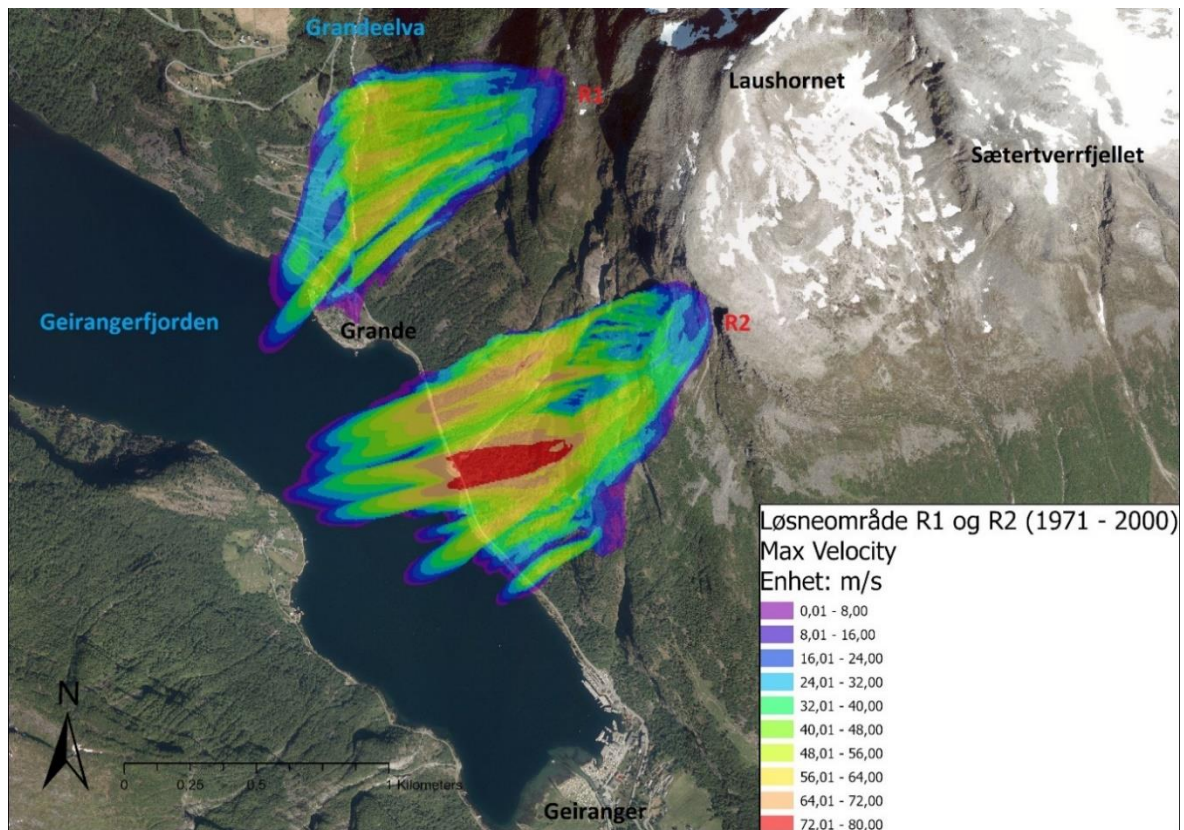
## **5.4. Resultater fra dynamisk skredmodellering med RAMMS**

### **5.4.1. Scenario 1 (referanseperioden 1971-2000)**

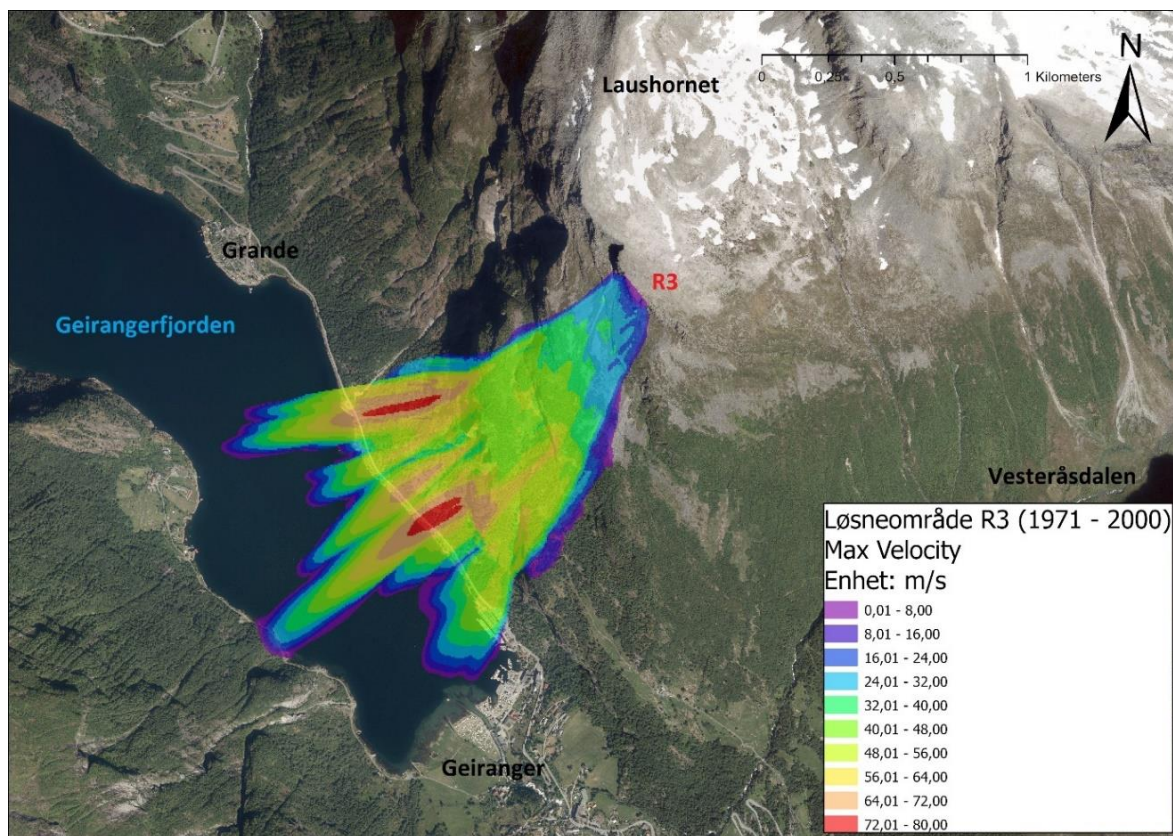
#### **Løsneområdene R1, R2 og R3**

Løsneområdene R1, R2 og R3 befinner seg i det bratteste terrenget rundt Geiranger. Hellingsgraden i selve løsneområdet varierer mellom 35° til 50°. Nedover dalsiden er det områder med helling opp til ca. 80°, med enkelte steder der dalsiden er fullstendig vertikal. Dalsiden har flere fremtredende fjellrygger og skar som vil føre til en ansamling av snømasser i smalere skredbaner. Dette er tydelig ved skred fra løsneområdet R1, der større deler av snømassen vil bevege seg og avsettes i skarene. Utbredelsen ved skred fra løsneområdet R1 (Figur 25) er mer samlet enn ved skred fra løsneområdene R2 og R3 (Figur 25 og Figur 26). Skredområdet i R2 er sprer seg nedover dalsiden ved en fremtredende fjellrygg som befinner seg ca. 200 høydemeter nedenfor løsneområdet R2. Ved løsneområdet R3 er det færre tydelig skar og ingen tydelig fjellrygg som kan påvirke skredforløpet. Utbredelsen på skredene fra 'Scenario 1' er størst ved R2 og R3. Bredden på skredet i det øyeblikket det treffer fylkesvei 63 mellom Geiranger og Grande er opptil 1 km ved skred fra løsneområdet R3. Den gjennomsnittlige tykkelsen på avsettingen over fylkesveien mellom Geiranger og Grande er 2 meter ved skred fra løsneområdene R2 og R3. Topografisk variasjon i dalsiden kan føre til at snømasser med en tykkelse opptil 4 meter kan bli liggende over fylkesveien. Hastigheten på skredene er høyest ved skred fra løsneområdene R2 og R3, med en hastighet opp mot ca. 60 m/s rett over fylkesveien. Ved skred fra løsneområdet R1 vil hastigheten avta sterkt ned mot Grande, i det snøskredet passerer Grandeelva.





Figur 25: Utbredelse til skred fra løsneområdene R1 og R2 med vintertemperatur- og snødybdeparametere fra referanseperioden 1971-2000, simulert i RAMMS. Simuleringen antyder at skredet vil bevege seg ut i fjorden. Den lengste utbredelsen til skredet er usikker ettersom fjordoverflaten i programvaren er ikke kan registreres som vann, men bare som fast overflate. Skred fra løsneområdet R2 og R3 er spredt over to figurer på grunn av en overlappende utbredelse på skredene i dette scenarioet (Kartgrunnlag: Kartverket (2018)).



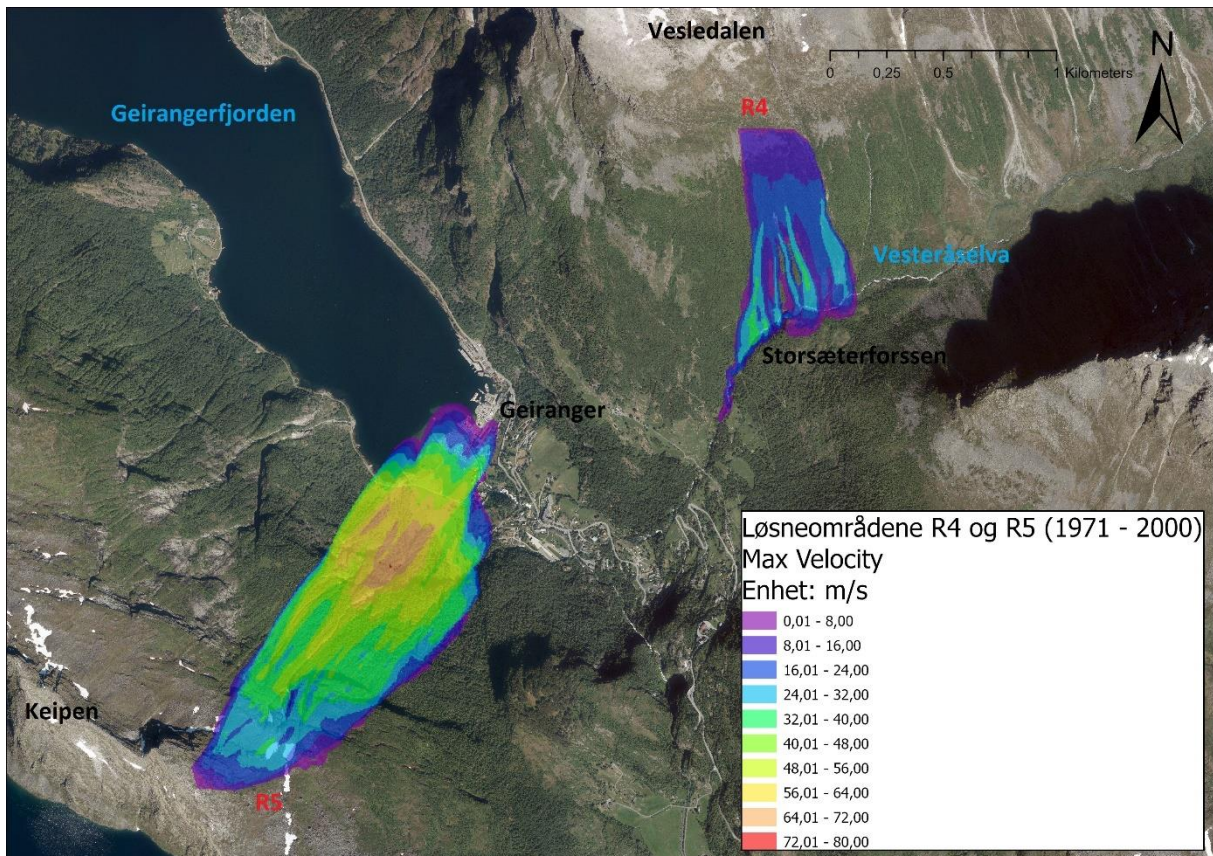
Figur 26: Utbredelsen til skred fra løsneområdet R3 med vintertemperatur- og snødybdeparametere fra referanseperioden 1971-2000, simulert i RAMMS. Simuleringen antyder at skredet vil bevege seg ut i fjorden. Den lengste utbredelsen til skredet er usikker ettersom fjordoverflaten i programvaren er ikke kan registreres som vann, men bare som fast overflate. Skred fra løsneområdet R2 og R3 er spredt over to figurer på grunn av en overlappende utbredelse på skredene i dette scenarioet (Kartgrunnlag: Kartverket (2018)).

### Løsneområdene R4 og R5, Vesteråsdaalen og Keipen (1380 moh.)

Løsneområdet R4 befinner seg oppe i den nordlige dalsiden av Vesteråsdaalen mot Vesledalen. Hellingen i løsneområdet og skredbanen er mellom 20-40°. Skredet beveger seg i sørlig retning, ned dalsiden i Vesteråsdaalen (Figur 27). I terrenget er det flere mindre skar og fjellrygger som er med på å spre store deler av skredmassen nedover dalsiden. Den største tykkelsen i skred fra løsneområdet er opptil 8 m tykk. Snømassene stopper opp i det øyeblikket det når bunnen av Vesteråsdaalen mot Vesteråselva og Storsætra. Avsetningen fra dette skredet er å finne i og nedenfor Storsæterfossen. Hastigheten til skredet er relativt lav gjennom hele skredforløpet, sammenlignet med skred fra løsneområdene R2 og R3. Løsneområdet R5 (Figur 27) er det eneste simulerte skredet på sørlig side av dalføret i Geiranger. Løsneområdet befinner seg rett nedenfor Keipen (1380 moh.) og har en hellingsgrad i løsneområdet fra 30-40°. Terrenget nedover dalsiden fra løsneområdet R5 er variert, med slaktere områder etterfulgt av bratte fjellrygger/kanter der hellingen er opptil 70°. Nederst i skredforløpet befinner det seg dyrket mark og en campingplass. Bredden på skredområdet er på sitt største ved ca. 350 moh. og er ca. 650 meter bred. Fra 350 moh. er bredden på skredområdet avtagende ned mot Geiranger der



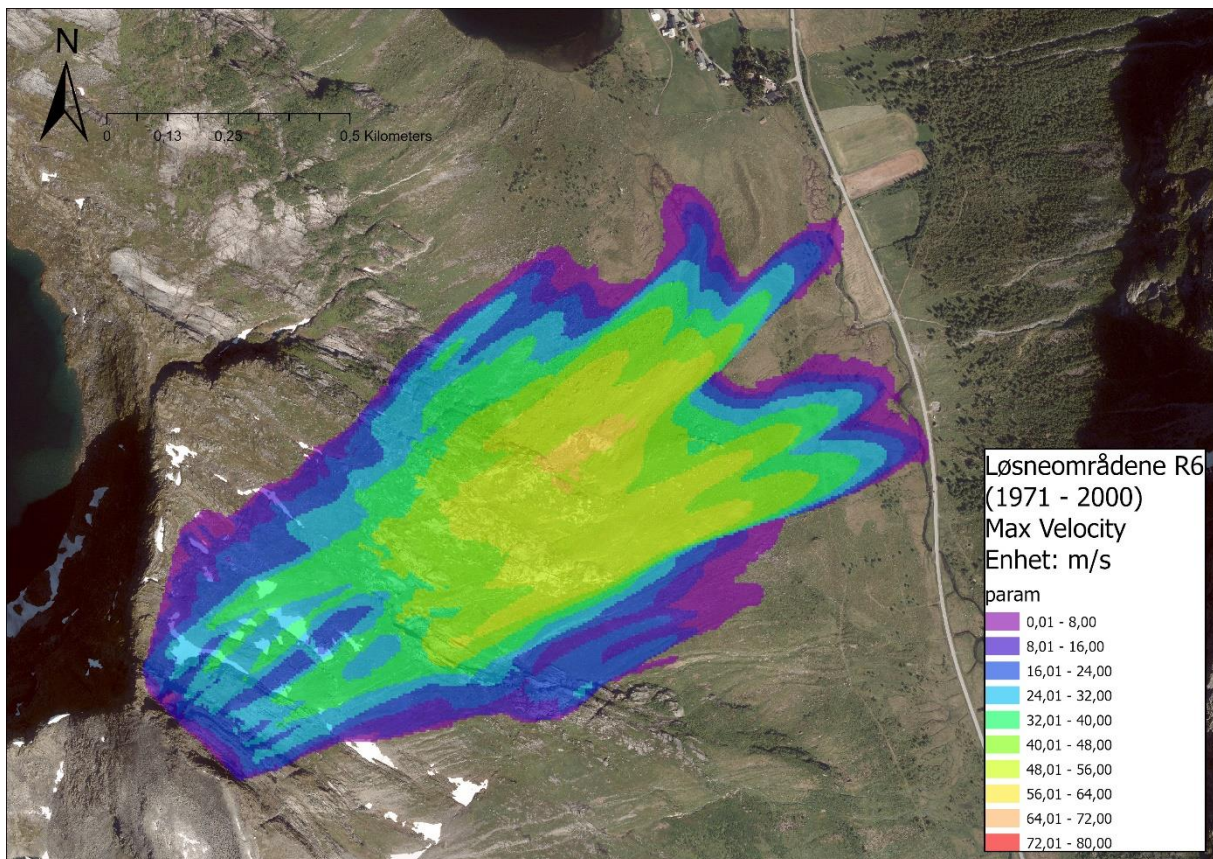
bredden på avsettingen er ca. 230 m. Tykkelsen på avsettingen ved dette punktet kan nå opptil 16 meter ved enkelte punkter, mens den gjennomsnittlige tykkelsen ligger mellom 4-6 meter. Avsettingene fra skredet vil i hovedsak befinne seg i Geiranger, og ikke ut i Geirangerfjorden i motsetning til avsettingene fra løснеområdene R2 og R3. Hastigheten til skredet fra løснеområdet R5 er avtagende etter den største utbredelsen. Den maksimale hastigheten er her simulert til å være opptil 64 m/s.



Figur 27: Utbredelsen til skred fra løснеområdene R4 og R5, med vintertemperatur- og snødybdeparametere fra referanseperioden 1971-2000, simulert i RAMMS (Kartgrunnlag: Kartverket (2018)).

## Løsneområdet R6 (Indreeide)

Modellering er utført med samme parametere som Scenario 1 ved løsneområdene R1-R5. Løsneområdet ligger ca. 1300 moh. Bunnen av skredavsetningen ligger ca. 450 moh. Skredmodelleringen indikerer et snøskred som når ned til fylkesvei 63 ved Indreeide (Figur 28). Hastigheten er gjennomgående høy i skredforløpet ned mot 600 moh. Deretter er skredhastigheten sterkt avtagende ned mot fylkesvei 63. Modellert maksimal tykkelse gjennom skredforløpet er høyest mot bunnen av dalen mot Indreeide (opp mot 25 meter).



