

Kartlegging og modellering av skred ved Trollstigen i Møre og Romsdal – og hvordan de kan bli påvirket av et klima i endring

Masteroppgave i geovitenskap



Solveig Dahl Nøttestad

Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Juni 2022

Sammendrag

Skred er en av de største naturfarene i Norge og rammer både mennesker og infrastruktur. Trollstigen i Møre og Romsdal er en av Norges mest kjente turistattraksjoner, og veien er utsatt for flere skredhendelser i året som kan gjøre skade på veien og potensielt ta menneskeliv. Denne masteroppgaven er laget med utgangspunkt i pilotprosjektet «Trollstigen: Early warning», som har til hensikt å undersøke mulighetene for et varslingsystem for stenging av veien ved store nedbørmengder og økt skredfare. Pilotprosjektet er en del av «Klima 2050», som er et senter for forskningsbasert innovasjon.

Formålet med masteroppgaven er å kartlegge skredaktiviteten ved deler av Trollstigen og undersøke hvor nøyaktig kjente skredhendelser kan modelleres ut fra observasjonene. I tillegg brukes klimaprofilen for Møre og Romsdal for å undersøke hvordan et klima i endring påvirker skredaktiviteten. I denne oppgaven er det kartlagt to flomskredrenner og to glideskredbaner ved hjelp av blant annet feltobservasjoner, fjernkartlegging og historiske data. Kartleggingen er brukt for å modellere kjente skredhendelser i modelleringsprogrammet RAMMS («Rapid Mass Movements Simulation»).

Resultater fra kartleggingen av skredaktiviteten i studieområdet gir en estimert returperiode for flomskred over vei på 10 år, og større glideskred har en antatt returperiode på 1 til 5 år. Modelleringsresultatene for snøskred stemmer godt overens med kjente skredhendelser når det kommer til utløpslengde og utbredelse av snømassene, men gir større avvik for flyte høyde og skredvolum. Flomskredmodelleringen stemmer godt overens med observasjoner av strømningsmønster og avsetninger frem til skredet har utløp over veien, men den maksimale utløpslengden nedenfor veien har stor usikkerhet. Mer nøyaktig modellering av flomskred vil kreve flere geotekniske og hydrologiske undersøkelser. En økning på opp mot 100% i hyppighet for styrtnedbør frem mot år 2100 vil kunne redusere returperioden for flomskred over vei. Frem mot år 2100 kan den årlige gjennomsnittstemperaturen øke med opp mot 4°C, og dette vil trolig føre til at snøskredene vil få kortere utløpslengde og at snøskredaktiviteten forskyves mot vintersesongen. For å redusere risikoen for ulykker ved skred over vei vil mer omfattende skredfarekartlegging, varslingsystemer og eventuelle sikringstiltak være avgjørende.

Abstract

Landslides and avalanches are one of the greatest natural hazards in Norway and affects people and infrastructure. Trollstigen in Møre og Romsdal is one of Norway's most famous tourist attractions and the area is exposed to several landslide and avalanche events every year. These events have the capability to damage roads and risk human lives. This master thesis is based on the pilot project “Trollstigen: Early warning”, which aims to explore the possibility for developing an early warning system for landslide events triggered by heavy rainfall. The pilot project is a part of the center for research-based innovation called “Klima 2050”.

The purpose of this thesis is to map the debris flow and avalanche activity at Trollstigen and explore how accurate well-known debris flow and gliding avalanche events can be modeled. The effect of a changing climate on the debris flow and avalanche activity have also been studied with the use of the climate profile for Møre og Romsdal. Field observations, remote mapping and historical data have been used for geological mapping of two debris flow channels and two gliding avalanche sites. The results from the mapping are used for modeling debris flows and avalanches in RAMMS (Rapid Mass Movements Simulation).

Based on the geological mapping, the estimated return period for debris flows with runout zone on the road is 10 years, and larger avalanches are estimated to have a return period of 1 to 5 years. The results from the avalanche modeling provides a good reconstruction of known events in terms of runout and snow distribution. However, there are more deviations and uncertainties in terms of flow height and total avalanche volume. The debris flow models correspond well with observations in terms of flow and deposits until the landslide reaches the road. However, the maximum runout length, which is typically over the road, has greater uncertainties. More accurate models of debris flows will require more detailed geotechnical and hydrological data. An increase of up to 100% in frequency of heavy rainfall towards the year 2100 could lead to a decrease in return period for debris flows with runout zone on the road. The annual average temperature could increase with 4°C towards the year 2100, and this would probably lead to a decrease in runout length and shift the avalanche activity towards the winter months. To reduce the risk of avalanche and debris flow hazards more mitigation measures like warnings systems and more detailed geological mapping of the area will be necessary.

Forord

Først vil jeg rette en stor takk til min hovedveileder Christian Haug Eide, førsteamanuensis ved Institutt for geovitenskap, for alle faglige diskusjoner, gode tilbakemeldinger og nyttige tips og triks. Jeg setter stor pris på at du alltid var tilgjengelig for å svare på spørsmål, motivere og utfordre meg. En takk fortjener også min medveileder Atle Nesje, professor ved Institutt for geovitenskap, for gode samtaler på kontoret og i felles veiledningstimer.

Videre vil jeg takke mine to medveiledere, Herbjørn Presthus Heggen og Astrid Lemme i Multiconsult, for uvurderlig god hjelp med modellering i RAMMS og kartlegging i ArcGIS Pro samt gode faglige diskusjoner. Jeg vil også takke Halgeir Dahle i Statens vegvesen for at du delte din kunnskap om skred på Trollstigen. En takk sendes også til David Grøvdal og hans kone som inviterte meg hjem på kaffe og boller for å fortelle om Trollstigen. En hilsen og stor takk må også sendes til Perry Bartelt, som har delt sin kunnskap og veiledet meg gjennom RAMMS. Prosjektet hadde ikke blitt til uten «Klima 2050» og pilotprosjektet «Trollstigen: Early Warning». Takk til Aker BP-fondet for midler til å reise på skredkonferanse. Jeg ønsker også å takke alle de i Multiconsult, NVE, NGI og Statens vegvesen som har hjulpet meg, og svart på mine mange spørsmål.

Jeg vil spesielt takke min feltassistent og studievenn Wouter Bell Gravendeel for en fantastisk uke i felt. Jeg vil også takke mine gode studievenner Mari Ingeborg Hope Nesse og Astrid Høyen Mangersnes for mange, men nødvendige timer med småprat og latter på lesesalen. Masterskriving hadde ikke vært den samme uten dere. Til slutt vil jeg takke familien min som alltid heier på meg og en spesiell takk til min kjæreste og mor for nøye korrekturlesing av oppgaven.

Bergen, mai 2022

Solveig Dahl Nøttestad

Innholdsfortegnelse

Sammendrag	i
Abstract	ii
Forord	iii
1 Introduksjon	1
2 Områdebeskrivelse	3
2.1 Geografi og topografi	3
2.2 Berggrunnsgeologi	5
2.3 Kvantærgeologisk rammeverk	6
2.4 Klima	7
2.4.1 Holocene klimavariasjoner	7
2.4.2 Dagens klima	8
2.4.3 Klimaprognoser for Møre og Romsdal	11
3 Teori	13
3.1 Klassifisering av skred	13
3.2 Utløsning av skred / Skråningsstabilitet	14
3.3 Løsmasseskred	15
3.3.1 Flomskred	16
3.4 Snøskred	17
3.4.1 Flakskred	19
3.4.2 Glideskred	19
3.4.3 Løssnøskred	22
3.4.4 Sørpeskred	22
3.5 Skredmodellering i RAMMS (“Rapid Mass Movements Simulation”)	23
4 Datasett og metode	25
4.1 Skredkartlegging og feltarbeid	25
4.1.1 Feltarbeid	25
4.1.2 Sedimentære parametere	25
4.1.3 Lichenometri (Kartlavmåling)	26
4.2 Fjernanalyse	27
4.2.1 Dronebilder	27
4.2.2 Ortofoto	27
4.2.3 Kartlag og modeller i ArcGIS Pro	28
4.3 RAMMS	29
4.3.1 Terrengmodell og løsneområde	29
4.3.2 RAMMS::DEBRISFLOW	29
4.3.3 RAMMS::EXTENDED for snøskred	32

4.4 Innsamling av vær- og klimadata.....	33
4.5 Kartlegging av holocene skredhendelser (11,7 ka BP til nåtid)	34
5 Resultat.....	35
5.1 Storskala- og feltkarlegging.....	35
5.1.1 Lokalitet A: Langøyen.....	35
5.1.2 Lokalitet B: Svartøya.....	46
5.1.3 Lokalitet C: Byksefonna.....	53
5.1.4 Lokalitet D: Bispefonna.....	62
5.2 Skredmodellering	67
5.2.1 Lokalitet A: Langøyen.....	67
5.2.2 Lokalitet B: Svartøya.....	70
5.2.3 Lokalitet C: Byksefonna.....	72
5.2.4 Lokalitet D: Bispefonna.....	78
5.3 Skredmodeller med klimapåslag	83
5.3.1 Flomskred	83
5.3.2 Snøskred	86
6 Diskusjon.....	88
6.1 Skredaktivitet i studieområdet.....	88
6.1.1 Spor av skredaktivitet	88
6.1.2 Mulige feilkilder ved innsamling av data	89
6.1.3 Registrering av skredhendelser og estimering av returperiode	90
6.1.4 Skredaktivitet i studieområdet gjennom holocen.....	91
6.2 Skredmodellering i RAMMS.....	92
6.2.1 RAMMS::DEBRISFLOW – Feilkilder og bestemmelse av friksjonsparametere	92
6.2.2 RAMMS::EXTENDED – Datagrunnlag og feilkilder.....	93
6.2.3 Sammenligning av modellene og observasjonene av flomskred	95
6.2.4 Sammenligning av modellene og observasjonene av snøskred	97
6.3 Klimapåvirkning på flom- og snøskred frem mot år 2100	100
6.3.1 Endring av flomskredfare	100
6.3.2 Endring i vegetasjon	101
6.3.3 Endring i sedimenttilførsel	102
6.3.4 Endring av snøskredfare	103
6.3.5 Meteorologisk påvirkning på glidebevegelse og glideskred.....	105
6.4 Varslingssystemer og risikovurdering for skred ved Trollstigen	105
6.4.1 Varslingssystem for flomskred	106
6.4.2 Måling og varsling av glideskred på Bispen.....	107
6.4.3 Samfunnspåvirkning	109
7 Konklusjon.....	111
8 Referanser	113

1 Introduksjon

Skred er en av de største naturfarene i Norge og vi vil alltid måtte godta en viss risiko for skred (Furseth, 2006). Bare i 2020 ble det registrert i overkant av 2000 skredhendelser i den norske databasen Regobs (NVE, 2021b). Skred defineres som en gravitasjonsdrevet og plutselig forflyttelse av våte eller tørre masser av snø, løsmasser, bergartsfragmenter eller en kombinasjon av disse (Blikra & Nemec, 1998). Større skredhendelser kan ha fatale konsekvenser for menneskeliv og infrastruktur. Det er registrert rundt 4000 omkomne i forbindelse med skredhendelser i Norge (Furseth, 2006).

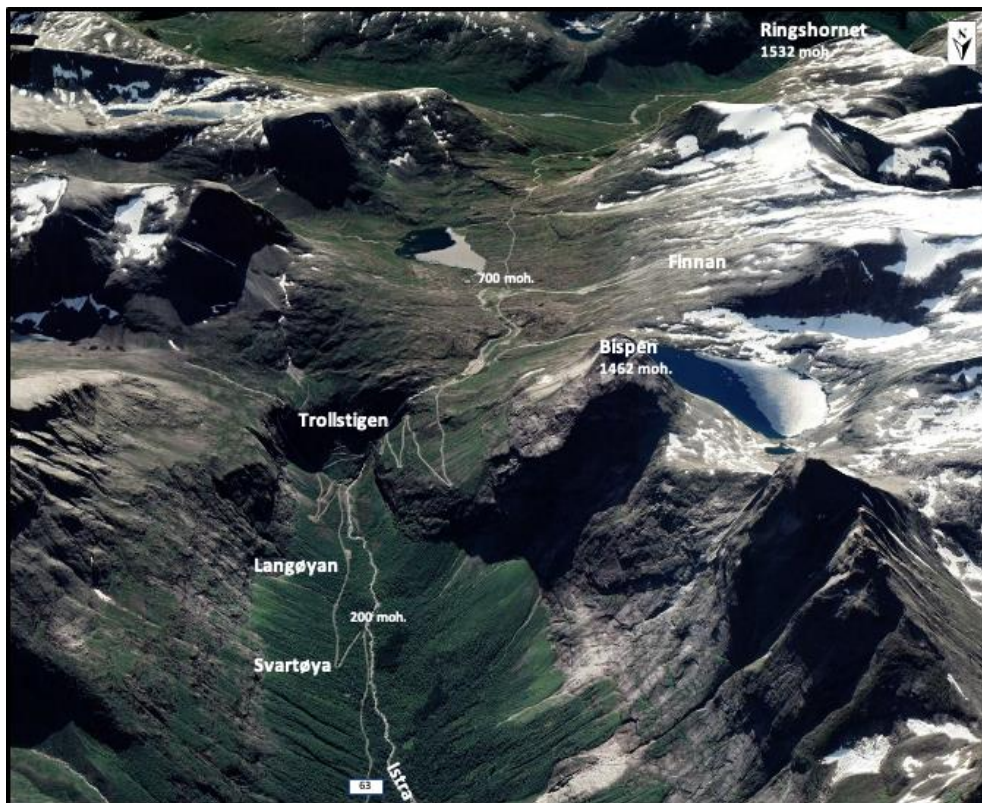
Trollstigen i Møre og Romsdal er en av Norges mest kjente turistattraksjoner og turister strømmer hit fra hele verden for å se den spektakulære veistrekningen. Skredhendelser skjer hyppig ved denne veistrekningen og undersøkelser av historiske skred viser at det de siste 30 årene har forekommet 70 kjente skredhendelser i området (Dahle & Humstad, 2018). Størrelsen og returperioden (hvor lang tid i gjennomsnitt det er mellom skredhendelser av en gitt type og størrelse) på skredhendelsene varierer, og snøskred, flomskred og steinsprang utgjør alle en risiko for bilister og mennesker på Trollstigen. Det er ikke registrert dødsfall i sammenheng med skred over vei i området. Trollstigen er vinterstengt, men veien stenges også ofte i åpen sesong grunnet skade på veistrekningen, og utsatt åpning er vanlig for å redusere risikoen for tap av menneskeliv i store skred (Dahle & Humstad, 2018). I denne oppgaven fokuseres det på to typer skred; flomskred (løsmasseskred) og glideskred (snøskred), da disse skredtypene ofte har utløp over veien og er et gjentakende problem for infrastrukturen på Trollstigen. For å bedre forstå skredaktivitet, utløpslengde, skredfare og utvikling av varslingsystemer i området er det kartlagt og modellert historiske skredhendelser ved Trollstigen gjennom holocen (11,7 ka BP - nåtid).

Klimaendringene gir mer ekstremvær, høyere temperaturer og mer nedbør (Norsk klimaservicesenter, 2021). Løsmasseskred er skredtypen som kan bli mest påvirket av økning i nedbørsmengde, mens snøskred vil kunne påvirkes av både økning i nedbørsmengde og temperatur. «Klima 2050» har som hensikt å redusere samfunnsrisikoen knyttet til klimaendringer, som økt nedbør og flom, for bygninger og infrastruktur. Et varslingsystem for flom på Trollstigen i forbindelse med pilotprosjektet «Trollstigen: Early Warning» vil kunne redusere denne risikoen. Høye fjell og bratte dalsider legger til rette for stor skredaktivitet på

Trollstigen, og med et klima i endring er det derfor viktig å kartlegge skredhendelser for å videre kunne se på hvordan skredaktiviteten endrer seg i sammenheng med klimaendringene. Formålet med denne masteroppgaven er å besvare følgende problemstillinger:

1. Hva er omfanget og hyppigheten av flomskred og glideskred ved Trollstigen?
2. Hvor nøyaktig er det mulig å modellere kjente skredhendelser ut fra feltobservasjoner og historiske data?
3. Hva skjer med returperiode og utløpslengde av flomskred og snøskred når nedbør og temperatur øker som et resultat av klimaendringer frem mot år 2100?

For å svare på disse problemstillingene er det kartlagt fire skredløp ved Trollstigen (Figur 1.1). Det er brukt feltobservasjoner, dronebilder, terrengmodeller og ortofoto for å få best mulig oversikt over skredaktiviteten i området. Under feltarbeidet ble skredavsetninger, samt løsne- og utløpsområder kartlagt. Skredkartleggingen er brukt til å modellere kjente skredhendelser i modelleringsprogrammet RAMMS («Rapid Mass Movements Simulation»), for så å sammenligne modellene med feltobservasjoner. Det er også laget modeller av endring i skredaktivitet med tanke på klimaendringene for Møre og Romsdal frem mot år 2100. Videre er samfunnsrisiko og mulige varslingsystem diskutert med fokus på resultatene fra oppgaven.



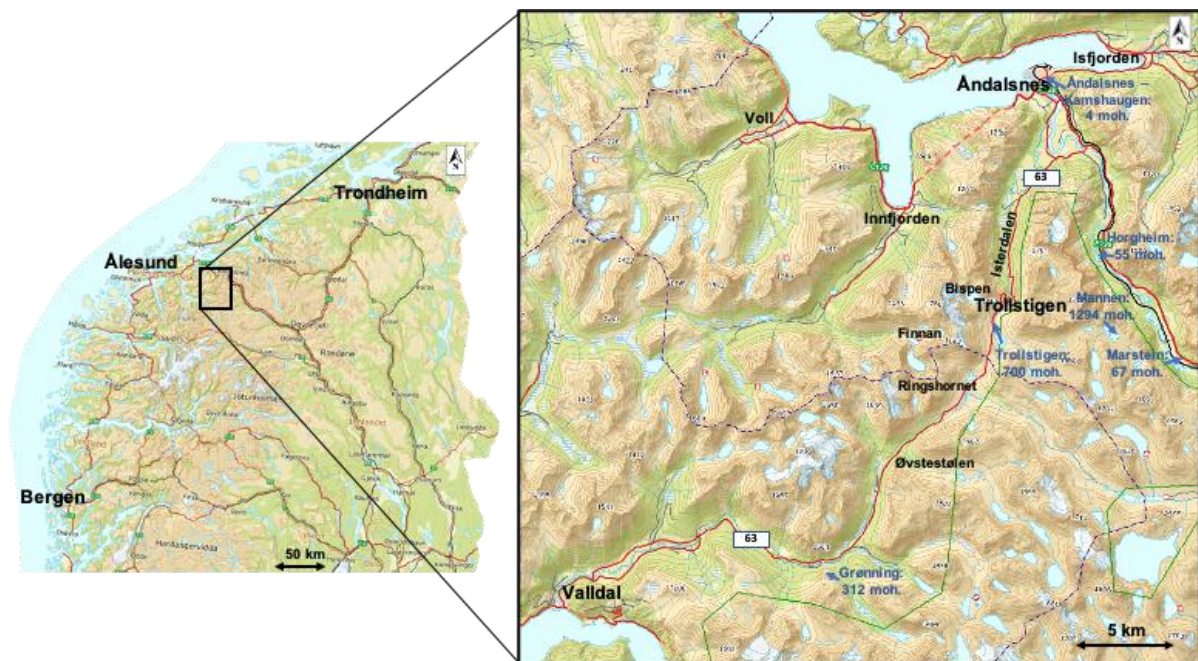
Figur 1.1: Trollstigen i Møre og Romsdal er en del av fylkesvei 63 fra Åndalsnes til Valldal. Høye fjell og bratte dalsider legger til rette for stor skredaktivitet i området. I denne oppgaven er det kartlagt fire skredløp ved Trollstigen; Bykefonna på Ringshornet, Bispefonna på Bispen, Langøyen og Svartøya. Foto hentet fra Google Earth.

2 Områdebeskrivelse

I dette kapittelet vil områdets geografi, topografi, berggrunnsgeologi, løsmasser og deglasiasjonsforløp beskrives. Klimatiske forhold både lokalt og regionalt vil også bli presentert. Samspeilet mellom disse faktorene vil påvirke skredaktiviteten i studieområdet, både med tanke på størrelse og frekvens.

2.1 Geografi og topografi

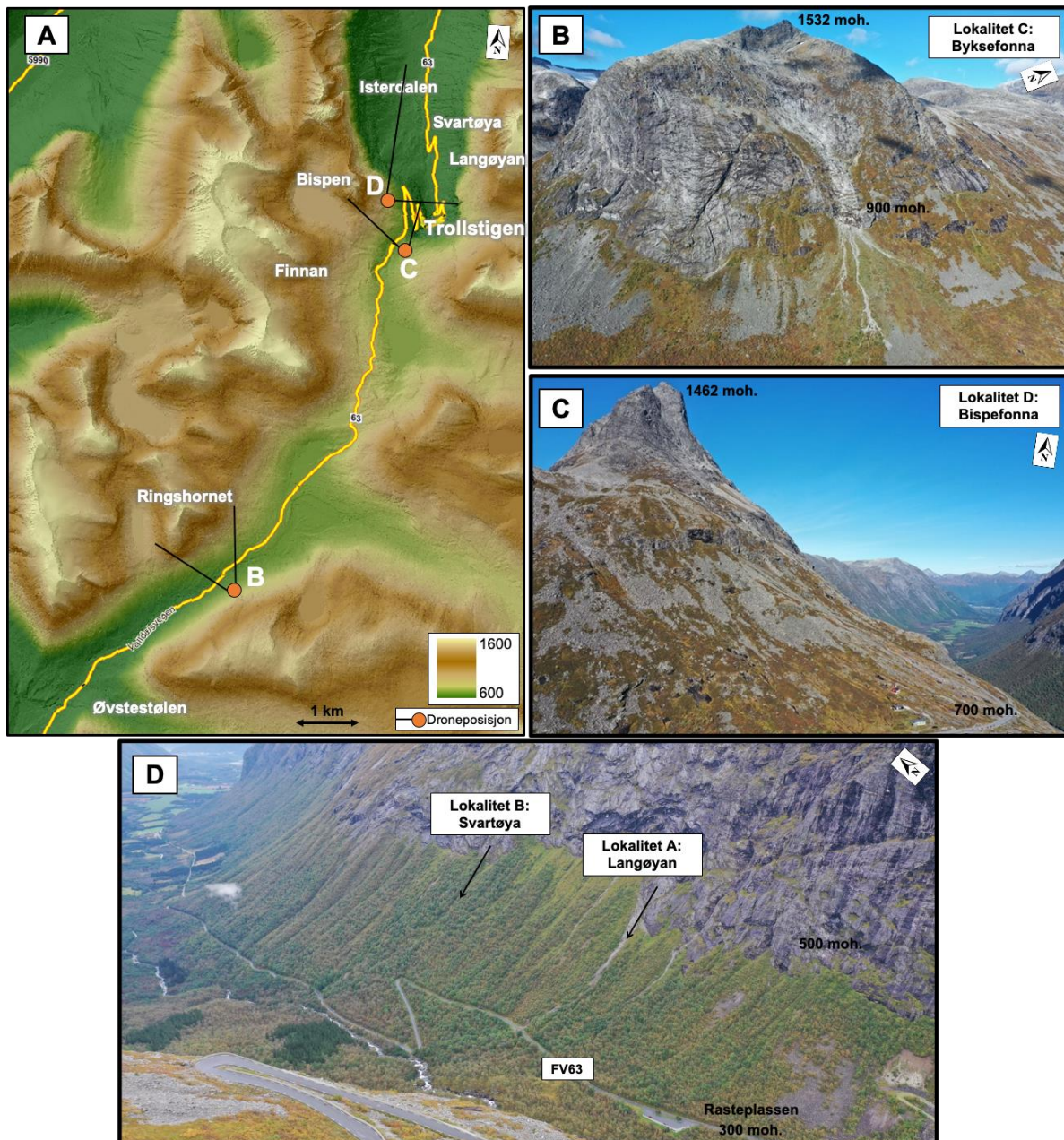
Trollstigen er en del av fylkesvei 63 (FV63) mellom Åndalsnes og Valldal i Møre og Romsdal (Figur 2.1). Veistrekningen er kjent for sine bratte svinger i enden av Isterdalen. Trollstigen krysser kommunegrensen mellom Rauma kommune og Fjord kommune. Veistrekninger er vinterstengt fra første store snøfall en gang mellom oktober og desember til veien brøytes i mai/juni. Veiens høyest punkt er 852 moh. og er omringet av flere fjelltopper opp mot 1600 moh. Trollstigen er en av Norges mest kjente turistattraksjoner og i 2019 var det omtrent 1 millioner besøkende (Bratteng, 2019).



Figur 2.1: Oversiktskart over Trollstigen i Møre og Romsdal, og fjellovergangen FV63 fra Åndalsnes til Valldal. Fjellovergangen krysser kommunegrensen (lilla stiplet linje) mellom Rauma kommune i nord og Fjord kommune i sør. Ringshornet er den eneste lokalitet fra oppgaven som ligger i Fjord kommune. Meteorologiske stasjoner (Norsk klimaservicesenter, 2022) i området er vist ved blå skrift. Modifisert «Topografisk norgeskart 4» VMS kart fra Kartverket (2022b).

Lokalitetene i denne oppgaven strekker seg fra Isterdalen, på nedsiden av svingene i Trollstigen, til Øvstestølen, helt på sørlig grense av Trollstigen (Figur 2.2.A). Det er fokusert på fire feltlokaliteter i denne oppgaven (Figur 2.2): A: Langøyen, B: Svartøya, C: Byksefonna og D:

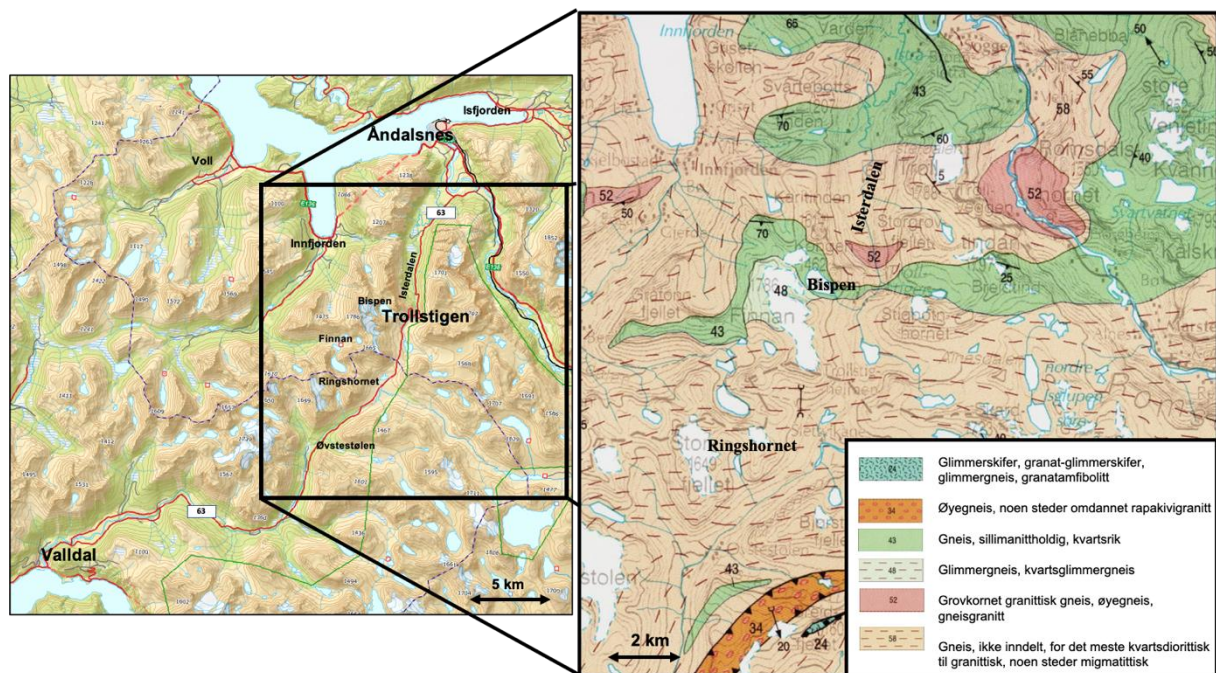
Bispefonna. Alle lokalitetene er kjente skredrenner der skredene utgjør en risiko for mennesker og infrastruktur grunnet utløpslengde over veien (Dahle & Humstad, 2018). Figur 2.2 viser terrengmodell av Isterdalen i nord og fjellovergangen mot sør, og oversiktsbilder av de fire skredrennene. Det er 700 meter høydeforskjell fra Isterdalen og opp til toppen av Trollstigen. De bratte dalsidene er tydelig preget av mye skredaktivitet (Figur 2.2). Det er også mange høye topper langs veistrekningen innover i fjellplatået og flere av fjellene er kjent for å utløse store snøskred.



Figur 2.2: A: Terrengmodell av Trollstigen fra Isterdalen i nord til Øvstestølen i sør. Terrengmodellen er laget i ArcGIS Pro ved hjelp av DTM (1x1 m) og skyggerrelieff. B: Oversiktsbilde over lokalitet C: Byksefonna på sørøstsiden av Ringshornet. C: Lokalitet D: Bispefonna ligger på østsiden av Bispen, på toppen av Trollstigen. D: Lokalitet A: Langøyen og B: Svartøya er lokalisert på østsiden av Isterdalen. Utløpet over veien for begge skredrennene ligger ved første sving i Trollstigen, nord for rasteplassen. Dronebilder: Wouter Bell Gravendeel. DTM er hentet fra Kartverket (2021).