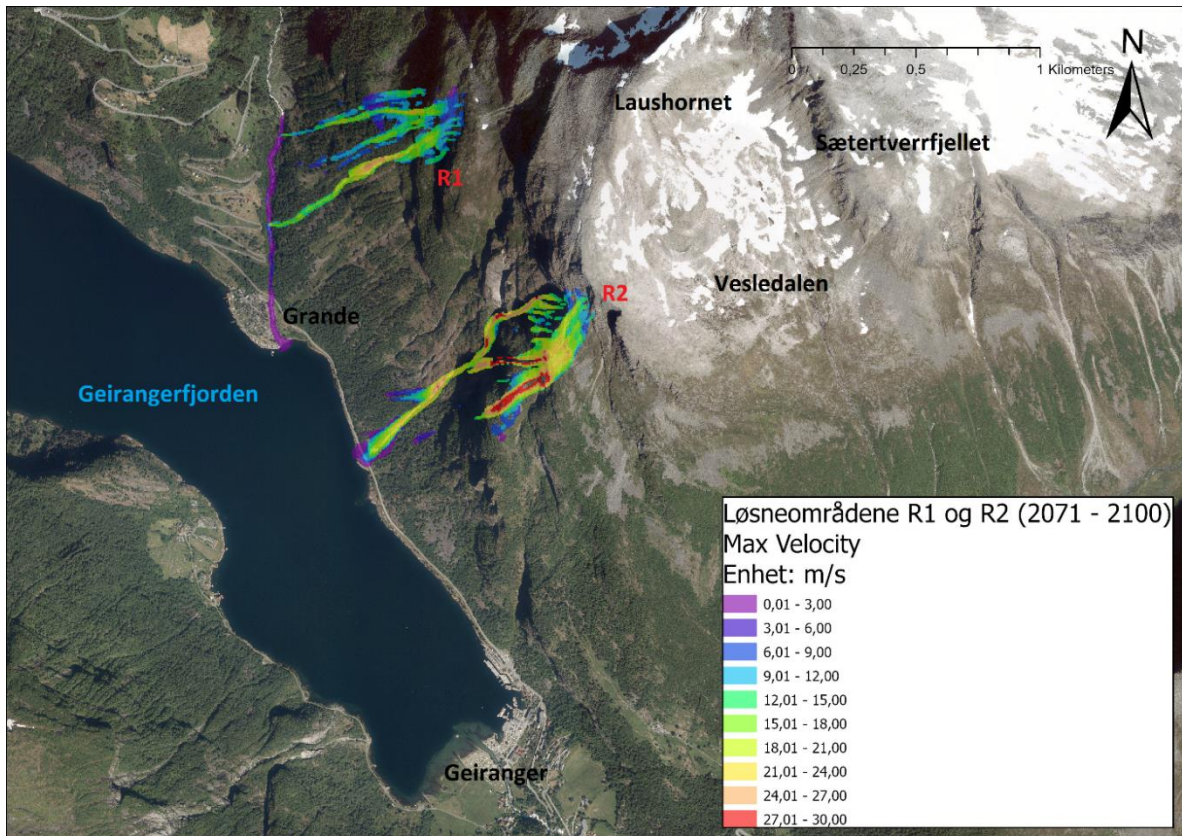
Figur 28: Utbredelse til modellert snøskred med parametere tilpasset temperatur og nedbørsverdier fra referanseperioden 1971-2000 i henhold til Klimaprofil Møre og Romsdal av NKSS (2022). Løsneområdet er hentet fra vedtatt reguleringsplan om tunnel fra Indreeide til Korsmyra av Statens Vegvesen (2016) (Kartgrunnlag: Kartverket (2018)).

## **5.4.2. Scenario 2 (perioden 2071 – 2100)**

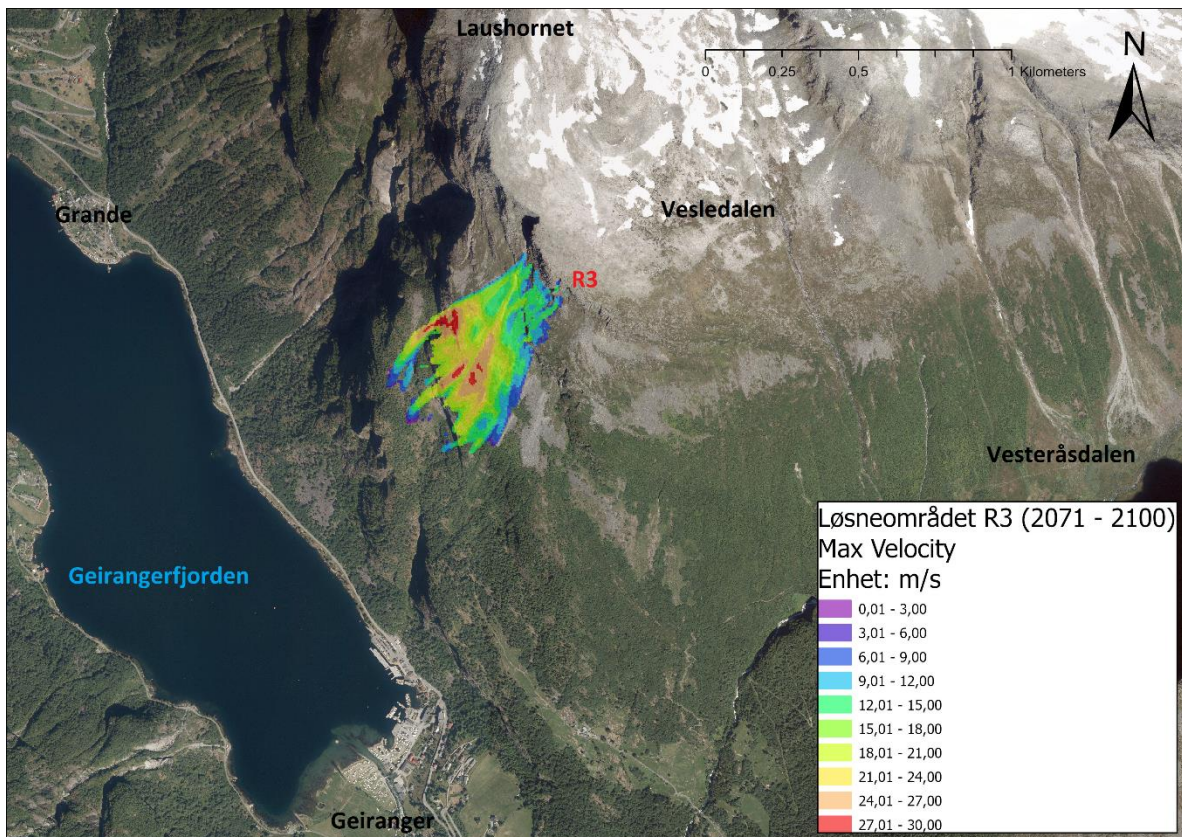
### **Løsneområdene R1, R2 og R3**

Ved skred fra løsneområdet R1 (Figur 29) er utbredelsen kraftig redusert sammenlignet med skredforløpet i 'Scenario 1'. Snømassene beveger seg omtrent bare i de topografiske skarene i dalsiden til det treffer Grandeelva. Utbredelsen etter dette punktet er begrenset til elveføret ned mot fjorden. Simuleringen antyder en mindre avsetning under broen over Grandeelva. Avsetningen under broen er mellom 35 og 70 cm tykk. Fra broen til fjorden er den maksimale tykkelsen på skredavsetningen avtagende ned mot 10 cm tykkelse. Den høyeste hastigheten i skredet er opptil 24 m/s ved ca. 620 moh. Hastigheten er avtagende etter dette punktet og avtar fullstendig ved utløpet til Grandeelva i Geirangerfjorden. Ved skred fra løsneområdene R2 (Figur 29) og R3 (Figur 30), er det bare ved R2 at snømassen vil nå fjorden. Den maksimale bredden til skredet ved fylkesvei 63 er ca. 100 meter med en gjennomsnittlig snødybde på 70 cm, med en maksimal tykkelse i senter av skredbanen på ca. 1 meter. Den sørlige delen av skredet vil ikke nå ned til fylkesveien. Avsetningen vil bli liggende opp på en markant fjellrygg i dalsiden, der hellingen er betydelig lavere enn områdene rundt. Skred fra løsneområdet R3 (Figur 30) vil ikke nå ned til fjorden. Den siste registrerte bevegelsen i simuleringen av dette skredet stopper opp ved ca. 700 moh. Store deler av skredmassen vil bli liggende over dette ved ca. 750-800 moh. Den maksimale utbredelsen på skredet er 400 meter bredt mot bunnen av skredområdet. Hastigheten på skredet er økende fra toppen av løsneområdet ned mot 900 moh. der hellingen avtar delvis.





Figur 29: Utbredelse til snøskred fra løsneområdene R1 og R2 med endrede parametere med hensyn til forventet klimaendring frem mot referanseperioden 2071-2100 (Kartgrunnlag: Kartverket (2018)).

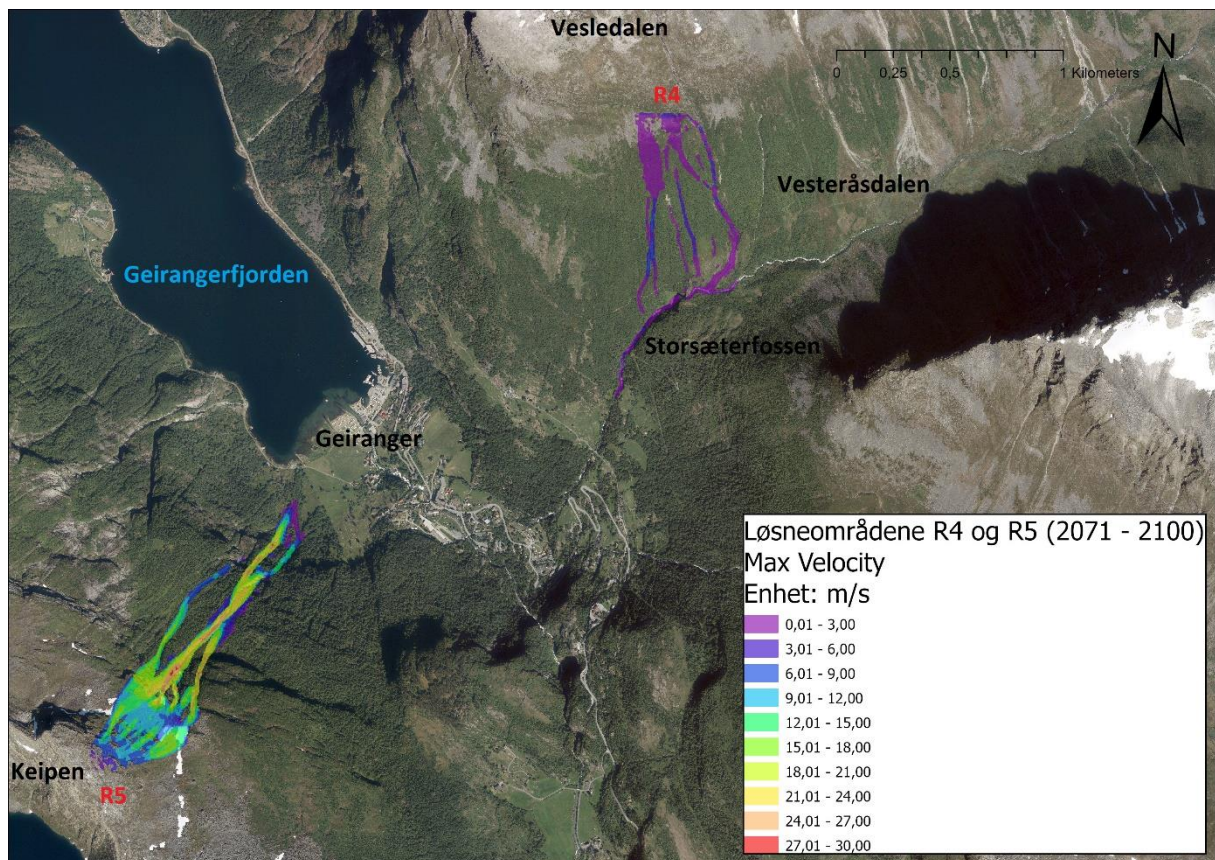


Figur 30: Utbredelse til snøskred fra løsneområdet R3 med endrede parametere med hensyn til forventet klimaendring frem mot referanseperioden 2071-2100 (Kartgrunnlag: Kartverket (2018)).



## Løsneområdene R4 og R5

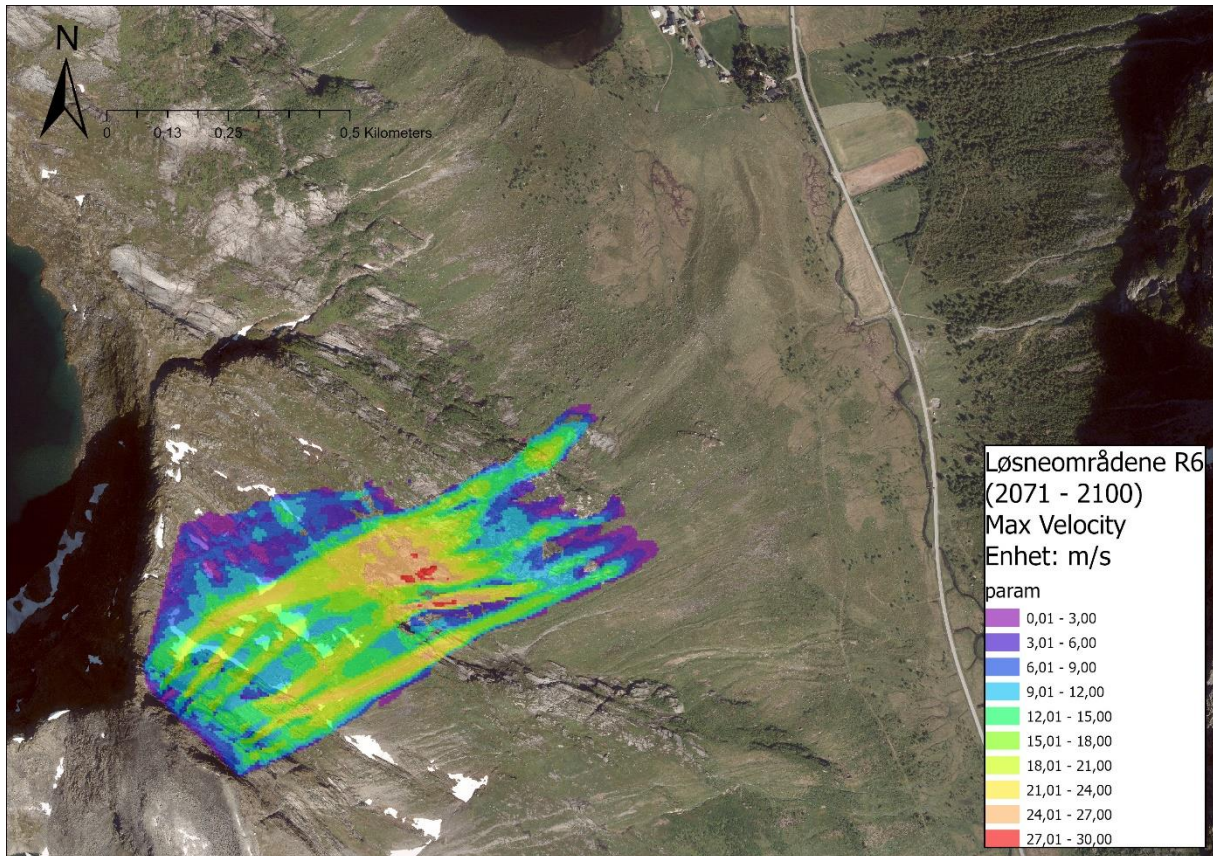
Skred fra løснеområdet R4 (Figur 31) er i scenarioet fra referanseperioden 2071-2100, redusert fra en maksimal utbredelse på ca. 500 meter til mindre skredbaner som følger skar i dalsiden ned mot Vesteråsdalen. Den maksimale tykkelsen i skredforløpet ned mot bunnen av Vesteråsdalen og Storsæterfossen er i gjennomsnitt 35 cm tykk. Hastigheten i skredet fra løснеområdet R4 er lav gjennom hele skredforløpet med en maksimal hastighet 9 m/s ved ca. 750 moh. Under 700 moh. avtar hastigheten ned mot Vesteråsdalen. Maksimal utbredelse ved skredet fra løснеområdet R4 er nesten like lang som ved Scenario 1, men slutter ca. 100 meter lengre inn mot Storsæterfossen. Utbredelsen i skredet fra løснеområdet R5 (Figur 31) under Keipen (1380 moh.) har en maksimal utbredelse ned mot ca. 60 moh. Fronten på skredet stopper opp ca. 500 vertikale meter før i Scenario 2 til sammenligning med Scenario 1. Den maksimale tykkelsen i skredet følger et skar i dalsiden i midten av skredutbredelsen. Maksimal tykkelse på avsetningen mot bunnen av skredet er maksimalt 2,1 meter. Hastigheten på skredet er relativt høy til sammenligning med R4, med en maksimal hastighet fra 900 moh. til 100 moh. på ca. 24 m/s.



Figur 31: Utbredelse til snøskred fra løснеområdene R4 og R5 med endrede parametere med hensyn til forventet klimaendring frem mot referanseperioden 2071-2100 (Kartgrunnlag: Kartverket (2018)).

## Løsneområdet R6

Utbredelsen er betydelig redusert i scenario 2, der antatt temperatur og nedbørsendringer frem mot perioden 2071-2100 er medregnet (Figur 32). Fronten av skredet befinner seg ca. 600 moh. Hastigheten i skredforløpet er halvert i forhold til scenario 1 og maksimal tykkelse er redusert til 2 meter. Tykkelsen på snøskredavsetningen er opptil 35 cm ved fronten av snøskredet.



Figur 32: Utbredelse til snøskred fra løsneområdet R6 med endrede parametere med hensyn til forventet klimaendring frem mot referanseperioden 2071-2100 (Kartgrunnlag: Kartverket (2018)).



## 6. Diskusjon

I dette kapitlet vil beregningene og resultatene fra kapittel 5 sammenlignes med hvordan klimaprofilen for Møre og Romsdal, rapporten *Klima i Norge 2100* og rapporter fra DSB (Direktoratet for Samfunnssikkerhet og beredskap) omtaler de fremtidige endringene i klima. Rapportene tar også opp hvordan prosessene som er med å forme landskapet vil endre seg i henhold til de forventede klimaendringene. Beregningene sammenlignes med tidligere forskning på de aktuelle temaene, med hensyn til *Uniformitarianism*. *Uniformitarianism* er et prinsipp som antar at fremtidig endring i geologiske prosesser vil skje under de samme forholdene som det gjør i dag, og har gjort historisk (Guzzetti et al., 1999). Den potensielle endringen i geologiske prosesser, ved hver underproblemstilling, vurderes også opp mot grunnlaget for Geirangerfjordens verdensarvstatus og ivaretagelse av verdensarvstatusen. På denne måten vil en få besvart underproblemstillingene og tilhørende hovedproblemstilling:

*Ut fra forventede klimaendringer, hvilke endringer i geologiske prosesser og fenomen kan man forvente frem mot slutten av nåværende århundre sammenlignet med perioden 1971-2000?*

- 1. Hvordan vil forventet temperaturøkning i ablasjonssesongen og nedbørsøkning i akkumulasjonssesongen frem mot perioden 2071-2100, påvirke isbreene likevektslinje og massebalanse i verdensarvområde?*
- 2. Hvordan kan tregrensen endre seg med nedgang i forventet temperaturøkning om sommeren og forlenget vekstsesong?*
- 3. Hvordan kan snøskredutbredelse og snøskredfaren endres i Geirangerfjorden verdensarvområde, med en forventet økning i vintertemperatur og nedbør frem mot perioden 2071-2100?*

## 6.1. Underproblemstilling nr. 1

Dette delkapittelet tar for seg endringen i likevektslinjen ved de utvalgte breene i verdensarvområdet. Resultater fra beregningen med endring i likevektslinjen og liestølforholdet, settes i sammenheng med tidligere studier der lignende beregninger er gjort, i tillegg til å ta opp tidligere endring ved norske breer. Underproblemstillingen er:

*Hvordan vil forventet temperaturøkning i ablasjonssesongen og nedbørsøkning i akkumulasjonssesongen frem mot perioden 2071-2100, påvirke isbreene likevektslinje og massebalanse i verdensarvområde?*

### 6.1.1. Likevektslinjens endring med økende sommertemperaturer.

Erosjon fra isbreer, både lokalt, men også som en del av det store kontinentale isdekket i holocen, har vært den avgjørende geologiske prosessen som har formet det vestnorske fjordlandskapet og den karakteristiske U-dalsformen (Nesje, 2012). Rye et al. (1997) identifiserte flere morenerygger som viser at innlandsisen befant seg i enden av Geirangerfjorden, nær Hellesylt, i yngre dryas. Dette inkluderer ett seismisk profil av en submarin endemorene, samt sidemorener i dalføret inn mot Geiranger som er korrelert til denne endemorenen. Et isdekke har ligget i denne fjorden over lengre periode også før yngre dryas, ettersom det finnes spor av dette lengre vest for Geiranger (Nesje & Dahl, 1993). I dag er et langt mindre areal i Geirangerfjorden verdensarvområde dekket av is. I verdensarvområdet har NVE identifisert 34 mindre isdekker, der arealet på det største isdekket er omtrent 0,6 km<sup>2</sup> (NVE, 2022a). Resultater fra breundersøkelsen i denne masteroppgaven kan tyde på at disse breene ikke vil eksistere med den forventede økningen i temperatur i ablasjonssesongen, og likevektslinjen vil nå det øverste punktet på hver enkelt bre mellom år 2040-2060, med en lineær temperaturstigning frem mot perioden 2071-2100 (datagrunnlag fram Klimaprofil Møre og Romsdal av NKSS (2022)). Dette er det gjeldende resultatet ved bruk av THAR-konstant 0,4. Ettersom denne THAR-konstanten har vært benyttet ved tidligere undersøkelser ved mindre breer, og gjennomsnittlig THAR-forhold ved utvalgte breer i verdensarvområdet er på ca. 0,38, er tolkningen av beregningen basert på denne THAR-konstanten. Beregning med liestølforholdet bekrefter at forventet økning i vinternedbør og sommertemperatur, ikke er forenelig med vedvarende isbreer i verdensarvområdet. For at hver enkelt undersøkte bre skal vedvare i samme tilstand som de befinner seg i, etter år 2100 med forventet temperaturendring i ablasjonssesongen (mai-september), må nedbørmengden i akkumulasjonssesongen stige med ca. 350 %. I klimaprofilen for Møre og Romsdal er det medregnet en økning i årlig nedbør på

15 % frem mot år 2100, der vintermånedene (januar, februar og desember) har den laveste forventede økningen på 5 % (NKSS, 2022). Den laveste nødvendige økningen i nedbør, for at breene kan vedvare i samme tilstand, med samme massebalanse som i dag, er ved Vesteråsbreen (ID: 1930). Her må vinternedbøren øke fra ca. 2,3 m.w.e. i referanseperioden 1971-2000 til 7,9 m.w.e. i perioden 2071-2100. Ved den grafiske fremstillingen av liestølforholdet er det ikke tatt hensyn til så høye verdier på hverken x-aksen (mean ablation-season temperature) eller y-aksen (mean annual winter precipitation). Den forventede endringen i sommertemperatur frem mot perioden 2071-2100, er for stor i forhold til forventet økning i vinternedbør. Lignende modelleringer av massebalanse er utført ved Storbreen (kontinental bre i Jotunheimen), Hardangerjøkulen (maritim bre i Vestland) og Engabreen (utløper fra Svartisen, Nordland). Ved en økning i temperatur i ablasjonssesongen ved disse isbreene på 2-3 °C, må nedbøren i akkumulasjonssesongen dobles (Hanssen-Bauer et al., 2015). Modelleringer med en degree-day modell på Nigardsbreen av Johannesson et al. (1995) viser at en økning i ablasjonssesongtemperaturen på 2 °C vil føre til et gjennomsnittlig årlig tap av bremasse på 1 m.w.e. per år ved de høyeste områdene ved Nigardsbreen og et tap på ca. 2,5 m.w.e. per år ved de lavere liggende områdene av breen. Dette kommer på tross av at modelleringen kompenserer med en nedbørsøkning i akkumulasjonssesongen på 10 % (Johannesson et al., 1995).

Ved en nedbørsendring på +5 % om vinteren kan ikke temperaturen i ablasjonssesongen stige med mer enn 0,14 °C i henhold til liestølforholdet, for at likevektslinjen skal befinne seg på samme punkt som den befinner seg i dag. Dette viser at massebalansen ved de mindre isdekkene som i dag befinner seg i de høyestliggende områdene i verdensarvområdet, kan bli særdeles negativ ved gjeldene klimafremskriving for Møre og Romsdal (NKSS, 2022). Det viser også at isbreene kan forsvinne/minke i hvert enkelt klimascenario presentert i *Klima i Norge 2100* av Hanssen-Bauer et al. (2015). Den laveste temperaturendringen i utslippsscenario RCP2.6 vil ifølge denne rapporten føre til en økning i temperatur i sommermånedene for Vestlandet (juni, juli og august) på +0,3 °C. Dette vil begrense hastigheten på nedsmeltingen av breene, men vil også, i likhet med utslippsscenarioene RCP8.5 og RCP4.5 føre til et temperaturforhold i ablasjonssesongen i perioden 2071-2100, som ikke er forenelig med tilstedeværelse av isbreer i verdensarvområdet.

*Klima i Norge 2100* av Hanssen-Bauer et al. (2015) knytter en del usikkerhet til utviklingen på norske isbreer i forhold til forventede klimaendringer. Denne usikkerheten stammer fra kompleksiteten rundt de parameterne som påvirker massebalansen på en isbre. Med hevingen i 0-isotermen vil snøen falle senere på de lavere delene av isbreene. I tillegg vil økt

vintertemperatur føre til tidligere smelting i disse områdene. De fleste breene i verdensarvområde er regnet for å være kystnære breer og vil være mer sensitiv for endring i nedbør enn det breene i innlandet vil være. Samtidig er det vintermånedene som har den laveste økningen i forventet nedbør frem mot perioden 2071-2100 på 5 %. Rapporten poengterer på bakgrunn av modelleringene som er gjort på utviklingen i isvolum ved Hardangerjøkulen og Spørteggreen, der volumet er ventet å minke med to tredjedeler, vil mindre og tynnere isdekker trolig smelte vekk mot slutten av dette århundre (Hanssen-Bauer et al., 2015; NKSS, 2022).

### **6.1.2. Tidligere endring ved isbreer i holocen**

De store isbreene i Norge har smeltet vekk tidligere i holocen. Dette inkluderer isbreer som Jostedalbreen, Folgefonna og Hardangerjøkulen. Jostedalbreen smeltet vekk ca. 7600 kal. år BP, da sommertemperaturen var ca. 0,7 °C varmere enn perioden 1961-1990 (Nesje et al., 2001; Bjune et al., 2005). Hardangerjøkulen smeltet vekk ca. 8000 kal. år BP. Sommertemperaturen på den tiden var 1 °C høyere enn i dag og vinternedbør var omtrent 80 % av vinternedbøren i perioden 1961-1990 (Dahl & Nesje, 1994; Bjune et al., 2005). Lignende utvikling skjedde ved Folgefonna tidlig i holocen. Folgefonna smeltet vekk 9700 kal. år BP, da sommertemperaturen var omtrent lik som i perioden 1961-1990, med en tilhørende vinternedbør som var 70 % av vinternedbøren i perioden 1961-1990 (Bakke et al., 2005). Rekonstruksjoner av responsen til de store kontinentale isdekkene i Norge, tidlig i holocen, gir en indikasjon på hvordan utviklingen kan gå for seg med en forventet økning i sommertemperatur. Forskjellen mellom tidlig holocen til i dag og referanseperioden 1971-2000 til perioden 2071-2100, er at nedbøren i tidlig holocen var lavere når sommertemperaturen var høyere (Dahl & Nesje, 1994; Bakke et al., 2005; Bjune et al., 2005). Frem mot perioden 2071-2100 er det ventet en økning i vinternedbør i tillegg til økning i sommertemperatur. Økningen i sommertemperatur er derimot så stor (ca. +3,5 °C for juni, juli og august), slik at det er realistisk å anta den samme utviklingen ved breene, med forventet økning i sommertemperatur frem mot perioden 2071-2100 (Nesje et al., 2008)

Utslippsscenarioene RCP4.5 og RCP8.5 vil på bakgrunn av beregningene i denne masteroppgaven og kunnskap om tidligere utvikling ved norske isbreer, i respons til økning i sommertemperatur, føre til at breene forsvinner. I hvilken hastighet dette vil foregå er direkte avhengig av hvordan vi reagerer på den forventede klimaendringen. Isbreer som en landformdannende prosess og geologisk fenomen ser dermed ut til å forsvinne fullstendig med forventet økning i månedlig middeltemperatur og nedbør frem mot perioden 2071-2100. I



perioden disse breene smeltes ned/vekk kan avrenningen utgjøre en større faktor som en landformdannende prosess enn det breen vil gjøre.

### **6.1.3. Feilkilder**

En fremtredende feilkilde i beregningene med konstanter fra ‘den lille istid’ henger sammen med antagelsen om at klimaendringen som foregår i dag er lik den som foregikk etter ‘den lille istid’. Metoden og beregningene tar heller ikke høyde for endring i nedbør i akkumulasjons-sesongen, men er integrert i konstanten for hevingen av likevektslinjen etter ‘lille istid’. Hevingen av likevektslinjen (135 meter etter ‘lille istid’) er et gjennomsnitt av flere utløpere fra Jostedalsbreen. Studien viser at det er stor intern variasjon mellom flere av utløperbreene (Carrivick et al., upublisert). Temperaturforandringen benyttet i beregningen kommer fra rekonstruksjoner av sommertemperaturen (juli) ved bruk av trering-bredden ved furutrær i Sogndalsområdet. Den totale endringen i den vertikale høyden på likevektslinjen kommer fra ‘lille istid’, der 1755 er benyttet som et median-årstall (Svarva et al., 2018; Carrivick et al., upublisert.). Den geografiske forskjellen mellom de to områdene kan utgjøre en feilkilde til beregningene. Rekonstruksjon av månedstemperaturer i den resterende ablasjonssesongen er ikke kjent. Temperaturen er på sitt høyeste i sommermånedens juli i periodene 1971-2000 og 1991-2020, ved Tafjord. Det er derfor sannsynlig at juli var den varmeste måneden i året også under ‘lille istid’. Temperaturforskjellen mellom ‘lille istid’ og perioden 1961-1990 kan dermed fremstå som et maksimal temperaturforskjell (Svarva et al., 2018). Dette skjer hvis differansen i gjennomsnittstemperaturen mellom ‘lille istids’ maksimum og perioden 1961-1990 for mai, juni, august og september er mindre enn juli. I beregningene er det antatt en lineær økning i sommertemperatur. Til sammenligning har de globale klimagassutslippene vært eksponentielt økende og fortsetter å være det. Hastigheten på hevingen av breenes likevektslinje vil derfor øke frem mot perioden 2071-2100, og ikke være lineær (Hanssen-Bauer et al., 2015; Svarva et al., 2018; Carrivick et al., upublisert).

## 6.2. Underproblemstilling nr. 2

Dette delkapittelet vil ta for seg endringer i tregrensen etter siste istid, og hvordan endring i sommertemperatur har virket inn på tregrensen i Norge. Dette sammenlignes med funnene i kapittel 5.2. Delkapittelet tar også opp en relasjon mellom heving av tregrensen og likevektslinjen ved breer, fra beregninger i denne masteroppgaven, samt tidligere forskning. Underproblemstillingen er:

*Hvordan kan tregrensen endre seg med forventet temperaturøkning om sommeren, og forlenget vekstsesong?*

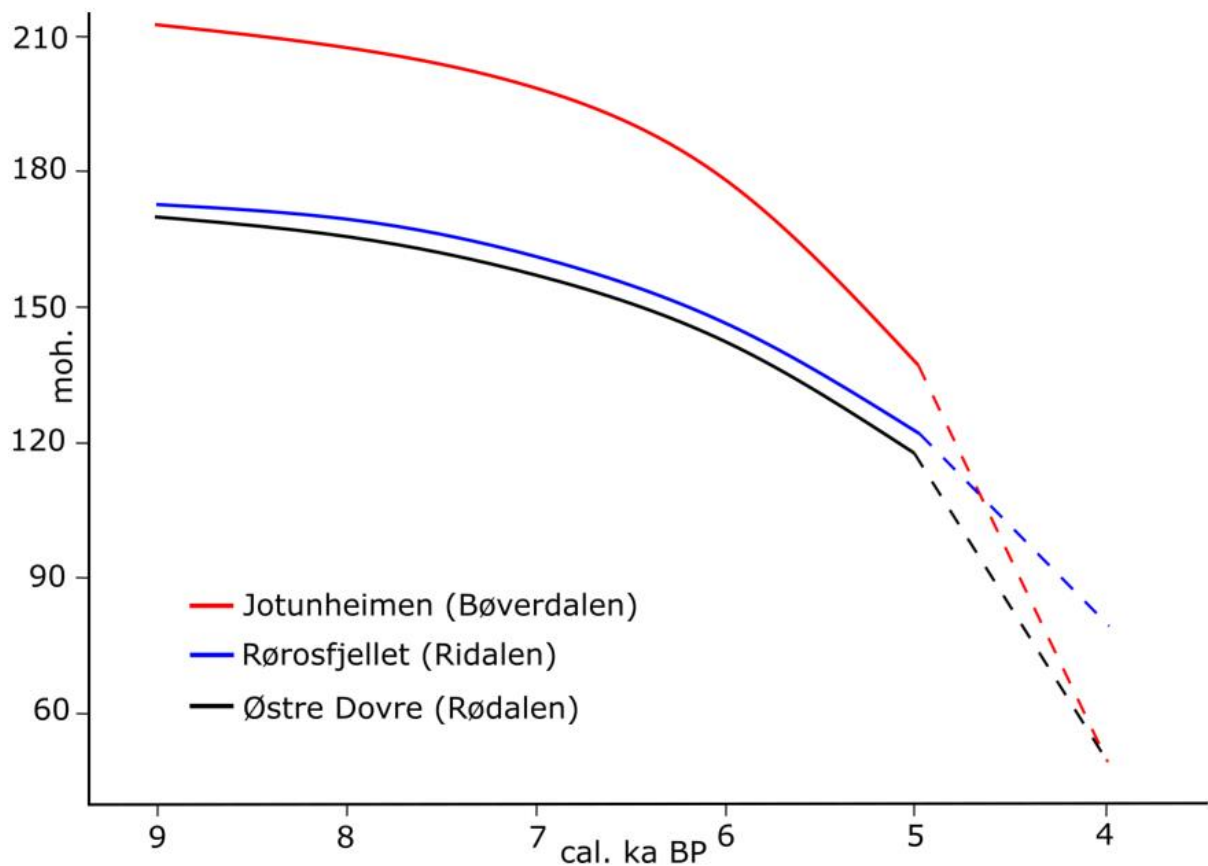
Mennesker har vært en viktig faktor på tregrensen gjennom tidene. Direkte påvirkning som trefelling og bruk av utmark til beite, og indirekte faktorer som klimagassutslipp er med på å heve eller senke tregrensen i fjellene. Den direkte påvirkningen ser derimot ut til å bli mindre. Ved starten av 1900-tallet ble det regnet for å være omtrent 100.000 aktive seterbruk i Norge. I dag er dette tallet synkende og nede i omtrent 900 aktive seterbruk. Den medførte bruken og påvirkningen på utmarken som disse tidligere seterbrukene har hatt på fjellområdene har ført til at landskapet har holdt seg mere åpent, og den pågående gjengroingen og hevingen av tregrensen har blitt sakkett ned. Nedgangen i aktive seterbruk kommer av økt masseproduksjon i Norsk landbruk, samt sentralisering og effektivisering av landbruksproduksjon. På 1900-tallet var mange småbruk helt avhengig av den tilgjengelige beitemarken i høyfjellet, for å kunne spare marken i og rundt hovedbruket, slik at vinterfôr ble lettere tilgjengelig. I dag er det antatt at de fleste setrene er i bruk til rekreasjon fremfor produksjon. Med utgangspunkt i den minkende bruken av høyfjellsområde til beite og jordbruk, står tregrensen friere til å bevege seg etterhvert som de meteorologiske og geologiske faktorene som påvirker den, endrer seg (Bjune, 2006; Stensgaard, 2017).

En skiller mellom tregrensen og skoggrensen. Skoggrensen er området der tett skog opphører, mens tregrensen er et område der trær kan vokse opptil 2 meter. Skoggrensen varierer ikke i samme grad som tregrensen i høyden. Tregrensen er derfor ansett for å være mer representativ for det lokale klimaet i et område (Dahl & Nesje, 1996). Den teoretiske tregrensen i Geirangerfjorden verdensarvområde vil heve seg med forventet økning i sommertemperatur. Temperaturendringen som er benyttet i beregningen for å finne fremtidig teoretisk tregrense i Geirangerfjorden verdensarvområde legger til grunn en økning i sommertemperatur på +3,5 °C. Sammen med minimum sommertemperatur kravene for bjørk og furu fra Helland (1912), gir dette en fremtidig teoretisk tregrense for bjørk i verdensarvområdet på ca. 1350 moh. For furu

er den teoretiske fremtidige tregrensen beregnet til å ligge ved ca. 1200 moh. Dette utgjør en endring fra perioden 1971-2000 mot perioden 2071-2100 på ca. 550 meter. Visualisering av fremtidig teoretisk tregrense for bjørk og furu gir et innblikk i hvordan den fremtidige tregrensen kan utvikle seg med forventet økning i sommertemperatur. Visualiseringen antyder at fjelltoppene vil være frie for skog, mens de lavere liggende områdene imellom vil være varme nok for tilvekst av både bjørk og furu.