2.2 Berggrunnsgeologi

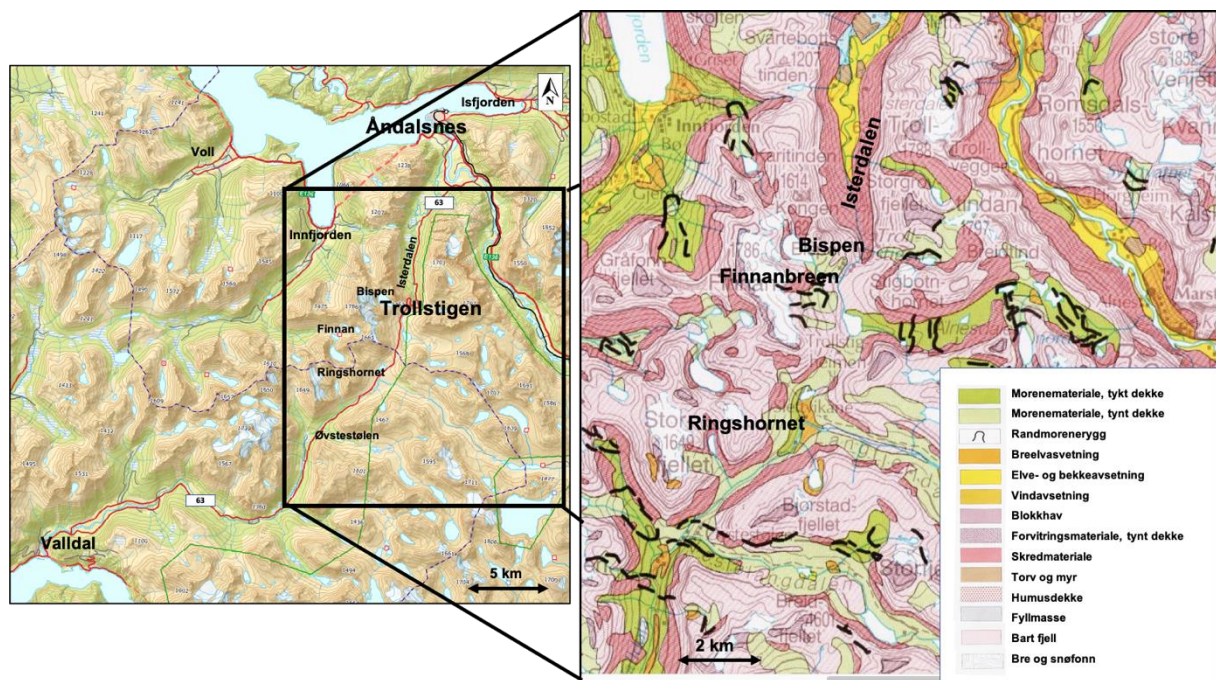
Møre og Romsdal hører til den vestre gneisregionen som strekker seg fra Bergen i sør til Helgelandsdekke i nord. Gneisregionen består av områder med grunnfjell av prekambrisk alder vest for de kaledonske skyvedekkene (Fossen *et al.*, 2013). Berggrunnskart fra Tveten *et al.* (1998) viser at store deler av studieområdet ved Trollstigen er av diorittisk til granittisk gneis med stedvis migmatittisk bergart (Figur 2.3). Det forekommer også linser av aluminiumsilikatgneis og grovkornet granittisk gneis. De prekambriske bergartene ble dannet i tidsrommet fra 1700-1500 millioner år siden (Nordgulen & Andresen, 2013), og er senere, i varierende grad, påvirket av den kaledonske fjellkjededannelsen (500 – 405 millioner år) (Fossen *et al.*, 2013). Berggrunnen i studieområdet er ganske homogen og har ingen tydelig påvirkning på skredfaren i området. Dahle & Humstad (2018) har observert oppsprukket amfibolitt i et område ved Trollstigen, der sprekkesystemet har samme orientering og går parallelt med både med foliasjonen og bergoverflaten. Studien viser derimot ingen viktige endringer i løsneområder på bakgrunn av klastlitologi.



Figur 2.3: Berggrunnskart over studieområdet viser et dekke av diorittisk til granittisk gneis med stedvis migmatittisk bergart. Området tilhører den vestre gneisregionen. Den relativt homogene berggrunnen i studieområdet har ingen tydelig påvirkning på skredfaren. Oversiktskart modifisert fra Kartverket (2022b), berggrunnskart modifisert fra Tveten *et al.* (1998).

2.3 Kvartærgeologisk rammeverk

Skredaktiviteten rundt Trollstigen blir sterkt påvirket av relieff og fordelingen av løsmasser. Gjentatte istider i kvartær har dannet relieff i området, og løsmassene stammer fra siste istid, under smelting av innlandsisen og holocen. En kvartærgeologisk kartlegging av Møre og Romsdal ble utført av Follestad (1995) og viser at det hovedsakelig er bart fjell, morene og skredavsetninger i studieområdet, men at det også er forekomst av fluviale- og glisialfluviale avsetninger (Figur 2.4). Isterdalen er preget av skredavsetninger langs dalsidene og på toppen av Trollstigen, og innover mot Valldal, veksler det mellom morenemateriale og skredavsetninger. Skredavsetningene ligger ofte høyere oppe i dalsidene enn morenedekkene. Ved Finnanbekken og opp mot Finnanbreen finnes flere randmorener som trolig er fra et brefremrykk i «den lille istid».



Figur 2.4: Løsmassekart viser hovedsakelig bart fjell, morenedekke og skredmateriale i studieområdet. Ved Ringshornet ligger skredmaterialene i dalsiden og morenedekket i dalbunnen. Grensen kan representere utløpslengden på skred i området. Legg også merke til moreneryddene ved Finnanbreen. Oversiktskart modifisert fra Kartverket (2022b), løsmassekart modifisert fra Follestad (1995).

Under siste istids maksimum (LGM) for rundt 20 000 kal. år BP var den vestlige delen av Norge dekket av det fennoskandiske isdekket. Ifølge Nesje *et al.* (1988) var lavlandet i Møre og Romsdal dekket av is, mens noen av de høyeste fjellområdene kan ha vært nunataker i dette tidsrommet. Det fennoskandiske isdekket begynte å trekke seg tilbake etter LGM grunnet hurtig oppvarming. Kysten utenfor Ålesund og Molde ble ifølge DATED-1 (Hughes *et al.*, 2016)

isfritt rundt 15 000 kal. år BP, mens brefronten trolig kalvet innover Isterdalen rundt 13 000 kal. år BP.

Under yngre dryas (12 700-11 700 kal. år BP) bremsset tilbaketrekkingen av breen kraftig i Møre og Romsdal, mens i de sørlige delene av Vest-Norge hadde breen et fremrykk (Hughes *et al.*, 2016). Brefronten lå sør-øst for studieområdet før yngre dryas, mens flere daler fortsatt var dekket av is. DATED-1 (Hughes *et al.*, 2016) indikerer at området ble isfritt en gang rundt 13-12 ka BP samtidig som brefronten bremsset opp. Wilson *et al.* (2019) har gjort eksponeringsdatering på steinskred i Valldal, og resultatene gir maksimum alder på rundt 12 800 kal. år BP. Regionalt arbeid av brefontrekonstruering stemmer overens med dateringene gjort i området, og det ble trolig isfritt rundt denne tiden.

2.4 Klima

Flere studier viser at klimatiske forhold har en stor effekt på skredaktivitet (Vasskog *et al.*, 2011; Matthews *et al.*, 2009; Nesje *et al.*, 2007; McClung & Schaerer, 2006; Castebrunet *et al.*, 2012; Stoffel *et al.*, 2008). Frekvensen på skred styres ofte av nedbør, temperatur og vind. Klima påvirker hvilken skredtype et område vil være mest utsatt for. Løsmasseskred utløses ved tilførsel av store vannmengder og knyttes dermed til et vått klima med flere ekstreme nedbørsperioder (Matthews *et al.*, 2009; Stoffel *et al.*, 2008). Frekvens og størrelse på snøskredaktivitet er knyttet til et kaldt klima eller økt nedbør i form av snø (McClung & Schaerer, 2006; Castebrunet *et al.*, 2012). Det er også påvist en sammenheng mellom brefremrykk og økende snøskredaktivitet (Nesje *et al.*, 2007; Vasskog *et al.*, 2011), som igjen kan knyttes til kaldt og vått klima. For å bedre forstå fortidens, dagens og fremtidens skredaktivitet på Trollstigen er det viktig å studere holocene klimavariasjoner, dagens klima og klimaprognoser for området.

2.4.1 Holocene klimavariasjoner

Rekonstruksjon av holocene klimavariasjoner er basert på studier av blant annet isbreer (Nesje, 2009), innsjøsedimenter (Vasskog *et al.*, 2011; Bjune *et al.*, 2005; Dahl *et al.*, 2002) og kolluviale vifter (Blikra & Nemeč, 1998; Blikra & Selvik, 1998; Vasskog *et al.*, 2011; Nesje *et al.*, 2007). Langs kysten av Norge vil også den nordatlantiske oscillasjonen og den termohaline sirkulasjonen påvirke klimaet i større grad (Bakke *et al.*, 2005). Endringer i hav og

atmosfæriske strømmer kan knyttes til klimatiske svingninger gjennom holocen (Bakke *et al.*, 2005; Wittmeier *et al.*, 2015).

Klimaet i holocen kan ifølge Bjune *et al.* (2005) deles inn i tre perioder; tidlig-, midtre- og sen holocen. Studien til Bjune *et al.* (2005) viser at klimaet var kaldt og tørt etter yngre dryas og mot begynnelsen av holocen. Temperaturen steg fra 8,5°C til 10,5°C mellom 11 000 og 10 000 kal. år BP. Nesje (2009) har rekonstruert brefronter i Skandinavia med stor grad av nøyaktighet, og et varmere klima i denne perioden stemmer overens med en stor tilbaketrekking av botnbreer og innlandsisen. Breene hadde et lite fremrykk under «Finse Event» rundt 8200 kal. år BP, hvor temperaturen sank og breene vokste.

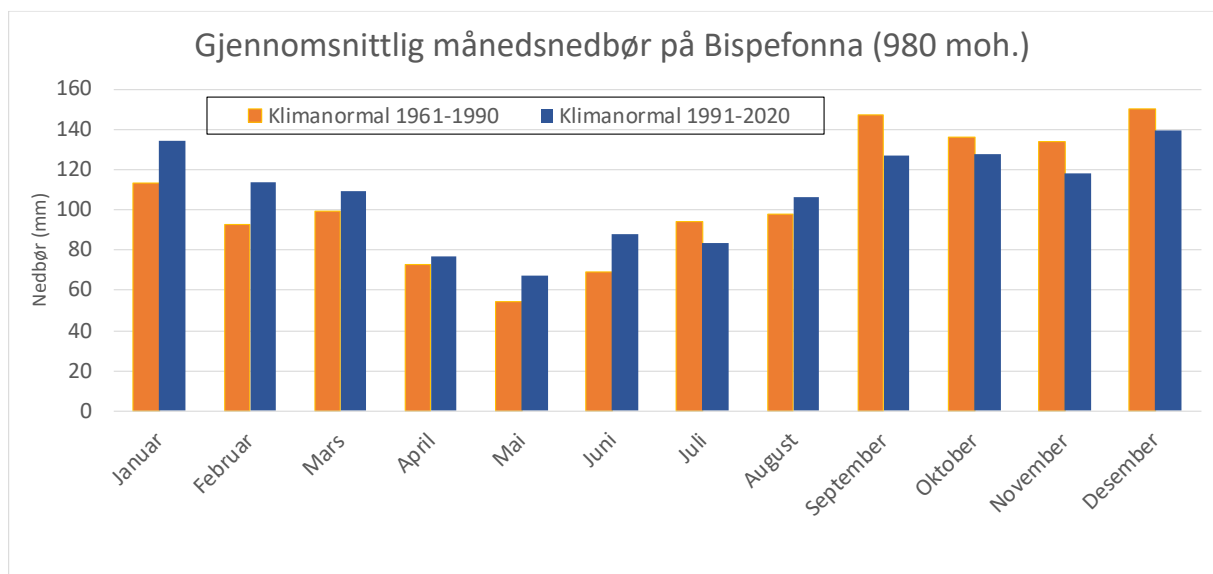
Perioden 8000 - 4000 kal. år BP var varm og fuktig, og breene fortsatte å smelte og trekke seg tilbake. Sommertemperaturen var opp mot 2°C varmere enn dagens klima (1961-1990), og vinternedbøren var lav (Bjune *et al.*, 2005; Nesje, 2009). Nedbørsmengden økte derimot raskt mot slutten av perioden og ifølge Nesje (2009) var de fleste isbreene forsvunnet eller ble betydelig redusert i begynnelsen av midtre holocen.

Det var ingen systematikk i økningen og fremrykket av breer i den neoglasiale perioden fra ca. 6100-2000 kal. år BP. Klima i denne perioden kan derfor ha vært preget av lokale vær-situasjoner og breene kan ha reagert forskjellig på klimaet (Nesje, 2009). De siste 4000 årene (sen holocen) har klimaet variert flere ganger, hvor de fleste breene hadde størst brefront under «den lille istid» rundt 1500-1920 AD. Både sommertemperatur og nedbørsmengde skal ha minnet siden midtre holocen og frem til dagens klima (Bjune *et al.*, 2005).

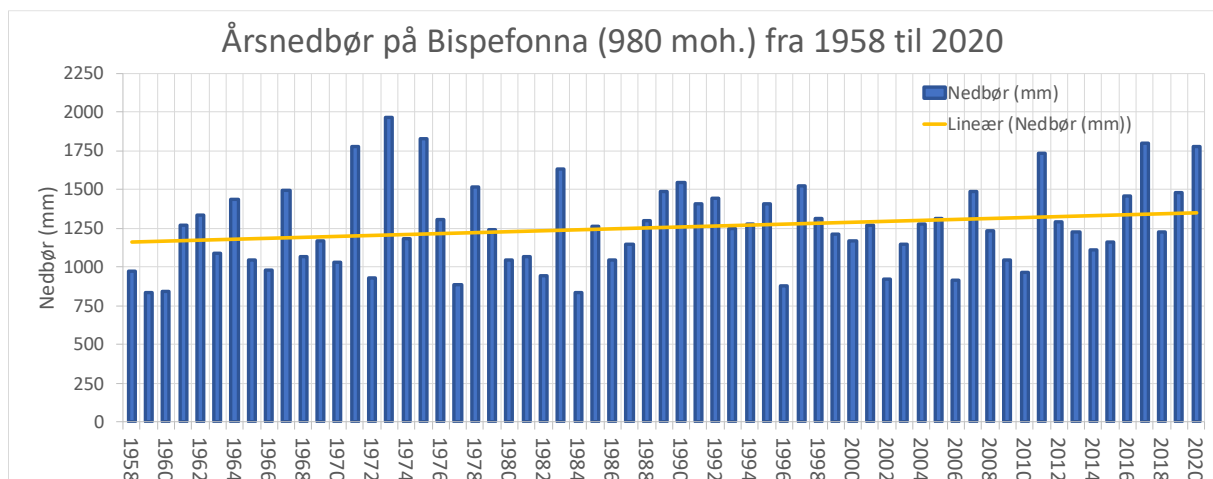
2.4.2 Dagens klima

Klima og værforhold i Møre og Romsdal er sterkt påvirket av lokale variasjoner, hvor blant annet målestasjonen i Tafjord ofte viser de varmeste og av til kaldeste temperaturene i landet. De topografiske forholdene i Romsdalen fører til store variasjoner i temperatur, nedbør og vind. Klima defineres som vær-situasjonen over en 30 års periode, og disse periodene blir kalt «normaler». Målestasjonen «Trollstigen» ble opprettet i 2020 og har ikke nok målinger til å presentere dagens klima. Andre vær-stasjoner i området, vist i Figur 2.1, ligger enten på østsiden av fjellrekken eller ved Åndalsnes. For å se på vær- og klimasituasjonen i området er det derfor brukt modellerte værdata fra seNorge (NVE, 2022a).

Klimadata fra alle lokalitetene i studieområdet viser de samme trendene i årsnedbør, snødybde og sesongtemperatur. Det er derfor bare tatt utgangspunkt i én av lokalitetene, Bispefonna ved 980 moh., for å presentere dagens klima. Gjennomsnittlig månedsnedbør ligger på mellom 70 mm (mai) og 140 mm (desember) (Figur 2.5). I forhold til klimanormalen 1961-1990 har månedsnedbøren i klimanormalen 1991-2020 økt i vinter- og vårmånedene, og minket på sommeren og høsten. Figur 2.6 viser at i perioden fra 1958 til 2020 har det vært en generell økning i nedbørsmengde på rundt 200 mm over 60 år. Høyeste årsnedbør ble registrert i 1973, og laveste årsnedbør ble registrert i 1959.

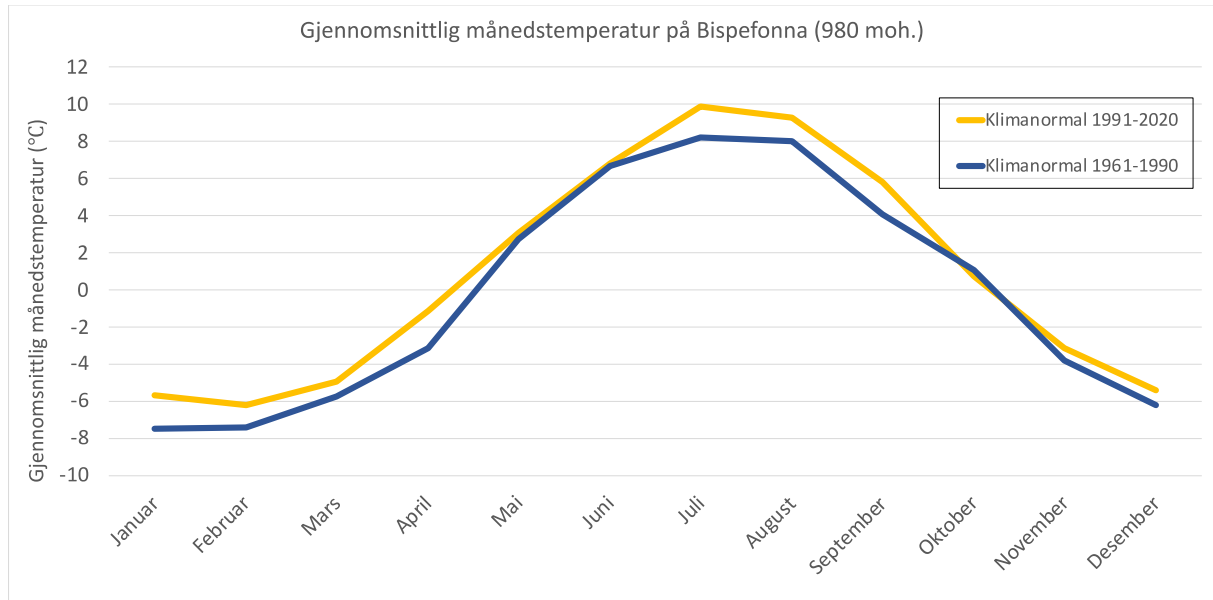


Figur 2.5: Normalverdier for månedsnedbør på Bispefonna (980 moh.) for klimanormal 1991-2020 og klimanormal 1961-1990. Klimadata er hentet fra NVE (2022a).



Figur 2.6: Årsnedbør på Bispefonna (980 moh.) fra 1958-2020. Nedbøren har klare års-variasjoner, hvor de største svingningene var rundt 1970-1975. Mot år 2020 har trenden og nedbøren generell økt med 200 mm. Det har også blitt lavere svingninger i mengde årsnedbør mot 2020. Klimadata er hentet fra NVE (2022a).

Månedstemperaturen på Bispen (980 moh.) er opp mot 10°C på sommeren og -6°C om vinteren (Figur 2.7). Sesongtemperaturene på Trollstigen har økt med 1°C siden 1961-1990-normalen. Månedstemperaturen har også økt i de fleste månedene, men i de tidlige sommermånedene er det lite endring, og i oktober er temperaturen lavere i klimanormal 1911-2020 enn i klimanormal 1961-1990.



Figur 2.7: Gjennomsnittlig månedstemperatur på Bispefonna (980 moh.) i klimanormal 1961-1990 og 1991-2020. Legg merke til at det er størst endring i januar, april og juli. Klimadata hentet fra NVE (2022a).

Snødybden i studieområdet vil variere fra år til år basert på nedbørsmengde og temperatur. Forskjell i nedbør, påvirkning av vind og orientering på fjellsider vil skape store variasjoner i snødybde også lokalt i studieområdet. Uten målestasjoner rundt Trollstigen er det vanskelig å finne gode data på snødybde. De modellerte værdene er derfor brukt til å finne snødybden og gradienten på snødybden. Den 30. april 2021 viser modellert data fra Xgeo (NVE, 2022b) en gjennomsnittlig snødybde på 313 cm på Byksefonna (1278 moh.), 240 cm på Bispefonna (980 moh.) og under 25 cm langs veien ved Langøyen og Svartøya (292 moh.). Rundt Trollstigen endrer snødybden seg generelt med 27-33 cm per 100 moh. ifølge snødybde-data fra april 2021 (NVE, 2022b). I gjennomsnitt vil området derfor ha en snø-gradient på 0,3 m pr. 100 moh.

2.4.3 Klimaprognoser for Møre og Romsdal

Klimaendringer vil i stor grad kunne påvirke skredaktiviteten og skredfrekvensen. Klimarapporten *Klima 2100* sier at Norge vil oppleve mer ekstrem nedbør, høyere sommertemperaturer og økt årsnedbør som følge av klimaendringene (Hanssen-Bauer *et al.*, 2015). Basert på data fra klimarapporten har Norsk klimaservicesenter laget en klimaprofil for Møre og Romsdal. Klimaprofilene for Norge tar utgangspunkt i klimaet fra klimanormalen 1971-2000 til normalene 2031 – 2060 og 2071 – 2100. Klimaprofilen for Møre og Romsdal er basert på datagrunnlag for to ulike scenarioer, som fremstilles som ‘Representative Concentration Pathways’ (RCPer) (Norsk klimaservicesenter, 2021). Tallet knyttet til RCPene er et anslått klimapådriv i år 2100 sammenlignet med 1765, og RCP4.5 vil bety en ekstra varmetilførsel på 4,5 W/m². RCP4.5 tar utgangspunkt i stabilt og svakt økende utslipp frem mot 2040, og deretter reduserte utslipp, mens RCP8.5 viser til kontinuerlig vekst i klimagassutslipp (Hanssen-Bauer *et al.*, 2015). Klimadata brukt i denne oppgaven tar utgangspunkt i RCP8.5 for å se på utviklingen av skredaktiviteten med høyest klimautslipp og dermed den største endringen i temperatur og nedbør.

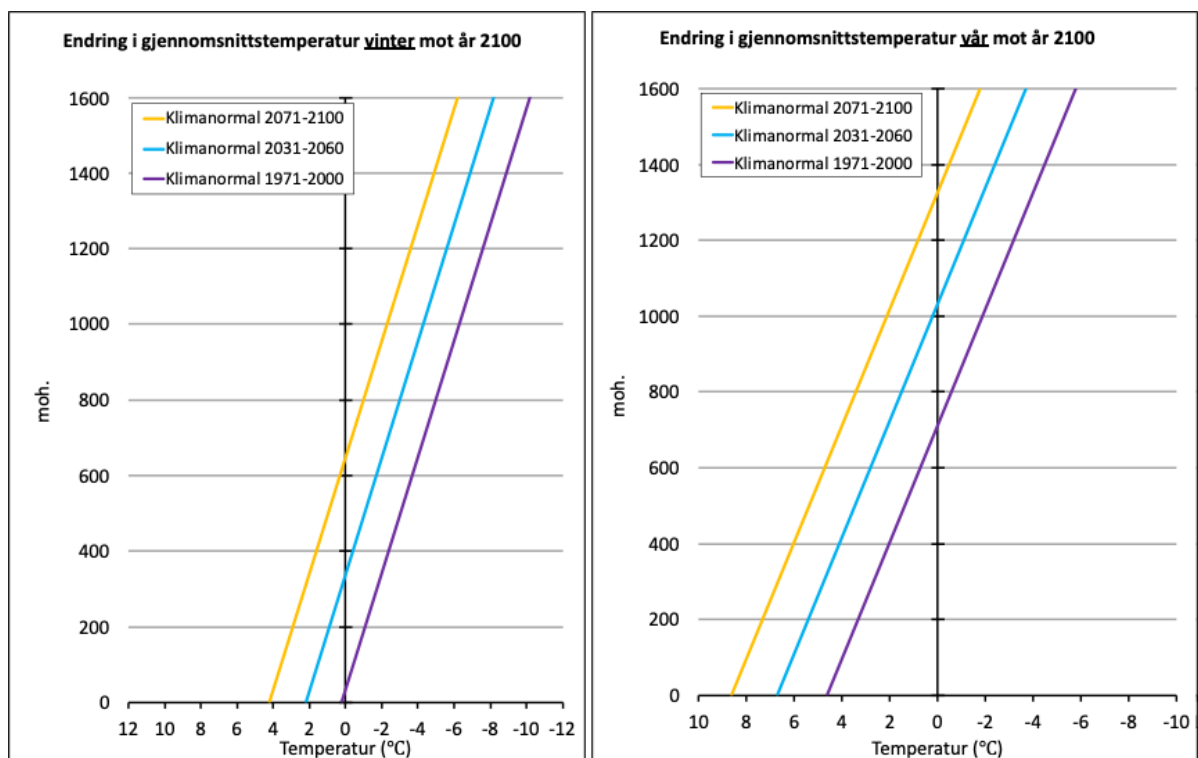
I Møre og Romsdal forventes temperaturen å øke med 2°C til klimanormalen 2031-2060 og 4°C til klimanormalen 2071-2100 (Norsk klimaservicesenter, 2021). Det er størst økning om høsten (4.1°C) og minst om sommeren (3.7°C). Frem mot år 2100 er nedbøren forventet å øke med 11%, mens intensiteten ved kortvarige regnskyll er ventet å øke med 15% med en økt hyppighet på 72%. Det er satt et klimapåslag på 40% ved regnskyll under 3 timer med dimensjonerende nedbør (Figur 2.8). Dimensjonerende nedbør er nedbørstatistikk som brukes i dimensjonering og planlegging av infrastrukturer. Påslaget brukes blant annet for å redusere skaderisiko ved planlegging av for eksempel vei, jernbane og overvannshåndtering i tettbebygde strøk.

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

Figur 2.8: Anbefalt klimapåslag ved dimensjonerende nedbør i Møre og Romsdal frem mot år 2100. Modifisert fra Norsk klimaservicesenter (2021).

For å se på endring i temperatur og nedbør på Trollstigen er det brukt de modellerte værdata fra seNorge (NVE, 2022a) i tillegg til observasjonsdata fra værstasjoner i nærheten (Norsk klimaservicesenter, 2022). Nedbørsendringen er presentert som en sammenstilling av modellerte data fra lokalitetene i studieområdet (800 – 1300 moh.) og målestasjonene på Åndalsnes og Alnes (0 – 50 moh.). Observasjonene viser at om våren vil nedbøren først minke med rundt 2 mm og deretter vil det øke med opptil 15 mm, som tilsvarer 15 cm snø. Om vinteren vil nedbøren øke med totalt 3 – 4 % frem mot år 2100. Dette tilsvarer også ca. 15 cm økning i snødybde i området rundt Trollstigen. Økningen i nedbør gir ikke direkte økning i snødybde, og temperaturforholdene vil påvirke om nedbøren kommer som regn eller snø.

Temperaturen rundt Trollstigen vil ifølge klimaprognosen (Norsk klimaservicesenter, 2021) øke med 4°C både vinter og vår, noe som vil forskyve nullisotermen oppover (Figur 2.9). Nullisotermen vil ligge på 650 moh. om vinteren innen år 2100, til forskjell fra 50 moh. i dagens klima. Om våren vil den øke fra 700 moh. til 1350 moh., som har stor betydning for snødekket og skredaktiviteten ved Trollstigen, da nedbør vil komme som regn mye høyere i fjellene.



Figur 2.9: Endring i gjennomsnittstemperatur om vinter og vår frem mot år 2100 for klimanormalene 1971-2000, 2031-2060 og 2071-2100. Temperaturprognosene for vintersesongen viser at det vil være 0°C ca. 650 m høyere enn i dag, og at i vårsesongen er forskjellen på ca. 650 høydemeter. Klimadata er regnet ut fra modellerte værdata på Bispefonna (980 moh.) (NVE, 2022a) med en temperaturgradient på 6,5%. Klimapåslag på 2°C (2031-2060) og 4°C (2071-2100) er hentet fra klimaprofil for Møre og Romsdal (utslippsscenario RCP8.5) (Norsk klimaservicesenter, 2021).

3 Teori

Klassifisering og begrepsbruken på skred varierer mellom institusjoner og fagpersoner som jobber med skred. I dette kapittelet blir det gjort rede for hvilken skredklassifisering og begreper som brukes i oppgaven. Utløsningsmekanismer og bevegelsesdynamikk for relevante skredtyper vil bli beskrevet. Det vil også gitt en forenklet beskrivelse av skredmodellering.

3.1 Klassifisering av skred

Blikra & Nemeč (1998) definerer skred som en gravitasjonsdrevet og plutselig forflyttelse av våte eller tørre masser av snø, løsmasser, bergartsfragmenter eller en kombinasjon av disse. I det engelske språket er det mange detaljerte faguttrykk for å beskrive skredtyper. NVE (2011a) har laget en mer overordnet begrepsbruk for å forenkle terminologien. Terminologien bygger på NVE (2011a) og Varnes (1978) sin klassifisering av skred, på bakgrunn av materialet som raser ut og bevegelsesdynamikk. Klassifisering deles inn i tre hovedgrupper; løsmasseskred, skred fra fast fjell og snøskred (Figur 3.1). Disse hovedgruppene deles opp i flere undergrupper som kan defineres ut fra blant annet vanninnhold, volum og kilde. Skredtypene som er undersøkt i denne oppgaven, og som blir nærmere beskrevet i dette kapittelet, er løsmasseskred med fokus på flomskred og snøskred med fokus på glideskred (vått flakskred).

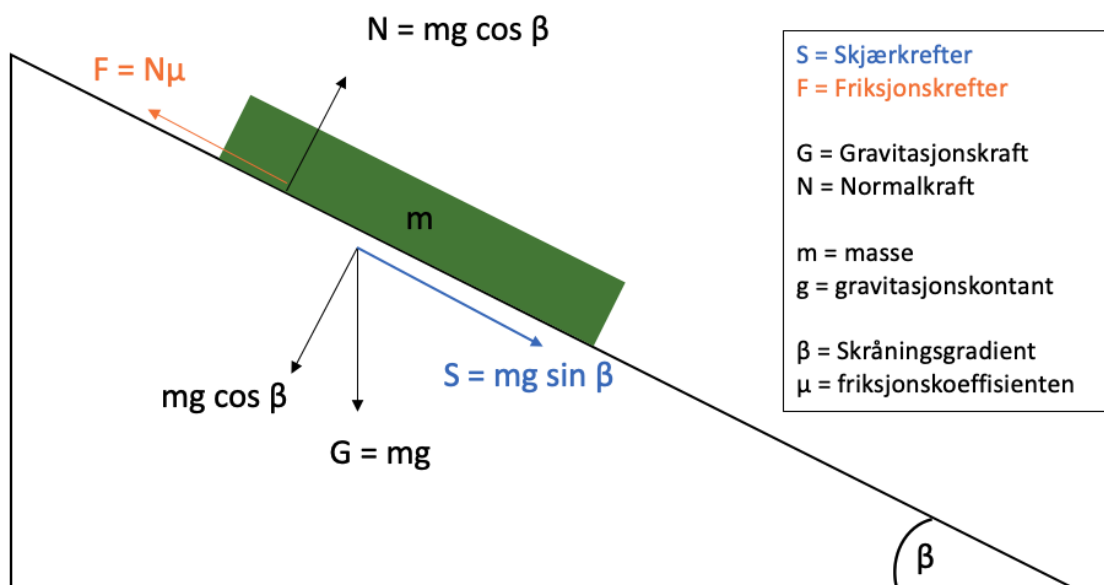
Skred fra fast fjell	Løsmasseskred	Snøskred
<p>Steinsprang ($<100 \text{ m}^3$)</p> <p>Steinskred ($100 - 100\,000 \text{ m}^3$)</p> <p>Fjellskred ($>100\,000 \text{ m}^3$)</p>	<p>Jordskred</p> <p>Høy-viskøse flomskred</p> <p>Lav-viskøse flomskred</p> <p style="text-align: center;">Vanninnhold</p> <p style="text-align: center;">↑ Lav ↓ Høy</p>	<p>Løssnøskred</p> <p>Flakskred (Tørre og våte)</p> <p>Sørpeskred</p> <p style="text-align: center;">Massetetthet</p> <p style="text-align: center;">↑ Lav ↓ Høy</p>

Figur 3.1: Klassifisering av skredtyper basert på NVE (2011a) sin inndeling av skredtyper. Klassifiseringen er basert på materiale som løsner ut, og videre på volum, vanninnhold og massetetthet. Skredtypene som undersøkes i denne oppgaven er markert i blått. Modifisert fra NVE (2011a).