### **6.2.1. Endring i tregrensen etter siste istid**

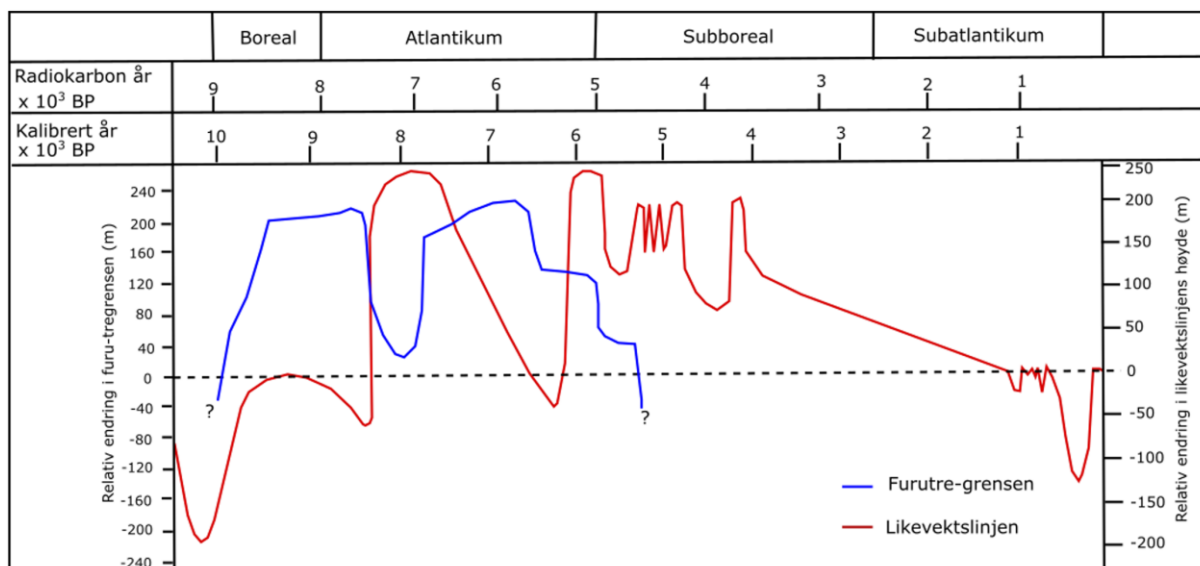
Tidligere forskning viser at tregrensen hadde sin siste maksimale utbredelse etter siste istid, for 8000 til 7000 år siden (Aas & Faarlund, 1988). Sommertemperaturen i denne perioden var i gjennomsnitt ca. 2 °C høyere enn den er i dag. Ved Brurskardtjørni (1309 moh.) i Jotunheimen ligger tregrensen for furu i dag på ca. 1050 moh. Tilstedeværelse av pollenkorn i nærheten av Brurskardtjørni viser at furu har vokst opp mot 1250 moh. for 9700 år siden i samme område, som antyder at tregrensen for furu var 200 meter høyere (Gunnarsdottir, 1996). På Hardangervidda er det funnet furustokker opp mot 1200 moh. som er tolket til å være ca. 9700-9300 år gamle. Etter tregrensens maksimale utbredelse har det vært en nedgang i tregrensen, trolig på grunn av nedgang i temperatur, økning i nedbør og økt menneskelig påvirkning. Den menneskelige påvirkningen kan spores tilbake til bronsealderen (Aas & Faarlund, 1988; Bjune, 2006). Datering av megafossiler av furu i Jotunheimen (Bøverdalen), Rørosfjellet (Ridalen) og østre Dovre (Rødalen) viser en relativ nedgang i tregrensen fra 9-4 ka sammenlignet med dagens tregrense i samme områder (Figur 33). Tidlig i holocen var juli-temperaturen i Bøverdalen, Ridalen og Rødalen ca. 1-1,3 °C høyere enn det den er i dag (Paus & Haugland, 2017). Den siste tydelige nedgangen i tregrensen kom i den kalde perioden 'lille istid' og førte til at tregrensen ved enkelte steder sank med opptil 300 m (Bjune, 2006).



Figur 33: Relativ endring i høyden på tregrensen etter 9 ka, basert på datering av megafossiler i Bøverdalen, Ridalen og Rødalen. Endringen er relativ til den nåværende tregrensen i hvert enkelt område. I Bøverdalen var det ca. 1,3 °C varmere i juli ved 9 ka sammenlignet med nåtiden. I Ridalen og Rødalen var det ca. 1 °C varmere i juli ved 9 ka. Striplet linje viser antatt endring. Fra ca. 5 ka er det manglende data. Modifisert fra Paus & Haugland (2017).

### 6.2.2. Heving av tregrensen og likevektslinjen på breer

Dahl & Nesje (1996) demonstrerer et forhold mellom tregrensen på Hardangervidda og likevektslinjen på Hardangerjøkulen, fra tidlig- til midtre Holocen. Under sen boreal og tidlig atlantisk kronoson ble det funnet en furutregrense som var ca. 210 moh. høyere enn den er i dag. Her er det mulig å observere tregrensens utvikling i korte kuldeanomalier i løpet av Holocen. Finse-hendelsen (8,5-8,3 cal. ka) og Erdalen-hendelsen (ca. 10 cal. ka) representerer to slike kulde-anomalier. Her har likevektslinjen og tregrensen for furu hevet og sunket med endring i gjennomsnittlig sommertemperatur (Figur 34). Basert på dataen var den maksimale hevingen av likevektslinje på Hardangerjøkulen etter Finse-hendelsen ca. 250-300 m. Tregrensen for furu hevet seg ca. 220-240 m i samme tidsrom (Dahl & Nesje, 1996).



Figur 34: Relativ heving og synking av likevektslinjen ved Hardangerjøkulen sammenlignet med furutre-grensens heving og synking ved Hardangervidda, justert for landheving. Figuren er basert på data fra Dahl & Nesje (1996). Linjene indikerer et forhold mellom likevektslinjen og tregrensen for furu. Når likevektslinjen har hevet seg i forhold til dagens gjennomsnittlige ELA ved Hardangerjøkulen (1640 moh.) (stiplet linje), hevet også tregrensen seg ettersom den relative temperaturen økte og sank. Tregrensen på Hardangervidda er satt til 850 moh. (stiplet linje). Modifisert fra Dahl & Nesje (1996).

Beregningene i denne masteroppgaven viser en heving av tregrensen og likevektslinjen (ved isbreer) som beveger seg vertikalt høyere i landskapet. Dette kommer av at de samme klimatiske faktorene som påvirker tregrensens heving eller synking, er de samme som påvirker likevektslinjen ved isbreen (Bjune, 2006; Nesje, 2012). Med utgangspunkt i metoden for beregning av likevektslinjens posisjon (med utgangspunkt i likevektslinjens heving etter 'lille istids maksimum' frem til nå), vil den forventede totale hevingen på likevektslinjen frem mot perioden 2071-2100 være på ca. 430 m. Den totale hevingen av tregrensen for furu og bjørk med samme forventet økning i sommertemperatur er på ca. 550 m.

Den maksimale høyden på tregrensen etter siste istid ser ut til å være noe lavere enn den fremtidig teoretiske tregrensen i denne masteroppgaven, basert på temperaturkravene til hver enkelt tresort. Likevel stemmer utviklingen for ca. 9000 år siden, frem til i dag, godt over ens med den fremtidige teoretiske grensen (Aas & Faarlund, 1988; Bjune, 2006). Den forventede økningen i sommertemperatur frem mot perioden 2071-2100, basert på Klimaprofil Møre og Romsdal av NKSS (2022), er nesten dobbelt så stor (+3,5 °C i sommermånedene juni, juli og august og +4 °C om våren og høsten), som temperaturendringen fra tregrensen største utbredelse mellom 9000-8000 år siden (+2 °C) til i dag (Dahl & Nesje, 1996).

### **6.2.3. Feilkilder og mangler ved beregning og visualisering ved fremtidig heving av tregrensen**

Den fremtidige teoretiske tregrensen i Geirangerfjorden verdensarvområde er basert på minimumstemperaturer for tilvekst av bjørk og furu (Helland, 1912). Denne minimumstemperaturen representerer en øvre grense der trærne kan vokse. Den hevede tregrensen presentert i kapittel 5.3 representerer dermed en teoretisk, fremtidig tregrense basert på temperaturmålinger fra Tafjord, i tillegg til den forventede økningen i sommertemperatur presenter i Norsk Klimaservicesenters Klimaprofil Møre og Romsdal (2022). Det eksisterer flere metoder for å finne teoretisk tregrense/skoggrense. Köppen (1884) fant at skoggrensen sammenfaller godt med 10 °C isoterme for middeltemperaturen i juli, i nordlige/polare områder. Odland (1996) antyder at skoggrensen sammenfaller med 15,8 °C isoterme ved middel-maksimumstemperaturen i juli, og 13,2 °C isoterme ved middel-maksimumstemperaturen fra juni-september. Det er dermed flere måter å finne teoretisk/klimatisk tregrense og skoggrense. I Gomsdalen og Vesteråsdaalen sammenfaller tregrensen derimot godt med sommertemperaturverdiene fra Helland (1912), og er derfor blitt benyttet.

Tilvekst av trær er avhengig av flere faktorer som tilstanden i jordsmonnet/torven, helling og nedbør. Ved underutviklet jordsmonn vil det ikke være noe grunnlag for tilvekst av trær i høyere områder (Aas & Faarlund, 1988). Områder over 1000 moh. rundt Gomsdalen ser ut til å være dekket av stein og fast fjell (Kartverket, 2021). Dette underlaget er ikke egnet for tilvekst av trær. Det samme gjelder i dalsidene rundt Geiranger. Nåværende lave temperaturer i høyfjellet er ikke nødvendigvis en hindring for utviklingen av frø. Lokale temperatur og nedbørsforhold kan virke inn på etableringen av tregrensen. Tingstad et al. (2015) fant at frø kan utvikle seg godt over den eksisterende tregrensen, men ettersom frøene vokser seg større til spirer, blir den mer utsatt for lokale temperatur og nedbørsforhold, der også vind kan ha en innvirkning. Det ble også funnet etablerte furu- og granfrø utenfor forsøksområdene. Dette indikerer at transport og utvikling av frø er mindre avhengig av temperatur og nedbør i en tidligere fase i tilveksten av frøet/treet. Frø kan være etablert i høyfjellsområdet rundt Geiranger, men de nåværende temperatur og nedbørsforholdene holder utviklingen av frøene tilbake. En økning i temperaturen og nedbøren kan legge til rette for videre vekst/utvikling av de etablerte frøene i høyfjellet. Det ble også funnet at nedbør i intermediære mengder var positivt for etablering av frøene. Forventet økning i nedbør er dermed en tilleggsfaktor som kan påvirke fremtidig heving av tregrensen (Tingstad et al., 2015).



### 6.3. Underproblemstilling nr. 3

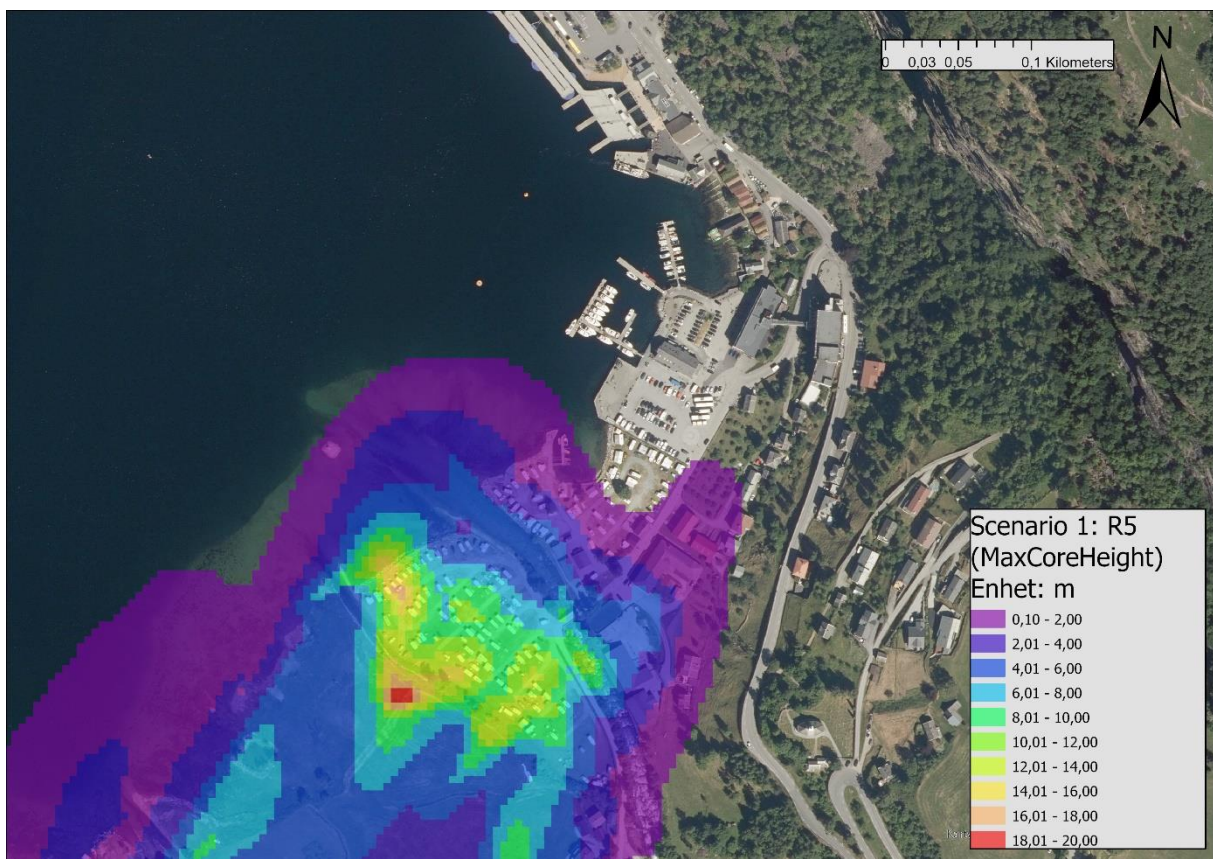
I dette delkapittelet vil resultatet fra skredmodelleringene undersøkes, der forskjellen i utbredelsen mellom de to scenarioene er sammenlignet. Deretter er det en gjennomgang av usikkerheten ved metoden som er benyttet. Dette inkluderer hvilke parametere som benyttes i RAMMS. Bruk av en dynamisk skredmodell for å simulere fremtidige snøskred er vurdert. Det blir trukket frem eksempler på tidligere skred i og rundt Geiranger, som er blitt benyttet i tidligere skredmodelleringer i Geiranger. Dokumentering av tidligere skred er gjort gjennom intervju av vitner og omtrentlige beregninger av løsneområdet. Dette gir et innblikk i hvilke skader snøskredene har hatt på lokalbefolkningen og samfunnet (Lied et al., 1997). Enkelte historiske skred kan sammenlignes med skredene modellert i kapittel 5.4.1. Underproblemstillingen er:

*Hvordan kan snøskredutbredelse og snøskredfaren endres i Geirangerfjorden verdensarvområde, med forventet økning i vintertemperatur og nedbør frem mot perioden 2071-2100?*

*Klima i Norge 2100* av Hanssen-Bauer et al. (2015) argumenterer for at faren for våtsnøskred og sørpeskred vil øke i fremtiden som en direkte konsekvens av den økende nedbøren om vinteren i form av regn. Når snømassene tilføres vann i form regn vil friksjonskreftene mellom snøkrystallene og lagpakkene minke (McClung & Schaerer, 2006). Med denne endringen kan våtsnøskred forekomme i områder der skredaktiviteten tidligere har vært lav, f.eks. i områder der hellingen ikke har vært stor nok for tørrere snøskred. Økningen i snøskredfaren er særlig knyttet til tidsrommet mellom referanseperioden 1971-2000 og perioden 2071-2100. En økning i nedbør i høyfjellet kan føre til tykkere snømasser så langt temperaturen ikke stiger for mye. I perioden 2071-2100 er det derimot ventet at temperaturen har steget for mye for at større snømasser kan akkumuleres i løsneområdene, og faren for at snøskred kan ramme de bebygde områdene i lavlandet vil minke (Hanssen-Bauer et al., 2015). Ved å legge til den forventede temperaturøkningen fra Klimaprofil Møre og Romsdal av NKSS (2022) frem mot slutten av århundret, kommer den forventede endringen i snøskredfare frem mot perioden 2071-2100 fra Hanssen-Bauer et al. (2015), tydelig frem. Samtlige skredområder (R1-R6) viser stor forskjell mellom referanseperioden 1971-2000 og perioden 2071-2100. Den totale snømassen i løsneområdet er minket betraktelig på grunn av den økende vintertemperaturen. I simuleringen er det benyttet en maksimal snødybde i perioden 2071-2100 på 70 cm ved 1100 moh., med utgangspunkt i 0-isotermens vertikale posisjon (desember, januar og februar) i perioden 2071-2100 (ca. 900 moh.), og endring i snødybde per 100 vertikale meter. Den sterkt reduserte

tykkelsen på snødekket kommer av at det vil bli færre dager med nedbør i form av snø ved 1100 moh. Mengden snø som akkumulerer på fjellene vil minke, på grunn av den økende temperaturen om vinteren frem mot perioden 2071-2100. Ved løснеområdet R6 er snødybden større for Scenario 2, ettersom løснеområdet befinner seg ca. 200 moh. høyere enn ved løснеområdet R1-R5.

Skred fra løснеområdene R1, R2 og R3 med verdier fra referanseperioden 1971-2000 (Scenario 1) vil føre til en gjennomsnittlig tykkelse på avsetningen over fylkesvei 63 på ca. 2 m, med enkelte, mindre områder, ofte i senteret av skredområdet, der tykkelsen på skredavsetningen er opptil 6 m. Simuleringen viser at større deler av snømassen vil nå ut i fjorden ved skred fra løснеområdene R2 og R3. Disse typene skred vil ha en direkte påvirkning på samferdsel mellom Geiranger og Eidsdal, i tillegg til å utgjøre en trussel mot beboere og bebyggelse langs fylkesveien, spesielt ved Grande. Løснеområdet R5 er det eneste løśnieområdet i denne simuleringen som vil nå ned til det bebyggede området i Geiranger (Figur 35).



Figur 35: Skredscenario 1 (referanseperioden 1971-2000) ved Løśnieområdet R5. Figuren viser fronten på snøskredet over Geiranger. Simuleringen viser at den maksimale tykkelsen på skredet er stor på flaten, der det i dag ligger en campingplass. Ved Scenario 2 (perioden 2071-2100) vil ikke fronten være til stede på samme kartet, men befinne seg i dalsiden der den maksimale tykkelsen på snøskredfronten vil være redusert til ca. 1,5 m (Kartgrunnlag: Kartverket (2018)).

Ved Scenario 2, med forventet økning i nedbør og temperatur om vinteren i henhold til Klimaprofil Møre og Romsdal av NKSS (2022), er utbredelsen ved samtlige skred fra alle simulerte løснеområder (R1-R6) redusert. Her er det bare løснеområdene R1 og R2 som har simulerte skredbaner som strekker seg ned til Geirangerfjorden. Hastigheten er også redusert ved alle løснеområdene. Nedgang i hastighet er et resultat av en mindre bruddtykkelse og økt friksjon mot underlaget, ettersom området under 900 moh. i Scenario 2 er antatt snøfritt. Den maksimale tykkelsen på skredpakken i skredforløpet fra samtlige benyttede løснеområder i kapittel 5.4.2 er redusert med ca. 8-12 m og hastigheten er redusert med 30-50 m/s. Tykkelsen på avsetningen ved fronten av skredene er redusert fra 1-2 m til 10-35 cm i Scenario 2 ved samtlige løснеområder.

### **6.3.1. Bruk av dynamisk skremodell: RAMMS**

For å kunne beregne fart og tykkelse på skredavsetningene, tar RAMMS høyde for flere ulike parametere. Området skredet beveger seg i er definert av en digital terrengmodell der det er viktig med en høyoppløst modell. Høyoppløste terrengmodeller vil representere det virkelige underlaget skredene beveger seg over bedre enn terrengmodeller med lav oppløsning. Hastigheten, utbredelse og tykkelse på skredene er direkte avhengig av hvordan terrenget er formet. Oppløsningen som er benyttet i modelleringen med RAMMS i denne masteroppgaven er på 5 x 5 m ettersom denne oppløsningen er ofte benyttet i RAMMS (Christen et al., 2017).

Det er knyttet usikkerhet opp mot flere parametere i modelleringen med RAMMS. Den tydeligste er snødybden i fjellet. Snødybden ved en gitt høyde er ikke basert på snødybdemålinger fra en meteorologisk stasjon i fjellet, men data fra normal årsmaksimum for snødybde fra referanseperioden 1971-2000. Disse dataen kommer fra Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE), gjennom nettportalen [senorge.no](http://senorge.no) (NVE & Meteorologisk institutt, 2022). Løsneområdene som er benyttet i snøskred-simuleringen ligger innenfor en sone der normalt årsmaksimum for snødybde er 200-400 cm tykt, for referanseperioden 1971-2000. Referansehøyden til snødybden er funnet gjennom å sammenligne verdiene fra [senorge.no](http://senorge.no) med en digital høydmodell fra [hoydedata.no](http://hoydedata.no) (Kartverket, 2022). Den samme snødybden er registrert for både Laushornet (1413 moh.) og Sætertverrfjellet (1688 moh.), som ligger betydelig høyere i landskapet enn løснеområdene R1, R2, R3, R4 og R5. Derfor er det knyttet en usikkerhet til den reelle snødybden i løснеområdene rundt Geiranger. Endringen i snødybde per 100 vertikale høydemeter er basert på en antagelse om at området under 0-isoterme er tilnærmet snøfritt. Den eneste kontrollen på endring i snødybde med høyde, er en målestasjon i Geiranger (målestasjonsnummer: SN60300). Målestasjonen befinner seg 419 moh. I

RAMMS-simuleringen for scenario 1 (parametere fra perioden 1971-2000) er den modellerte snødybden på høyden til målestasjonen ca. 60 cm. Denne dybden er basert på 0-isotermens gjennomsnittlige høyde i referanseperioden 1971-2000, og snødybden ved referansehøyde benyttet i simuleringen. Den gjennomsnittlige snødybden fra desember til februar i perioden 1971-2000 ved denne målestasjonen er 53 cm, som er ca. 13 % mindre enn det modellen i RAMMS benytter (Meteorologisk institutt, 2022). Dette betyr at ett snøfritt område under 0-iostoremen kan være realistisk og modellen, benyttet i RAMMS er passende for snøforholdene rundt Geiranger i desember, januar og februar, i referanseperioden 1971-2000.

Modelleringene er utført uten påvirkning av skog. Effekten av vegetasjon/skog på snøskred kan variere. I store skred der løснеområdet befinner seg godt over tregrensen vil skog ha en mindre effekt på skredbanen. Denne typen snøskred vil ofte bryte ned deler av skogen og føre til en skredmasse som består av en blanding med snø og greiner. Trestammer og skog som befinner seg i et løśnieområde vil være med på å redusere utbredelsen og faren ved snøskred. Dette kommer av at trestammer fungerer som et anker for snømassene i løśnieområdet. I tillegg kan trær være med på å endre strukturen og strålingsbalansen i snømassene, slik at det ikke oppstår svake lag i snømassen (McClung & Schaerer, 2006). Uforsiktig forvaltning av skogområder kan bidra til endret skredfare i enkelte områder, siden den motvirkende effekten forsvinner. Det kan også føre til at det kan gå snøskred i områder der det ikke er kjent for å være stor snøskredfare (McClung & Schaerer, 2006). En heving av tregrense i henhold til de forventede klimaendringene i *Klima i Norge 2100* av Hanssen-Bauer et al. (2015) og Klimaprofil Møre og Romsdal av NKSS (2022) presentert i kapittel 5,2, vil kunne være med på å endre skredfaren hvis frø og trespirer får nok beskyttelse fra ødeleggende skredaktivitet (McClung & Schaerer, 2006; Hanssen-Bauer et al., 2015).

Skredmodelleringer der hensikten er å sikre tomter og byggeprosjekter mot snøskred er ofte modellert med en årlig sannsynlighet på 1/1000 eller 1/5000 (Breien & Domaas, 2017; Lied & Gauer, 2015). Dette er skred som vil ha middels til stor konsekvens på infrastruktur ifølge til DIBK (2021). Modelleringene i denne masteroppgaven samsvarer godt med tidligere modelleringer i og rundt Geiranger (1/1000 års sannsynlighet) (Lied et al., 1997).

### **6.3.2. Modellering med fremtidige skredparametere i RAMMS**

RAMMS er en nyttig programvare å bruke hvis det er mulig å kalibrere skredmodelleringen etter kjente ras. ROS-analysen fra Geiranger av Lied & Gauer (2015) har benyttet seg av samme skredmodelleringsprogram, mens Breien & Domaas (2017) har benyttet seg av en lignende programvare (RockyFor3D). Begge ROS-analysene modellerer skred i kjente skredutsatte

områder etter historiske skred og deres utbredelse. Det finnes dermed ingen spesifisert metode for modelleringen av fremtidige snøskred. Hanssen-Bauer et al. (2015) poengterer at nedgang i snømengde vil være størst i høyereliggende områder på Vestlandet. Normalt årsmaksimum av snømengde for referanseperioden 1971-2000 var mellom 1000-2000 mm vann ekvivalenter i dalsiden rundt Geiranger (NVE & Meteorologisk institutt, 2022). Her er det ventet en nedgang mellom 400-500 mm vannekvivalenter i snømagasinene og en nedgang i antall dager med snødekke på ca. 150 dager i utslippsscenario RCP8.5 (Hanssen-Bauer et al., 2015). Den forventede nedgangen i nedbør i høyfjellet, nedgang i snømengde og nedgang i antall dager med snødekke er den sikreste fremtidige utviklingen med forventede klimaendringer, som kan benyttes i modelleringen. Det er derfor bare snømengden som er endret mellom de to scenarioene i skredmodelleringen (kapittel 5.4). Friksjonsparametere og tetthet vil i en ideell modellering med skredparametere for perioden 2071-2100, vært endret. Med bakgrunn i usikkerheten rundt hver enkelt parameter og krav fra programvaren er dette utelatt fra skredmodelleringen.

Fremtidige skredparametere i RAMMS-modelleringen er basert på endring i vintertemperatur og nedbør frem mot perioden 2071-2100 (utslippsscenario RCP8.5) i henhold til Klimaprofil Møre og Romsdal av NKSS (2022). Temperaturøkningen i vintermånedene desember, januar og februar frem mot denne perioden vil gi en ny gjennomsnittlig høyde på 0-isotermen om vinteren (desember, januar og februar). Snødybden ved referansehøyden i modelleringen (1100 moh.) er beregnet ut ifra endringen i snødybde per 100 vertikale høydemeter, som også ble benyttet i modelleringen med snøskredparametere fra referanseperioden 1971-2000 (Scenario 1). Forholdet mellom den maksimale snødybden i referanseperioden 1971-2000 og bruddtykkelsen på skredet er lik i begge scenarioene, fordi det ikke eksisterer en kjent modell for endring i bruddtykkelse med endring i temperatur og nedbør. Bruddtykkelsen med likt forhold mellom skredscenarioene går fra 40-50 cm i Scenario 1 (referanseperioden 1971-2000) til 9-11 cm i Scenario 2 (perioden 2071-2100). Hvorvidt dette forholdet kan gjenspeiles i virkeligheten er vanskelig å fastslå ettersom det ikke er mulig å modellere fremtidige skred med sikkerhet.

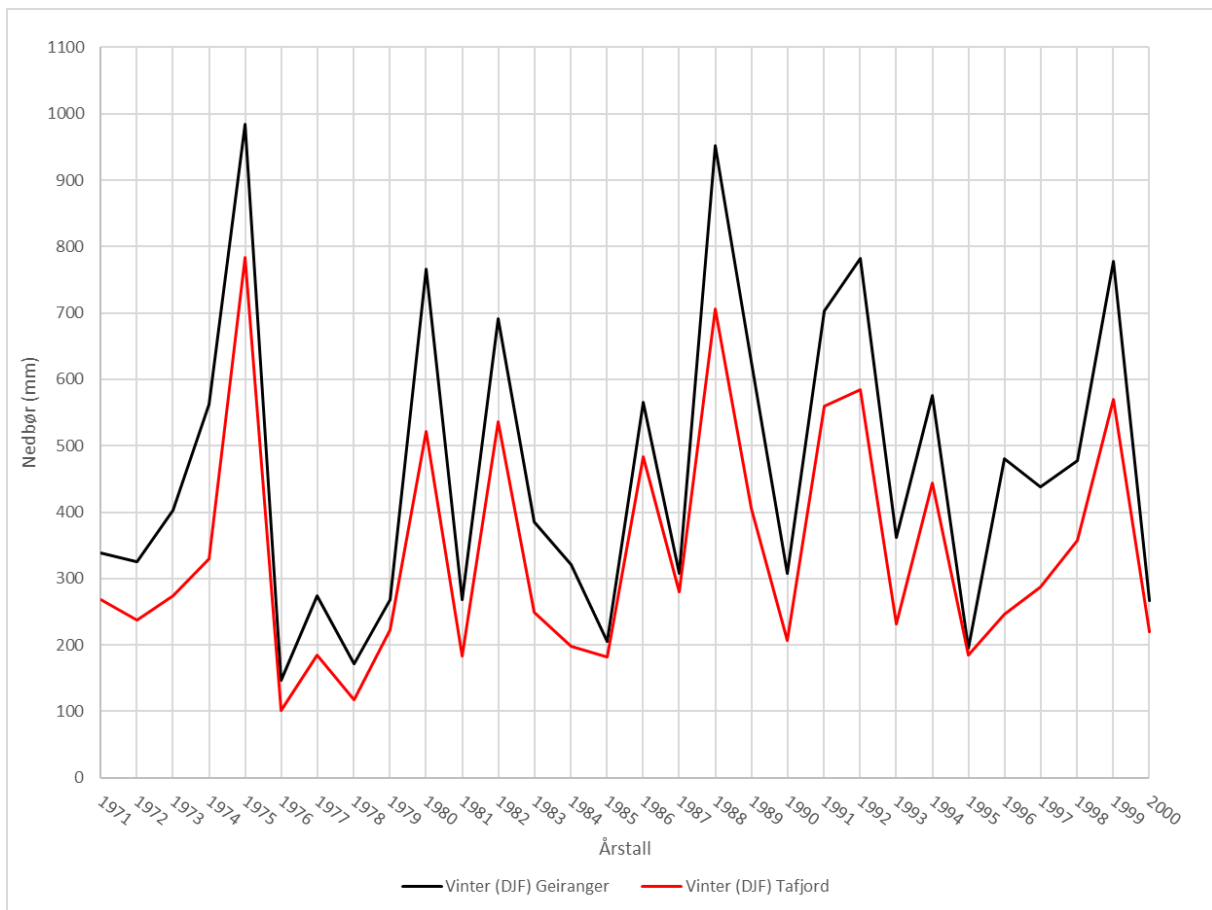
Forventet økning i nedbør om vinteren og tidlig vår, kan ha en innvirkning på tettheten og friksjonsparameterne innad og mellom snølagene. Med adiabatisk temperaturendring vil gjennomsnittstemperaturen ved løsneområdene (ca. 900-1100 moh.) i vintermånedene desember, januar og februar være mellom ca. -0,4 °C til -1,7 °C, med forventet økning i vintertemperatur i perioden 2071-2100. Nedbør faller i en 50/50 distribusjon av regn og snø

mellom ca.  $-0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$  og  $2,4\text{ }^{\circ}\text{C}$  på den nordlige halvkule, der de kystnære områdene ofte krever kaldere temperaturer for samme forhold (Jennings et al., 2018). En kan dermed anta at fremtidig nedbør om vinteren ved løsnemrådene i delkapittel 5.4 vil være en omtrentlig lik blanding av regn og snø, ettersom den gjennomsnittlige 0-isoterme om vinteren i perioden 2071-2100 vil finne seg på ca. 900 moh., med forventet økning i vintertemperatur. 5 % økning i vinternedbør i henhold til Klimaprofil Møre og Romsdal av NKSS (2022) er dermed lagt til snødybden og ikke bruddtykkelsen.

Tetthet og friksjonsparameterne i denne modelleringen med RAMMS, er knyttet opp til det totale volumet av skredet og periodisiteten, med standardiserte verdier fra en gitt tabell i manualen for RAMMS::AVALANCHE (Christen et al., 2017). Ettersom tettheten øker med vanntilførsel og friksjonen mellom lagpakke minker kan utbredelsen til de simulerte snøskredene i Scenario 2 være mindre enn det som kan forventes, siden forbindelsen mellom hver enkelt snøkrystall blir svakere/forsvinner helt med økt vanninnhold. Dette skjer når vannmengden utgjør ca. 15 % av det totale volumet i snødekket (McClung & Schaerer, 2006).

Modelleringen av begge skredscenarioene tar ikke høyde for årsvariasjon i nedbør og temperatur. Årsvariasjon i nedbør om vinteren er avgjørende for snømengden i fjellet hvert enkelt år. Nedgangen i snøskredutbredelsen ved Scenario 2 i delkapittel 5.4.2 vil ikke være gjeldende for samtlige år i perioden 2071-2100 på grunn av årsvariasjon. Årsvariasjonen i vinternedbør i referanseperioden 1971-2000 ved målestasjoner i Geiranger (Målestasjonsnr: SN60300) og Tafjord (Målestasjonsnr: SN60500) (Figur 36) viser betydelig variasjon.





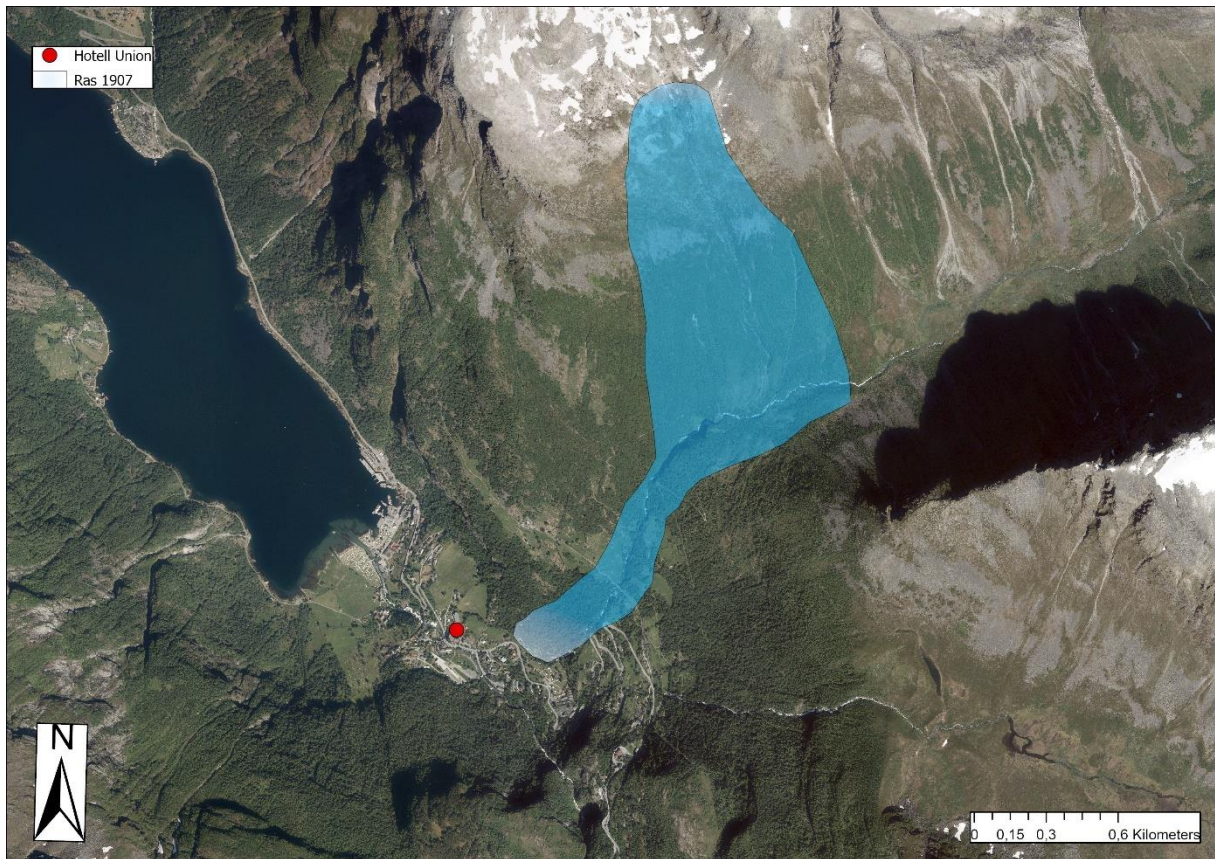
Figur 36: Årsvariasjon i vinternedbør (desember, januar og februar), gjennom referanseperioden 1971-2000 i Geiranger (målestasjonsnr: SN60300) og Tafjord (målestasjonsnr: SN60500) Data er hentet fra seklima.no, (Meteorologisk institutt, 2022).