3.2 Utløsning av skred / Skråningsstabilitet

Et skred utløses når de drivende kreftene er større enn de motstående kreftene. De drivende kreftene styres hovedsakelig av gravitasjon, men kan også påvirkes av topografiske, kryosfæriske og geologiske faktorer (Fischer *et al.*, 2012). De motstående kreftene er summen av friksjon og kohesjon (Figur 3.2). Skråningsgradient og størrelse på massen vil påvirke skjærkreftene som oppstår mellom massen og underlaget. Andre faktorer som påvirker friksjonen og kohesjonen er type material, geometri, utenforstående impulsive krefter, vektfordeling, vann og vegetasjon (De Blasio, 2011). Menneskelig inngrep som avskoging, bygging og graving kan føre til endring av dreneringssystemet som igjen kan gjøre store endringer på skråningsstabiliteten.

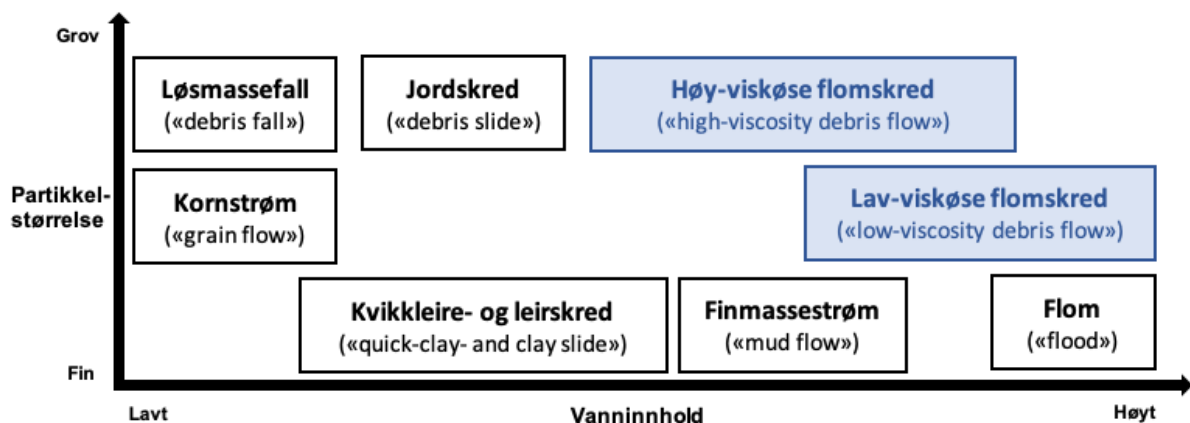
Kritisk vinkel i en skråning kan avgjøre om løsmassene forblir stabile. Ved overskridelse av den kritiske vinkelen vil løsmassene kunne rase ut. Vinkelen avhenger av sedimentenes rundingsgrad, størrelse og kohesjon (NVE, 2011b). Ulike skredtyper avsetter ulike løsmasser og dermed vil gradienten være avhengig av hvilke skredprosesser som er eller har vært aktive. Nye skred kan utløses i gamle skredavsetninger hvis den kritiske vinkelen for disse avsetningene oppnås.



Figur 3.2: Massene i en skråning blir påvirket av skjærkrefter (proporsjonal med masse (m) og skråningsgradienten (β)) og friksjonskrefter (proporsjonal med friksjonskoeffisienten (μ) og normalkraften (N)). Figur modifisert fra De Blasio (2011).

3.3 Løsmasseskred

Et løsmasseskred er definert som gravitasjonsbevegelse av tidligere avsatte løsmasser og vann (NVE, 2011b). Det kan også forekomme snø og issørpe i denne type skred. Løsmasseskred kan klassifiseres ut fra bevegelsesdynamikk, som avhenger av kornstørrelse, vanninnhold og terrengformer. NVE (2013) deler løsmasseskred inn i fire hovedtyper; jordskred, flomskred, leirskred og kvikkleireskred. Begrepet flomskred kan defineres på flere måter; Blikra *et al.* (1989) definerer flomskred som en fluvial prosess i overgangen til en massestrøm, mens NVE (2013) definerer flomskred under begrepet «debris flow». Det er også mulig å dele løsmasseskred inn i flere kategorier basert på partikkelstørrelse og vanninnhold; Løsmassefall («debris fall»), jordskred («debris slide»), kornstrøm («grain flow»), høy- og lav-viskøse flomskred («high- and low-viscosity debris flow»), kvikkleireskred («quick-clay slide»), leirskred («clay slide»), finmassestrøm («mud flow») og flom («flood»). Figur 3.3 viser et forslag for klassifisering av både finkornet og grovkornet løsmasseskred.



Figur 3.3: Forslag til klassifisering av løsmasseskred på bakgrunn av partikkelstørrelse og vanninnhold. Skredtypene markert i blått vil bli bedre beskrevet i dette delkapittelet.

Løsmasseskred kan forekomme blant annet i området med terrasser, delta, skredvifter, fjellsider med tynt morenelag og langs raviner. Moreneavsetninger er den vanligste kilden til løsmasseskred og forekommer ofte der moreneavsetningene er dekket av jordsmonn og vegetasjon (Blikra & Nemeč, 1998). I studieområdet, Isterdalen (Figur 2.2), er det gamle skredavsetninger som er hovedkilden til løsmasseskred (Figur 2.4).

3.3.1 Flomskred

Flomskred defineres som en gravitasjonsdrevet bevegelse av en masse med høyt vanninnhold. Denne typen skred forekommer når vannmasser eroderer seg ned i løsmasser langs allerede eksisterende bekke- og elveløp (NVE, 2013). Utløsning av flomskred skjer oftest når en plutselig høy vann- eller sedimenttilførsel gjør at poretrykket raskt øker i løsmassene. Viskositeten, mobiliteten og den indre strukturen til skredmassene kan fort endres ved økt vanninnhold og vil påvirker avsetning av løsmassene (Johnson & Rodine, 1984). Flomskred kan klassifiseres i to undergrupper; lav-viskøse og høy-viskøse flomskred. På bakgrunn av observasjoner av flomskredavsetninger ved Trollstigen er det valgt å skille og bedre beskrive høy- og lav-viskøse flomskred.

Lav-viskøse flomskred

Lav-viskøse eller tyntflytende flomskred har et høyt vanninnhold og forekommer oftest i allerede eksisterende elve- eller bekkeløp (Blikra & Nemeč, 1998; Rubensdotter *et al.*, 2021). En høy mobilitet, som følge av lave skjærkrefter, gjør at utløpslengden blir lengre enn ved høy-viskøse flomskred. Flomskredene er svært erosive øverst i skredløpet og det blir ofte dannet tydelige erosjonsspor i løsmassene (Blikra *et al.*, 1989). Lav-viskøse flomskred utløses ofte i forbindelse med økt vannføring ved styrtnedbør eller snøsmelting. Når skredet utløses er det ofte mye vann og lite sediment, men etter hvert som vannet eroderer med seg sediment øker de erosive kreftene og sedimentinnholdet (Rubensdotter *et al.*, 2021).

Avsetningene i lav-viskøse flomskred inkluderer typisk en erosiv kanal med leveer på sidene og en avlang lobe i fronten (Blikra & Nemeč, 1998). Loben er ofte klastbåret og består av kornstørrelser fra blokk til stein. Større blokker og stein vil ofte avsettes først mens finere sediment blir vasket ut og ført videre med vannmassene (Rubensdotter *et al.*, 2021). I tverrsnittet av loben vil flomavsetningene være lange og asymmetriske linseformet med imbrikert stabling (Blikra & Nemeč, 1998).

Høy-viskøse flomskred

Høy-viskøse eller tyktflytende flomskred har et lavere vanninnhold enn et lav-viskøst flomskred, men høyere enn andre løsmasseskred, som blant annet jordskred. Skjærkreftene vil øke når vanninnholdet minker, noe som gjør flomskredene mer kohesive (Blikra & Nemeč, 1998). Høy-viskøse flomskred vil ofte utløses som følge av rask økning i vannmengder i

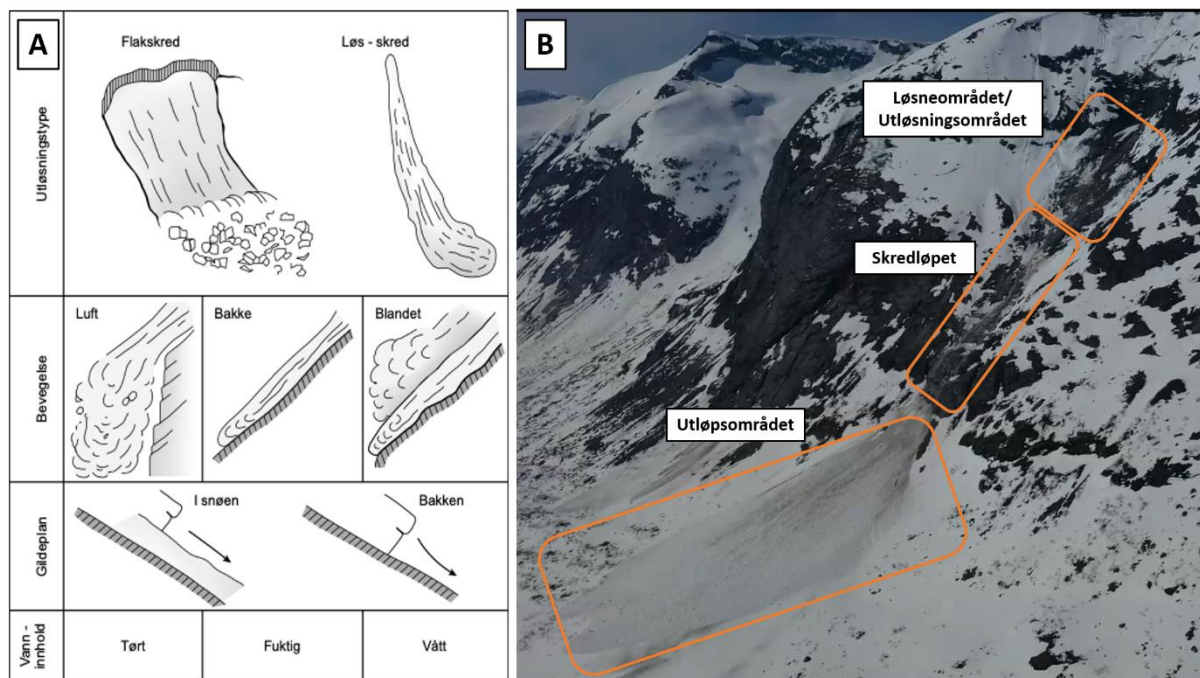
allerede eksisterende sedimentlag, og ofte i åpne dalsider der det ikke er eksisterende elveløp (Rubensdotter *et al.*, 2021).

Avsetningene i høy-viskøse flomskred består ofte av matriks- og klastbåret grus og stein som bærer blokker og danner en inversgradering. Den høye viskositeten gjør at store blokker kan flytte øverst i strømmen. En sammenhengende lobe blir dannet i front med blokkrike levéeer proksimalt. Loben er ofte kortere og bredere enn ved lav-viskøse flomskred (Blikra *et al.*, 1989; Blikra & Nemeč, 1998; Rubensdotter *et al.*, 2021).

3.4 Snøskred

Snøskred utløses i flere fjellsider på Trollstigen hver vinter. I denne studien er det valgt å se på glideskred (vått flakskred) som danner noen av de største skredene om våren, og som ofte har innvirkning på infrastrukturen. Snøskred er gravitasjonsdrevet massebevegelse av snø over et glideplan. Det har vært mange snøskredulykker i Norge og flere dødsfall hvert år forbundet med snøskredulykker (Furseth, 2006). Snøskred er også en viktig landskapsdannende prosess og sammen med interessen for snøskredfare finnes det mye litteratur om snøskred (Blikra & Nemeč, 1998; Hopfinger, 1983; Luckman, 1977; McClung & Schaerer, 2006; Blikra *et al.*, 1989; Vasskog *et al.*, 2011; Gardner, 1983; Castebrunet *et al.*, 2012). Litteraturen inneholder alt fra snøskredfare i forbindelse med friluftsliv til skreddynamikk, morfologiske trekk og sedimentologiske trekk.

Snøskred klassifiseres ofte ut fra to faktorer; vanninnhold og utløsningsmekanisme (Blikra *et al.*, 1989; Statens vegvesen, 2014b). Normalt deles snøskred inn i to hovedgrupper basert på utløsningstype; flakskred og løssnøskred. Vanninnholdet i både flakskred og løssnøskred varierer og blir ofte omtalt som våte eller tørre snøskred. Oppgaven tar utgangspunkt i disse to hovedklassifiseringene i tillegg til noen undergrupper vist i Figur 3.4.A. Figur 3.4.B viser en vanlig inndeling av skredbaner (Statens vegvesen, 2014b; McClung & Schaerer, 2006) med utløsningsområde/løsneområde, skredløp og utløpsområde, som vil gjelde for alle typer skred i oppgaven.



Figur 3.4: A: Snøskredklassifisering med tanke på utløsningsstype, bevegelse, glideplan og vanninnhold. Hentet fra: Statens vegvesen (2014b). B: Oversikt over inndelingen av skredbaner brukt i denne oppgaven. Dronebilde: Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen.

Snøskred utløses ofte i skråninger med helning mellom 30° og 40°. Våte snøskred kan derimot utløses helt ned til 5°, og tettpakket, tung snø kan være stabil i skråninger over 60° (McClung & Schaerer, 2006; Blikra & Nemeč, 1998) Som vist i Figur 3.4.A kan snøskred bevege seg på forskjellig glideplan, enten på snølag eller på bar bakke (McClung & Schaerer, 2006; Statens vegvesen, 2014b). Snømassene i et snøskred kan bevege seg enten i luft, på bakken eller en kombinasjon av disse. I tørre snøskred vil mye av skredmassene fraktes i luften som en turbulent sky av snøkrystaller. Snøskryen følger resten av skredmassene ned fjellsiden til det begynner å slake ut. Her vil skredskyen bevege seg videre, mens massene langs bakken stopper opp. Snøskryen vil fortsette med stor fart over lengre distanser og kan påvirke terrenget på andre siden av fjorder og daler (McClung & Schaerer, 2006; Statens vegvesen, 2014b; NVE, 2016). Våt snø vil derimot bare bevege seg som en samlet masse langs bakken og dermed ikke transporteres like langt. Våt snø gjenkjennes ofte som mer blå i fargen enn tørr snø (NVE, 2016).

Snøskred kan frakte store mengder løsmasser, alt fra leire til store blokker (Blikra & Nemeč, 1998). Mengde og størrelse på de klastiske sedimentene som fraktes varierer ut fra vanninnhold og glideplanet på snøskredet. Klastiske løsmasser som transporteres av snø kan avsettes som et kontinuerlig dekke, loper eller spredt rundt i utløpsområdet. Når flere snøskred forekommer etter hverandre vil de klastiske avsetningene kunne ligge over hverandre og på samme lagrekke.

En sedimentær enhet med klastiske og organiske løsmasser på rundt 25 cm kan representere 5-15 påfølgende snøskred (Blikra & Nemeč, 1998) og det er derfor vanskelig å skille snøskredhendelser ut fra klastiske avsetninger.

Snøskred som bare består av snømasser kalles ofte «hvite» snøskred, mens skred med blanding av snø og klastiske løsmasser kalles for «skitne» snøskred (Rapp, 1960). Ifølge Rapp (1960) vil klastiske og organiske løsmassene i et snøskred ha størst erosjonskraft, men det finnes også bevis på at snø alene kan være eroderende faktor. «Skitne» snøskred assosieres med våte snøskred og forekommer ofte om våren, mens tørre snøskred ofte opptrer som «hvite».

3.4.1 Flakskred

Flakskred er tettpakket snømasse som raser ut på et glideplan i form av et flak. Skredet etterlater en bruddkant øverst i skredet der det er en rask økning i terrenghelning eller snødybden øker (Blikra & Nemeč, 1998). Bruddkantene kan bli opptil flere kilometer lange og utgjør derfor den mest destruktive snøskredtypen for menneskeliv og infrastruktur. Vanlige faktorer som påvirker snøskredfarene er fokksnø som legger seg i le-sider, store mengder nysnø, kraftig nedbør eller menneskelig påvirkning (Blikra & Nemeč, 1998). Flaket av snø som brytes opp vil løses opp i snøblokker og snøballer på vei nedover skredløpet, og danner en lobe i utløpsområdet grunnet høyest hastighet på de midtre snømassene (Rapp, 1960). Flakskred utløses i skråninger på mellom 25° og 50° og oftest mellom 35° og 45° (Luckman, 1977). Hvis skråningen blir for bratt vil ikke snøen akkumuleres, og vil kunne rase ut som flere løssnøskred (se Kapittel 3.4.3).

3.4.2 Glideskred

Glideskred er en av de viktigste snøskredtypene på lokalitetene i studieområdet. Glideskred klassifiseres som et vått flakskred (McClung & Schaerer, 2006). Skredet begynner som et flak, men hvis snømassene for eksempel renner over bratte heng eller stup kan avsetningene løses opp i mindre biter. De glatte svabergene på fjellene i studieområdet danner gode forhold for at snøen kan begynne å «gli». Andre typer våte og tørre flakskred utløses ved en «kryp»-bevegelse i snømassen, som danner en skjærdeformasjon, gjerne i kombinasjon med glidning. Kryp er gravitasjonen som virker som en deformerende kraft på snølaget som fører til en skjærbevegelse som gjør at snøen «presses» i helning nedover (Figur 3.5). Glidning oppstår når snølaget glir

på et plan parallelt med underlaget (Figur 3.5), og i glideskred vil glidning dominere (McClung & Schaerer, 2006).



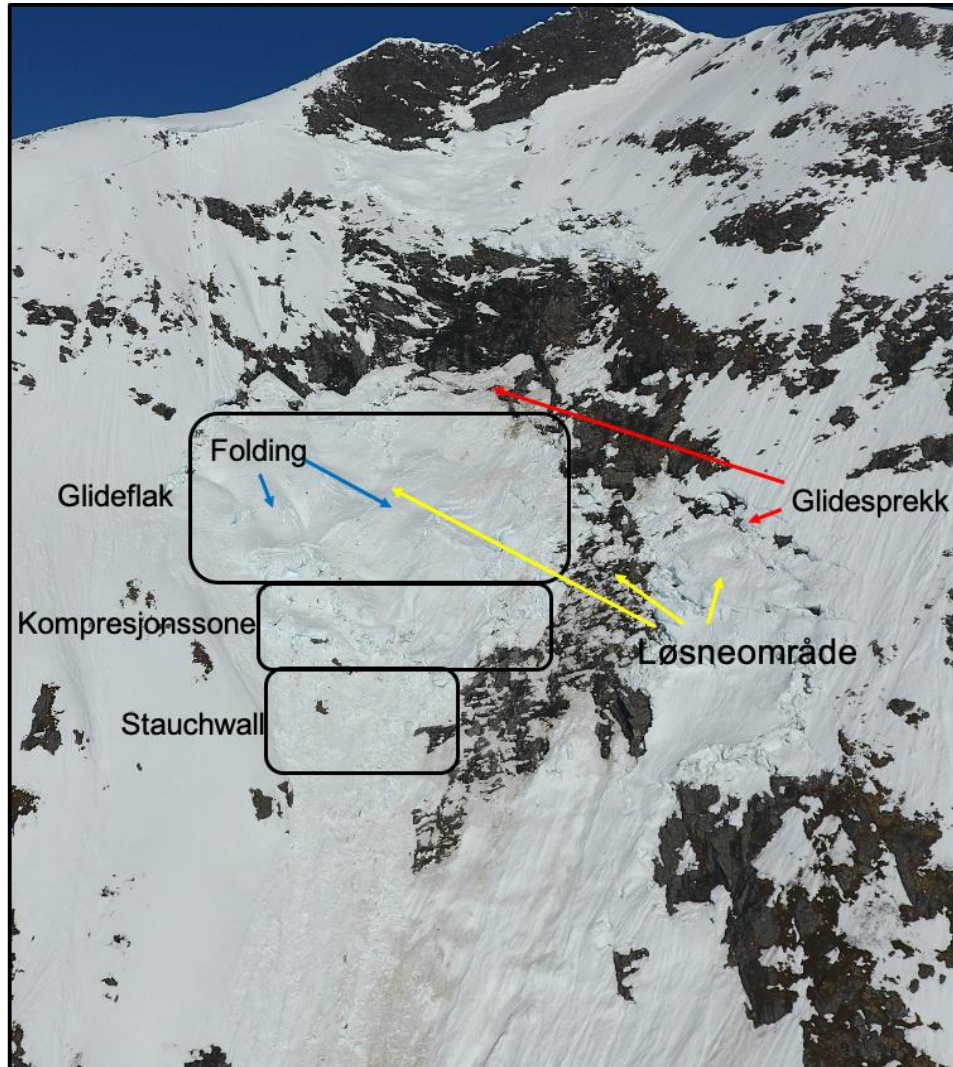
Figur 3.5: Et snølag kan bevege seg med kryp, glidning eller en kombinasjon av disse. Ved kryp vil gravitasjonskraften danne skjærbevegelser og presse massene ned den hellede skråningen. I glidning vil snølaget gli parallelt med underlaget. Figur modifisert fra Clarke & McClung (1999).

Glidning, i motsetning til kryp, vil kun opptre under spesielle forhold. Det er tre hovedfaktorer som må være tilstede for at et glideskred skal opptre (Clarke & McClung, 1999; McClung & Schaerer, 2006):

1. Det må være 0 °C mellom snødekket og underlaget for at vann skal kunne strømme fritt og dermed gjøre glidningen av snødekket mulig.
2. Snøen må ligge på en relativt glatt glideflate. Dette kan for eksempel være svaberg eller en bakke dekket av gress.
3. Helningen må være brattere enn 15° (med ruhet som samsvarer et alpint terreng).

Glidning forekommer i våt snø, og ifølge McClung & Schaerer (2006) har våt snø et vannvolum på mer enn 3%. Skred som utløses av glidning vil normalt bestå av hele snødekket og gli på bakken, men hvis forholdene tilsier det så kan også bare deler av snødekket gli ut. Glidningens hastighet kan variere fra mm til cm per døgn og kan være forskjellig i ulike deler av snømassen. Glidebevegelsen og glidedistansen øker typisk med helningen opp til 40°, men minker med grader over dette (Newesely *et al.*, 2000; Leitinger *et al.*, 2008). Over 60° helning er det sjeldent glideaktivitet (Peitzsch *et al.*, 2014). Glidedeformasjon av snø danner som regel glidesprekker. Glidesprekker dannes når spenningen i snødekket strekker noen områder og komprimerer andre (McClung & Schaerer, 2006). Ifølge Bartelt *et al.*, 2012a) kan løsnedområdet til glideskred deles inn i tre deler (Figur 3.6): glidesonen, kompresjonszone og «stauchwall». Glidesonen eller glideflak er der snømassene glir, og vil ofte foldes fordi snømassene har forskjellig hastighet. Kompresjonsområdet er der snømassene komprimeres av glidedeformasjonen, og i dette

området er glidningen minimal. «Stauchwall» er området nedenfor kompresjonssonen, og i dette området er det ikke noe glidning i snødekket (Figur 3.6). Her vil all tyngden og kreftene fra glideflaket presse på, men en «stauchwall» vil være sterke nok til å holde på snømassene.



Figur 3.6: Eksempel på løsneområde, glidesprekk og glideflak. Glidebevegelsen danner kompresjon i snøen og «stauchwall» holder igjen massene. Hvis kreftene i kompresjonssonen overgår kreftene i «stauchwall» vil det utløses skred. Pilene i gult viser områdene hvor det utløses skred. Røde piler viser glidesprekkene og blå piler viser folding av snø i glideflaket. Dronebildet er fra glidebevegelsen på Byksefonna i mai 2017. Dronefoto: Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen.

Den vanligste utløsningsmekanismen for glideskred endringer i temperatur og/eller nedbør som fører til økt glidning og dermed endringer i krefter eller stress på «stauchwall» (Bartelt *et al.*, 2012a; Clarke & McClung, 1999). Økt vanntilførsel vil gi økt glidehastighet og deformasjon, og de vanligste årsaken til glideskred er dermed varme lufttemperaturer, snøsmelting ved solinnstråling og regn på snø (Clarke & McClung, 1999). Glideskred kan både komme plutselig og veldig forsinket etter dannelse av glidesprekker. Plutselige skred utløses når «stauchwall» ikke tåler spenningsendringene som kommer med økt glidningen. I et forsinket skred vil

«stauchwall» tilpasse seg spenningsendringene men senere svekkes grunnet deformasjon eller at den mekaniske styrken overgås (Bartelt *et al.*, 2012a; Bartelt *et al.*, 2012b). De fleste glideskred er assosiert med varmere temperaturer om våren, men de kan også forekomme ved kulde i vintersesongen når strålingsvarme fra omkringliggende berg smelter snøen (Clarke & McClung, 1999).

3.4.3 Løssnøskred

Løssnøskred består av løssnø i form av lett nysnø eller våt snø. Tørre snøskred kalles ofte for pudderskred og knyttes til begrepet «hvite» snøskred, da de sjeldent transporterer og avsetter store mengder sedimenter. Pudderskred vil ikke ha stor erosiv effekt i skredløpet (Rapp, 1960; Blikra & Nemeč, 1998). Kohesjonen mellom snøkrystallene i pudderskred er liten og trenger mindre påvirkning for å utløses. Med de rette forholdene kan skredet utløses av så lite som en snøball som legger ekstra tyngde på snømassene og setter dem i bevegelse (Blikra & Nemeč, 1998). Til forskjell fra flakskred vil denne typen skred bygge seg opp i vifteform nedover skredbanen. Skredet begynner ofte som små snømasser i løseområdet og drar med seg mer og mer nysnø nedover skredløpet (Blikra & Nemeč, 1998; NVE, 2016). De fine snøpartiklene virvles ofte opp i en turbulent sky, mens de grove krystallene forflytter seg langs bakken (Hopfinger, 1983). Snøskyen har stor kraft og kan gjøre større skade på vegetasjon og infrastruktur.

3.4.4 Sørpeskred

Sørpeskred går under kategorien våte løssnøskred og har veldig høyt vanninnhold. Hvis vanninnholdet er over 25% vil snøen være vannmettet, og dette kalles sørpe (Blikra & Nemeč, 1998). Tilførsel av vann gjør at snøen mister kohesjon og snømassene vil oppføre seg flytende. Sørpeskred beveger seg langs forsenkinger i terrenget og følger ofte bekke- og elveløp. Tilførsel av større mengder vann er en viktig faktor i sørpeskred, og denne skredtypen oppstår dermed ofte om våren når det er mye nedbør, snøsmelting og dårlig drenering i bakken (NVE, 2011c; Blikra & Nemeč, 1998). Snømassene i et sørpeskred har høy tetthet men lav skjærstyrke, og utløses dermed i slake skråninger helt ned til 5°. Rekkevidden på skredene vil potensielt være mye lengre enn tørre snøskred, og noen sørpeskred følger elveløpet helt til bekken dreneres ut i stille vann (NVE, 2011c). Sørpeskred har betydelig større erosiv effekt enn tørre snøskred og er derfor også en viktig landskapsdannende prosess.

3.5 Skredmodellering i RAMMS (“Rapid Mass Movements Simulation”)

For å bedre forstå hvordan de forskjellige skredtypene beveger seg er det blitt mer og mer vanlig å bruke skredmodellering. Dagens datamaskiner har bedre kapasitet til å kalkulere store datamengder, og modellering vil dermed ha høy oppløsning og gi mer presis representasjon av bevegelsen til skredmassene. Det finnes mange måter å modellere et skred på, både med empiriske- (Scheidl & Rickenmann, 2010) og mer fysiske metoder (Schraml *et al.*, 2015). I denne oppgaven er programvaren RAMMS brukt som numerisk modelleringsmetode.

RAMMS er en tredimensjonal numerisk simuleringsmodell utviklet i Sveits ved «*The Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research WSL*» og «*WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF (WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF)*» (Bartelt *et al.*, 2017a). Programvaren består av tre grunnpakker; RAMMS::DEBRISFLOW (brukt i oppgaven), RAMMS::AVALANCHE (utvidet versjon brukt i oppgaven) og RAMMS::ROCKFALL. Modellen vil kunne si noe om blant annet utløpsdistanse, strømningshastighet, strømningshøyde og «impact pressure» på skredmassene. Digital terrengmodell (DTM) eller digital overflatemodell (DOM) blir brukt til å beskrive terrenget ved skredene.

I tillegg til terrenginformasjon tar RAMMS høyde for friksjonen under skredhendelsen. Det brukes to-parameter Voellmy-Salm modell, som er modifisert fra Voellmy friksjonslov (Voellmy, 1955), til å beskrive reologien til skredmassene. Modellen deler den totale strømningsmotstanden inn i to deler, med friksjonsparameterne μ (Mu) og ξ (Xi) som kan justeres i programmet. Parametere μ (Mu) er Coulomb friksjonen som oppstår i den faste delen av skredet og dominerer når skredet er i ferd med å stoppe. ξ (Xi) er hastighetsavhengig og viser til friksjonen som oppstår av de viskøse og turbulente kreftene. Når skredet har stor hastighet vil denne friksjonen dominere (Bartelt *et al.*, 2017a). Den totale friksjonsmotstanden «S» i Voellmy-Salm modellen er gitt ved likningen (Schraml *et al.*, 2015; Bartelt *et al.*, 2017a; Voellmy, 1955):

$$S = \mu \rho H g \cos \varphi + \left(\frac{\rho g U^2}{\xi} \right),$$

hvor Coulomb friksjon μ (μ) er proporsjonal og ξ (ξ) er omvendtproporsjonal med S . Modellen tar også høyde for bulk tettheten ρ , gravitasjonsakselerasjonen g , helningsvinkelen ϕ , strømningshøyde H og strømningshastighet U .

RAMMS::EXTENDED

SLF har også av en utvidet versjon av RAMMS for snøskred under utvikling, kalt RAMMS::EXTENDED. Denne versjonen tar høyde for variasjoner i egenskapene til snødekket og avsetningene, som temperatur, tetthet og vanninnhold. Bartelt *et al.* (2015) har gjennom eksperimenter sett på kohesjon i snøskred og hvordan det påvirker den granulære strømmen ved modellering. Videre har Valero *et al.* (2015) sett på hvordan temperaturen i snødekket og i hvert enkelt granulære snøkorn påvirker strømning og utløp. Medrivning (som i denne oppgaven er snø eller sediment som eroderes i skredbanen etter utløsning og dermed øker skredmassene nedover skredbanen) av snømasser nedover skredbanene er den dominerende faktoren i endring av snø-temperaturen og dermed strømningsmønsteret til snøskredet. SLF har med blant annet resultater fra studiene til Bartelt *et al.* (2015) og Valero *et al.* (2015) og studiene brukt til å lage RAMMS utviklet en ny versjon av snøskredmodellering som tar hensyn til kohesjon og snø-temperatur, samt gir muligheten til å justere friksjonsparameterne ut fra forventet returperiode. Programmet vil lettere kunne skille mellom våte og tørre snøskred og resultatene vil kunne vise blant annet smeltevannsproduksjon og pudderskyer/skredskyer.

4 Datasett og metode

Dette kapittelet gir en oversikt over datasett og metode brukt i oppgaven. Potensielle feilkilder ved metodene vil bli presentert og diskutert i Kapittel 6.

4.1 Skredkartlegging og feltarbeid

For å kartlegge skredbanene og skredaktivitet er det utført feltarbeid med grundige sedimentære undersøkelser, samt kartlegging av vegetasjon og landskapsformer. Løsneområder og utløpsområder er også forsøkt kartlagt, men grunnet kort tid i felt (1 uke) og kun overflateobservasjoner vil det potensielt være større avvik i denne kartleggingen.