Største årsvariasjon i referanseperioden 1971-2000 er på ca. 800 mm for begge målestasjonene (år 1975-1976). Årsvariasjon i nedbør (og temperatur) kan føre til at lavtliggende områder kan gå fra år med tykt snødekke til ingenting. Årsvariasjon i vintertemperatur kan også være med på å endre høyden der nedbør faller som snø eller regn. Årsvariasjon i vintertemperatur kan føre til store variasjoner i høyden på 0-isotermer. Sammen har årsvariasjon i vintertemperatur og vinternedbør føre til varierende snømengder på fjellet og i dalsidene. Med en forventning om at dagens klimatiske variasjoner fra år til år og mekanismene som styrer den, vil være til stede også i perioden 2071-2100, kan årsvariasjon være med på å endre snøskredfare fra år til år.

Metoden for modellering av fremtidige snøskredhendelser er derfor usikker. Økt tetthet i snømassene og minkende friksjon på grunn av vann, kan i en modellering være med på å forstørre utbredelsen til snøskredene. Økende høyde på 0-isotermer om vinteren som fører til høyere snøgrense, og hevet tregrense er faktorer som kan være med på å redusere utbredelsen ved fremtidige skredhendelser. Metoden er derfor svært usikker ettersom påvirkningen av de antatt endrede skred parameterne i perioden 2071-2100, er uteblitt fra skredmodelleringen.

### 6.3.3. Historiske skred i og rundt Geiranger

Historiske skred i området er godt dokumentert og gjengitt i en vurdering av skredfareberedskap i Geiranger av Lied et al. (1997). Her er det gjennom intervju og utspørring av lokale innbyggere blitt registrert og kartlagt 38 snøskred fra 1796 til 1997. Registeret inneholder hovedsakelig de store skredene, som er beskrevet muntlig og skriftlig av den lokale befolkningen i Geiranger. Tar en høyde for at flere snøskred i registeret er tilknyttet hverandre er det i gjennomsnitt en stor snøskredhendelse hvert 8. til 9. år. I registeret er det minste intervallet mellom en stor snøskredhendelse på 2-3 år, og det største intervallet på 20-30 år. Mellom skredområdet R3 og R4 er det registrert flere tidligere skred, der utbredelsen ser ut til å være lik den simulerte utbredelsen i kapittel 5.4.1. Det er også registrert større snøskred i samme området. Disse historiske skredene har nådd ned mot bunnen av Geiranger. Dette har skjedd når det har vært større mengder løs snø nedover i Vesteråsdalen, slik at meddrivingseffekten har blitt større. Ifølge undersøkelser har dette skjedd inntil to ganger de siste 200 årene. Det er registrert tre tilfeller der skred mellom løsneområde R3 og R4 har truffet gårder og hytter. De siste kjente skredene som beveget seg gjennom bebygd område gikk 22. februar 1907, der tre personer omkom og fem ble skadet. Dagen etter gikk det enda ett snøskred over løsneområde R4, der det ble registrert ti omkomne. Størrelsen på dette skredet overgår det som er blitt modellert i kapittel 5.4.1 ved løsneområdet R4, og gikk nesten ned til Union Hotell i Geiranger (Breien & Domaas, 2017). Ved sammenligning av løsneområdet R4 i kapittel 5.4.1 og det registrerte skredet fra 1907, ligger løsneområdet i det rekonstruerte skredområdet i Figur 37, ca. 150 m høyere opp mot Sætertverrfjellet.



Figur 37: Rekonstruert utbredelse til snøskred fra Vesledalen i 1907. Løsneområdet R4 i RAMMS-simuleringen befinner seg lavere enn det rekonstruerte løsneområdet. Ytterlinjene i skredområdet er rekonstruert ved hjelp av visuell fremstilling fra Breien & Domaas (2017) skredfarevurdering i Geiranger i henhold til utbygging av ny brannstasjon, samt vitneutsagn fra en innbygger i Geiranger (Kartgrunnlag: Kartverket, (2018)).

Snøskred fra områder i eller nær løsneområdene R1, R2 og R3 har ført til stengt vei ved fylkesvei 63 mellom Geiranger og Grande. Snøskred fra løsneområdet R1 har ført til 11 stengninger mellom 1975 og 1995 der det er uklart hvor stor den totale utbredelsen til skredene har vært. Av historiske skred fra løsneområdet R1 er det registrert et stort og tørt snøskred i 1921. Skredet totalskadet to hus. To hus som står på Grande i dag, fikk lettere skader (Lied & Gauer, 2015). Ut fra tidligere skredaktivitet i Geiranger, er modelleringene i kapittel 5.4.1 forenelig med de største registrerte rasene.

## 6.4. Vurdering av verdensarvstatusen ved Geirangerfjorden med forventet klimaendring

Med utgangspunkt i UNESCOs grunnlag for innlemming av Geirangerfjorden som et verdensarvområde, er det i denne masteroppgaven satt søkelys på den landskapelige og visuelle endringen i verdensarvområdet ved hvert enkelt fokusområde i denne masteroppgaven.

### 6.4.1. Minkende breareal i verdensarvområdet

I søknaden fra Miljøverndepartementet til UNESCO ble det i Herdalen-Dyrdalen området lagt vekt på de glasielle landformene og tilstedeværelsen av isbreer. I søknaden skriver Miljøverndepartementet spesifikt om Herdalen-Dyrdalen området: «*Important area for understanding the evolution and processes that are characteristic of the fjord landscape. Excellent examples related to processes during glaciations, deglaciation and reactivation of recent glaciers*» (Miljøverndepartementet, 2014, s. 17). Samtlige undersøkte breer i kapittel 5.1 befinner seg i dette område. Med hensyn til den forventede økningen i temperatur i ablasjonssesongen og nedbør i akkumulasjonssesongen er det ingenting som tyder på at de isbreene som er til stede i dag, vil vedvare frem mot perioden 2071-2100. Den siste delen av argumentet benyttet i søknaden, «*reactivation of recent glaciers*» (Miljøverndepartementet, 2014, s. 17), kan dermed fremstå ukorrekt i forhold til beregninger i kapittel 5.1 og tidligere forskning på isbreenes respons på klimaendringer. Videre i Miljødepartementets søknad står det: «*Small glaciers in the mountains add to the dramatic scenery and their clay-rich meltwater colours the fjords turquoise*» (Miljøverndepartementet, 2014, s. 23). Med utgangspunkt i beregningene fra kapittel 5.1, vil isbreene som en visuell faktor falle vekk før perioden 2071-2100. Smeltevannet vil trolig farge fjorden gjennom hele perioden, men det er grunn til å tro at dette også vil avta ettersom prosessene som produserer det mineralrike vannet vil forsvinne.

I verdensarvområdet er det flere fremtredende morenerygger som er korrelert til tidligere is aktivitet og breerosjon (Follestad, 1995; Rye et al., 1997). Av denne typen landformer finnes det f.eks. godt bevarte endemorener i Dyrdalen. Med utgangspunkt i at den glasielle aktiviteten i området ikke vil vedvare gjennom det 21. århundre vil avrenning, kraftig nedbør og menneskelig påvirkning være den største trusselen mot denne typen landformer. I Dyrdalen er det allerede i dag tydelige spor etter slitasje på disse moreneryggene fra turgåere (Figur 38). Ved inspeksjon av denne morenen før og etter turistsesongen i Geiranger i samarbeid med Sindre Befring Hage, ved turstien som går over den kom det tydelig frem at moreneryggen og det løse materialet den består av, var særdeles utsatt for slitasje av turgåere. Så lenge det er en



økning i antall turister som benytter seg av denne turstien og det ikke gjøres grep for å legge om stien, vil stien utgjøre ett arr ved den visuelle verdien i moreneavsetningen, men også den (kvartær-) geologiske verdien.



*Figur 38: Moreneryggene i Dyrdalen med slitasje fra sti som går på den vestlige siden av morenen (Foto: Sindre Befring Hage).*



#### 6.4.2. Stigende tregrense i verdensarvområdet

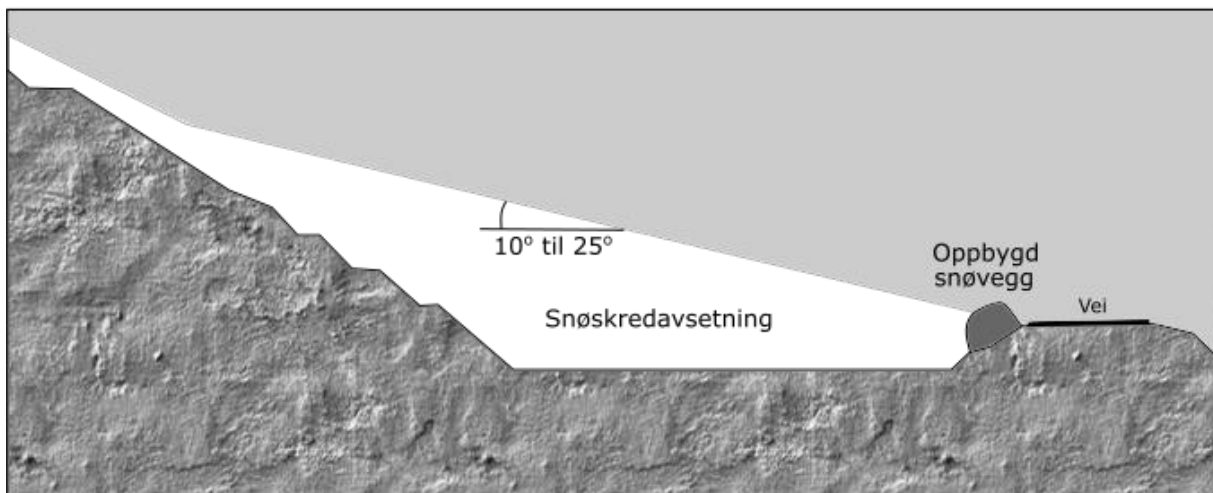
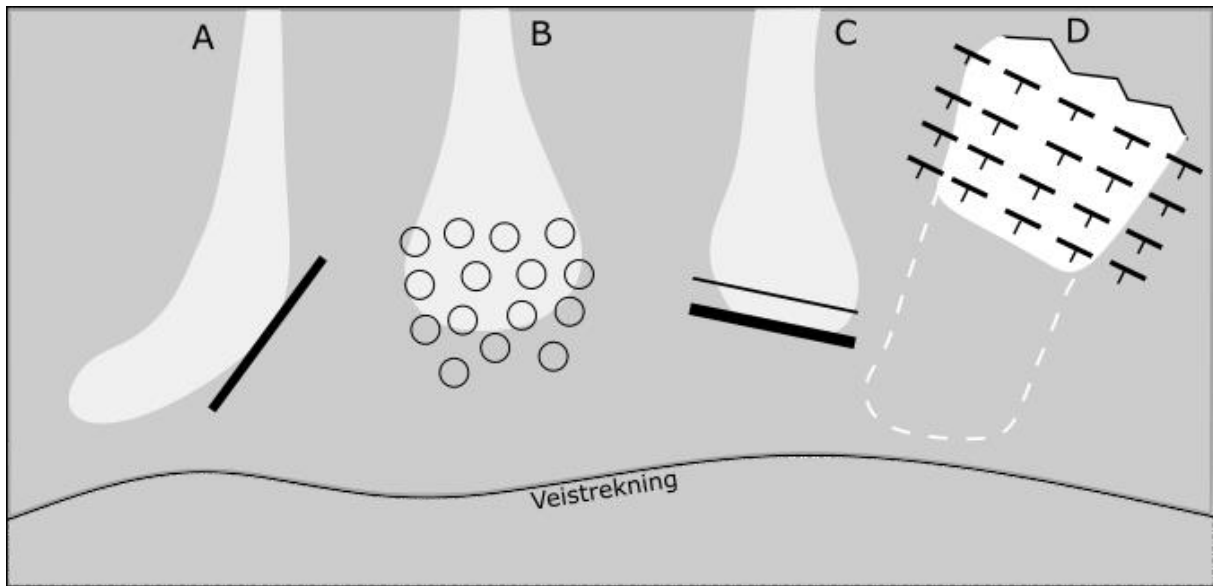
Gjengroing og stigende tregrensen er hovedsakelig knyttet til de estetiske verdiene i Geirangerfjorden verdensarvområde. Langs med fjorden er det høye og bratte fjellsider opp til toppen av fjellene. I selve fjordsiden er det ikke ventet at vekstvilkårene vil endre seg betydelig med en økning i sommertemperatur ettersom hellingen er så stor, men vil kunne være favorabel for mindre buskvekster både i og utenfor skredviftene som strekker seg ned mot fjorden. I områder der terrenget er langt flatere enn i dalsidene, vil tregrensen kunne heve seg betydelig. Gomsdalen er et eksempel på områder i Geirangerfjorden verdensarvområde, som kan oppleve en betydelig heving av tregrensen med den forventede økningen i sommertemperatur. På sørsiden av fjorden ved f.eks. Homlong, nærmere Geiranger, er hellingen i fjordsiden langt lavere. Her ligger tregrensen for furu i dag ca. 600 moh. som er noe lavere enn den beregnede tregrensen for furu i perioden 1971-2000, men samsvarer godt med observasjoner av furugrensen gjort i feltundersøkelser ved Dyrdalen og Sledalen. Fra 600-800 moh. er bjørk mer dominerende. Over 800 moh. er det flere etablerte buskvekster, som kan tyde på at underlaget/torvdekket er egnet for tilvekst av bjørk.

Ved kriteriet *III* fra nominasjonen av Vestnorsk fjordlandskap er tre-landskapet i Geirangerfjorden verdensarvområde (og Nærøyfjorden) beskrevet: «*Along the sheer walls of the fjords are numerous waterfalls while free-flowing rivers rise up through deciduous and coniferous forest to glacial lakes, glaciers and rugged mountains*» (UNESCO, 2005a s. 116). Hva som er definert som 'rugged mountains' i kriterie *III* er ikke kjent. Den offisielle engelske ordboken bruker ordet 'rugged' om noe som er ujevnt og irregulært (OED, 2022). En heving av tregrensen med en øvre teoretisk tregrense for furu (ca. 1200 moh.) og bjørk (ca. 1350 moh.) kan føre til at større mengder vegetasjon kan utbre seg i høyfjellet. Blokkfeltene i høyfjellet rundt Geiranger vil ikke være passende for vekst av trær, men mindre buskvekster og urter kan bli mer utbredt. Hvorvidt dette vil påvirke kriteriet *III* i innlemmingen av Geirangerfjorden som verdensarv er vanskelig å vite, ettersom en ikke har kjennskap til vektleggingen av hver enkelt del av kriteriene. Den eneste konklusjonen en kan ta fra beregningen i denne masteroppgaven og tidligere forskning på tregrensen etter siste istid er at temperaturforholdene i vekstsesongen, frem mot perioden 2071-2100, vil være favorabel for vekst av furu og bjørk i langt større høyder enn det er i dag. I tidsrommet etter siste istid der temperaturen i vekstsesong har vært høyere enn i dag, har tregrensen også vært høyere. Med nedgang i menneskelig påvirkning og økning i temperatur er det ingen grunn til at tregrensen ikke skal stige igjen.

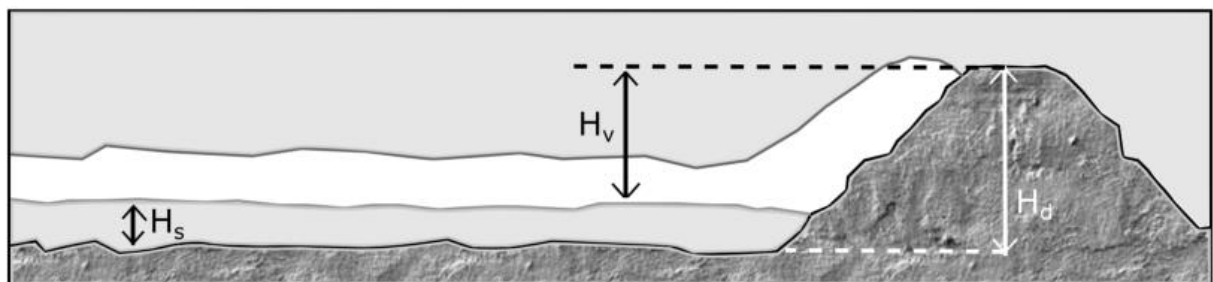
### 6.4.3. Sikringstiltak mot snøskred og endring i skredutbredelse

Hvorvidt endring i skreddynamikk og skredfare i og rundt Geiranger vil ha en direkte virkning inn mot verdensarvstatusen er vanskelig å fastslå. I nominasjonen av Geirangerfjorden verdensarvområde er det bemerket at dalsidene har flere aktive skredvifter og spor etter tidligere skred (Miljøverndepartementet, 2014). Et snøskred vil utgjøre en visuell midlertidig endring i landskapet om vinteren, med mindre det fører til større skader på natur og bebyggelse. Med utgangspunkt i skredmodelleringen som ble foretatt er det ingen grunn til å tro at fremtidige snøskred vil forekomme i den størrelsesorden det har gjort historisk. Hanssen-Bauer et al. (2015) antar at snøskredfaren vil avta betydelig i områder der tregrensen vil heve seg. Felles for alle løснеområdene er at en økende tregrense vil ha en direkte effekt på stabiliteten i snømassene og snøskredutbredelsen. Per dags dato er det ikke særlig vegetasjon i de områdene der de definerte løśnieområdene befinner seg, siden løøgneområdene ligger i høyder der temperaturvilkårene for bjørk og furu ikke er tilstrekkelige for vekst. Ettersom temperaturen stiger vil løøgneområdene befinne seg i områder der en kan få tilvekst av spesielt bjørk. Etablering av bjørkeskog i løøgneområdene vil være med på å stabilisere snømassene, og faren for snøskred vil avta. Dette gjelder spesielt for tørrere snømasser, der friksjonen mellom lagpakkene i snøen er større enn ved våtere snømasser.

Hvilke sikringstiltak som benyttes mot snøskredfaren er viktig for bevaring av landskapsvernområdet i Geirangerfjorden verdensarvområde. Av sikringstiltak mot snøskred finnes det flere metoder som f.eks. bygging av tunneler, voller, deflektorer, vegger og groper (Figur 39) (McClung & Schaerer, 2006). Denne typen sikring mot snøskred involverer ofte store inngriper i naturen og er med på å endre landskapsbildet. Ved hver enkelt skredsikringsmetode er det viktig å dimensjonere for de snøskredscenarioene som er mest sannsynlig. En skred-deflektor eller skredvoll skal dimensjoneres etter både høyde på snødekket i nærheten av området som skredsikres, samt høyden på skredmassen som er ventet å utgjøre en fare ved fremtidige skred (Figur 40).