4.1.1 Feltarbeid

I forbindelse med kartleggingen av skredløpene og skredavsetningene i denne oppgaven er det brukt en kombinasjon av skredfarekartlegging og en tradisjonell kvartærgeologisk kartlegging. Kartleggingen tar for seg de sedimentologiske egenskapene til skredavsetningene. Det har blitt gjennomført to feltturer som en del av oppgaven. 6. mai 2021 ble det kartlagt snøskredavsetninger, glidesprekker og snødybde på lokalitet C (Byksefonna) og lokalitet D (Bispefonna). Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen, deltok i befaring i felt og viste de mest skredutsatte områdene. 13-17. september 2021 ble det utført grundig feltarbeid i skredrenner og utløpsområder på alle lokalitetene hvor dette var mulig. ArcMap (Program i ArcGIS Pro for feltkartlegging) ble brukt som kartleggingsverktøy i tillegg til tradisjonelt feltarbeid. Med mindre noe annet er oppgitt spesifikt er målestokkene brukt i felt en tommestokk på 1 meter og en person på ca. 180 cm.

4.1.2 Sedimentære parametere

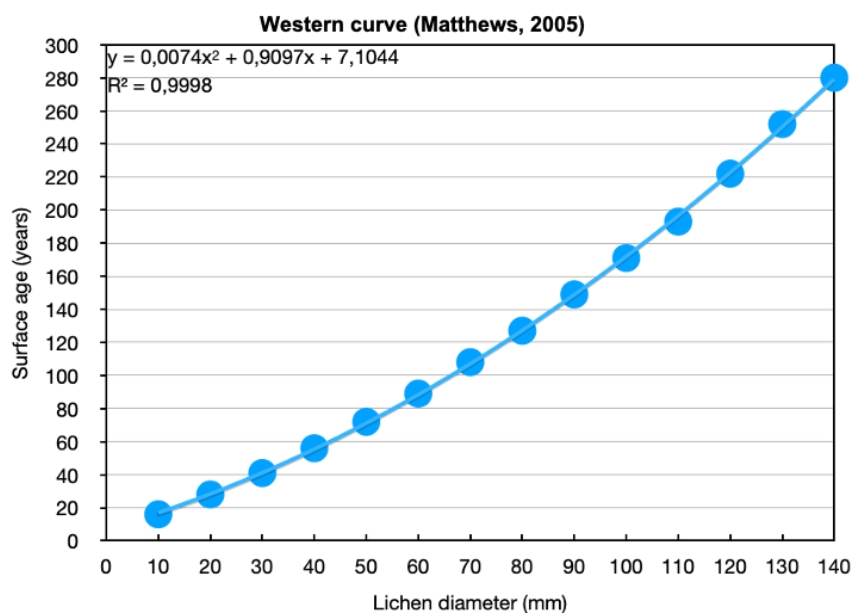
Under de sedimentologiske undersøkelsene av skredavsetningene er det brukt flere sedimentære parametere: kornstørrelse og rundingsgrad, i tillegg til sortering og pakningsgrad. Disse parameterne kan bidra å bedre forstå oppførselen til skredmassene, type skred og strømningshastigheten. Observasjonene som er gjort er begrenset til overflaten, der sedimentene er blottlagt som følge av skred- og fluviale prosesser.

Kornstørrelse og rundingsgrad beskrives ut fra Wentworths' kornstørrelse-inndeling (Wentworth, 1922). Kornstørrelse-inndeling går fra leire, som minste, til blokk, som største partikkel og består av seks hovedgrupper (diameter på korn i parentes): leire (< 0,004 mm), silt

(0,004 – 0,063 mm), sand (0,063 – 2 mm), grus (2 – 64 mm), stein (64 – 256 mm) og blokk (> 256 mm). Videre i denne oppgaven blir kornstørrelsene i hver av de seks hovedgruppene beskrevet som stor, middels og liten i hver kornstørrelse, hvor en «liten stein» vil være nær 64 mm, mens en «stor stein» vil være nær 256 mm. Rundingsgraden til sedimentene er styrt av fysisk og kjemisk forvitring i kombinasjon med transportlengde. Det ble gjort rundingsgradanalyse langs hele skredløpet, og rundingsgraden er delt opp i følgende fire kategorier: kantet, kantrundet, rundet og godt rundet. Sorteringsgraden beskriver hvor vidt løsmassene har samme kornstørrelse og form eller ikke. Godt sorterte sedimenter vil ha samme størrelse og form, og dårlig sorterte vil ha ulik størrelse og form. Pakningsgraden beskriver i hvor stor grad løsmassene er konsoliderte eller tettpakket.

4.1.3 Lichenometri (Kartlavmåling)

På lokalitet C, Byksefonna, er det gjort kartlavmålinger på blokker flere steder i skredviften. Metoden går ut på at kartlav (*Rhizocarpon geographicum*) vokser kontinuerlig og at diameteren i et statistisk grunnlag representerer alderen siden bergoverflaten eller steinblokken ble eksponert for et miljø som tillater vekst under tilsvarende forhold som i dag. Diameteren på kartlav ble målt med linjal. Det ble tatt opp mot 10 målinger på hver blokk. Målingene ble kalibrert mot en kalibreringskurve utarbeidet fra målinger på morener på Vestlandet. I dette området vil «western curve» ($y = 0,0074 \cdot x^2 + 0,9097 \cdot x + 7,1044$) (Matthews, 2005) være mest representativ. Kalibreringskurven vil ha flere potensielle feilkilder, som forskjell i værforhold og høyde over havet. Lichenometrikurven tar utgangspunkt i likningen $\log(y + c) = a + bx$, hvor y er alder på skredavsetningen, x er gjennomsnittlig størrelse på de fem største målingene (i mm), og a , b og c er konstanter regnet ut for området (Matthews, 1974). På bakgrunn av studien til Bickerton & Matthews (1992) er det i denne oppgaven valgt å sette en feilmargin i alder på 10 %. Resultatene som blir presentert i Kapittel 5.1.3 vil potensielt kunne ha enda større feilmargin, og blir derfor kun brukt som indikatorer på når blokkene ble avsatt innenfor 100 til 1000 års perioder i holocen tid. Andre feilkilder ved vekst av kartlav kan være snøskredprosesser i skredviften som påvirker og flytter på blokkene, snødekke over blokkene som hindrer vekst, og kartlav som vokser på berget før blokkene raser ut. Resultatene vil derfor bare bli brukt til å si noe om mengde avsetninger og sedimentasjonsrate til klastiske avsetninger fra snøskred, og blir ikke direkte brukt som en aldersbestemmelse på skredene.



Figur 4.1: «Western curve» er brukt i denne oppgaven for å se på sammenheng mellom kartlav-diameter og overflatealder. Figuren er modifisert fra Matthews (2005).

4.2 Fjernanalyse

For å studere områdene som ikke var fremkommelige i felt, som løснеområder, ble det utført fjernkartlegging. Fjernkartlegging hjelper å forstå terreng, helning og øvre deler av skredbanen bedre og vil kunne gi et bedre overblikk på blant annet storskala spor i terrenget.

4.2.1 Dronebilder

Drone ble brukt til å ta bilder og video for å få en bedre oversikt over skredområdene. Det ble brukt drone både under felt i mai og september. Under feltarbeid i mai 2021 ble det flydd i forhåndsdefinerte rutenett styrt av GPS. Dronedata av overflaten ble brukt til å sammenligne terrenget med og uten snø, for å kunne kartlegge snødybden i løснеområdet. I september 2021 ble dronen flydd manuelt. Dronene som ble brukt er av typen DJI Phantom 4 (mai) og DJI Mavic 2 Pro (september). Alle dronefoto fra før 2021 brukt i oppgaven er tatt av Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen, eller andre ansatte i Statens vegvesen.

4.2.2 Ortofoto

Ortofoto er hentet fra Norgebilder (Kartverket, 2022a). Det er brukt totalt åtte forskjellige ortofotoserier i oppgaven: Møre 2019, Møre 2018, Romsdal 2018, Rauma 2014, Rauma 2006 og Rauma 1971. Rauma 1971 har noe dårlig kvalitet og er i svart-hvitt. Det er en del skygger som dekker over flere av skredrennene og det er derfor brukt forskjellige ortofoto på

lokalitetene. Møre 2018 er lastet ned til ArcGIS Pro (GIS-, geografisk informasjonssystem, programvare utviklet av Eris) for mer detaljert kartlegging.

4.2.3 Kartlag og modeller i ArcGIS Pro

Digitale terrengmodeller (DTM) og digitale overflatemodeller (DOM) fra høydedata (Kartverket, 2021) og er brukt både i ArcGIS Pro og til modellering i RAMMS. Oppløsning på nedlastet data er 1x1 m og koordinatsystem er UTM32. Oppløsningen på DTM er senere endret i ArcGIS Pro for å tilpasse skredmodellering. Det er brukt en oppløsning på 1x1 på terrengmodellen og skyggerelieff i alle bakgrunnskart på modelleringsresultat og andre figurer i oppgaven. Tabell 4.1 viser terrengmodellene brukt i oppgaven.

Tabell 4.1: Forskjellige terrengmodeller brukt til kartlegging i ArcGIS Pro og modellering i RAMMS. Data er lastet ned fra høydedata (Kartverket, 2021).

Kartlag	Dato
Rauma 1pkt 2007	01.01.2007
Rauma Sandøy Haram 2010	01.06.2010
Molde Aukra Fræna og Rauma 2014	07.11.2014
NDH Norddal-Rauma 5pkt 2017	20.07.2017
NDH Rauma sør-Norrdal øst 2pkt 2019	27.08.2019
NDH Norddal-Rauma 2pkt 2020	06.10.2020

Til kartlegging og oversiktskart er det også brukt Topografisk norgeskart 4 og Vegnett WMS. Kartlagene er hentet fra Kartverkets VMS («web map service») tjeneste på Geonorge (Kartverket, 2022b). Skyggerelieff er utarbeidet fra terrengmodellen ved hjelp av verktøyet «hillshade» i ArcGIS Pro. Her gis en bestemt belsningsvinkel og det blir dannet kunstige skygger basert på terrengmodellen. Dermed vil noen deler av kartet skyggelegges, og andre lyses opp. Helningskart er utarbeidet ved hjelp av verktøyet «slope» i ArcGis Pro. Helningsvinkel er viktig for å forstå egenskapene til skredrennen og avsetningene.

For å estimere nedbørsfeltet for flomskredrennene er verktøyet «watershed» i ArcGIS Pro brukt. Sammen med andre verktøy som definerer strømningsvinkel («flow direction») og punkter der vannet strømmer gjennom («pour point»), er det dannet en polygon for nedbørsfeltene. Ut fra observasjoner i toppen av flomskredrennen ser ut til at ikke alt vannet vil renne ned i skredbanen og det vil være vann som dreneres bort og dermed ikke bidra i flomskredet. Arealet på nedbørsfeltet er derfor justert noe ned fordi det brukes til å beregne mengde vann som utløser flomskred i RAMMS modellene.

4.3 RAMMS

RAMMS («Rapid Mass Movements Simulation») er brukt til å simulere skredhendelsene på de fire lokalitetene på Trollstigen. Det ble brukt to RAMMS moduler: RAMMS::Debris Flow (RDF) versjon 1.7.20 for flomskred og RAMMS::EXTENDED (E-RAMMS) versjon 2.7.95 for snøskred. Dette kapittelet gir en oversikt over standardverdier og variabler for skredmodellering i begge versjonene. Se Kapittel 3.5 for teoretisk bakgrunn. Verdier for parameterne er satt ut fra egne observasjoner, RAMMS manual (Bartelt *et al.*, 2017a; Bartelt *et al.*, 2017b) og fra rådgivning og muntlig kommunikasjon med Perry Bartelt, leder og forsker for RAMMS, gjennom våren 2022.

4.3.1 Terrengmodell og løsneområde

RAMMS bruker digital terrengmodell (DTM) som datagrunnlag for simuleringen. Simuleringene baseres på terrenget i modellen og resultatet vil bli forskjellig ved ulik oppløsning av DTM. Ved høy oppløsning, som for eksempel 1x1 m, vil modellen registrere mer detaljer i terrenget enn ved en lav oppløsning på for eksempel 5x5 m eller 10x10 m. På grunn av detaljnivået gir høyere oppløsning lengre prosesseringstider enn bruk av lav oppløsning, men resultatene blir også mer nøyaktig ved høyere oppløsning. Oppløsningen er bestemt ut fra størrelse på skred og skredbane. For flomskredsimuleringen er det brukt en oppløsning på 1x1 m fordi skredbanene kun dekker et lite område og går i trange kanaler. For snøskred er det ofte anbefalt å bruke 5x5 m, men i denne oppgaven er det brukt 2x2 m grunnet stedvis smalt skredløp og lite snødekke (potensielle feilkilder diskuteres i Kapittel 6.2.2). Løsneområdene kan enten importeres som shape-fil fra ArcGIS Pro eller tegnes direkte i RAMMS. I denne oppgaven er løsneområdene tegnet direkte inn i RAMMS basert på dronebilder og kart som er lagt over terrengmodellen. Andre polygon som erosjonspolygon og hydrograf er også tegnet direkte inn i RAMMS.

4.3.2 RAMMS::DEBRISFLOW

RAMMS-modulen RAMMS::DEBRISFLOW (RDF) er brukt til å modellere flomskredene. Modulen tar utgangspunkt Vollemy modellen (se Kapittel 3.5). Denne modellen er en en-fase-modell og vil ikke skille mellom vann og sediment. Observasjoner fra Langøyen og Svartøya (Figur 5.3 og Figur 5.11) viser at vannet siler gjennom sedimentene i utløpsområdet og vil dermed renne mye lengre enn sedimentene. På bakgrunn av dette vil simuleringresultatene i

denne oppgaven bli presentert ved flere tidsintervaller av simuleringen for å vise avsetning av sedimenter og strømming av vannmasser. Feilkilder og usikkerhet rundt en-fase modellering diskuteres i Kapittel 6.2.1.

For utløsning av flomskred er det to mulige parametere i RAMMS:

1. «*Block release*»: En «blokk» av avsetninger løsner fra løsneområdet. Utløsningsvolumet er beregnet ut fra løsneområdets volum og oppgitt høyde på bruddkanten.
2. *Hydrograf*: Tar utgangspunkt i et vannvolum som strømmer gjennom et punkt i løpet av et gitt tidsrom. Volumet som skal gjennom punktet oppgis i hydrografen. Denne metoden anbefales for modellering av flomskred hvor volumet av skredet er kjent.

Det ble brukt en 3-punkt-hydrograf i denne studien. Ved å legge inn totalt vannvolum, gir RAMMS ut en maksimal vannføring Q_{\max} . Hydrografen ble tegnet som en polygon i øverste del av skredbanen, hvor sedimentene trolig blir mettet på vann og begynner å løsne ut. Det ble i 2020 satt opp en meteorologisk målestasjon på Trollstigen, men nedbørsdata herfra er ikke brukt i oppgaven da det ikke har vært flomskredhendelser å sammenligne med de siste årene. I modellering av flomskred er det derfor tatt utgangspunkt i nedbørsdata fra 3. august 2011, da det gikk flomskred både på Langøyen og Svartøya. Ifølge modellerte værddata fra NVE (2022b) kom det 30 mm nedbør over 3 timer i et kraftig regnskyll, som gir en nedbørsmengde på 1mm/t. Nedbørsfeltene til flomskredrennene er estimert ved bruk av ArcGIS Pro (Kapittel 4.2.3). Langøyen har et estimert nedbørsfelt på 25 000 m² og Svartøya på 15 000 m². Vannvolumet brukt i modelleringen i RAMMS (se Kapittel 5.2) er basert på antagelsen at det er nedbør fra en time som vil strømme gjennom hydrografen.

Grunnet grove skredavsetninger er tettheten endret fra 2000 (standardverdi) til 2500 kg/m³ etter veiledning fra Perry Bartelt, leder og forsker for RAMMS (digitalt møte, 29.03.2022). I RDF modulen er det mulig å inkludere erosjon i simuleringen. En polygon er tegnet over området som potensielt kan eroderes. I tillegg til polygonen er det flere parametere som styrer omfanget av erosjonen. Verdiene er valgt ut fra RAMMS sine forslag til verdier. Tabell 4.2 viser en oversikt over alle verdiene og variablene brukt i modelleringen av flomskred på Langøyen og Svartøya.

Tabell 4.2: Parameterne, med verdi og beskrivelse, brukt i forbindelse med modellering av flomskred. Variabler som ikke er nevnt her, men som finnes i programmet, er enten ikke brukt eller ikke endret fra standardverdiene.

Parameter	Verdi	Enhet	Beskrivelse
Oppløsning DTM	1x1	m	Oppløsning på terrengmodellen. Bestemt på bakgrunn av studien til Bühler <i>et al.</i> (2011).
«Dump step»	5	s	Beskriver hvilken frekvens programmet produserer resultater.
Sluttid simulering	Variabel	s	Oppgir lengden på simuleringen og kan velges ut fra hvilke resultater som er ønskelig.
Tetthet	2500	kg/m ³	Høyere tetthet enn standard på 2000 kg/m ³ grunnet granulære avsetninger. (Perry Bartelt, leder og forsker for RAMMS, digitalt møte, 29.03.2022).
Mu	0,2		Standardverdi for «debris flow».
Xi	200	m/s ²	Standardverdi for «debris flow».
Strømningsretning	185	grader	Retningen massene strømmer gjennom hydrografen. I denne programvaren er det implementert som retning i forhold til positiv retning på x-aksen, der en azimutt på 90° blir 0°.
Volum	Variabel	m ³	Totalvolumet som strømmer fra hydrografen.
Maks strømning (Q _{max})	Automatisk	m ³ /s	Sier noe om hvor stor massestrøm som maksimalt kommer fra hydrografen ved et gitt tidspunkt. Kalkuleres automatisk ut fra volumet.
Tid 1 (t1)	5-10	s	Definerer når strømmingen på maksimal (Q _{max}). Bestemmes fra volum.
Tid 2 (t2)	Automatisk	s	Definerer hvor lang tid det tar før alt av strømningsmasser er gått gjennom hydrografen. Settes automatisk ut fra volum og t1.
Hastighet (v)	6	m/s	Hastigheten til massene. Verdien er valgt basert på flere studier av flomskredmodellering (Nam <i>et al.</i> , 2019; Rickenmann, 1999) og muntlig kommunikasjon med Perry Bartelt, leder og forsker for RAMMS (digitalt møte, 29.03.2022).
Erosjonstetthet	2500	kg/m ³	Høyere tetthet enn standard på 2000 kg/m ³ på grunn av store mengder grove avsetninger med stor kornstørrelse (Perry Bartelt, leder og forsker for RAMMS, digitalt møte, 29.03.2022).
Erosjonsrate	0,05	m/s	Erosjonsrate valgt for «løse og våte sedimenter» (Bartelt <i>et al.</i> , 2017a).
Potensiell erosjonsdybde	0,2	pr. kPa	Verdien er valgt for «dyp» erosjon (Bartelt <i>et al.</i> , 2017a).
Kritisk skjær stress	1,0	kPa	Skjærstresset er satt til det som er oppgitt som «normal verdi» (Bartelt <i>et al.</i> , 2017a).
Maks erosjonsdybde	0,1-1	m	Angir maksimalt dybden skredet eroderer i skredbanen. Feltobservasjoner viser en gjennomsnittlig erosjonsdybde på rundt 1 m.

4.3.3 RAMMS::EXTENDED for snøskred

RAMMS::EXTENDED er en ny versjon av tidligere RAMMS::AVALANCHE. Denne versjonen er under utvikling og er ikke kommersielt tilgjengelig. Den nye modulen tar høyde for endring i snødekke og temperatur nedover skredbanen (se Kapittel 3.5). Ved å sette et høyde-referansepunkt er det mulig å legge inn snødybde, temperatur på snøen og endringen i disse per 100 m. Friksjonsparameterne er justert ut fra gjentakelsesintervallet for skred (enten 10, 30, 100 eller 300 år). For Trollstigen vil en returperiode på 10 år passe best for glideskredene. Verdier på snødybde og temperatur er satt på bakgrunn av meteorologiske data fra området, samt anbefalinger fra leder og forsker for RAMMS, Perry Bartelt (digitalt møte, 17.02.2022), som jobber med utviklingen av RAMMS::EXTENDED. Tabell 4.3 gir en oversikt over alle parametere som påvirker modelleringen.

Tabell 4.3: Parametere, med verdi og beskrivelse, brukt til modellering av snøskred/glideskred. Variabler som finnes i programmet men ikke er nevnt her er enten ikke brukt eller ikke endret fra standardverdiene.

Parameter	Verdi	Enhet	Beskrivelse
Generelt			
Oppløsning DTM	2x2	m	Oppløsning på terrengmodellen. Bestemt på bakgrunn av studien til Bühler <i>et al.</i> (2011).
Slutt tid	1000	s	Oppgir lengden på simuleringen og kan velges ut fra hvilke resultater som er ønskelig.
«Dump step»	5.0	s	Beskriver hvilken frekvens programmet produserer resultater i.
Tetthet	450	kg/m ³	Tetthetsverdi til snø som skal løses ut. Verdien er satt for våt snø.
Friksjon			
Returperiode	10	år	Bestemmes ut fra hvor ofte det går skred av en den typen som skal modelleres. Valgt ut fra feltobservasjoner av glideskred.
Xi	1800	m/s ²	Turbulent friksjon (satt automatisk ved 10 år returperiode).
Mu	0.550	-	Coulombfriksjon (satt automatisk ved 10 år returperiode).
Cohesion	200	Pa	Standard verdi i E-RAMMS.
Snødekke			
Meter over havet	1200 - 1300	moh.	Referansepunkt for snødekket. Valgt ut fra gjennomsnittlig høyde på løsnedområdene.
Temperatur	-2	°C	Snø-temperatur. (muntlig kommunikasjon med Perry Bartelt, leder og forsker for RAMMS, digitalt møte, 17.02.2022).
Delta D	0,1 - 0,3	meter	Endring i snødekke per 100 m. Kalkulert fra modellerte værdata (NVE, 2022b).
Delta T	0,5	°C	Endring i snø-temperatur per 100 m (muntlig kommunikasjon med Perry Bartelt, leder og forsker for RAMMS, digitalt møte, 17.02.2022).
Utløsnings tetthet	450	kg/m ³	Tettheten til snøen i løsnedområdet. Tetthetsverdien er for våt og tung snø.
Erosjonsdybde	0,5 - 4	meter	Dybden på snødekket i skredbanen som eroderes av skredet. Verdi hentet fra modellert værdata (NVE, 2022b).

Erosjonstetthet	300	kg/m ³	Tettheten til snøen som eroderes i skredbanen.
Epsilon	0.2	-	Hvor mye snøen endrer seg nedover skredbanen (muntlig kommunikasjon med Perry Bartelt, leder og forsker for RAMMS, digitalt møte, 17.02.2022).

Pudder/Våt

Generere	5.0	%	Hvor mye vann som kan genereres. Verdien er satt ned fra normalen på 7% grunnet av våt snø (muntlig kommunikasjon med Perry Bartelt, leder og forsker for RAMMS, digitalt møte, 17.02.2022).
Mu våt	0.12	-	Vinkelen våte skred stopper på. Satt automatisk av E-RAMMS.
Tørr- Våt- overgang	100	mm	Sier noe om mye vann trengs for å endre snøen fra tørr til våt. Satt automatisk av E-RAMMS.

Det er ikke funnet noe data eller undersøkelser av temperaturen i snøen om våren på Trollstigen. Verdien er derfor satt ut fra anbefalinger fra Perry Bartelt, leder og forsker for RAMMS (digitalt møte, 17.02.2022) basert på sveitsiske forhold. Temperaturen i snøen er satt til - 2°C med en endring på 0,5°C per 100 m.

Snø og temperaturforhold er satt ut fra meteorologiske observasjoner og dronedata fra 30.april 2021. Denne dagen var det 300 cm snø ved 1300 moh. (løsneområdet) og 170 cm ved 750 moh. (utløpsområdet). Værdata viser dermed til en endring i snødybde på rundt 30 cm per 100 m. I E-RAMMS blir endringen i snødybde per 100 m (Delta D) satt til 0,3 m som utgangspunkt for alle modeller.

4.4 Innsamling av vær- og klimadata

Vær- og klimadata er samlet inn fra seNorge (NVE, 2022a) og Xgeo (NVE, 2022b), samt fra målestasjoner i området rundt Trollstigen (Norsk klimaservicesenter, 2022). Værdata fra tidligere datoer og år er basert på observasjoner og registrering fra målestasjonene. Trollstigen har ingen målestasjoner med observerte værdata før 2020, og denne oppgaven baserer seg derfor på modellerte målingene satt sammen av alle målestasjonene i områdene rundt Trollstigen. Modellerte værdata fra seNorge (NVE, 2022a) er laget ved å interpolere målingene fra stasjonene i området til kvadratkilometersruter (Lussana *et al.*, 2019). Målestasjonene har forskjellig målingsperioder og målingskategorier, som temperatur, snødybde og nedbør. De modellerte dataene brukes derfor til enhver tid de målingene som er tilgjengelige fra alle de nærmeste målestasjonene. Modellerte data brukt i denne oppgaven går tilbake til 1958.

4.5 Kartlegging av holocene skredhendelser (11,7 ka BP til nåtid)

For å kartlegge omfanget av skredhendelser ved Trollstigen er det brukt databaser for registrering av skredhendelser. NVEs temakart (NVE, 2021a) og Vegkart (Statens vegvesen, 2021) er noen av databasene hvor det registreres skredhendelser, og disse er derfor brukt som kilder i denne oppgaven. Det er derimot ingen kvalitetssikring av observasjonene, og det finnes lite informasjon om selve skredhendelsene. Data fra databasene er derfor brukt til å få en generell oversikt over aktiviteten i området de siste 30 årene. Retriever (2022) og Nasjonalbiblioteket (2021) er brukt for å studere bilder av skredhendelser og naturen rundt Trollstigen. Typiske søkeord brukt er «Trollstigen ras», «Skred Trollstigen», «Trollstigvegen», «Isterdalen», «Rauma» og «Bispen».

Det er utført intervju og mottatt rådgivning fra fagfolk i Statens vegvesen, NVE og NGI. To personer ble intervjuet i større omfang for å få detaljinformasjon om skredhendelser på Trollstigen:

1. Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen.
Intervju under feltarbeid 6.mai 2021, samt kommunikasjon via epost og teams-møte 27.april 2022.
2. David Grøvdal, pensjonert maskinfører i Statens vegvesen og lokal kjentmann.
Intervju under feltarbeid 14.september 2021 og en telefonsamtale 25.april 2022.

Informasjon fra søkte databaser, bildearkiv og intervjuer er satt sammen og kryssreferert for å danne en oversikt over skredaktiviteten på Trollstigen. Bilder fra Nasjonalbiblioteket (2021) viser skredavsetninger over veien tilbake til 1950-1970, og avisartikler fra Retriever (2022) inneholder informasjon om snøskredfare og snøskredhendelser fra 1965-1968. Dronebilder fra Staten vegvesen og Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen, er brukt til å studere tidligere skredhendelser og skredløp i området. Det har ikke vært mulig å finne data som gir et godt inntrykk av den lokale skredaktiviteten gjennom resten av holocen, og feltobservasjoner og geologisk kartlegging er derfor brukt for å prøve å si noe om skredaktiviteten i denne perioden.

5 Resultat

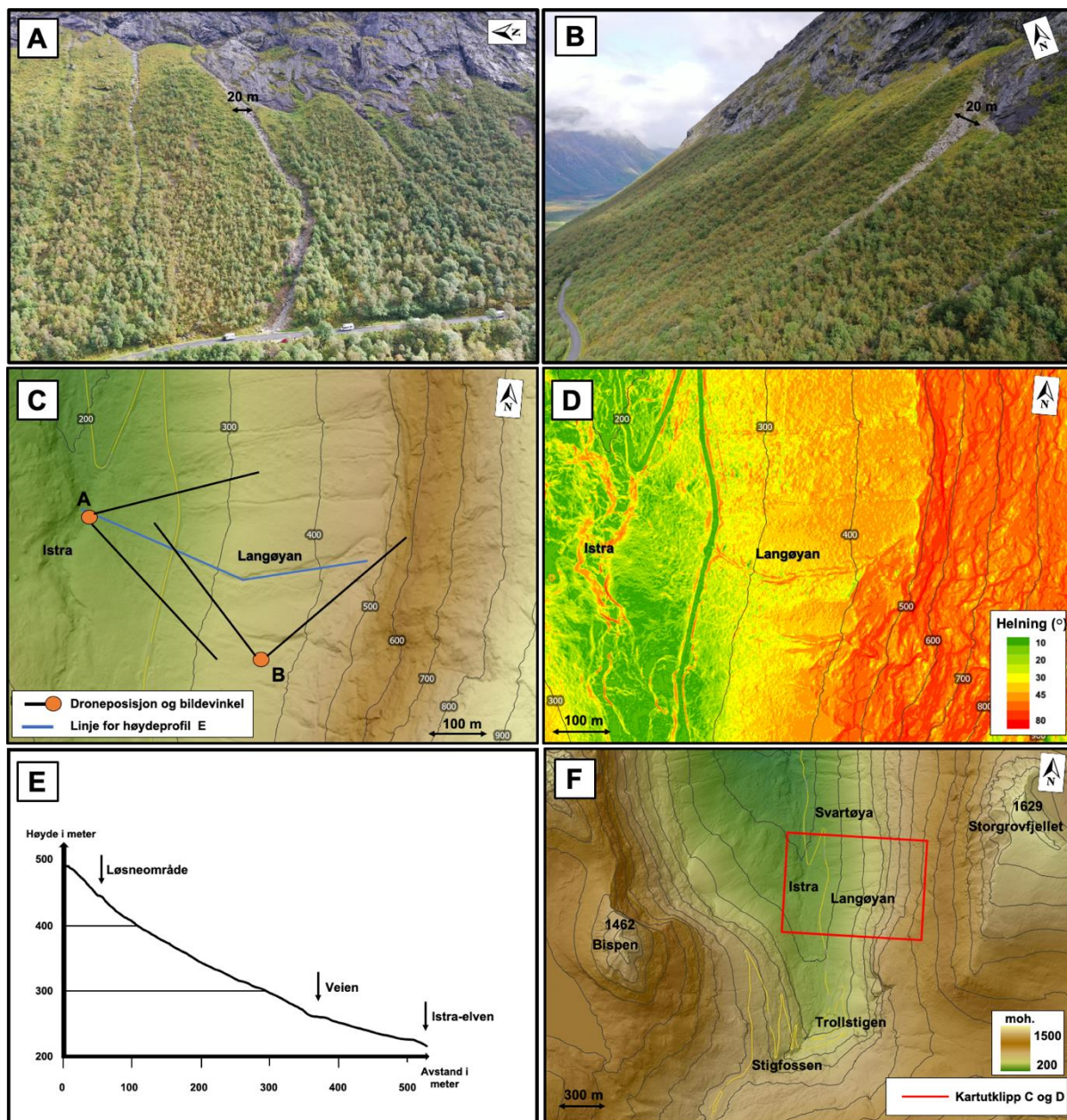
I dette kapittelet presenteres storskala- og feltkartleggingen for de fire lokalitetene ved Trollstigen: Langøyen, Svartøya, Byksefonna og Bispefonna. Kartlegging og observasjoner av skredbane, utløpsområde og løsneområde vil danne grunnlaget for modellering av kjente skredhendelser i RAMMS. Utvalgte resultater fra skredmodelleringen vil bli presentert sammen med de viktigste observasjonene i modellene. Resultater for skredmodellering med fokus på klimaprognoiser vil også bli presentert. Alle modellene sammenlignes med observasjoner og data fra kjente skredhendelser med fokus på utløpslengde, volum og returperiode.