Figur 39: Forskjellige snøskredsikring-metoder av f.eks. vei. Øvre figur: A) En skreddeflektor som leder skredmassene vekk fra veistrekningen. B) Oppbygde voller for å spre ut skredmassene samt sakke den ned. C) To adskilte vegger med grop for snø mellom. D) Sikringstiltak i utløsningssonen, der målet er å unngå at snømassene løsner (kontrollbarrierer). Nedre figur: Eksempel på snøskredsikring der veien er bygget opp/området rundt veien er gravd vekk, i tillegg til en oppbygd snøvegg. På denne måten opprettes en 'grøft' der snøskredavsetningen kan fanges. Modifisert fra McClung & Schaerer (2006).



Figur 40: Dimensjonering av skredvoller, der  $H_s$  er høyden på tidligere snøskredavsetninger/snødybde,  $H_v$  er kalkulert høyde på snøskredmassen gjennom dynamiske modelleringsmetoder der ankomsthastigheten på skredmassen og vinkelen på skredvollen er involvert. Modifisert fra McClung & Schaerer (2006).

Store skredvoller og vegger kan være med på å endre landskapsbildet i Geirangerfjorden verdensarvområde, spesielt hvis dimensjoneringen av sikringstiltaket er basert på store historiske skred. Et eksempel der skredsikringsmetode D (Figur 39) er benyttet i fjellet over Davos, Sveits. Her er det gjort store tiltak for å skredsikre fjellsiden. Den visuelle påvirkningen er tydelig i dette tilfellet (Figur 41). I et vernet område som Geirangerfjorden verdensarvområde, vil det være meningsfullt å redusere inngriper i landskapsbildet til et absolutt minimum, med mindre det påvirker samfunnssikkerheten i området.



Figur 41: Sikringstiltak mot snøskred med kontrollbarrierer, i fjellet over Davos, Sveits (Foto: Andersson, 2010).

I Geirangerfjorden verdensarvområde er det flere skredutsatte områder, slik at skredsikringstiltak i sammenheng med samfunnssikkerhet og beredskap er aktuelt. Mellom Korsmyra og Indreeide er det startet opp et byggeprosjekt for å legge om Fv. 63 i vintermånedene, med mål om å senke risikoen for stengt vei på grunn av snøskred. Dette prosjektet ble vedtatt av Stranda- og tidligere Norddal kommune sammen med Statens vegvesen, og innebærer å legge fylkesveien i tunnel mellom de to stedene. Vestrekningen er på bakgrunn av skredmodelleringer og kjennskap til tidligere snøskred-hendelser, særlig skredutsatt. Fv. 63 er den eneste tilkomstveien til og fra Geiranger med bil og er derfor prioritert for skredsikring. Totalt er det beregnet en investeringskostnad på 640 millioner kroner ( $\pm 10\%$ ) med en samfunnsøkonomisk negativ nytteverdi på 635 millioner kroner. Ut fra et

samfunnsøkonomisk perspektiv er det dermed ikke en anbefalt løsning å bygge tunnelen ettersom kostnaden er så stor. Dette blir lagt til side på grunn av nødvendigheten for å sikre den eneste veien inn til Geiranger fra nord, grunnet til sikkerheten i lokalsamfunnet, sikker ferdsel og økt beredskap (Statens Vegvesen, 2016).

I reguleringsplanen for tunnel mellom Korsmyra og Indreeide, er det ikke tatt hensyn til fremtidige klimaendringer, og hvilken effekt dette kan ha på snøskredfaren i det aktuelle området. Med bakgrunn i de skredmodelleringene som er foretatt i denne masteroppgaven er omfanget av et mulig snøskred i perioden 2071-2100 betydelig redusert. Ved løsneområdet R6 i kapittel 5.4.2 er skredutbredelsen redusert til de bratteste partiene av skredbanen og brer seg ikke helt ut til fylkesveien. Det er ventet en økning i nedbør i form av regn om vinteren og våte snøskred frem mot perioden 2071-2100, noe som kan øke utbredelsen ved en skredhendelse ved Indreeide (Hanssen-Bauer et al., 2015; Statens Vegvesen, 2016). Den beregnede, fremtidige snømengden i løsneområdene er derimot så liten, slik at utbredelsen i et mulig fremtidig snøskred vil minke. Endringene i snøskredutbredelsen fra Scenario 1 til Scenario 2 ved alle løsneområdene i kapittel 5.4 gir grunnlag til å tro, at den eksisterende veistrekningen mellom Korsmyra og Indreeide i et normalår, vil være mindre skredutsatt i perioden 2071-2100, i forhold til dag. Tunnelen og skredvollen vil derimot eksistere frem mot perioden 2071-2100. Tunnelprosjektet mellom Korsmyra og Indreeide kan, på bakgrunn av modelleringene i Scenario 2, fremstå som et overdimensjonert sikringstiltak i perioden 2071-2100, i tillegg til at dimensjonerte skredvoller i sammenheng med tunnelinnhogget på Indreeide kan fremstå som en mindre nødvendig inngripen i landskapsbildet. Verdivurderingen for Indreeide og Korsmyra påpeker at tunnelpåhogget vil ha 'middels negativ konsekvens' for landskapsbildet i Korsmyra, ettersom prosjektet etterlater seg et permanent påhugg i det som er verdensarvområde i Geirangerfjorden (Statens Vegvesen, 2016).

Hvorvidt sikringsprosjektet vil virke inn på verdensarvstatusen i Geirangerfjorden verdensarvområdet er vanskelig å forutsi. Byggeprosjektet ser ut til å unngå viktige deler av landskapsbildet som morenerygger og kulturarv. Sammenlignet med andre skredsikringsmetoder som skredstoppere i løsneområdet, store skredvoller og fanggroper, er tunnelen mer skånsom mot landskapsbildet. Dette gjelder spesielt etter at restaureringsarbeidet i området rundt tunnelpåhoggene er ferdig og torv og trær kan utvikle seg igjen. Reguleringsplanen påpeker viktigheten av restaureringsarbeidet som et viktig foretak for å bevare naturen både ved Korsmyra og Indreeide (Statens Vegvesen, 2016). Hvilke resultater restaureringsarbeidet fører til, gjenstår å se ettersom byggeprosjektet er pågående.



## 6.5. Samfunnssikkerhet, og beredskap

Dette underkapittelet omfatter flere fagfelt, og spiller ikke inn i besvarelse av problemstillingene. Endring i landformdannende prosesser og geologiske fenomen kan være en utløsende faktor i en mulig krisesituasjon. Et godt eksempel på et slikt krisescenario er faren for fjellskred fra Åkerneset. Et fjellskred kan i dette tilfelle føre til en flodbølge i Sunnlyvsfjorden og Geirangerfjorden, og vil påvirke og trolig føre til tap av kritiske samfunnsfunksjoner, samt være en trussel for beboere i verdensarvområdet (Harbitz et al., 2014). En helhetlig ROS-analyse og beredskapsplan fra Stranda- og Fjord kommune kan dermed være interessant i sammenheng med denne masteroppgaven.

Samtlige kommuner i Norge har en lovpålagt beredskapsplikt gjennom sivilbeskyttelsesloven, §14 og §15. I sammenheng med sivilbeskyttelsesloven er viktigheten av en helhetlig ROS (risiko og sårbarhet)-analyse for hver enkelt kommune poengtert, i tillegg til en overordnet beredskapsplan (DSB, 2021). Direktoratet for Samfunnssikkerhet og Beredskap (DSB) spesifiserer flere kvalitetskrav til en ROS-analyse på kommunalt nivå (DSB, 2017). I sammenheng med den helhetlige ROS-analysen i kommunen, skal det utarbeides en beredskapsplan for kommunen. Beredskapsplanen spesifiserer hvem som har ansvaret ved en hendelse, hva som er beredskapsløsningen, og hvordan den gjennomføres. Spesifikt skal beredskapsplanen inneholde: A) Plan for kriseledelsen i kommunen, der roller, fullmakter og ansvar er nevnt. B) En liste over aktører som varsles i en eventuell krisesituasjon, samt deres rolle i krisehåndteringen. C) en liste over tilgjengelige ressurser som kommunen kan benytte seg av i en mulig krisesituasjon, der avtaler og samarbeid er klarert før beredskapsplanen er utarbeidet. D) Evakueringsplan for befolkningen i kommunen. E) Plan for å kunne opprettholde kommunikasjon mellom aktørene og kommunen, ved en eventuell krisesituasjon (DSB, 2018).

Ifølge DSBs kommuneundersøkelse fra 2021, melder Stranda kommune inn mangel i ett av oppfylingskravene for en helhetlig ROS-analyse i kommunen, i tillegg til ett oppfylingskrav til overordnet beredskap. Minimumskravene for helhetlig ROS-analyse inkluderer tidsaktuelle og fremtidige risiko- og sårbarhetsfaktorer, tap av samfunnsfunksjoner og hvordan kommune kan opprettholde/erstatte disse samfunnsfunksjonene, i korte og lange tidsperspektiv ved et krisescenario (DSB, 2021). Eksisterende ROS-analyser i Geirangerfjorden verdensarvområde, der snøskredfaren er vurdert, er utredet i sammenheng med byggeprosjekter og sikringstiltak, f.eks. ved NGIs skredfarevurdering for en ny kai, og planlegging av ny brannstasjon i Geiranger (Breien & Domaas, 2017; Lied & Gauer, 2015). De største endringene i natur farer gjengitt i Klimaprofil Møre og Romsdal av NKSS (2022) er knyttet opp til en økning i nedbør. Økning i

antall dager med kraftig nedbør kan føre til økt overvann og mer nedbør om vinteren i form av regn vil gi flere våte snøskred. Nedbørsøkningen i form av regn om vinteren i samspill med høyere temperaturer kan også føre til tidligere snøsmelteflommer. Siden snøskredfaren er den mest fremtredende natur faren rundt Geiranger, er det i både ROS-analyser og beredskapsplaner lagt stor vekt på dette. Dette inkluderer å beskytte den eksisterende lokalbefolkningen og forsikre seg om at alle nye bygg/prosjekter bygges innenfor gitte sikkerhetsmarginer og byggerammer. Alle former for nybygg skal vurderes opp mot TEK17 fra Direktoratet for Byggkvalitet, Kapittel 7, Sikkerhet mot naturpåkjenninger, § 7-3, Sikkerhet mot skred. Nye byggverk skal plasseres, dimensjoneres og sikres mot skred i henhold til tre sikkerhetsklasser (Tabell 17). Sikkerhetsklassene kan ved undersøkelse, visualiseres i kart. I Lied et al. 1997 er det produsert et slikt kart for området rundt Geiranger (Figur 42). For f.eks. samfunnskritiske funksjoner, som ambulansesentraler og brannstasjoner, er det et særskilt krav at de plasseres fullstendig utenfor faresonen med stor konsekvens (1/5000 årlig sannsynlighet) (DIBK, 2021).

*Tabell 17: Sikkerhetsklasse for skred i henhold til kapittel 7, §7-3 Sikkerhet mot skred fra Direktoratet for Byggkvalitet. For hvert enkelt byggverk i skredfasesonen skal det gis en sikkerhetsklasse for skred med hensyn til tabellen. Byggverk og uteområder skal plasseres slik at den største nominelle årlige sannsynligheten ikke overskrides (DIBK, 2021).*

<b>Sikkerhetsklasse for skred</b>	<b>Konsekvens</b>	<b>Største nominelle årlige sannsynlighet</b>
S1	liten	1/100
S2	middels	1/1000
S3	stor	1/5000



En endring i faresonene (på grunn av endring i f.eks. skredutbredelse og dynamikk, med økning i vintertemperatur) ut fra største nominell årlig sannsynlighet, kan i verstefall føre til feildimensjonering av tiltak mot f.eks. snøskred. Dette kan være direkte påvirkende på de menneskene som vil befinne seg i faresonen, men også påvirke lokalsamfunnet økonomisk. Hvis store mengder ressurser (både natur- og økonomiske ressurser) benyttes i skredsikring av f.eks. nybygg eller nye veier, vil det være mindre natur- og økonomiske ressurser igjen til andre prosjekter/tiltak i kommunen.

Ved de eksisterende ROS-analysene fra Geiranger-området er det ikke tatt hensyn eller gjort rede for fremtidig endring i lokalt klima (Lied & Gauer, 2015; Breien & Domaas, 2017). ROS-analysene, der skredfaren vurderes, er bygget opp slik at de er mest mulig dagsaktuelle, der modelleringen er kalibrert etter tidligere kjente skredhendelser. Endring i mengden akkumulert snø i dalsiden vil være med på å minke tilgjengelig snø-volum ved et fremtidig snøskred. I tillegg kan økt tilførsel av vann i snømassene føre til at snøskred kan gå i nye områder som det ikke har gått snøskred før (Hanssen-Bauer et al., 2015). Områdene som er modellert i hver enkelt ROS-analyse i Geiranger, trenger dermed ikke være aktuelle i like stor grad frem mot perioden 2071-2100. Det kan dermed oppstå en nødvendighet for å analysere snøskredfaren ved nye områder der det tidligere ikke har gått skred, i tillegg til å modellere for våtere snøskred.

Ettersom Stranda kommune ikke oppfyller alle minimumskravene for helhetlig ROS- og beredskapsplan, er det ikke benyttet i denne masteroppgave. En oppdatert og helhetlig ROS-analyse i Stranda kommune, kunne inneholdt oppdaterte skredfaresoner, men også identifisert andre geologi-relaterte fokus- og bekymringsområder i kommunen. Disse fokus- og bekymringsområdene kunne med en helhetlig ROS-analyse, blitt benyttet i denne masteroppgaven.

## 7. Konklusjon

Drøfting av hver enkelt underproblemstilling gjør det mulig å besvare hovedproblemstillingen: *Ut fra forventede klimaendringer, hvilke endringer i geologiske prosesser og fenomen kan man forvente frem mot slutten av nåværende århundre, sammenlignet med perioden 1971-2000?*

- Isbreene i verdensarvområdet er særlig utsatt for en økning i sommertemperatur. En økning i henhold til Klimaprofil Møre og Romsdal kan føre til en nedsmelting av samtlige isbreer i verdensarvområdet. Forventet økning i vinternedbør er ikke tilstrekkelig for at isbreene skal vedvare i Geirangerfjorden verdensarvområde. Glacial erosjon kan, med minkende isbreer, også avta.
- Den teoretiske tregrensen vil heve seg frem mot perioden 2071-2100. Dette kommer av en økning i temperatur som vil utvide vekstsesongen samt legge til rette for vekst over dagens tregrense. Dette vil hovedsakelig påvirke den visuelle fremstillingen av Geirangerfjorden verdensarvområde. Kjennetegn ved det alpine landskapet rundt Geirangerfjorden kan endres, der fjelltoppene ikke lengre er frie for vegetasjon og snødekte over lengre perioder.
- Minkende snømengder ved høyfjellet rundt Geiranger frem mot perioden 2071-2100, kan redusere omfanget av snøskred rundt Geiranger. Faren for våtere snøskred vil øke frem mot perioden 2071-2100. Det er vanskelig å forutsi med en dynamisk modell hvordan skredene vil utbre seg i perioden 2071-2100. Økende tregrense og gjengroing vil føre til mer stabile snømasser i benyttede og historiske løsneområder rundt Geiranger.
- Det eksisterer ingen skredfarevurdering i området rundt Geiranger med hensyn til fremtidige klimaendringer. Med bakgrunn i beregninger kan det oppstå en nødvendighet for nye skredfarevurderinger, både ved tidligere undersøkte områder, men også ved nye mulige skredområder.
- Verdensarvstatusen er hovedsakelig begrunnet i de landformdannende prosessene som formet landskapet i kvartærtiden. Kriteriene tar opp flere, enkelte geologiske fenomener/prosesser, der vektleggingen ved hver enkelt del, ikke er kjent. Deler av begrunnelsen til innlemmingen av Vestnorsk fjordlandskap, delområde Geirangerfjorden kan endres. Fjelltopper som frie for vegetasjon, og tilstedeværelse av isbreer er faktorer som kan, og trolig vil, endre seg.



## Forslag til videre arbeid

- Klimaprofil Møre og Romsdal forventer en vesentlig økning i stormflo, episoder med ekstrem nedbør og jord-, flom-, og sørpeskred. En antatt fremtidig endring ved disse prosessene i Hanssen-Bauer et al. 2015 kan være et område for undersøkelse.
- En forventet økning i antall episoder med ekstrem nedbør frem mot perioden 2071 – 2100 kan føre til eksisterende bekker og elver i Geirangerfjorden vil flomme. Kartlegging og undersøkelse av nedbørsfelt og kapasitet ved enkelte elver og bekker vil kunne være med på å lage gode sikringstiltak mot overvann i fremtiden.
- I masteroppgaven ble det bare foretatt beregninger av likevektslinjer basert på norske gjennomsnittsverdier av THAR- og AAR-konstanter. Nærmere undersøkelse av isbreer i verdensarvområdet kan gi en mer reell og tidsaktuell tilstandsrapport ved breene i verdensarvområdet, der en kan inkludere massebalanse og tykkelse på isdekket.
- Kartlegging av blokkfeltene i verdensarvområdet. Nærmere undersøkelse kan si noe om opphav og alder ved disse blokkfeltene. Vekstvilkår for trær og buskvekster kan avdekkes ved nærmere undersøkelse.
- Forventet endring i lokalt klima kan åpne opp for nye problemstillinger rundt samfunnssikkerhet og beredskap. Med forventet nedgang i vinternedbør og snømengde i høyfjellet rundt Geiranger kan det være nyttig å opprette nye skredfaresoner.