5.1 Storskala- og feltkartlegging

Trollstigen er utsatt for mange forskjellige typer skred og bare de siste 30 årene er det registrert over 70 store og små skredhendelser (NVE, 2021a; Statens vegvesen, 2021) fra Svartøya til Ringshornet (Figur 2.2). I denne oppgaven er det gjort feltundersøkelser av fire skredbaner ved Trollstigen: A: Langøyen, B: Svartøya, C: Byksefonna og D: Bispefonna. Dette delkapittelet gir en oversikt over kartleggingen av skredbane, løsneområde, utløpsområde, skredhendelser i holocen og feltobservasjoner for de fire lokalitetene. Målet med kartleggingen er å bedre forstå skredprosessene og returperioden til skredene, og kunne bruke observasjonene til skredmodellering.

5.1.1 Lokalitet A: Langøyen

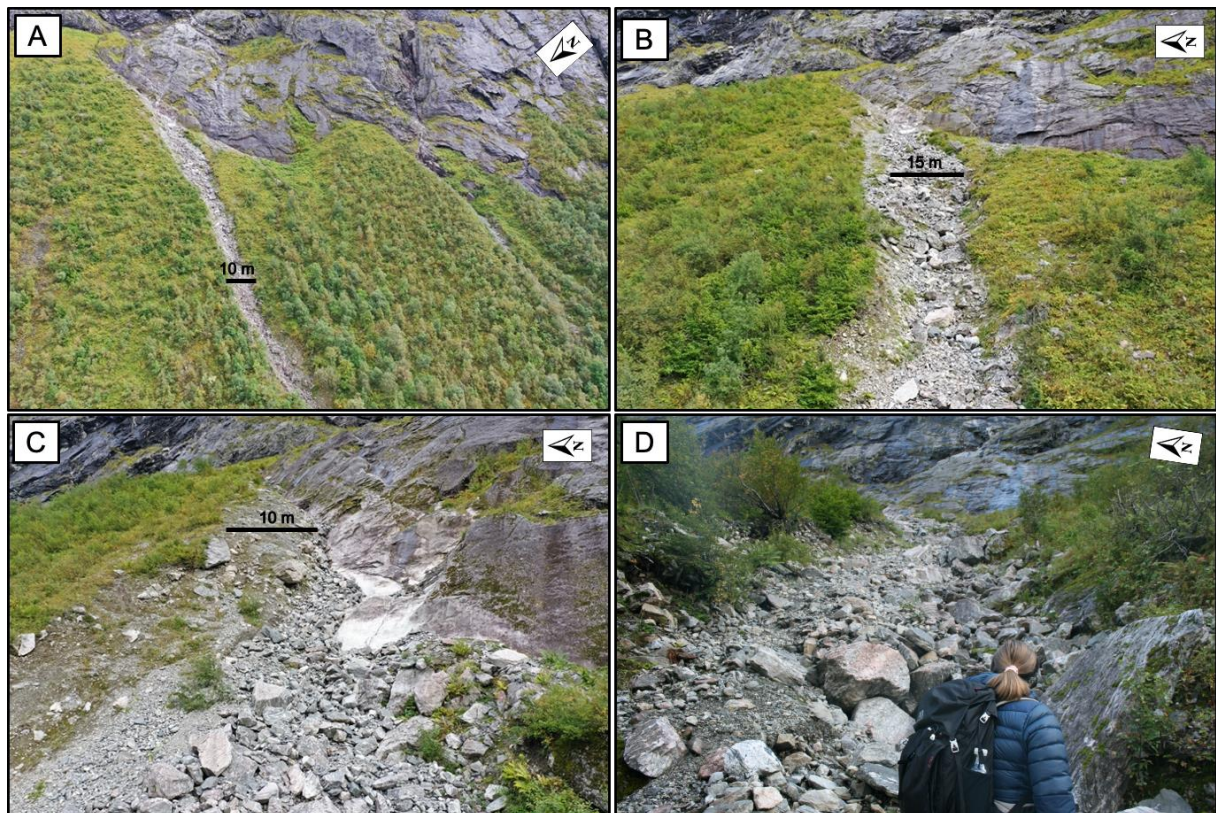
Langøyen er et område lokalisert i den østre dalsiden av Isterdalen, ovenfor første sving i Trollstigen (Figur 5.1.F). Det er mange skredrenner i området, men i denne oppgaven fokuseres det på en av skredbanene som i denne oppgaven omtales som Langøyen (Figur 5.1.A og B). Skredrennen begynner der vegetasjonen starter og har utløp ned mot elven Istra (Figur 5.1). Det er ikke en aktiv bekk i rennen, men det kan bli et bekkefar ved kraftig nedbør og snøsmelting. Det er ca. 450 meter fra løsneområdet og ned til elven (Figur 5.1.E) og skredbanen har en gjennomsnittshelning på 25°- 35° (Figur 5.1.D).



Figur 5.1: **A:** Langøyen-reen begynner helt opp mot fjellveggen og har utløp over veien. **B:** Langøyen ligger på østsiden av Isterdalen og kan gjenkjennes av det vegetasjonsfrie løснеområdet og skredløp. **C:** Terrenngmodell med skyggerelieff av Langøyen-området viser flere tydelige skredrenner langs dalsiden. **D:** Gjennomsnittshelningen på Langøyen ned mot veien er mellom 25° og 35°. Nedenfor veien blir helningen mindre og går ned mot 15°. Legg også merke til de bratte kanalsidene. **E:** Høydeprofil av Langøyen viser helningsforskjellen ovenfor og nedenfor veien, samt hvordan veien skaper en brå overgang fra stor helning til flatt terreng. **F:** Langøyen ligger nord for Trollstigen-svingene og sør for Svartøya. Terrenngmodell og høydeprofil er hentet og modifisert fra Kartverket (2021). Dronefoto: Wouter Bell Gravendeel.

Løsneområde og skredløp

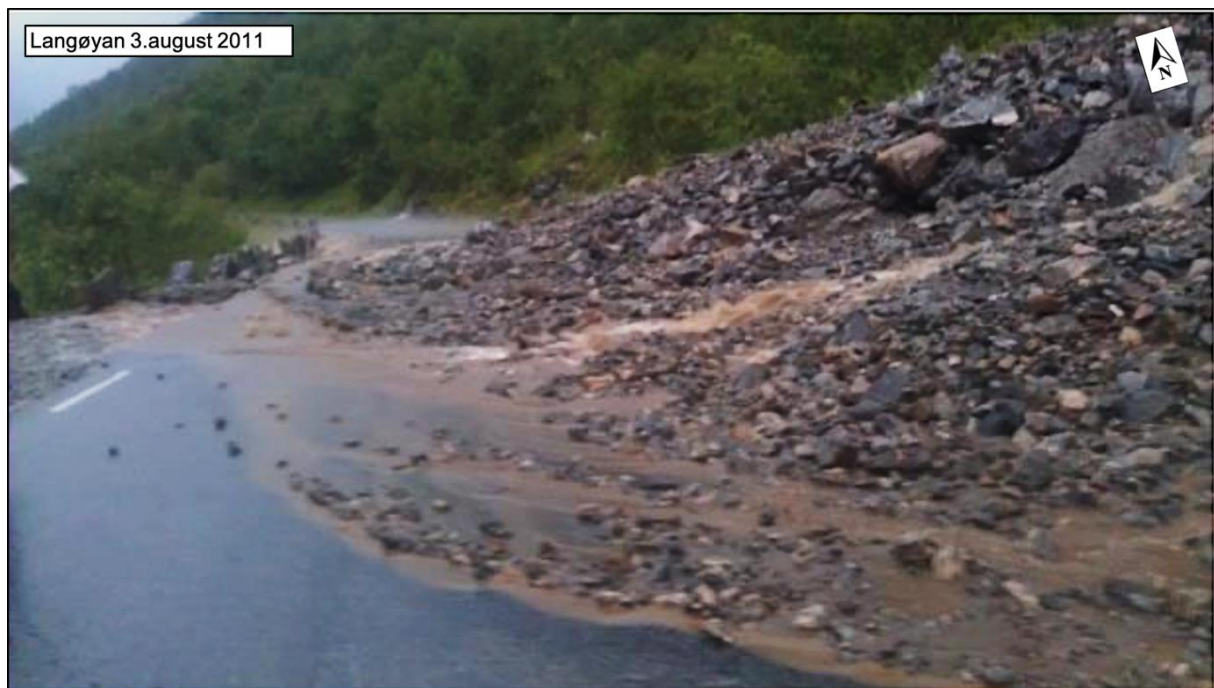
Flomskredrennen på Langøyen har løsneområde helt opp mot fjellveggen (Figur 5.2.A). Skredene her blir utløst ved styrtregn, hvor store vannmengder strømmer nedover fjellsiden og ned i det øverste sedimentlaget i skredbanen. Sedimentene blir vannmettet og løsner, men det er vanskelig å si noe om størrelse og omfang av løsneområdet uten konkrete observasjoner etter nylige skred. Det er usikkert hvor langt fra fjellveggen et eventuelt skred starter, men ved en konstant strømning av vannmasser vil løsneområdet mest sannsynlig være i løpet av de første meterne fra veggen. Det er gamle skredavsetninger og utrast materiale som er kildematerialet i løsneområdet. Dronebilder viser klar erosjon og kanaldannelse helt fra starten av rennen (470 moh.) (Figur 5.2.C). Vannet vil ta med seg tidligere skredavsetninger og kan transportere store blokker (Figur 5.2.D). Observasjoner og bilder viser erosjon og transport av sedimenter ned halve skredbanen før de begynner å avsettes gradvis ned mot veien. I felt er det observert større blokker lengre opp i skredbanen som gjør at sedimenter dermed også kan avsettes lengre opp i kanalen.



Figur 5.2: Skredløpet på Langøyen begynner helt inntil fjellveggen hvor vannet strømmer ned fjellsiden og eroderer skredmassene. **A** og **B**: Potensielle løsneområder hvor sedimentene kan bli vannmettet og dermed utløse flomskred. **C**: Vannstrømmen vil erodere mot berget og ta med seg gamle skredavsetninger og utrast materiale. **D**: Avsetningene øverst i skredbanen består av store blokker som demmer opp fine sedimenter. Dronefoto og foto: Wouter Bell Gravendeel.

Skredhendelser i holocen

Det er dokumentert flere flomskred, snøskred, steinsprang og steinskred på Langøyen (Dahle & Humstad, 2018; Statens vegvesen, 2021). Ifølge Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen (digitalt møte, 27.04.2022), kan snøskredene ha utløp over veien i denne rennen, men snøskred over vei skjer trolig sjeldnere enn snøskred generelt i rennen. Steinsprang og steinskred har historisk sett ikke gjort stor skade på vei, og vil ofte bli avsatt lengre opp i rennen. Disse typene skred utgjør ikke en stor trussel for turister og veitrafikken ved Langøyen-rennen. Flomskred har derimot oftere utløp over veien, hvor store skredmasser avsettes på veibanen (Figur 5.3).

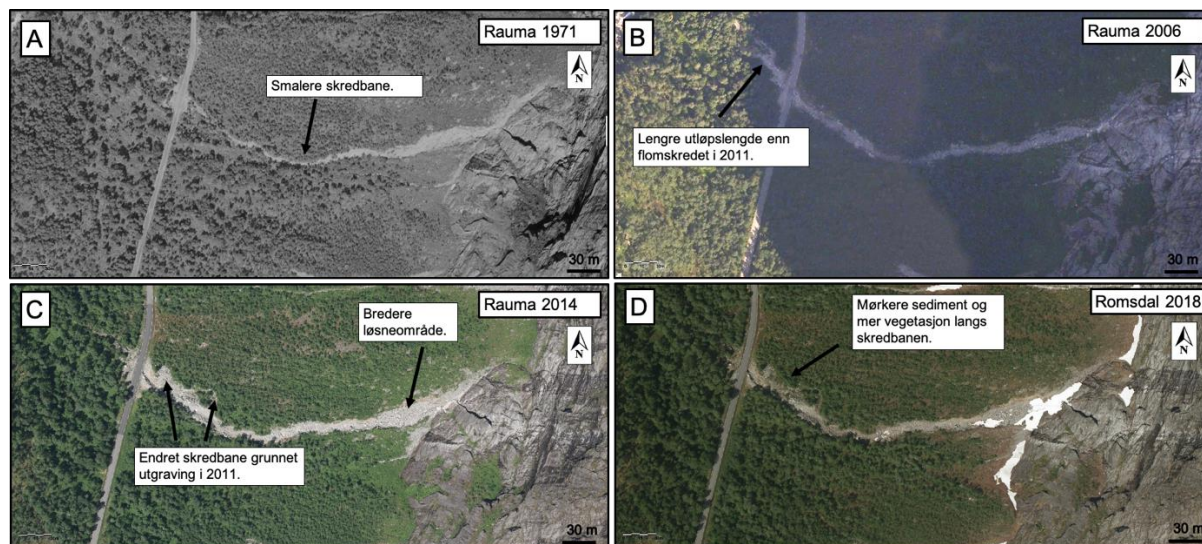


Figur 5.3: Det gikk et stort flomskred på Langøyen 3.august 2011. Skredet nådde helt ned til veien og sperret for trafikken. Det mørke vannet tyder på at jord og silt vaskes ut av skredmassene og fortsetter nedover mot Istra-elven. Blokker på opp mot 2 m ligger øverst i massene og avsetningene er opp mot 5 m høye. Foto: Gunnar Sandnes (Røddal et al., 2011).

Pensjonert maskinfører i Statens vegvesen, David Grøvdal har jobbet med brøyting og vedlikehold på Trollstigen i over 30 år. Han har i et intervju den 14.09.2021 opplyst om værforhold, skredhendelser og endringer i naturen de siste 30 årene. Han forteller at det er store lokale variasjoner i værforhold. Om sensommer og høsten er det ofte kraftige tordenbyger og styrtnedbør lokalt i fjellene. Vannstanden øker mye fortere enn elver og kanaler klarer å drenere og dermed vil sedimentene bli mett av vann, og det kan utløses løsmasseskred. Disse værhendelsene vises sjeldent på værstasjonene grunnet lokale variasjoner i orografisk effekt over et lite område. Det kan derfor være vanskelig å knytte sammen meteorologiske data og flomskredhendelser i studieområdet. De registrerte skredhendelsene sammen med informasjonen fra Grøvdal viser at flomskredfaren er størst fra tidlig i august til sent i oktober.

Grøvdal kan minnes 4-5 store flomskredhendelser ved Langøyen og Svartøya de siste 40 årene. I 2011 gikk det flomskred ved både Langøyen og Svartøya (Figur 5.3 og Figur 5.11). Modellerte værdata fra Xgeo (NVE, 2022b) viser en nedbørsmengde på opp mot 30 mm på tre timer lokalt rundt Trollstigen, mens værstasjoner i området registrerte mye mindre nedbør. Målestasjoner som ikke er plassert i nærheten av skredbanen vil dermed gi usikre værdata. I 2003 var det stor skredaktivitet langs hele Trollstigen, og ifølge Grøvdal gikk det også flomskred på Langøyen og Svartøya på høsten. Grøvdal uttrykker at flomskredaktiviteten de siste 20 årene har vært lavere enn de forgående 20 årene. Basert på skredregistrering (NVE, 2021a; Statens vegvesen, 2021; Dahle & Humstad, 2018), intervju med Grøvdal og gamle nyhetsartikler (Retriever, 2022) kan det se ut til at flomskred på Langøyen med utløpslengde over eller på veibanen har en returperiode på 10 år. Klimaprognoser for Møre og Romsdal (se Kapittel 2.4.3) viser en stor økning i styrtnedbør frem mot år 2100, og flomskredene vil dermed kunne bli større og hyppigere. Effekten av dette blir diskutert i Kapittel 6.3.1.

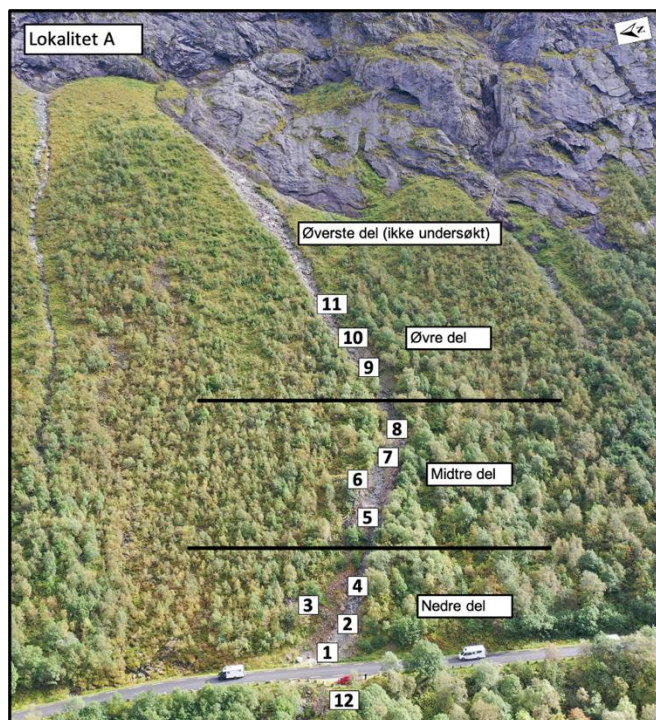
Hele østsiden av Isterdalen er preget av skredrenner, bekker og elveløp (Figur 5.1.C). Flere av disse har ikke hatt registrerte skredhendelser de siste 30 årene. I gamle bilder og ortofoto av Isterdalen ser det ut til at dalsiden har hatt mange avulsjoner de siste 30-50 årene (Kartverket, 2022a). Figur 5.4 viser ortofoto av Langøyen de siste 50 årene, og gir en bedre forståelse av utviklingen av skredbanene og utløpsområdet. I 1971 (Figur 5.4.A) var skredrennen mye smalere, mens før 2006 (Figur 5.4.B) har det tydelig gått et flomskred som har hatt utløpslengde mange meter nedenfor veien og erodert kanalsidene. Avsetningene på ortofoto fra 2006 kan kobles til det observerte skredet i 2003. Ortofoto fra 2018 (Figur 5.4.D) viser en mer gjengrodd skredbane enn i 2014 (Figur 5.4.C), noe som tyder på liten flomskredaktivitet siden flomskredet i 2011. Foto fra Figur 5.4 tyder på at denne flomskredrennen ikke er eldre enn rundt 100 år. Det har vært flomskredaktivitet i Vest-Norge gjennom hele holocen (Hughes *et al.*, 2016; Wilson *et al.*, 2019) (diskuteres videre i Kapittel 6.3.1), og sammen med informasjon om utløsningsmekanismen til flomskredene, løsmassekart og helningen på dalsiden kan det tyde på at det har vært flomskredaktivitet ved Trollstigen siden deglasiasjonen rundt 12,5 ka BP og gjennom hele holocen (11,7 ka BP-nåtid).



Figur 5.4: Ortofoto av Langøyen de siste 50 årene. I 1971 var skredrennen mye smalere, noe som kan tyde på liten skredaktivitet. Mellom 1971 og 2006 har det gått et flomskred med utløpslengde på nedsiden veien. I 2014 har vegetasjonen grodd igjen nedenfor veien. Nedre del av skredbanen er tydelig endret på grunn av utgraving av skredmasser etter flomskredet i 2011. Ortofoto fra 2018 viser en mer gjengrodd skredbane enn i 2014, noe som tyder på liten flomskredaktivitet siden 2014. Hentet og modifisert fra Kartverket (2022a).

Feltobservasjoner

Under feltarbeid ble det gjort undersøkelser og observasjoner ved 12 forskjellige steder i Langøyen-rennen (Figur 5.5). Grunnet mye løse blokker, bratt skredbane og stor rasfare ble det ikke gjort feltarbeid på toppen av skredrennen. Skredrennen kan deles inn i tre deler basert på karakteristikk som kornstørrelse og kanalutforming (Figur 5.5). Øverste del er preget av store blokker som ligger ustødig over hverandre. Midtre del har mellomstore blokker med høye, utvaskede kanalsider og mer stabile sedimenter. Nedre del har mindre kornstørrelser som er ustabile. Etter flomskredet i 2011 ble flomavsetningene fjernet fra veien og deler av midtre- og nedre del av hoved-rennen ble gravd ut med maskin for å bedre lede vann og gjøre bedre plass til eventuelle fremtidige skredavsetninger (Figur 5.6). Observasjonspunkt 1-6 (Figur 5.5) befinner seg i det utgravde området og vil derfor ikke representere helt naturlige flomavsetninger.



Figur 5.5: Feltobservasjoner ble gjort på 12 lokaliteter ved Langøyen. Ut fra observasjonene kan skredrennen deles inn i tre deler. Etter flomskredet i 2011 ble det gravd ut skredmasser og lokalitet 1-6 vil derfor være påvirket av mennesker, og vil ikke vise helt naturlige avsetningsmønstre. Øverste del er ikke undersøkt på grunn av løse blokker og skredfare. Bilene nederst på bildet fungerer som målestokk. Dronefoto: Wouter Bell Gravendeel.

Den vegetasjonsfrie og eroderte skredrennen stopper ved veien. Under asfalten er det lagt et betongrør som skal lede vannmassene. På nedsiden av veien fortsetter et gjengrodd, tørt bekkeløp. Dette kan indikere at normalt utløp er på veien, men maks utløpslengde på flomskred er på nedsiden av veien, et sted mellom veien og elven Istra (Figur 5.1). Skredavsetningene har en lys farge i midten av hovedløpet og blir mørkere lengre ut på sidene. Dette kan skyldes mer aktivitet i hovedløpet og indikere større påvirkning av vann etter flomskredet i 2011 i disse områdene. Flere av avsetningene har en rødlig farge (Figur 5.6.B og D) som trolig kommer av den røde grønnalgen fiolstein (*Trentepohlia iolithus*). Algen forekommer i stor grad i de utgravde massene, og blokker med denne algen kan derfor tolkes å ha blitt avsatt i 2011. Blokker med fiolstein kan brukes som en indikator for å skille overgangen mellom avsetning og erosjon i skredløpet etter flomskredet i 2011. Figur 5.6.D viser området hvor denne grensen potensielt går, da det høyere oppe i løpet er det bare noen få blokker som har fiolsteindannelse.



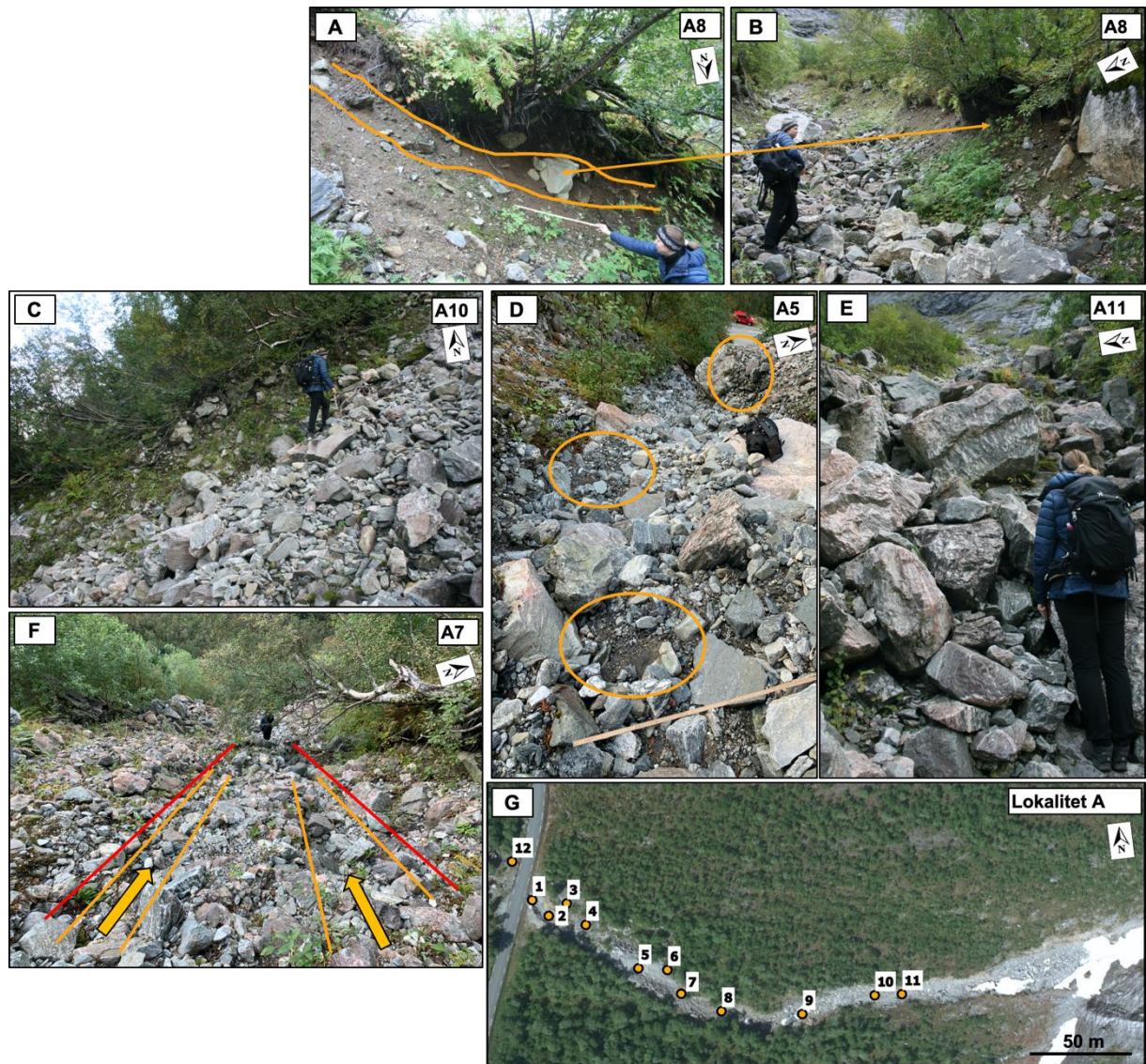
Figur 5.6: Skredløpet før (A og C) og etter utgraving (B og D) av flomskredavsetninger fra skredet i 2011. Kanalsidene er gjengrodd i B, og kun hovedløpet er vegetasjonsfritt (treet på venstre side av A og B er det samme og fungerer som målestokk for A). Blokkene i skredløpet har tydelig endret farge og er dekket av algen fiolstein. Legg merke til at formen på kanalen er den samme, og flere større trær og blokker i D er plassert på samme sted som i C. Ut fra sammenligning av bildene har det trolig ikke vært flomskredaktivitet de siste 10 årene. Foto: 2011: Statens vegvesen, 2021: Wouter Bell Gravendeel.

Langøyen-rennen er 1- 15 m bred og 1- 4 m dyp (Figur 5.7.G). Løpet er tørt og har ikke vannføring ved normale forhold. Midtre del av kanalen har flere mindre bekkeløp som dannes ved større nedbørsmengder (Figur 5.7.F). Større blokker blokkerer avsetninger i midtre og øvre del og danner en trappelignende topografi (Figur 5.7.E). Sidene til kanalen består av jord med klastiske klaster av varierende størrelse (1- 30 cm) og mengde. Noen deler av kanalen har gjengrodd side, og noen deler er tydelig utvasket (Figur 5.7.A og B). De utvaskede delene vil være der flomskredet eroderer mest. I noen partier er det mulig å se trender av horisontale lag på kanalsiden som kan tolkes som tidligere skredhendelser. Utviklingen av Langøyen de siste 50 årene, hvor skredbanene har vært smalene, tyder på at avsetningene trolig må være fra en eldre flomskredrenne.

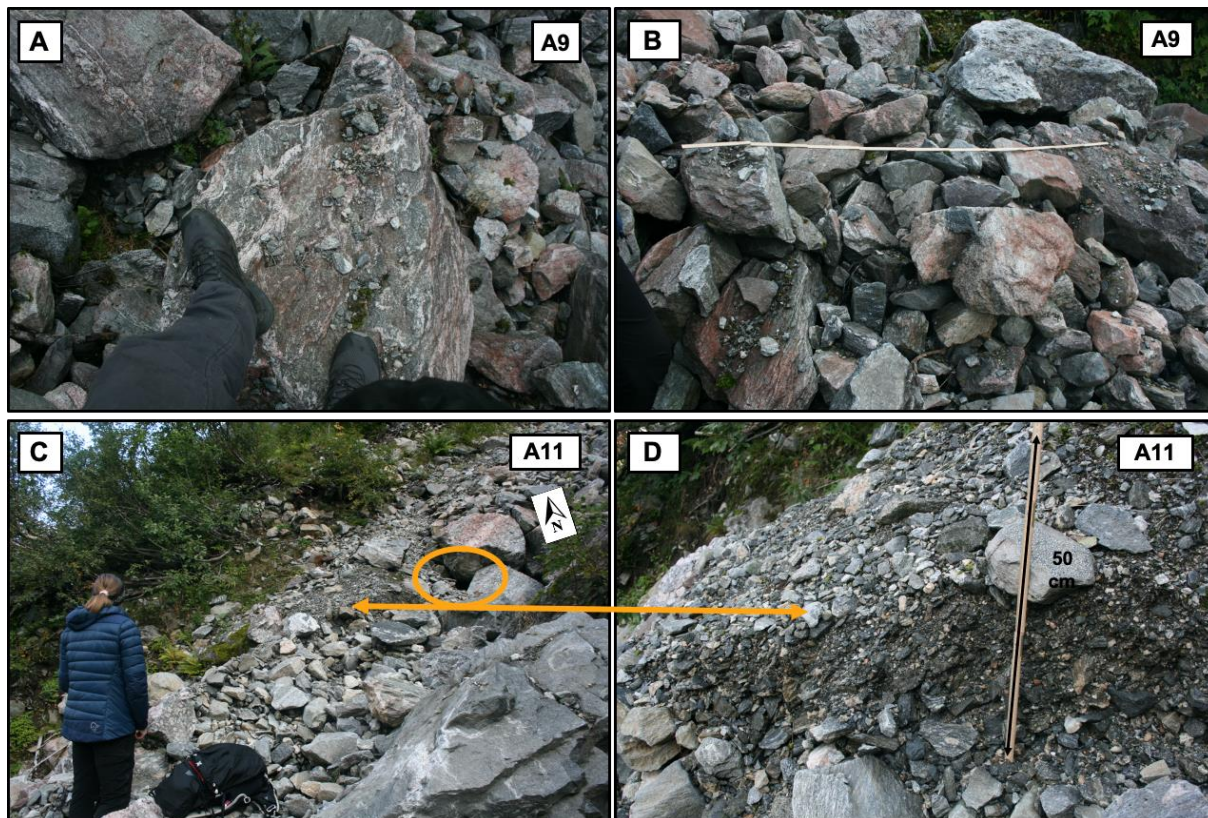
Det er skog 0,5-6,0 m fra kantene av kanalen og skråstilte trær langs hele skredløpet (Figur 5.7.C). Veltede og skråstilte trær er en god indikator på snøskredaktivitet fordi tyngden til snøen som raser legger stort press trærne og vil kunne skråstille dem. Flere steder er det spor etter parallelle snøskredbaner i skogen, noe som tyder på at det også går snøskred utenfor rennen. Det finnes også avsetninger av sand, grus og stein på toppen av flere blokker, som også er en indikator på snøskredaktivitet, da vertikal smelting av snø typisk avsetter materiale på toppen av blokker (Figur 5.8.A). Ved flom ville disse materialene blitt vasket bort, og siden det ikke er spor av flomskred etter 2011, må snøskredene ha forekommet etter dette.

Kornstørrelsen endrer seg i skredløpet hvor øverste del består mest av store blokker fra 50 - 100 cm, i midtre del går det over til flere blokker på 30-50 cm og i bunn av løpet er kornstørrelsen nede på 10 - 30 cm. Større blokker (1-3 m) opptrer sporadisk i hele løpet, med økende frekvens oppover i skredrennen (Figur 5.7). Generell rundingsgrad er kantrundet, men noen blokker / korn er kantet eller rundet (Figur 5.8.B). De fleste avsetningene har flate sider med avrundede kanter og hjørner. Den øverste delen av rennen har flere store blokker som er kantet og indikerer at blokkene øverst i løpet også stammer fra nyere steinsprang og steinskred, og har derfor ikke blitt påvirket av vann i like stor grad som avsetningene lengre nede. En oppgrovningssekvens oppover i skredløpet indikerer at flomskredet vasker bort mindre kornstørrelser i øvre del, men ikke har nok energi til å frakte de største blokkene nedover.

I hele kanalen finnes små områder med fine løsmasser som grus og sand (Figur 5.7.D) som legger seg på lesiden av større blokker. I den øverste delen av skredbanen er det også observert større og tykkere lag med grus og sand som kommer frem mellom løse blokker med store hulrom (Figur 5.8.C og D). De finkornete sedimentene er imbrikerte, noe som tyder på at de er avsatt av rennende vann.



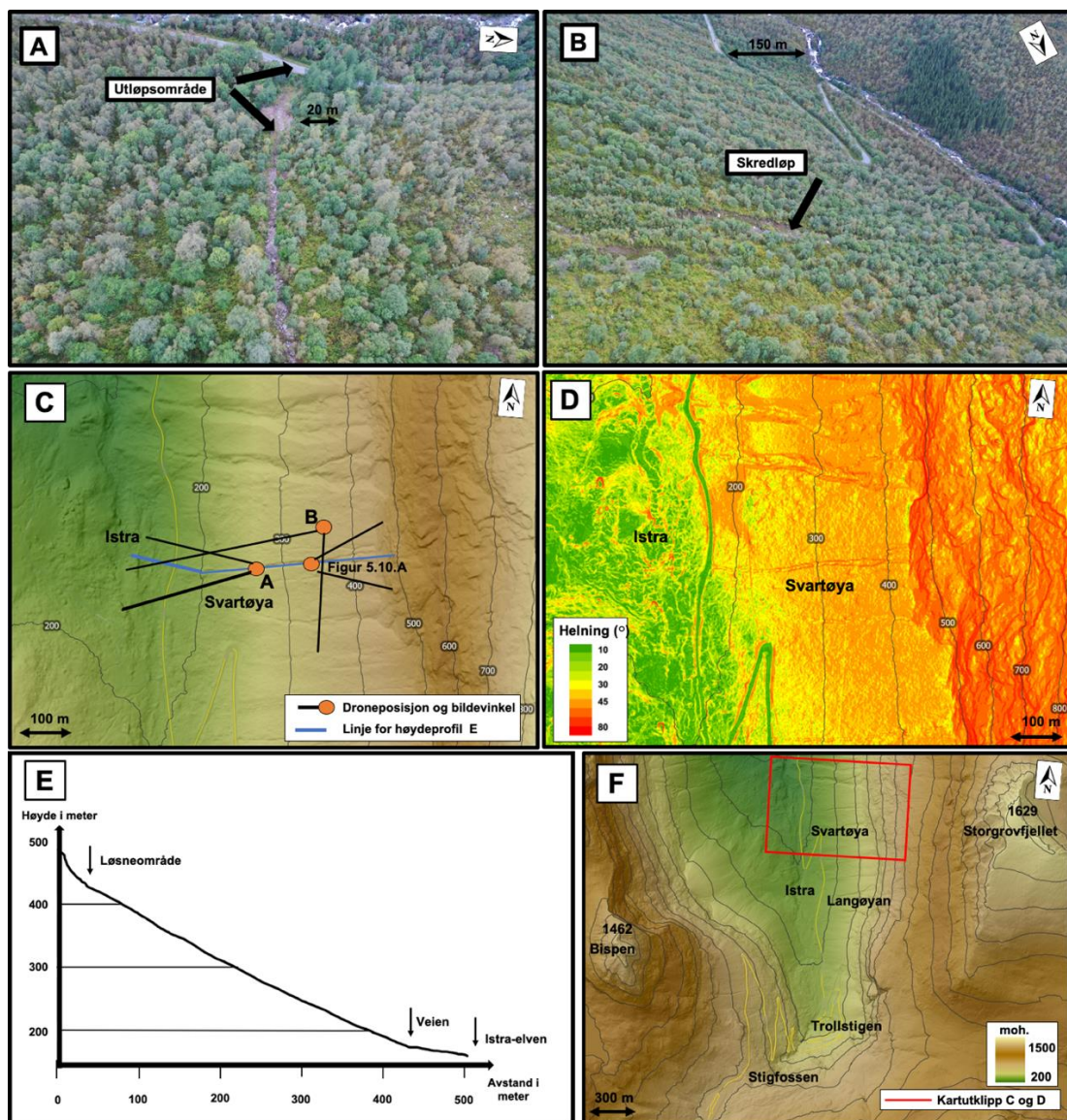
Figur 5.7: **G:** Kart over lokalitetene på Langøyen fra 1-12. Lokalitet 1-6 er påvirket av utgraving i 2011. **A og B:** Kanalsidene er høyest og mest utvasket ved A8 og A9 fordi vannet legger seg mer i ytersvingen og øker erosjonskraften i vannmassene. Lag av større stein og blokker i sidene kan tolkes som tidligere flomavsetninger. **C:** Kanalsidene er lavere og mer gjengrodd. Legg spesielt merke til mange bøydetrær på denne lokaliteten. **D:** Nedre del av skredrennen består av flere områder med finere sedimenter av sand og grus plassert på støtsiden av større blokker (Målestokk: Sekk og tommestokk på 1 m). **E:** Øvre del av skredbanen består av større blokker (50 -300 cm) som ligger ustødig og har lite matriks mellom seg. Her er det også bratte partier bygget opp av blokkene. **F:** Kanalen er på det bredeste i dette området. De røde strekene representerer hovedløpet, de oransje strekene omringer små nedsenkninger og er mest sannsynlig små bekkefar ved mye nedbør og på utsiden av de røde linjene er det gjengrodde deler av løpet. Legg ekstra merke til endring i kornstørrelse og kornfordeling mellom A5, A7 og A11 og forskjellen på høyde og utseende på kanalsidene opp gjennom løpet. Foto: Wouter Bell Gravendeel og Solveig Dahl Nøttestad. Oversiktskart modifisert fra Kartverket (2022a).



Figur 5.8: **A:** Det ligger sand og grus på toppen av blokker flere steder i renner, og er en indikator på snøskredaktivitet. **B:** Kornstørrelsen varierer fra sand til blokker opp mot 3 m. Flere lag med avsetninger ligger over hverandre. Rundingsgraden er kantrundet til kantet i den øvre delen av skredbanen. **C:** Avsetningene er veldig forskjellig med stedvis flekker av sand og grus og store blokker med hulrom (markert med sirkel). Blokkene er ustabile og balanserer på hverandre. **D:** De tykke lagene av sand og grus er imbrikerte og utvasket på sidene inn mot et mindre løp. Foto: Wouter Bell Gravendeel og Solveig Dahl Nøttestad.

5.1.2 Lokalitet B: Svartøya

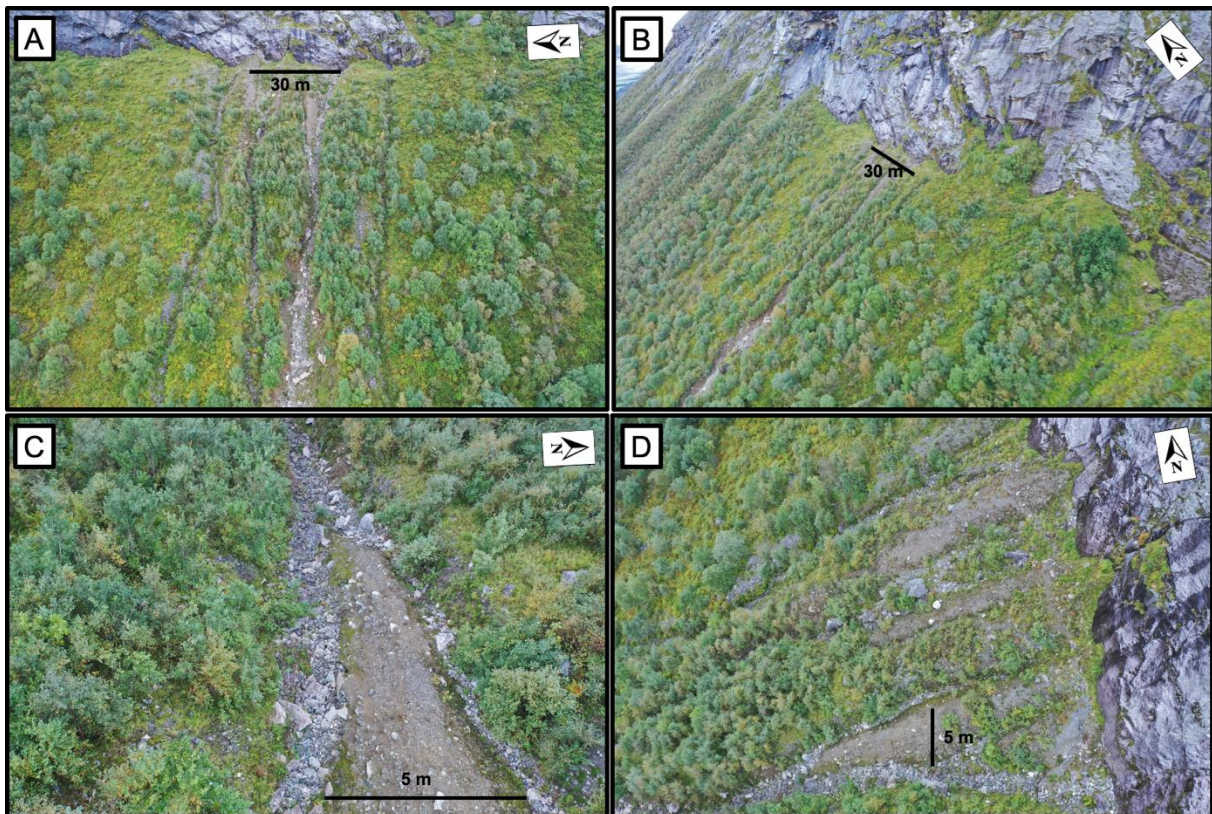
Svartøya er området nord for Langøyen på østsiden av Isterdalen (Figur 5.9.F). En av skredrennene i området er vegetasjonsfri og flomskredhendelser har forekommet her over de siste 30 årene (Figur 5.9.A) (Dahle & Humstad, 2018). Det er denne skredrennen det er fokusert på i denne oppgaven og er referert til som Svartøya. Svartøya er smalere og mer gjengrodd enn Langøyen, men har hatt hendelser av både flomskred, snøskred og steinsprang (Dahle & Humstad, 2018; Statens vegvesen, 2021). Flomskred er den fremtredende skredtypen og utgjør størst risiko, da flomskred utløses når veien er åpen. Skredløpet er rundt 400 m fra fjellveggen og ned til veien (Figur 5.9.E) og helningsgraden varierer fra ca. 25°- 40° (Figur 5.9.D).



Figur 5.9: A: Utløpsområdet til Svartøya går over veien og skredløpet vises godt igjen i terrenget. B: Skredbanen er omringet av tett skog og er ikke så bred og dyp som Langøyen, og vil dermed ikke være like fremtredende i terrenget. C: Terrengmodell med skyggerelieff av Svartøya. Legg merke til flere andre skredløp i dalen. D: Helningen på Svartøya ned mot veien er mellom 25° og 40°. Nedenfor veien blir helningen ned mot 15°. Legg også merke til de bratte kanalsidene. E: Høydeprofil av Svartøya viser helningsforskjellen ovenfor og nedenfor veien. F: Svartøya ligger nord for Langøyen og første sving ved Trollstigen. Terrengmodell og høydeprofil hentet og modifisert fra Kartverket (2021). Dronefoto: Wouter Bell Gravendeel.

Løsneområde og skredløp

Svartøya er omringet av skog (Figur 5.9.B) og har i likhet med Langøyen løsneområde helt opp mot fjellveggen (Figur 5.10.B). Også her vil utløsningsmekanismen være vannmetning som gjør at løsmasser raser ut. Til forskjell fra Langøyen er det her flere små avstikkere fra hovedløpet som sannsynligvis tar noe av vannmassene som strømmer ned fra fjellsiden ved styrtnebbør (Figur 5.10.A). Dette kan være grunnen til at skredbanen ikke er like bred og dyp som Langøyen. Avsetning av sedimenter begynner, basert på observasjoner, fra midten og nedover skredbanen. Observasjoner i felt indikerer derimot at større blokker avsettes lengre opp i skredbanen. De første meterne inntil fjellveggen består av mer vegetasjon og finere materiale enn lengre ned i skredbanen (Figur 5.10.C og D).



Figur 5.10: **A:** Løsneområdet på Svartøya består av flere kanaler hvor vann strømmer ned fra fjellsiden og kan utløse flomskred. **B:** Helningsgraden på dalsiden er rundt 40° og vannmassene og skredmassene vil derfor ha stor fart nedover. **C:** I løsneområdet er det to eroderte kanaler som samles til hovedløpet. **D:** Store blokker forekommer i løsneområdet og kommer mest sannsynlig fra steinsprang. Steinsprang og steinskred vil kunne øke sedimenttilførsel til flomskredene i tillegg til gamle skredavsetninger. Dronefoto: Wouter Bell Gravendeel.

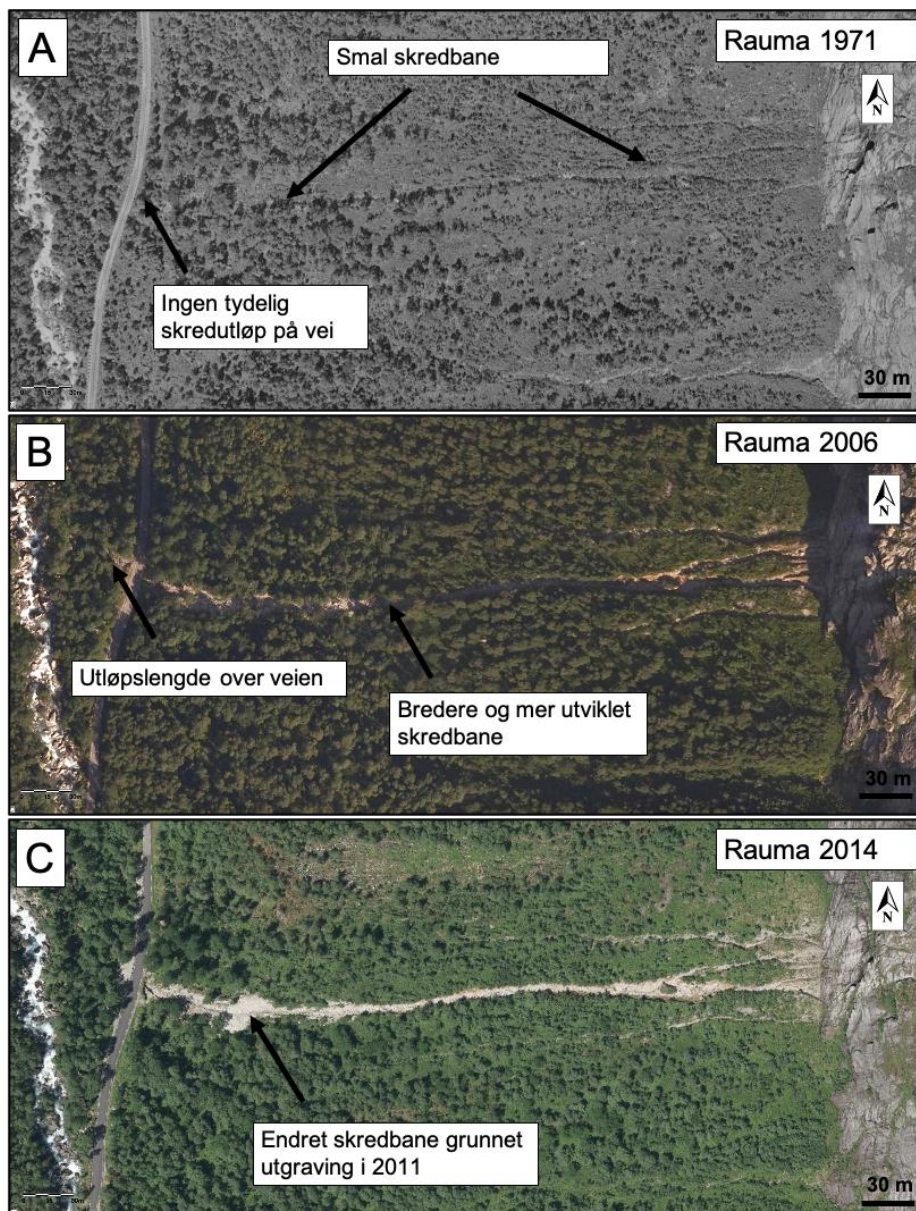
Skredhendelser i holocen

Svartøya har noen registrerte flomskredhendelser, men få registrerte hendelser av andre skredtyper, og det er derfor vanskelig å si noe om frekvens og omfang av den generelle skredaktiviteten i dette området. Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen (digitalt møte, 27.04.2022), har gitt uttrykk for at skredrennen er naturlig vei for snøskred under snøsmelting om våren, men at skredene sjeldent går over veien. Flomskred er bedre dokumentert, og ut fra intervju med David Grøvdal, pensjonert maskinfører (muntlig kommunikasjon, 14.11.2021), og en rapport av Dahle & Humstad (2018) skjer ofte flomskredene på Svartøya under samme regnskyll som Langøyen (se Kapittel 5.1.1). Flomskredet som er best dokumentert er det fra 2011 (Figur 5.11), men det har også vært observert skred i 2003. Returperioden på flomskred på Svartøya er derfor også trolig rundt 10 år.



Figur 5.11: I august 2011 gikk det et flomskred på Svartøya. Flomavsetningene strømmet utover veien og ble avsatt i en 3 m høy skredtunge. **A:** Mye av de fineste sedimentene ble vasket ut og ført med vannet videre over veien og nedover mot Istra-elven. **B:** Skredtungen ble mye bredere enn skredløpet og skredet hadde maks utløpslengde ved nedre kant av veien. Foto: Gunnar Sandnes og Mikke Paulonen (Rødal et al., 2011).

Figur 5.12 viser utviklingen av skredbanen på Svartøya. Til forskjell fra Langøyen viser ortofoto fra 1971 at skredrennen på Svartøya var smalt og dekket i vegetasjon. Det er mulig å følge skredrennen til veien, men utløpsområdet er ikke tydelig utviklet enda (Figur 5.12.A). Det er gjennom de siste 3 – 4 flomskredene over de siste 50 årene at Svartøya har blitt en tydelig, bred og vegetasjonsfri flomskredrenne (Figur 5.12B og C). Skredbanene i den østre dalsiden endres hele tiden grunnet nye vannveier og stor erosjon, og denne flomskredrennen på Svartøya er trolig ikke eldre enn 100 år.



Figur 5.12: Ortofoto av Svartøya de siste 50 årene viser store endringer i skredløpet. A: Skredløpet er smalt og dekket av vegetasjon. Det er mulig å følge skredrennen ned til veien, men utløpsområdet er ikke tydelig utviklet enda. B: Skredrennen er bredere og har mindre vegetasjon i skredbanen. Lyse avsetninger nedenfor veien kan tyde på en nylig skredhendelse. C: Mindre vegetasjon i skredbanen og lyse avsetninger. Nederste del av skredbanen er tydelig endret etter utgraving i 2011. Legg også merke til hvordan vegetasjonen i dalen endrer seg på de tre bildene. Endringen kan skyldes stor skredaktivitet i området som skader vegetasjonen. Modifisert fra (Kartverket, 2022a).

Feltobservasjoner

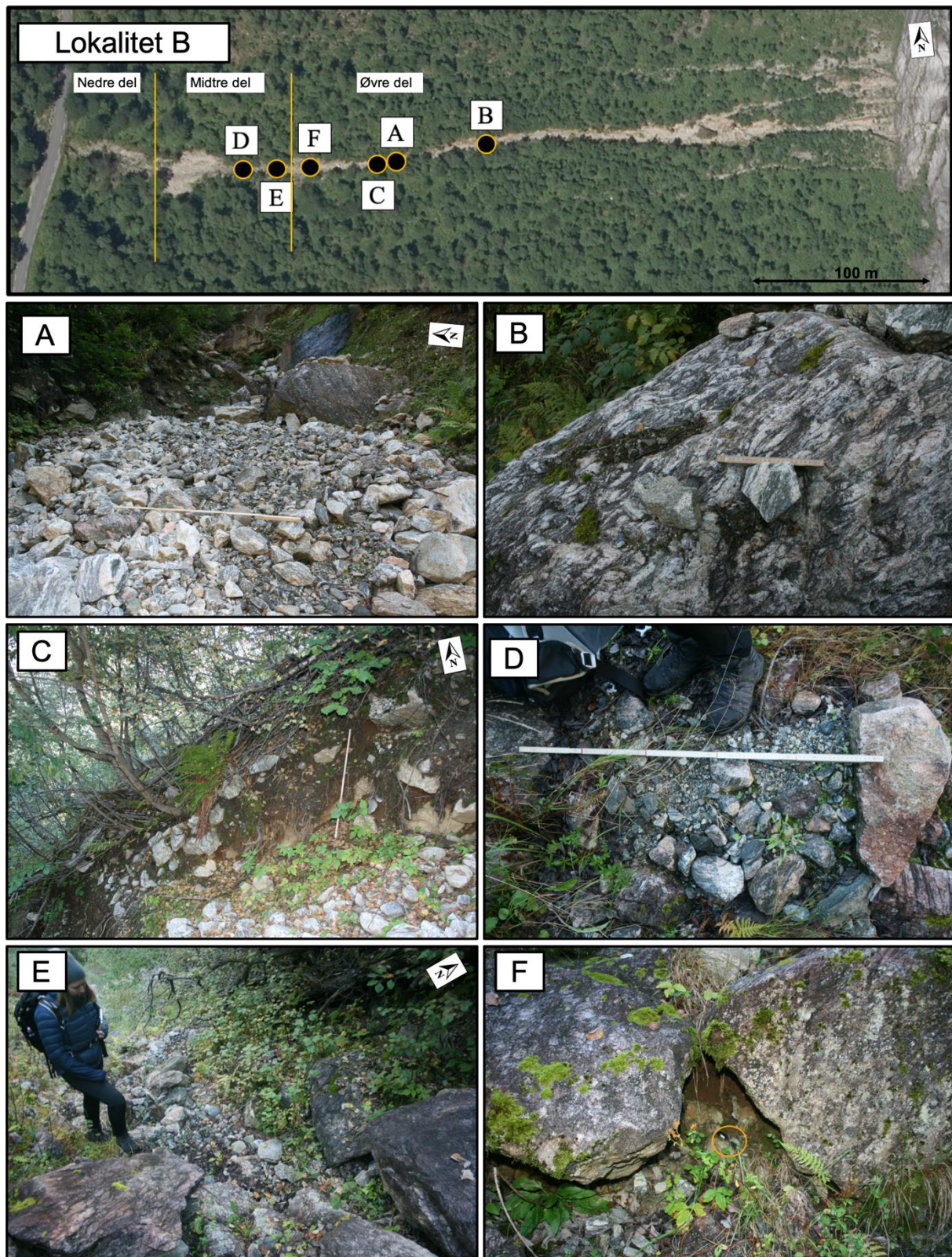
Det ble gjort feltarbeid over store deler av Svartøya-rennen. Siden toppen av rennen er ustabil og det var fare for å utløse skred, ble det ikke gjort undersøkelser her. Etter siste store flomskred i 2011, ble skredmassene fjernet fra veien og nedre del av kanalen ble gravd ut for å gi rom for vannmasser og nye skredavsetninger (Figur 5.13.A). Det er ikke aktivt bekkeløp eller vannmasser i skredløpet, men kanalen kan være en naturlig vannvei ved økt nedbørsmengde. Der skredbanen møter veien er det bygd en voll som skal lede større vann- og skredmasser under veien (Figur 5.13.F). Det er tydelige skredavsetninger med gjengrodde blokker på 50-200 cm i skogholtet nedenfor veien, men det er ingen tydelig bekkeløp eller skredløp. Observerte skredavsetninger nedenfor veien tyder på at maksimal utløpslengde på Svartøya trolig har vært på nedsiden av veien og videre ned mot Istra-elven, men at det i nyere tid ikke har gått skred med utløpslengde langt over veien.

Den naturlige delen av kanalen er 2-4 m bred og sidene er 1- 3 m høye med varierende innhold av vegetasjon, jordsmonn og sedimenter (Figur 5.13). Kanalsidene har stedvis synlige horisontale lag med forskjellige kornstørrelser som kan representere tidligere flomavsetninger (Figur 5.14.C). Under flere av blokkene er det jord og dødt organisk materiale som bygger opp matriks (Figur 5.14.E og F), og kan være grunnen til at flere av blokkene ligger ganske stabilt, i motsetning til Langøyen. Oppbygning av jord og flere lag med avsetninger i skredbanen, sammen med vegetasjon i hovedløpet (Figur 5.13.B), kan også indikere at erosjonsdybden og utvasking ved et flomskred ikke er like stor på Svartøya som på Langøyen.

Kornstørrelsen varierer gjennom skredløpet hvor øvre del (Figur 5.13) består av store blokker på 1- 4 m og mindre blokker på 30-100 cm, og midtre del er preget av spredte store blokker som lager en trappelignende topografi i kanalen (Figur 5.13.E). De store blokkene demmer opp finere løsmasser og danner horisontale flater av stein og grus (Figur 5.14.D). Nederste del av skredløpet har mindre kornstørrelser på rundt 5-30 cm og færre store blokker i kanalen. Små kanaler, tørre bekkeløp og hauger av finere sedimenter befinner seg i hele kanalen. I hovedløpet samler mindre kornstørrelser seg som små leveer formet parallelt med skredretningen. Det er også steder med større flater av stein, grus og sand (Figur 5.13.C og Figur 5.14.A). Dette tyder på at kanalen er aktiv også når det ikke går flomskred. Skogen rundt skredløpet går helt inn til kanalsidene. Det er noen synlige åpninger i skogen som trolig er snøskredrenner. Svartøya-rennen har de samme sporene av snøskredaktivitet som Langøyen-rennen, med skråstilte trær og finkornede sedimenter på toppen av blokker (Figur 5.13.D og Figur 5.14.B og C).



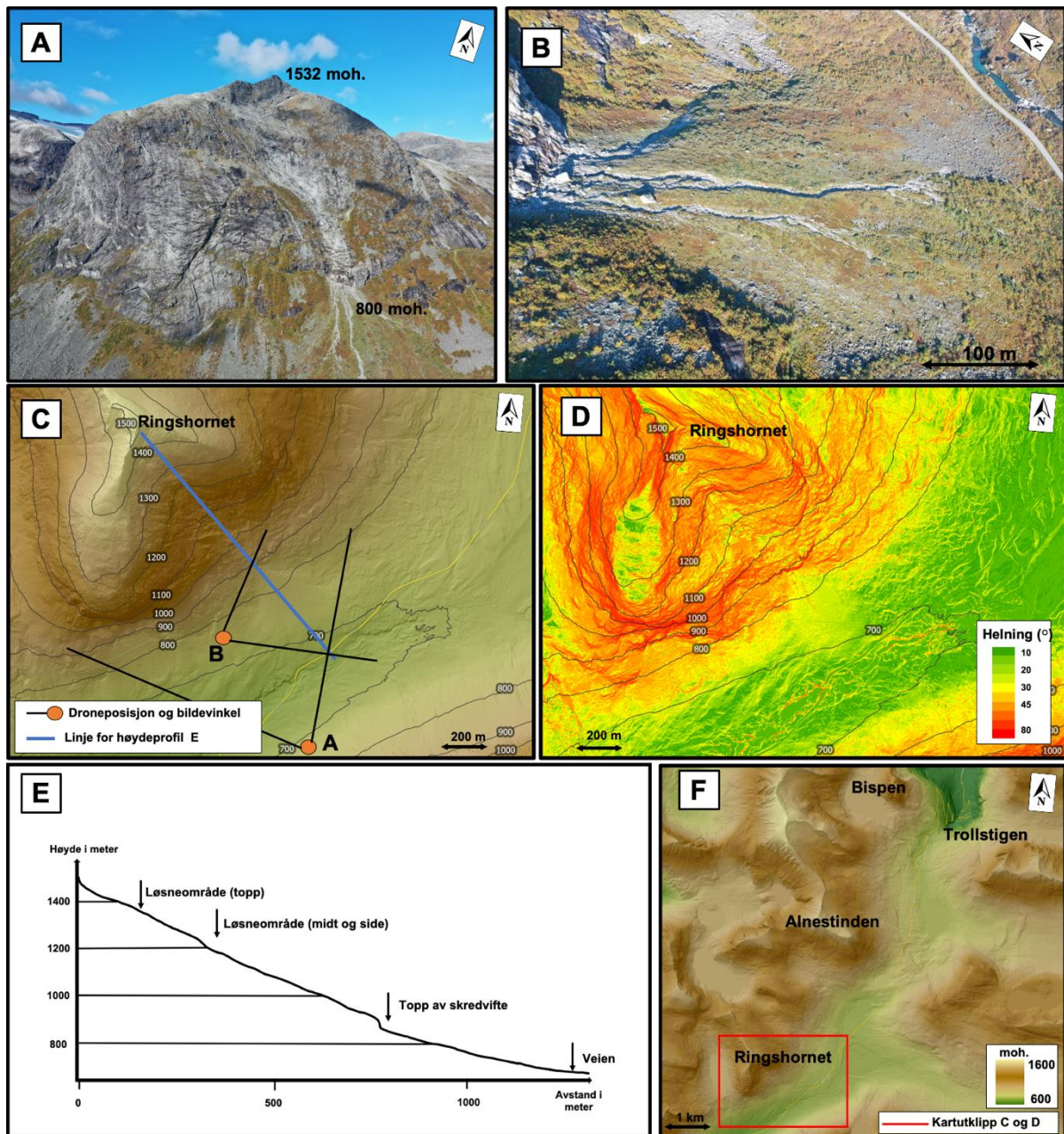
Figur 5.13: **Lokalitet B:** Det er gjort feltobservasjoner i store deler av Svartøya-rennen, bortsett fra øverste del hvor skredfare og løse blokker gjorde det vanskelig å gjøre feltarbeid. **A:** Nedre del av skredrennen er tydelig preget av utgraving etter flomskredet i 2011. **B:** I midtre del av skredbanen er det en del vegetasjon sammen med sporadiske blokker. Små og tørre bekkeløp befinner seg flere steder i hovedløpet. **C:** I øvre del av løpet er det flere små bekkeløp som eroderer seg ned i de finere skredmassene. Det er ingen vegetasjon i hovedløpet og sidene på kanalen er utvasket. **D:** Brukne og skrånede trær finnes langs hele skredløpet. Dette tyder på at Svartøya også har en del snøskredaktivitet. **E:** Det blir mindre vegetasjon og flere store blokker mot toppen av skredløpet. Mindre blokker og steiner legger seg på støtsiden av de store blokkene og danner en opphopning av skredavsetninger. **F:** I overgangen fra skredløpet til veien er det laget en voll som skal samle opp løsmasser og lede vannet under veien. Foto: Wouter Bell Gravendeel. Oversiktsbilde modifisert fra Kartverket (2022a).