## Referanseliste

- Aarseth, I., Austbø, P. K., & Risnes, H. (1997). Seismic stratigraphy of Younger Dryas ice-marginal deposits in western Norwegian fjords. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 77(2), 65–85.
- Aas, B., & Faarlund, T. (1988). Postglasiale skoggrensener i sentrale sørnorske fjelltrakter. 14C-datering av subfossile furu- og bjørkerester. (Postglacial forest limits in central south Norwegian mountains. Radiocarbon datings of subfossil pine and birch specimens). *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 42(1), 25–61. <https://doi.org/10.1080/00291958808552183>
- Ahlmann, H. (1924). Le niveau de glaciation comme fonction de l'accumulation d'humidite sous forme solide. *Geografiska Annaler*, 3, 223–272.
- Andersson, E. (2010). *Mountains with avalanche control barriers, above Davos*. Hentet fra: <http://www.eveandersson.com/photo-display/large/switzerland/davos-mountains-w-avalanche-control.html>
- Andrews, J. T. (1975). *Glacial Systems: an approach to glaciers and their environments*. Duxbury press.
- Bakke, J., Dahl, S. O., & Nesje, A. (2005). Lateglacial and early Holocene palaeoclimatic reconstruction based on glacier fluctuations and equilibrium-line altitudes at northern Folgefonna, Hardanger, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 20(2), 179–198. <https://doi.org/10.1002/jqs.893>
- Bakke J., Nesje A. (2011) Equilibrium-Line Altitude (ELA). I Singh V.P., Singh P., Haritashya U.K. (red), *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Encyclopedia of Earth Sciences Series* (267–277). Springer, Dordrecht. [https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2\\_140](https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2_140)
- Bele, B., & Norderhaug, A. (2008). *Skjøtselsplan for Møllstunet og omkringliggende områder, Geiranger, Stranda kommune*. Bioforsk. <http://hdl.handle.net/11250/2479016>
- Benn, D. I., & Lehmkuhl, F. (2000). Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*, 65, 15–29. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(99\)00034-8](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(99)00034-8)
- Bjune, A. E., Bakke, J., Nesje, A., & Birks, H. J. B. (2005). Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from palynological and glaciological lake-sediment proxies. *The Holocene*, 15(2), 177–189. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl798rp>
- Bjune, A. E. (2006). Tregrensener i Sør-Norge etter siste istid. *Naturen*, 130(4), 196–200.
- Breien, H., & Domaas, U. (2017). *Skredfarevurdering for ny brannstasjon i Geiranger* (NGI Teknisk notat). Norges Geotekniske Institutt. <https://doi.org/20160874-01-TN>
- Carrivick, J. L., Andreassen, L. M., Nesje, A., & Yde, J. C. (upublisert.). A reconstruction of Jostedalsbreen during the Little Ice Age and geometric changes to outlet glaciers since then. I prep. til: *Quaternary Science Reviews*, 1–19.
- Christen, M., Kowalski, J., & Bartelt, P. (2010). RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain. *Cold Regions Science and Technology*, 63(1–2), 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2010.04.005>

- Dahl, S. O., & Nesje, A. (1994). Holocene glacier fluctuations at Hardangerjøkulen, central-southern Norway: a high-resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits. *The Holocene*, 11(3), 269–280. <https://doi.org/10.1191/095968301669980885>
- Dahl, S. O., & Nesje, A. (1996). A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium-line altitudes and pine-tree limits: A case study from Hardangerjøkulen, central southern Norway. *The Holocene*, 6(4), 381–398. <https://doi.org/10.1177/095968369600600401>
- Dahl, S. O., Nesje, A., & Øvstedal, J. (1997). Cirque glaciers as morphological evidence for a thin Younger Dryas ice sheet in east-central southern Norway. *Boreas*, 26(3), 161–180. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1997.tb00850.x>
- Follestad, B. A. (1995). MØRE OG ROMSDAL FYLKE-kvartærgeologisk kart M 1:250 000. *Norges Geologiske Undersøkelse*.
- Forskrift om Hyskjett naturreservat. (2003). *Forskrift om verneplan for edellauvskog i Møre og Romsdal, vedlegg 8, fredning av Hyskjett naturreservat, Stranda kommune, Møre og Romsdal* (FOR-2003-06-27-828). Lovdata. <https://lovdata.no/dokument/LTII/forskrift/2003-06-27-828>
- Forskrift om Kallskaret naturreservat. (1984). *Forskrift om fredning for Kallskaret naturreservat, Norddal kommune, Møre og Romsdal* (FOR-1984-11-16-1894). Lovdata. <https://lovdata.no/dokument/LF/forskrift/1984-11-16-1894>
- Gunnarsdottir, H. (1996). Holocene vegetation history and forest-limit fluctuations in Smådalen, eastern Jotunheimen, South Norway. *Paläoklimaforschung*, 20, 233–256.
- Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M., & Reichenbach, P. (1999). Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, 31(1), 181–216. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00078-1](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00078-1)
- Hanssen-Bauer, I., Førland, E. J., Haddeland, I., Hisdal, H., Mayer, S., Nesje, A., Nilsen, J. E. Ø., Sandven, S., Sandø, A. B., Sorteberg, A., & Ådlandsvik, B. (2015). *Klima i Norge 2100: kunnskapsgrunnlag for klimatilpassing oppdatert 2015*. Oslo: Norsk Klimaservicesenter.
- Harbitz, C. B., Glimsdal, S., Løvholt, F., Kvelde, V., Pedersen, G. K., & Jensen, A. (2014). Rockslide tsunamis in complex fjords: From an unstable rock slope at Åkerneset to tsunami risk in western Norway. *Coastal Engineering*, 88, 101–122. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2014.02.003>
- Helland, A. (1912). Trægrændser og sommervarmen. *Tidsskrift for Skogbruk*, 20, 131–146, 169–175, 303–313.
- Hjelstuen, B. O., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Nygård, A., Ceramicola, S., & Bryn, P. (2005). Late Cenozoic glacial history and evolution of the Storegga Slide area and adjacent slide flank regions, Norwegian continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1), 57–69. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.10.002>
- Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J., & Svendsen, J. I. (2016). The last Eurasian ice sheets - a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, 45(1), 1–45. <https://doi.org/10.1111/bor.12142>

- Jennings, K. S., Winchell, T. S., Livneh, B., & Molotch, N. P. (2018). Spatial variation of the rain-snow temperature threshold across the Northern Hemisphere. *Nature Communications*, 9(1), 1–10. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03629-7>
- Johannesson, T., Sigurdsson, O., Laumann, T., & Kennett, M. (1995). Degree-day glacier mass-balance modelling with applications to glaciers in Iceland, Norway and Greenland. *Journal of Glaciology*, 41(138). <https://doi.org/10.3189/S0022143000016221>
- Kjøllmoen, B., Andreassen, L. M., Elvehøy, H., & Melvold, K. (2021). Glaciological investigations in Norway 2020. *NVE Rapport*. Norwegian Water Resources and Energy directorate. [http://webby.nve.no/publikasjoner/report/2011/report2011\\_03.pdf](http://webby.nve.no/publikasjoner/report/2011/report2011_03.pdf)
- Krüger, L. C., Paus, A., Svendsen, J. I., & Bjune, A. E. (2011). Lateglacial vegetation and palaeoenvironment in W Norway, with new pollen data from the Sunnmøre region. *Boreas*, 40(4), 616–635. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2011.00213.x>
- Köppen, W. (1884). Die Warmezonen der Erde, nach der Dauer der heissen, gemassigten und kalten Zeit und nach der Wirkung der Wärme auf die organische Welt betrachtet. *Meteorologische Zeitschrift*, 1, 215–226.
- Lied, K., Domaas, U., Blikra, L. H., & Sandersen, F. (1997). *Skredfareberedskap i Geiranger*. Norges Geoteknisk Institutt. <https://doi.org/964035-1>
- Lied, K., & Kristensen, K. (2003). *Snøskred: Håndbok om snøskred*. Vett og Viten i samarbeid med Norges Geotekniske Institutt.
- Lied, K., & Gauer, P. (2015). *Maråk-Grande, Geiranger*. Norges Geotekniske Institutt. <https://doi.org/20150444-01-R>
- Mangerud, J., Larsen, E., Longva, O., & Sønstegaard, E. (1979). Glacial history of western Norway 15,000–10,000 B.P. *Boreas*, 8(2), 179–187. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1979.tb00798.x>
- Mangerud, J., Gulliksen, S., Larsen, E., Longva, O., Miller, G. H., Sejrup, H. -P., & Sønstegaard, E. (1981). A Middle Weichselian ice-free period in Western Norway: the Ålesund Interstadial. *Boreas*, 10(4), 447–462. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1981.tb00508.x>
- Mangerud, J., Gulliksen, S., & Larsen, E. (2010). 14C-dated fluctuations of the western flank of the Scandinavian Ice Sheet 45–25 kyr BP compared with Bølling-Younger Dryas fluctuations and Dansgaard-Oeschger events in Greenland. *Boreas*, 39(2), 328–342. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2009.00127.x>
- McClung, D., & Schaerer, P. (2006). *The Avalanche Handbook* (3. utg). The Mountaineers Books.
- Meierding, T. C. (1982). Late pleistocene glacial equilibrium-line altitudes in the Colorado Front Range: A comparison of methods. *Quaternary Research*, 18(3), 289–310. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(82\)90076-X](https://doi.org/10.1016/0033-5894(82)90076-X)
- Miljøverndepartementet. (2014). West Norwegian Fjords: Geirangerfjord and Nærøyfjord, Norway. *Coastal Research Library*, 28, 87–92. [https://doi.org/10.1007/978-94-024-1528-5\\_13](https://doi.org/10.1007/978-94-024-1528-5_13)

- Nesje, A., & Dahl, S. O. (1992). Equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene glaciers in Fosdalen, inner Nordfjord, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 72(2), 209–216.
- Nesje, A., & Dahl, S. O. (1993). Lateglacial and Holocene glacier fluctuations and climate variations in western Norway: A review. *Quaternary Science Reviews*, 12(4), 255–261. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(93\)90081-V](https://doi.org/10.1016/0277-3791(93)90081-V)
- Nesje, A., Matthews, J. A., Dahl, S. O., Berrisford, M. S., & Andersson, C. (2001). Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records. *The Holocene*, 11(3), 267–280. <https://doi.org/10.1191/095968301669980885>
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø., & Matthews, J. A. (2008). Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. I *Global and Planetary Change*, 60(1–2), 10–27. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.08.004>
- Nesje, A. (2012). *Brelære: Bre, Landskap, Klimaendringer og Datering* (2. utg). Høyskoleforlaget.
- Nesje, & Dahl, S. O. (2016). *Glaciers and environmental change*. Routledge.
- Odland, A. (1996). Differences in the vertical distribution pattern of *Betula pubescens* in Norway and its ecological significance. *Paläoklimaforschung*, 20, 42–59.
- Paus, A., & Haugland, V. (2017). Early- to mid-Holocene forest-line and climate dynamics in southern Scandes mountains inferred from contrasting megafossil and pollen data. *The Holocene*, 27(3), 361–383. <https://doi.org/10.1177/0959683616660172>
- Pellitero, R., Rea, B. R., Spagnolo, M., Bakke, J., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Lukas, S., & Ribolini, A. (2015). A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Computers and Geosciences*, 82, 55–62. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.05.005>
- Reisz, S.-K. (2008). *Forvaltningsplan Vestnorsk fjordlandskap delområde Geirangerfjorden* (2008:04). Areal- og Miljøvernavdelingen & Møre og Romsdal fylke.
- Reite, A. J. (1967). Lokalglasiasjon på Sunnmøre. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 247.
- Rye, N., Nesje, A., Lien, R., Blikra, L. H., Eikenæs, O., Hole, P. A., & Torsnes Ingrid. (1997). Glacial geology and deglaciation chronology of the area between inner Nordfjord and Jostedalbreen - Strynefjellet, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 77(1), 51–63.
- Sejrup, H. P., Aarseth, I., Haflidason, H., Løvlie, R., Bratten, Å., Tjøstheim, G., Forsberg, C. F., & Ellingsen, K. L. (1995). Quaternary of the Norwegian Channel: glaciation history and palaeoceanography. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 75(2–3), 65–87.
- Sollid, J. L., & Sørbel, L. (1979). Deglaciation of western Central Norway. *Boreas*, 8(2), 233–239. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1979.tb00805.x>
- Statens Vegvesen. (2016). *Fv. 63 Korsmyra-Indreeide - Rassikring*. Statens vegvesen. Tilgjengelig fra: <https://mrfylke.no/veg-og-kollektiv/vegprosjekt/fv.-63-korsmyra-indreeide/reguleringsplanar>
- Stensgaard, K. (2017). *Hvordan står det til på setra? Registrering av setermiljøer i perioden 2009-2015*. NIBIO. Tilgjengelig fra: <http://hdl.handle.net/11250/2447691>



- Svarva, H. L., Thun, T., Kirchhefer, A. J., & Nesje, A. (2018). Little Ice Age summer temperatures in western Norway from a 700-year tree-ring chronology. *The Holocene*, 28(10), 1609–1622. <https://doi.org/10.1177/0959683618782611>
- Tingstad, L., Olsen, S. L., Klanderud, K., Vandvik, V., & Ohlson, M. (2015). Temperature, precipitation and biotic interactions as determinants of tree seedling recruitment across the tree line ecotone. *Oecologia*, 179(2), 599–608. <https://doi.org/10.1007/s00442-015-3360-0>
- Tveten, E., Lutro, O., & Thorsnes, T. (1998). *Geologisk kart over Noreg, bergrunnskart ÅLESUND M 1:250.000*. Norges geologiske undersøkelse.
- Vorren, T. O., & Mangerud, J. (2013). Istider kommer og går. I I. B. Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt, & K. Rangnes (red.), *Landet blir til: Norges Geologi* (2. utg), 496–547. Norsk Geologisk Forening.

### Nettsider:

- Bryhni, I., Tjernshaugen, A., & Delsett, L. L. (2019). *kvartær*. Store Norske Leksikon. Tilgjengelig fra: [www.snl.no/kvartær](http://www.snl.no/kvartær)
- Bryhni, I. (2021). *Milanković-sykluser*. Store Norske Leksikon. Tilgjengelig fra: [www.snl.no/Milanković-sykluser](http://www.snl.no/Milanković-sykluser)
- Christen, M., Bartelt, P., Bühler, Y., Deubelbeiss, Y., Salz, M., Schneider, M., & Schumacher, L. (2017). *RAMMS::AVALANCHE User Manual v1.7.0*. Tilgjengelig fra: [https://ramms.slf.ch/ramms/downloads/RAMMS\\_AVAL\\_Manual.pdf](https://ramms.slf.ch/ramms/downloads/RAMMS_AVAL_Manual.pdf)
- DIBK. (2021). *Byggteknisk forskrift (TEK17) med veiledning*. Direktoratet for Byggkvalitet. Tilgjengelig fra: <https://dibk.no/regelverk/byggteknisk-forskrift-tek17/7/7-3/>
- DSB. (2015). *Klimahjelperen*. Direktoratet for samfunnssikkerhet og beredskap. Tilgjengelig fra: <https://www.dsb.no/globalassets/dokumenter/veiledere-handboker-og-informasjonsmaterieell/veiledere/klimahjelperen.pdf>
- DSB. (2017). *Samfunnssikkerhet i kommunens arealplanlegging*. Direktoratet for samfunnssikkerhet og beredskap. Tilgjengelig fra: [https://www.dsb.no/globalassets/dokumenter/veiledere-handboker-og-informasjonsmaterieell/veiledere/samfunnssikkerhet\\_i\\_kommunens-arealplanlegging\\_metode-for-risiko\\_og\\_saarbarhetsanalyse.pdf](https://www.dsb.no/globalassets/dokumenter/veiledere-handboker-og-informasjonsmaterieell/veiledere/samfunnssikkerhet_i_kommunens-arealplanlegging_metode-for-risiko_og_saarbarhetsanalyse.pdf)
- DSB. (2018). *Veileder til forskrift om kommunal beredskapsplikt*. Direktoratet for samfunnssikkerhet og beredskap. Tilgjengelig fra: [https://www.dsb.no/globalassets/dokumenter/veiledere-handboker-og-informasjonsmaterieell/veiledere/veileder\\_til\\_forskrift\\_om\\_kommunal\\_beredskapsplikt.pdf](https://www.dsb.no/globalassets/dokumenter/veiledere-handboker-og-informasjonsmaterieell/veiledere/veileder_til_forskrift_om_kommunal_beredskapsplikt.pdf)
- DSB. (2021). *Kommuneundersøkelsen 2021*. Direktoratet for samfunnssikkerhet og beredskap. Tilgjengelig fra: [https://www.dsb.no/contentassets/2e46c5ab2c37436db36ba80a85cfbc51/kommuneundersokelsen-2021\\_publisert.pdf](https://www.dsb.no/contentassets/2e46c5ab2c37436db36ba80a85cfbc51/kommuneundersokelsen-2021_publisert.pdf)
- Harstveit, K. (2019). *lille istid*. Store Norske Leksikon. Tilgjengelig fra: [https://snl.no/lille\\_istid](https://snl.no/lille_istid)

- Kartverket. (2018). *Omløpsfotografiering Møre 2018*. Tilgjengelig fra: <https://norgebilder.no>
- Kartverket. (2021). *Topografisk kart*. Tilgjengelig fra: <https://kartkatalog.geonorge.no/metadata/norge-illustrasjonskart/a374f867-60c0-4524-9eda-b15ab4d12858>
- Kartverket. (2022). *Høydedata*. Tilgjengelig fra: <https://hoydedata.no/LaserInnsyn/>
- Meteorologisk institutt. (2022). *SeKlima*. NKSS. Tilgjengelig fra: <https://seklima.met.no>
- Moe, T. Ø., & Sivle, A. D. (2021). *isoterm (meteorologi)*. Store Norske Leksikon. Tilgjengelig fra: [https://snl.no/isoterm\\_-\\_meteorologi](https://snl.no/isoterm_-_meteorologi)
- NGU. (2015). *Olivin*. Norges Geologiske Undersøkelse. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/fagomrade/olivin>
- NGU. (2022). *Nasjonal berggrunnsdatabase: Bergrunn N250 raster*. Norges Geologiske Undersøkelse. Tilgjengelig fra: [https://geo.ngu.no/kart/berggrunn\\_mobil/](https://geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/)
- NKSS. (2022). *Klimaprofil - Møre og Romsdal*. Norsk Klimaservicesenter. Tilgjengelig fra: [https://cms.met.no/site/2/klimaservicesenteret/klimaprofiler/klimaprofil-møre-og-romsdal/\\_attachment/12032?\\_ts=15dcb1b2fb3](https://cms.met.no/site/2/klimaservicesenteret/klimaprofiler/klimaprofil-møre-og-romsdal/_attachment/12032?_ts=15dcb1b2fb3)
- NVE. (2022a). *NVE breatlas*. NVE Temakart. Tilgjengelig fra: <https://temakart.nve.no/tema/breatlas>
- NVE. (2022b). *NVE Skredhendelser*. NVE Temakart. Tilgjengelig fra: <https://temakart.nve.no/link/?link=skredhendelser>
- NVE, & Meteorologisk institutt. (2022). *senorge.no*. seNorge. Tilgjengelig fra: <http://www.senorge.no/?p=klima>
- OED. (2022). *Ruggedness*. Oxford English Dictionary. Tilgjengelig fra: <https://www.oed.com/view/Entry/168661?rskey=yjkGOn&result=14&isAdvanced=true#eid24776506>
- Schrumpf, E., Bull, E., & Tvedt, K. A. (2021). *den industrielle revolusjon*. Store Norske Leksikon. Tilgjengelig fra: [https://snl.no/den\\_industrielle\\_revolusjon](https://snl.no/den_industrielle_revolusjon)
- UNESCO. (2005a). *Decisions of the 29th Session of the World Heritage Committee (Durban, 2005)*. UNESCO World Heritage Center. Tilgjengelig fra: <http://whc.unesco.org/archive/2005/whc05-29com-22e.pdf>
- UNESCO. (2005b). *West Norwegian Fjords - Geirangerfjord and Nærøysfjord*. UNESCO World Heritage Center. Tilgjengelig fra: <http://whc.unesco.org/en/list/1195>
- UNESCO. (2015). *The Criteria for Selection World Heritage*. UNESCO World Heritage Center. Tilgjengelig fra: <https://whc.unesco.org/en/criteria/>