Figur 5.14: **A:** Store flater av stein, grus og sand finnes flere steder i kanalen. Store blokker på opp mot 4 meter demmer opp sedimenter og danner en trappelignende form i hovedløpet. **B:** Grus og sand finnes på toppen av noen av blokkene, og kan tyde på snøskredaktivitet (Målestokk 20 cm tommestokk). **C:** I de utvaskede delene av kanalsiden er det tydelige lag av gamle flomavsetninger. Legg også merke til trærne som er skråstilt og bøyd i stammen. **D:** Det er opphoping av finere sedimenter på støtsiden av de mindre blokkene. **E:** Det er flere steder tydelige vannveier og eroderte kanaler med finere sedimenter mellom de store blokkene. Nedre del av rennen har også mer vegetasjon i hovedløpet. **F:** Avsetningene i nedre og midtre del har dødt organisk materiale og jord som matriks. Blokkene blir mer stabile med økende grad av matriks (kulepenn utringet i oransje som målestokk). Foto: Solveig Dahl Nøttestad og Wouter Bell Gravendeel. Oversiktsbilde modifisert fra Kartverket (2022a).

5.1.3 Lokaltitet C: Byksefonna

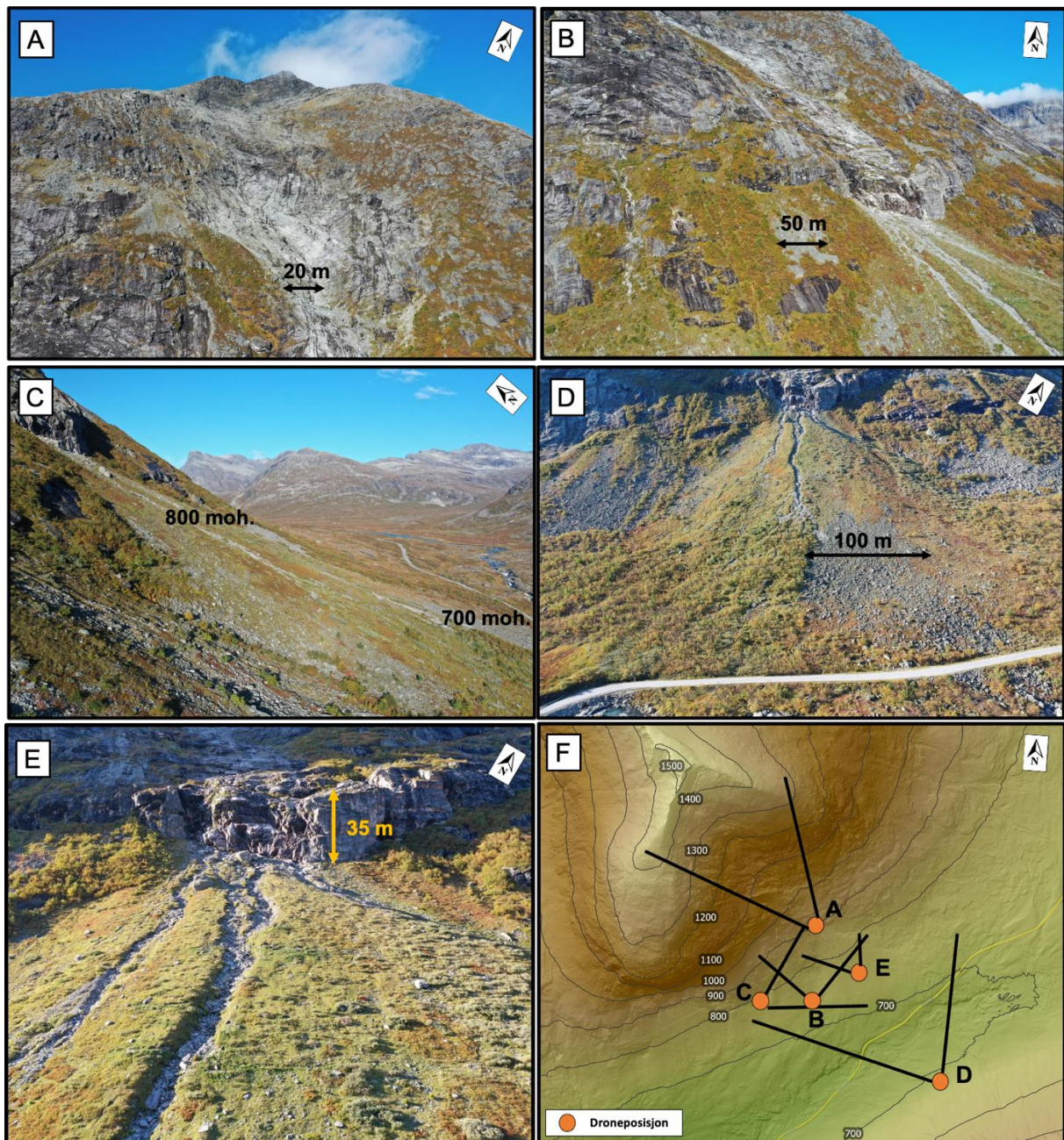
Byksefonna er et skredløp lokalisert på sørøstlig side av Ringshornet. Ringshornet ligger ca. 7 km sør for Trollstigen-svingene i Fjord kommune (Figur 5.15.D). Toppen av Ringshornet ligger på 1532 moh. og selve skredløpet har en fallhøyde på ca. 700 m fra løsneområde til maks utløpslengde (Figur 5.15.E). Snøskred er den dominerende skredtypen, men feltobservasjoner indikerer at steinsprang også forekommer.



Figur 5.15: A: Byksefonna er en skredbane lokalisert på sørøstlig side av Ringshornet (1532 moh.). Glatte svaberg preger løsneområdet, og utløpsområdet går ut i en skredvifte. B: Skredviften på Byksefonna skiller seg fra resten av terrenget i dalsiden. C: Terrengmodell med skyggerelieff av Byksefonna viser uthevingen av skredviften i terrenget. D: Helningskartet av skredbanen viser tydelige løsneområder i midten av fjellsiden med noe lavere helning. Legg også merke til at skredviften i utløpsområdet har en brattere helning enn resten av dalsiden. E: Høydeprofil av skredbanen viser tydelig stupet fra løsneområdet og ned på skredviften. F: Ringshornet ligger i Fjord kommune, 7 km sør for Trollstigen-svingene. Terrengmodell og høydeprofil hentet og modifisert fra Kartverket (2021). Dronefoto: Wouter Bell Gravendeel.

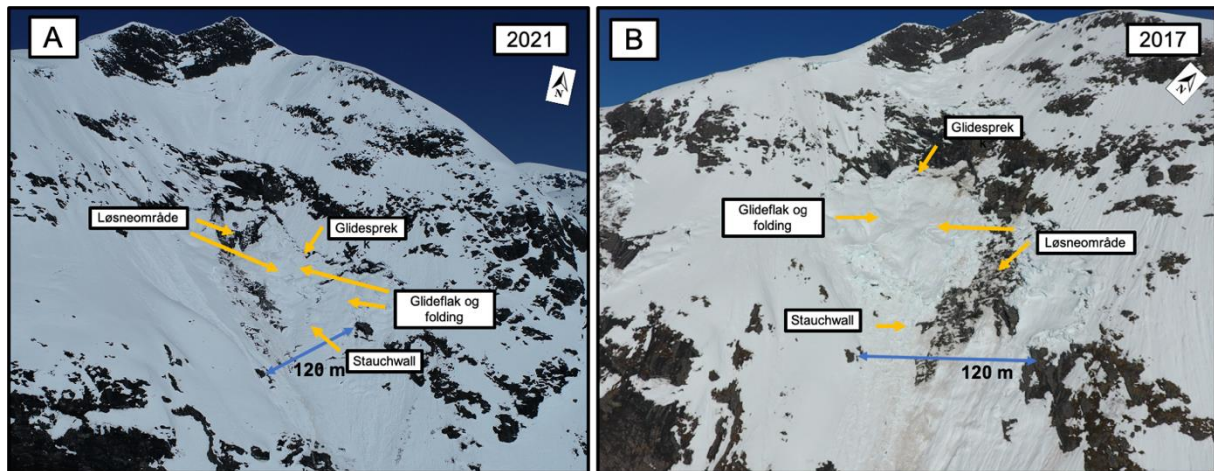
Løsneområde, skredløp og utløpsområde

Skredløpet Byksefonna består av glatte svaberg i løsneområdet og en stor skredvifte i utløpsområdet (Figur 5.16). På vinteren og våren kan det forekomme glidesprekker i alle størrelser og antall, og det er flere potensielle løsneområder. Dronebilder fra flere sesonger viser glidesprekkdannelse om våren med tydelig folding og «stauchwall» (Figur 5.17). Dronebildene gir viktig informasjon om glidesprekkdannelse og potensielle løsneområder.



Figur 5.16: **A:** Skredløpet vises tydelig igjen med lysere berg og ingen vegetasjon. **B:** Mot nedre del av skredløpet smalter rennen inn før et bratt stup fører avsetningene ned på skredviften. **C:** Skredviften har en buet form og ligger høyere i terrenget enn omkringliggende materiale. **D:** Skredviften strekker seg ned til veien og har en klassisk vifteform. Viften er 450 m lang fra toppen og ned til veien. **E:** Et bratt heng med fritt fall på ca. 35 meter fører avsetningen ned på viften. Legg merke til potensiell friksjonsforskjell fra det glatte svaberget i utløpssonen og skredløpet, til en ru overflate i utløpssonen. Dronefoto: Wouter Bell Gravendeel. Terrengmodell hentet og modifisert fra Kartverket (2021).

Når skredet utløses vil snømassene først bevege seg som et flak og glir langs berget. Da vil det ikke være interne eller turbulente skjærspenninger og skredet kategoriseres som et glideskred. Videre nedover i skredbanen er det et bratt heng som gjør at snøen vil være i fritt fall og få økende fart (Figur 5.16.E). Her vil snøen knuses og deles opp i mindre deler og fortsette nedover og avsettes i en vifteform. Den tydelige vifteformen skyldes trolig kanalisering av snøen rett før det bratte hengen før det sprer seg utover i utløpsområdet (Figur 5.16).



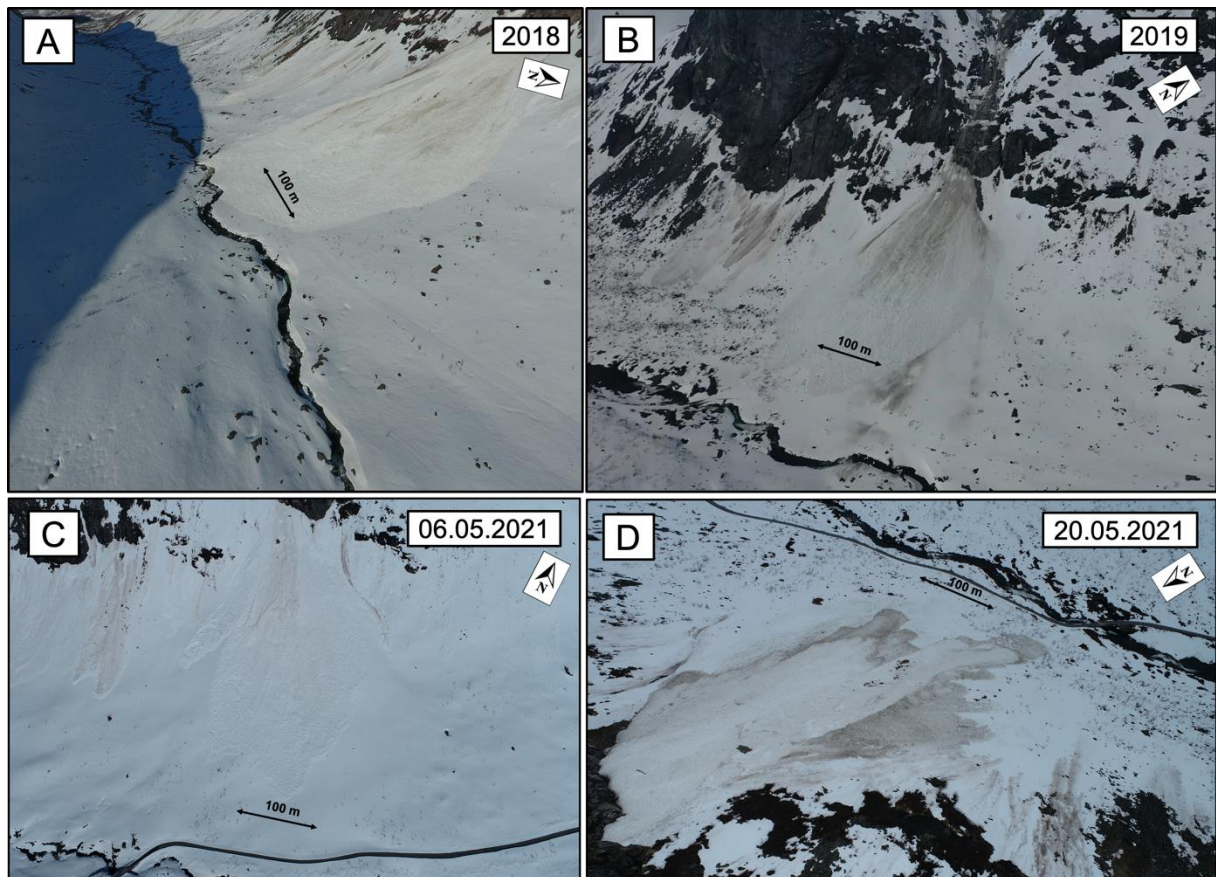
Figur 5.17: A: Dronebilde fra Byksefonna våren 2021 viser løsneområdet til et allerede utløst skred og en annen glidesprekk med folding og «stauchwall». B: Dronebilde fra 2017 viser også et løsneområde og en glidesprekk. Legg merke til at i 2021 gikk skredet der hvor det er vist glidesprekk i 2017, og motsatt, noe som tydelig viser at det er flere potensielle løsneområder. Dronefoto: Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen.

Skredhendelser i holocen

Byksefonna har de siste 20 årene hatt skredhendelser hvert år i større og mindre grad (Figur 5.18) (muntlig kommunikasjon med Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen, 06.05.2021). Skred med utløp over vei er derimot mindre vanlig og har ifølge lokalkjente David Grøvdal, pensjonert maskinfører (muntlig kommunikasjon, 14.11.2021), og Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen (muntlig kommunikasjon, 06.05.2021), en antatt returperiode på rundt 3-5 år. Det er fokusert på glideskred i denne oppgaven fordi disse skredene er store, har utløp over vei og går ofte rett før veien åpnes. Glideskredene utløses om våren, en gang mellom april og mai, mens andre typer snøskred kan forekomme hele vinter- og vårsesongen.

I april 2021 gikk det et stort glideskred i Byksefonna og meteorologiske observasjoner kan tyde på at utløsningen skyldtes værskifte, både i form av økt nedbør og høyere temperatur (Figur 5.18.C). Værforholdene ved Byksefonna vil også noen år gjøre at snøen som samles under glidesprekken smelter slik at det dermed ikke utløses skred. Snøskredene som går på

Byksefonna tar ofte med seg klastiske sedimenter fordi glideskred renner på bergflaten. I Figur 5.18 vises sedimenter på alle snøskredavsetningene og gjenkjennes med den grå-brune fargen. Mindre skred kan gå både før og etter at de store glidesprekkene løsner. Hvis skredet går sent på våren vil det kunne transportere mye sedimenter og dermed defineres som et «skittent» snøskred (Figur 5.18.D).



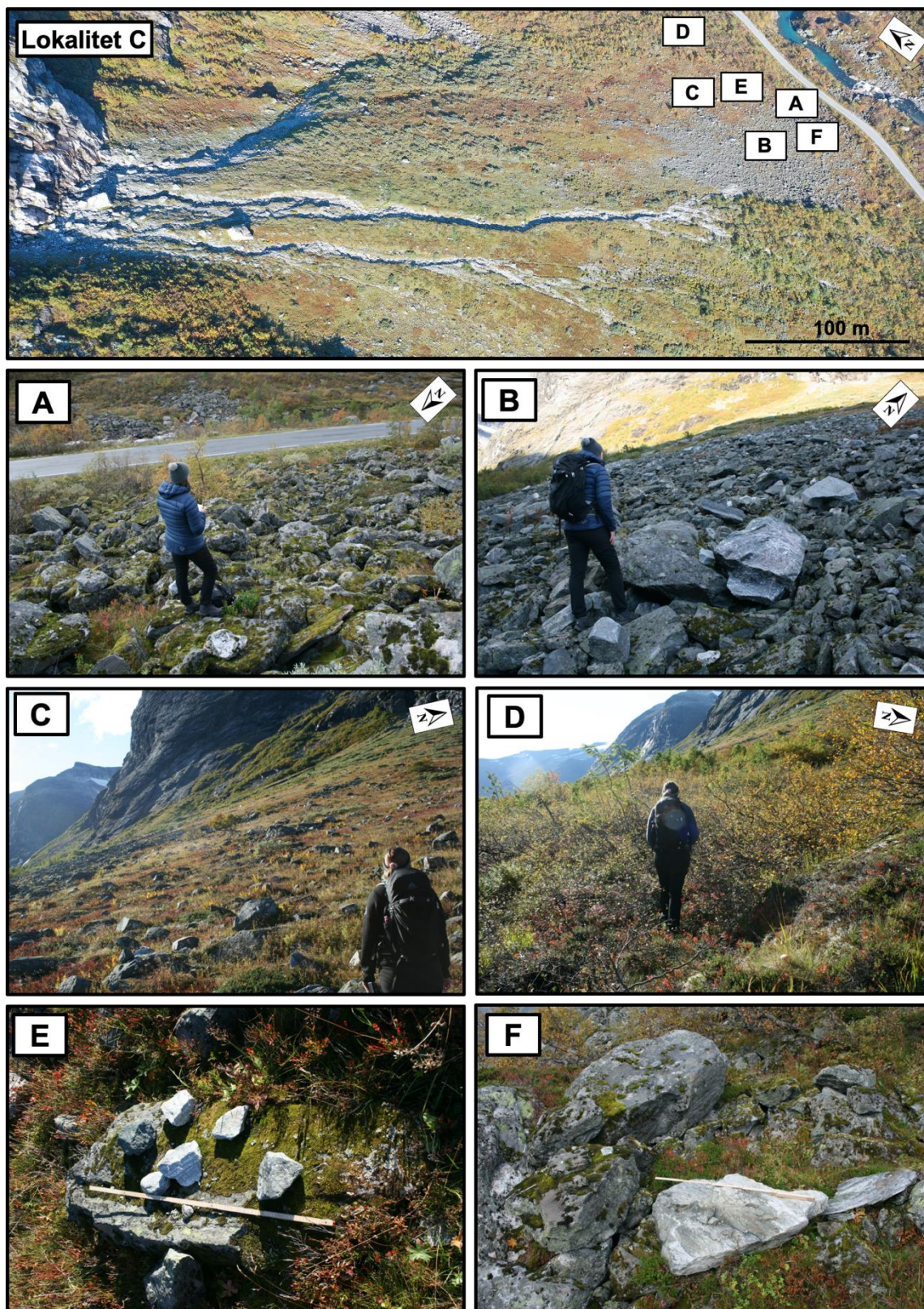
Figur 5.18: **A:** Utløpssone og skredavsetninger fra 2018 hvor skredet gikk over veien og ned i elven. **B:** I 2019 gikk ikke skredavsetningene ned til veien, men er i kategorien sammen med de større skredene som går på Byksefonna. **C:** Dronebilder fra 6.mai 2021 viser avsetningene av sesongens største glideskred. **D:** Dronefoto fra 20.mai 2021 viser mindre snøskred over de eldre snøskredavsetningene i C. Skredet kategoriseres som et «skittent» skred og frakter med seg mye sedimenter som avsettes på skredviften. Det er ca. 510 m fra toppen av skredviften og ned til elven. Dronefoto: Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen.

Feltobservasjoner

Det er gjort feltobservasjoner på skredviften i utløpsområdet på Byksefonna. Skredviften kan deles inn i flere deler basert på karakteristikker som vegetasjon, kornstørrelse og morfologiske trekk.

Nordøstlig kant av skredviften består av mye vegetasjon. Det er en tydelig grense fra tett vegetasjon til åpent område hvor blokker ligger spredt (Figur 5.19.C). Blokkene har størrelse fra 15-300 cm med et gjennomsnitt på 60 cm ut fra målinger av omtrent 20 blokker. Vegetasjonen rundt skredviften er preget av lave busker og noen trær (Figur 5.19.D). I selve skredviften er det mose, gress og andre småplanter som dominerer. Trestammene i og rundt skredviften er tydelig skråstilt og har stedvis sår, noe som stemmer overens med kjent snøskredaktivitet (Figur 5.19.D).

Fra nordøstlig side av viften og mot sørvest blir kornstørrelsen større og vegetasjonen forsvinner. Rundingsgraden i nedre del av viften er kantet, med noen kantrundede klaster. Blokkene ligger tett og det er store hulrom mellom dem. Landskapet har karakteristikken til en ur, hvor det er lite vegetasjon og tett med blokker som ligger over hverandre (Figur 5.19.B). Denne typen landskap fortsetter helt ned til veien, og kan også observeres ned mot elven (Figur 5.19.A). Videre sørvest i nedre del går terrenget over i gjengrodd vegetasjon med busker og gress (Figur 5.19). Denne overgangen kan komme av tilgang til vann i den sør-vestlige delen grunnet smeltevannskanaler og bekkeløp.

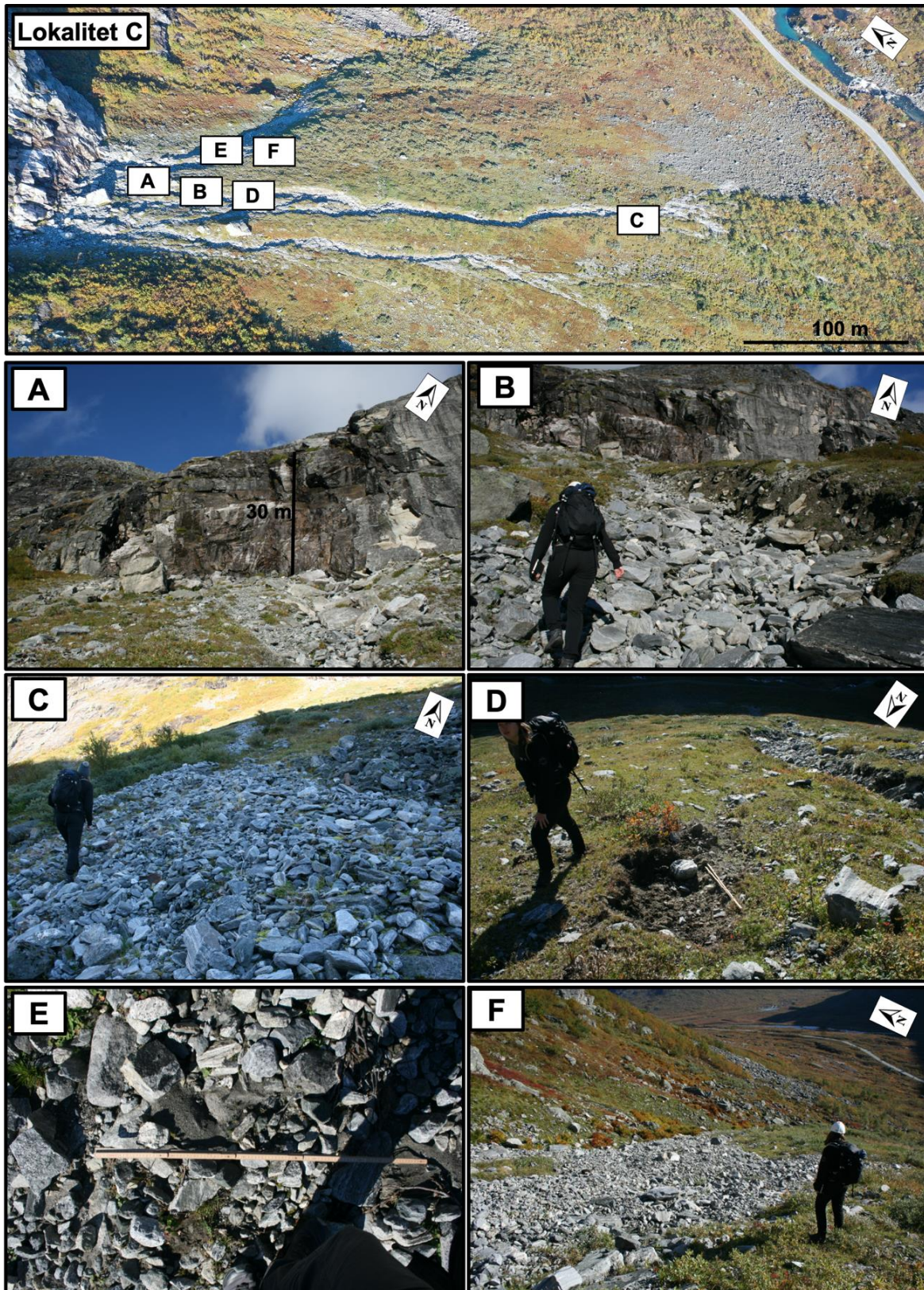


Figur 5.19: **Lokaltet C:** Nedre del av skredviften på Byksefonna består av ur-lignende landskap og et vegetasjonsdekke med spredte blokker. **A:** Ned mot veien ligger skredavsetningene synlig som et ur-lignende landskap. Det blokkrike dekket fortsetter også på andre siden av veien. **B:** Midten av skredviften består av mange blokker med lite vegetasjon. **C:** Sidene på viften har mer spredte blokker med godt utviklet vegetasjon som gress, mose og små planter. **D:** På utkanten av skredviften er det tett skog med små trær og busker. **E:** Steiner, grus og sand kan observeres på toppen av noen blokker, og er et vanlig tegn på snøskredaktivitet. **F:** Overalt i skredviften er det observert forskjellig grad av vegetasjon og farge på blokker. Noen blokker er tydelig avsatt de siste årene, mens andre er flere tiår gamle. Dronefoto og foto: Solveig Dahl Nøttestad og Wouter Bell Gravendeel.

Sør-vestsiden av skredviften er preget av to store smeltevannskanaler (Figur 5.20.C). Kanalene inneholder lyse avsetninger og lite vegetasjon. Nedre del av kanalen har lave kanalsider, mens høyere oppe er sidene 1-3 m høye. Bredden på kanalen øker oppover viften fra 50 cm til rundt 4 m. Øverste del av kanalen begynner 50 m fra fjellveggen (Figur 5.20.A), avsetningene varierer fra små til store blokker og rundingsgraden er kantrundet. I kanalene vil rundingsgraden være kantrundet til rundet grunnet mer påvirkning av vann. Sidene i kanalene består av jord av sandmatriks med blokker på 1-50 cm (Figur 5.20.B). Det er mulig at observasjoner gjort av avsetninger og vegetasjon i skredviften kan være påvirket av dyr, da det er funnet dyrespor ved flere utglidninger i kanalen, og feltobservasjonene må derfor sees på mer kritisk.

På nordsiden av skredviften går det også et aktivt elveløp som fører vann ned fra fjellsiden (Figur 5.20.F). Det er lite vegetasjon i løpet, store blokker er mer rundet enn resten av viften og sidene er ikke like bratte som i kanalene i sør. Det forekommer stedvis flater av mørk silt og sand (Figur 5.20.E), som er mer typisk for aktive elveløp.

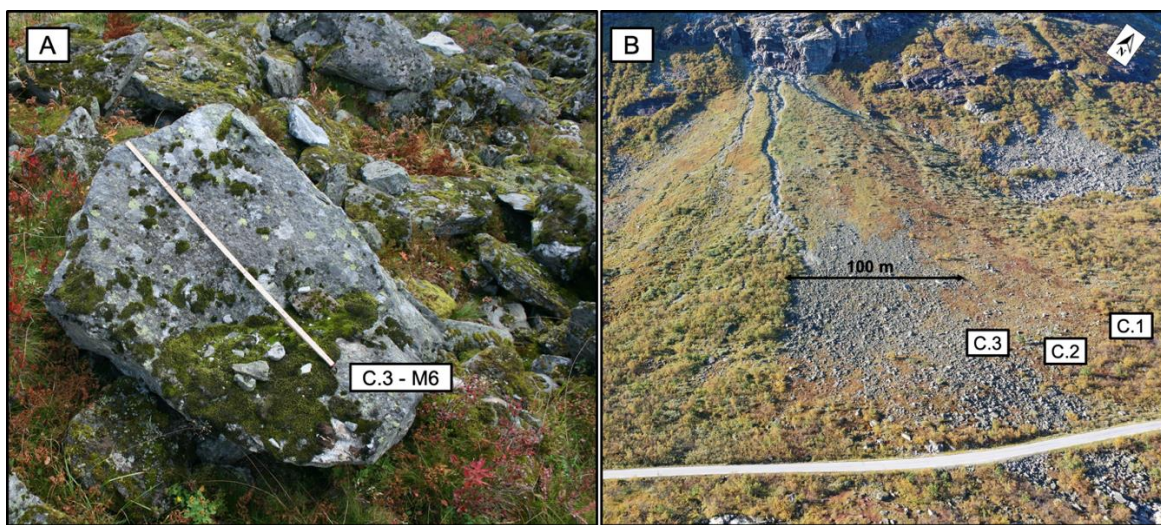
Øverste del av skredviften består av et vegetasjonskledd dekke med spredte blokker. Det er tydelige spor etter steinsprang i vegetasjonen, hvor blokker kommer over kanten og ruller nedover (Figur 5.20.D). Det er tydelig fargeforskjeller på blokkene i hele skredviften, noen er helt lyse, med ingen kartlav eller mose, mens andre er helt gjengrodd. Undersøkelser på blokkene viser at det ikke er dannet jordsmonn under, som tyder på at de lyse blokkene er avsatt fra årets eller fjorårets sesong (Figur 5.19.F). Fargeforskjellen viser til hyppige skredavsetninger hvor nye blokker avsettes omtrent hvert år. Det er sand og grus på toppen av mange blokker (Figur 5.19.E), som også er et tegn på snøskredaktivitet. Tett vegetasjon på kanten av skredviften kan være en god indikator på utbredelse og utløpslengde av de mest hyppige skredene på Byksefonna.



Figur 5.20: **Lokalitet C:** Dype smeltevannskanaler og bekkeløp preger øvre og midtre del av skredvift. **A:** Inn mot «stupet» øverst i vifta ligger det store blokker som trolig er steinsprang fra fjellveggen. **B:** Sidene på smeltevannskanalene er opp mot 3 m høye og er tydelig utvasket på den ene siden. **C:** Avsetningene i smeltekanalene er mer finkornet og mer rundet, som tyder på erosjon og kornfordeling ved større mengder vann. **D:** I øvre del av vifta er det tydelige spor etter steinsprang i vegetasjonen. Sporene ligger langt fra fjellveggen, som tyder på at blokkene får stor fart over kanten. **E:** I elveløpet på nordsiden av vifta er det stedvis finere sedimenter som sand og silt. Dette elveløpet er mer aktivt enn det på sør-siden. **F:** Elveløpet på nordsiden følger kanten av skredvifta og blir en naturlig renne for snø. Dronefoto og Foto: Solveig Dahl Nøttestad og Wouter Bell Gravendeel.

Kartlavmålinger

Det ble utført kartlavmålinger på 7 blokker i nedre del av skredviften på Byksefonna (Figur 5.21). Metode for utførelsen av undersøkelsen og mulige feilkilder er beskrevet i Kapittel 4.1.3. Resultatene fra undersøkelsene er gitt i Tabell 5.1, og viser at de eldste prøvene har en alder på rundt 60 år, og de yngste prøvene har en alder på rundt 15 år. Resultatene har lav nøyaktighet, men alderen indikerer at det er hyppig avsetning av skredmateriale i området. Sedimentasjonsraten i skredviften er derimot trolig liten, da størrelsen på kartlav er større på flere av blokkene enn prøvene tatt i felt, noe som tyder på at det tar lang tid før det øverste laget med sedimenter er tildekket av nye. Resultatene viser dermed at det er hyppig avsetning av klastiske sedimenter fra snøskred, men i lite volum.



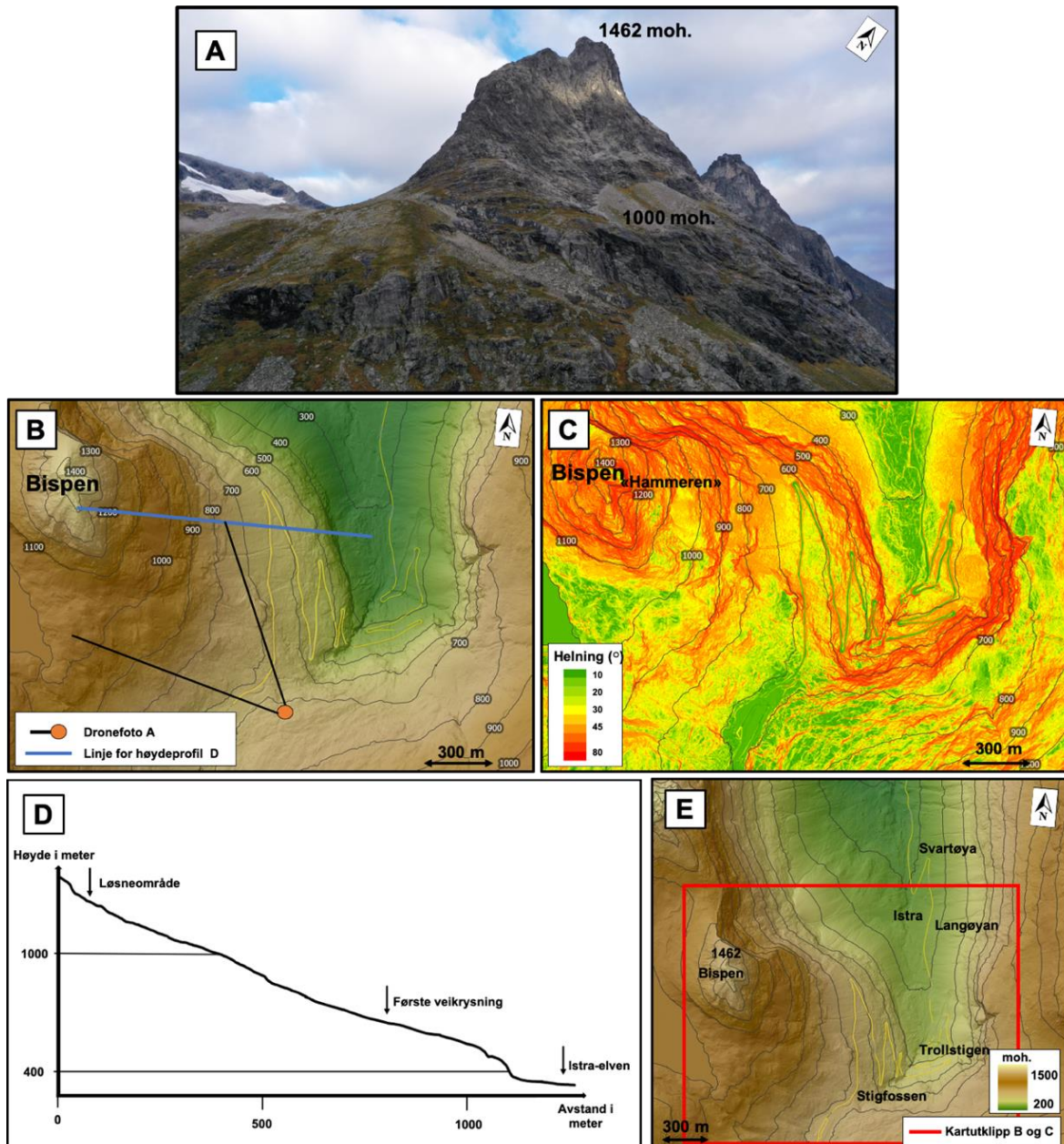
Figur 5.21: Kartlavmålingene ble utført på blokker i nedre del av skredviften på isolerte kartlav. Bilde og dronebilde: Wouter Bell Gravendeel.

Tabell 5.1: Kartlavmålinger og beregnet alder fra «Western curve» ($y = 0,0074 \cdot x^2 + 0,9097 \cdot x + 7,1044$) (Matthews, 2005).

Lokalitet	Måling nr.	Antall målinger	Kartlav størrelse (mm) Gjennomsnitt av de 5 største målingene	Beregnet alder (år)	Antatt år for avsetning (AD) \pm 10%
C.1	M1	10	28,6	39	1982 (1978-1986)
	M2	10	17,8	26	1995 (1993-1997)
C.2	M3	10	18,0	26	1995 (1993-1997)
	M4	10	7,2	14	2007 (2006-2008)
	M5	10	17,6	25	1996 (1994-1998)
C.3	M6	10	41,0	57	1964 (1958-1970)
	M7	4	19,8	28	1993 (1991-1995)

5.1.4 Lokalitet D: Bispefonna

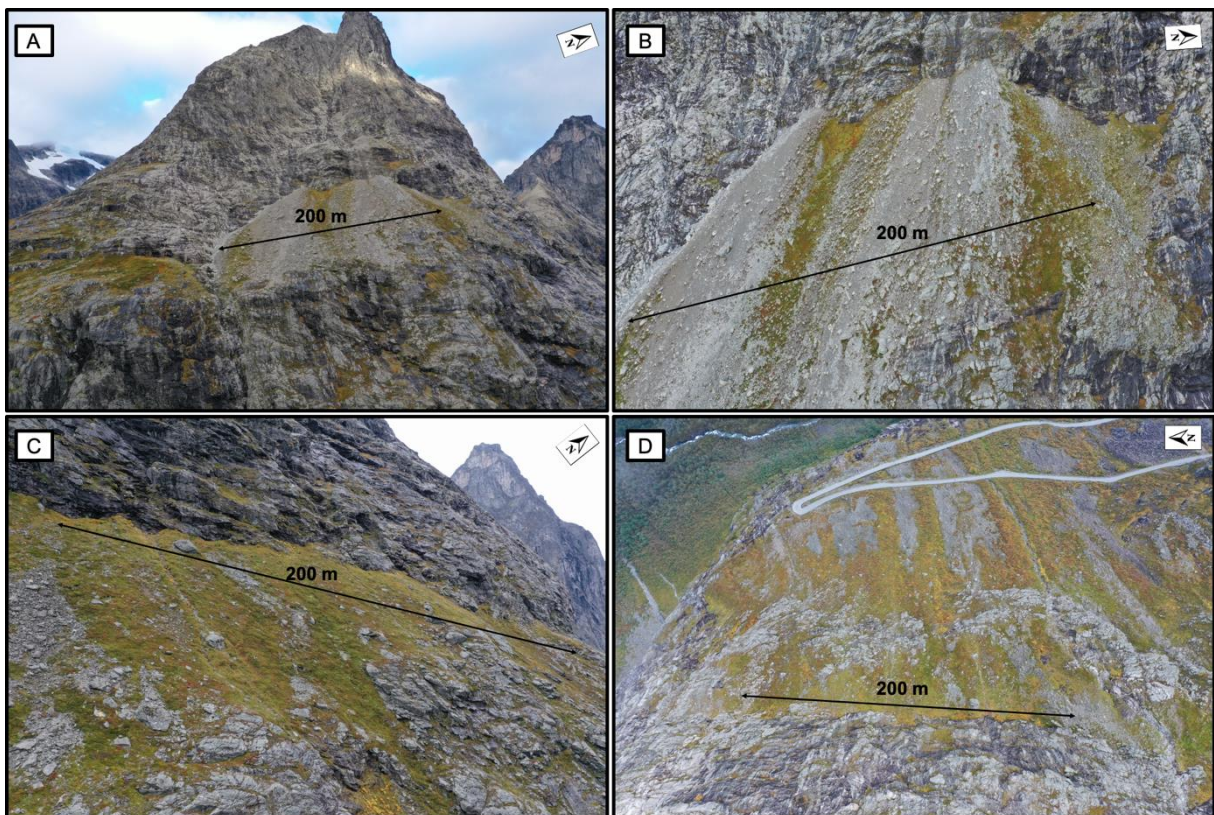
Bispefonna er et skredløp som ligger på østsiden av Bispen (Figur 5.22.B). Toppen av Bispen ligger på 1462 moh. og er lett gjenkjennelig fra Trollstigen-svingene (Figur 5.22.A). Ifølge Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen (muntlig kommunikasjon, 06.05.2021), er snøskredene på Bispefonna godt kjent i området, da veien ofte ikke åpner etter vinteren før skredet her har blitt utløst eller snøen har smeltet. Høydeprofil i Figur 5.22.D viser en høydeforskjell på 1100 m fra toppen av Bispen til maks utløpslengde ned mot elven Istra.



Figur 5.22: A: Bispen (1462 moh.) er lett gjenkjennelig fra Trollstigen. Skredløpet Bispefonna ligger på østsiden av Bispen. B: Terrengmodell med skyggerelieff over Bispen og Trollstigen. C: Helningskart over Bispen viser flere bratte heng nedover skredbanen på østsiden. Utløpet på skredbanen går over et bratt stup ved 500 moh. og videre ned mot Istra-elven. D: Høydeprofil av Bispefonna viser en høydeforskjell på ca. 1100 m fra toppen av Bispen og ned til Istra. Legg merke til endringen i helning ved stupet og hvordan det flater ut mot Istra-elven. E: Oversiktskart over Trollstigen-området. Bispen ligger på toppen av Trollstigen-svingene og sør-vest for Langøyen og Svartøya. Terrengmodell og høydeprofil hentet og modifisert fra Kartverket (2021). Dronefoto: Wouter Bell Gravendeel.

Løsneområde, skredløp og utløpsområde

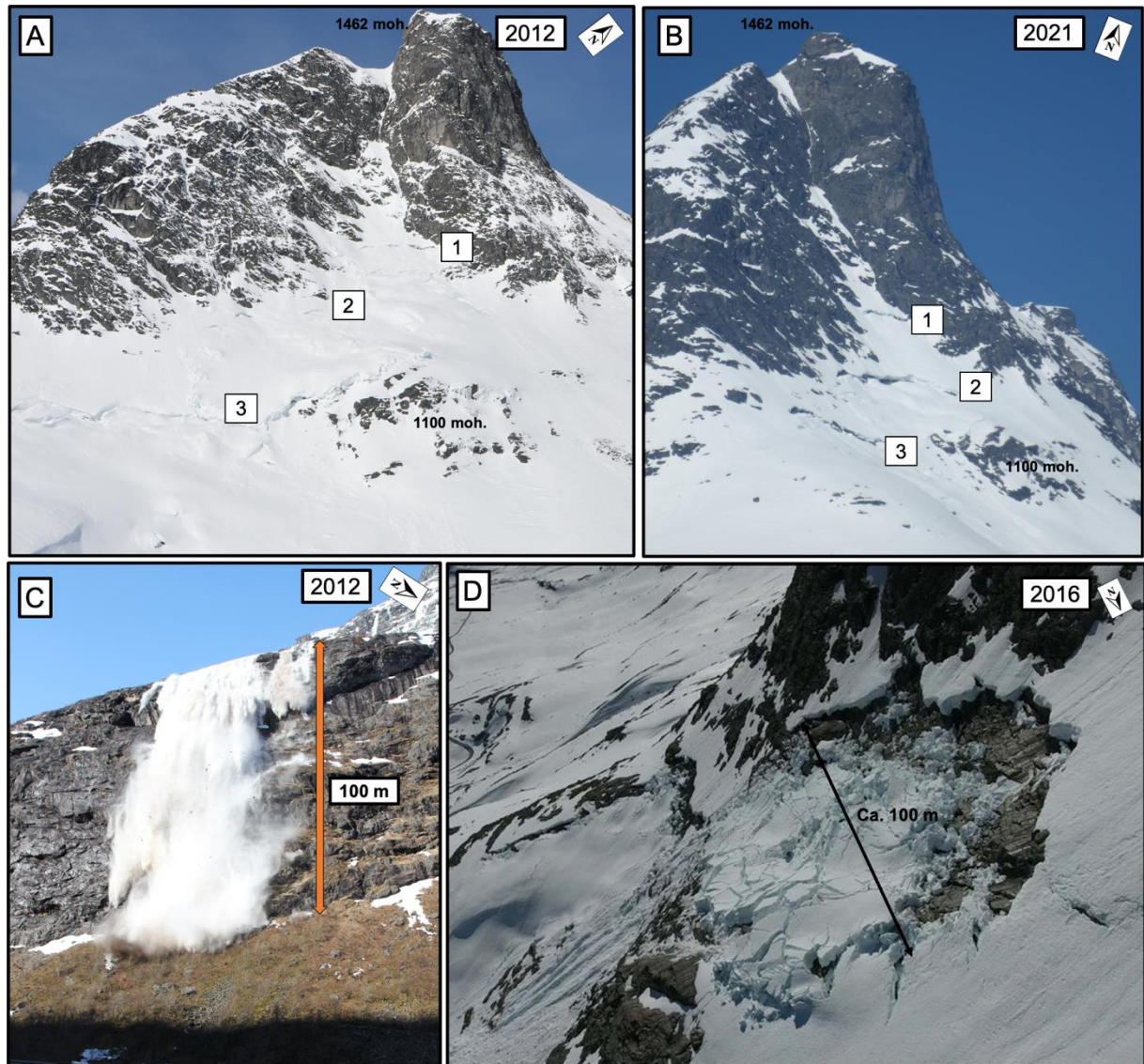
Løsneområdene for Bispefonna ligger opp mot 1250 moh. og er oftest lokalisert på sørsiden av det som blir kalt «Hammeren» (Figur 5.22.C). Skredbanen og utløpsområdet er preget av flere bratte stup, bart fjell og skråninger med skredavsetninger og løsmasser (Figur 5.23). Trollstigen-veien krysser utløpsområdet fire ganger og slutten av utløpsområdet består av et stup med fallhøyde på 100 m (Figur 5.24). På flatene der helningen er slakere er det dannet hauger med avsetninger, som kan tolkes som et utløpsområde for mindre skred. Større friksjon grunnet slakere helning og mer ujevn overflate kan være årsaken til at det avsettes skredmasser her (Figur 5.23).



Figur 5.23: **A:** Løsneområdet på Bispefonna består av glatte svaberg. **B:** Rett under løsneområdet ligger avsetninger i vifteform på berget. Her vil det potensielt være mer friksjon for et glideskred, og snøflaket deles opp i mindre deler. **C:** Det er flere bratte heng og slakere flater med avsetninger nedover hele skredløpet. **D:** Noen avsetninger legger seg i fjellsiden, mens andre fortsetter ned til utløpssonen og ned mot stupet. Veien krysser gamle skredavsetninger i utløpssonen. Dronefoto: Wouter Bell Gravendeel.

Glidesprekkene på Bispefonna former seg i samme område omtrent hvert år og løsneområdene vil derfor også være gjentakende (Figur 5.24.A og B). Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen (muntlig kommunikasjon, 06.05.2021), forteller at brøytemannskapene er kjent med hvilke løsneområder som har størst risiko for skred og hvor på veien det sjeldnere avsettes skredavsetninger. I likhet med Byksefonna vil snøskredene på Bispefonna først oppføre seg som et glideskred på det glatte svaberget. Etter kort tid treffer snøen flere bratte partier og løses

opp i biter og får større fart (Figur 5.24.D). Glidningen av flakene vil vare frem til den første kanten og derfra renne mer som en samlet strøm av snø (Figur 5.24.C).



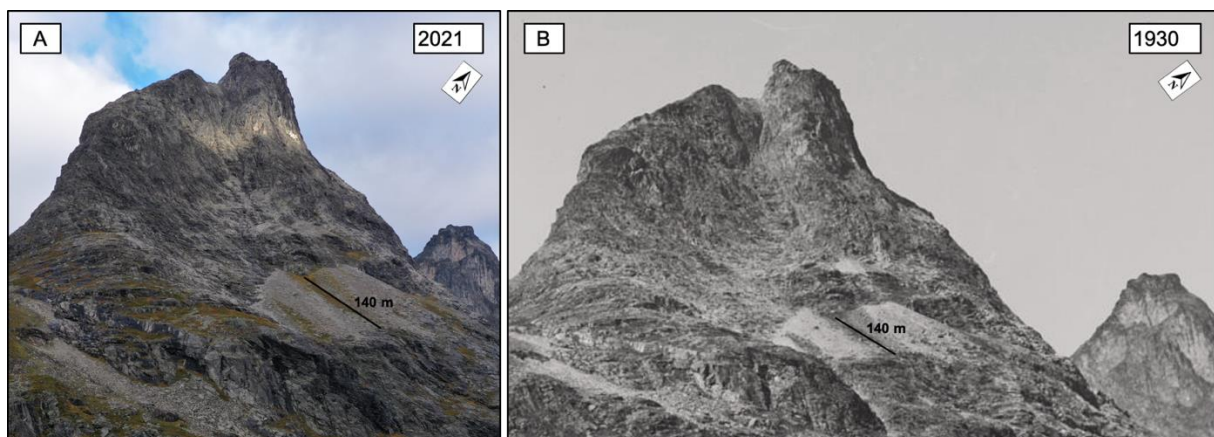
Figur 5.24: A og B: Glidesprekkdannelse på Bispen. 1) Løsneområdet på toppen er det vanligste løsneområdet for skred på Bispen. 2) Løsneområdet på siden har også hatt observerte skred. 3) Dette løsneområdet har observerte skred, men pleier ikke å treffe veien og utgjør dermed liten risiko. C: Snøskredet på Bispefonna begynner som glideskred, men grunnet bratte stup vil snøen løses opp i mindre deler. Skredhendelse fra 2012 viser hvordan snøen ser ut når avsetningene går over det siste stupet og ned mot Istra-elven. D: Dronebildet viser en glidesprekk på ca. 100 m og glidebevegelse ved løsneområdet 2 (siden) i 2016. Legg merke til tekstur- og strukturforskjellen på snøen fra glideflaket (D) til løssnøen over stupet (C). Foto og dronefoto: Statens vegvesen (mottatt av Halgeir Dahle, geolog i statens vegvesen).

Skredhendelser i holocen

På grunn av få observasjoner og at veien er stengt på vinteren, er det vanskelig å si noe om hvor mange skred som utløses på Bispen og hvor ofte de går. Glideskredene fra Bispen utgjør størst risiko for brøytemannskap og kan utsette åpningen av veien. Det går også andre typer snøskred i området, men disse vil gå tidligere i sesongen og dermed ikke ha så stor innvirkning

på veien. Ifølge Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen (muntlig kommunikasjon, 06.05.2021), går det større glideskred på Bispefonna i gjennomsnitt hvert 2. år. Det forekommer også mindre glideskred hvor deler av glidepakken løsner, men disse skredene er det vanskelig å observere når veien er stengt. De største glideskredene vil gå en gang mellom april og mai. I mai 2021 var det store glidesprekker på Bispen, men på grunn av en jevn temperaturøkning smeltet snøen bort og ingen skred ble utløst. I 2018 var det derimot riktige forhold slik at et skred ble utløst i slutten av april. Ifølge Dahle går skredene som regel over enten en eller to veistrekninger og noen ganger fortsetter skredmassene over stupet.

Figur 5.25 viser at det har vært svært lite endringer i skredløpet de siste 90 årene. Skredavsetningene ikke ser ut til å ha økt betydelig og flere referansepunkter i skredbanene er veldig like. Dette kan tyde på at det har vært snøskredaktivitet i denne skredbanen i lang tid tilbake, trolig etter at det ble isfritt rundt 12,5 ka BP og gjennom hele holocen (11,7 ka BP - nåtid) når klima og værforholdene gjorde det mulig for glideskred å dannes og utløses.



Figur 5.25: Sammenligning av utløsningsområdet og skredløpet på Bispen i 2021 og 1930. Skredavsetningene er ikke forandret mye, noe som tyder på at det kan ha vært snøskredaktivitet her i lang tid, trolig siden det ble isfritt rundt 12,5 ka BP og gjennom holocen. Dronefoto 2021: Wouter Bell Gravendeel. Foto 1930: Bailli Knudtzon (Avdeling for spesialsamlinger, 2021).

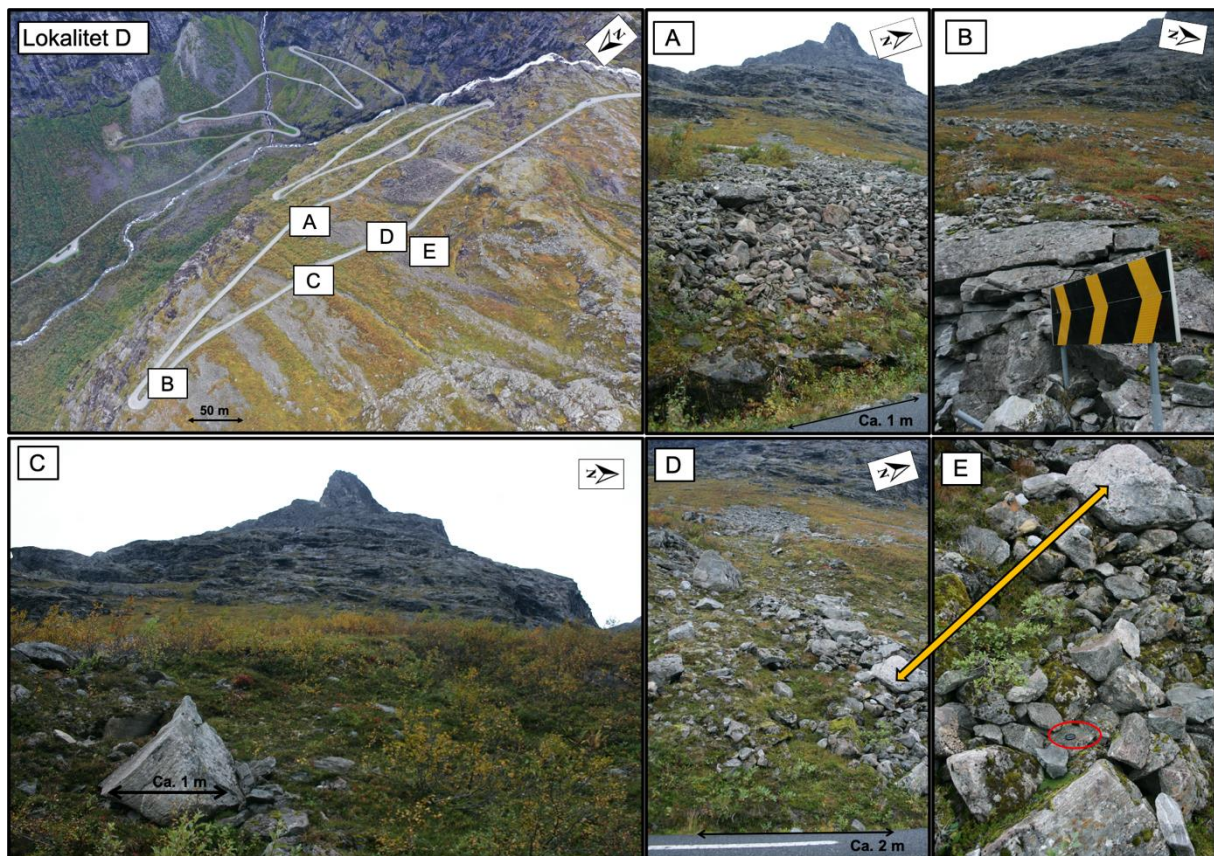
Feltobservasjoner

Grunnet skredfare, løse avsetninger og bratte partier ble det kun gjort feltobservasjoner fra veien ved Bispefonna. Det ble dermed ikke gjort undersøkelser i øvre del av skredbanen og observasjonene derfra er derfor basert på dronebilder og fjernkartlegging.

Nedre del av skredløpet og utløpsområdet er delvis dekket av vegetasjon med mose, små trær, busker og gress (Figur 5.26.B og C). Det forekommer også flere store områder med vegetasjonsfrie avsetninger, samt noen bekkeløp og kanaler (Figur 5.26.D). Her vil vegetasjonen trolig ikke kunne vokse fordi de blir erodert bort av skred og begravd i nye

avsetninger. Dette kan tyde på en høy frekvens av mindre skred i flere av områdene i utløpssonen. Der helningen er høyere enn 45° er det bart fjell med glatte berg og bratte skråninger. Mellom de fire veistrekningene er det stier laget av mennesker, så avsetningene vil være påvirket av mennesker (Figur 5.26.A).

Sedimentene i nedre del av skredløpet (Figur 5.26) er kantet til kantrundet, mens noen blokker i kanalene er mer rundet (Figur 5.26.E). Dette kan tyde på at avsetningene også blir påvirket av vannmasser i bekkeløp og ved smeltevann. Kornstørrelsen varierer fra grus til store blokker, hvor blokker på 10-50 cm dominerer. I bekkeløpene og tørre kanaliserte løp er gjennomsnittlig kornstørrelse noe mindre, trolig grunnet større påvirkning av vannmasser.



Figur 5.26: **Lokalitet D:** Grunnet fare for utløsning av skred og bratt terreng ble det kun utført feltarbeid fra veien nederst i skredløpet. **A:** Skredavsetningene mellom veistrekningene er påvirket av stier laget av mennesker og nedtråkket terreng. De kanalformede avsetningene forsetter over veien, noe som indikerer en utløpslengde over veien. **B og C:** Utløpsområdet er delvis dekket i vegetasjon med spredte flekker og kanaler med vegetasjonsfrie avsetninger. **D og E:** Små bekkeløp er dannet på sørsiden av skredløpet. Her er rundingsgraden mer rundet, til forskjell fra kantede og kantrundede avsetninger i resten området. Linsedeksel som målestokk er utringet i rødt. Dronefoto og foto: Wouter Bell Gravendeel og Solveig Dahl Nøttestad.

5.2 Skredmodellering

Målet med skredmodelleringen er å bruke observasjoner fra felt, fjernkartlegging og innsamlede historiske data til å gjenskape kjente skredhendelser, for å så sammenligne modellene med feltobservasjonene. Meteorologiske data fra tidspunktet for kjente skredhendelser er brukt til å bestemme parametere for snø og vannmengde. Andre parametere er justert innenfor naturlige grenser ved hjelp av manualer og muntlig kommunikasjon med Perry Bartelt leder og forsker for RAMMS (digitale møter, våren 2022). Løsneområdene er bestemt ut fra dronebilder og feltobservasjoner. Resultatene fra modelleringen vil være en generell representasjon av hvordan skredene kan bevege seg i de valgte skredbanene på Trollstigen da løsneområder, skredløp og utløpsområde vil ha forskjellig utstrekning for alle skred.

5.2.1 Lokalitet A: Langøyen

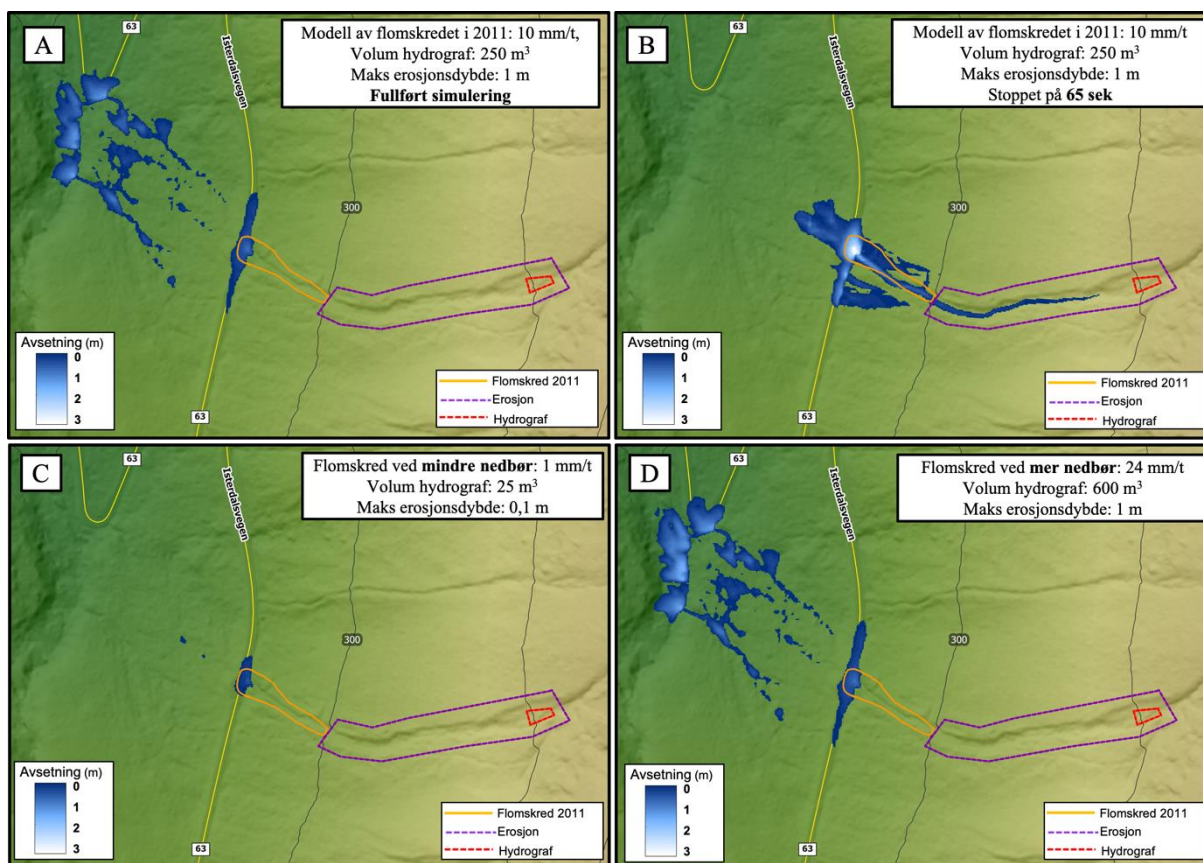
Til skredmodellering av flomskred på Langøyen er det brukt data om nedbørsfelt beskrevet i Kapittel 4.2.3, nedbørsmengde vist i Kapittel 4.3.2 og feltobservasjonene fra Kapittel 5.1.1. Polygon for hydrograf og erosjon er basert på feltobservasjoner av avsetninger og løsneområde. RAMMS::DEBRISFLOW bruker en-fase modell som ikke skiller avsetning av sedimenter og strømning av vann. Den største utfordringen med simuleringen av flomskred på Langøyen er at modelleringsresultatene viser at avsetningene ikke stopper på veien slik som det er observert ved flere tilfeller (se Kapittel 5.1.1). Det er derfor valgt å sette sluttiden på simuleringen til der skredavsetningene er på veien, for å undersøke hvordan avsetningene da legger seg.

Nedbørsfeltet til Langøyen er estimert til å være 25 000 m². Vannvolumet i modelleringen er satt som nedbørsmengde pr. time (1mm/t) og ganget med nedbørsfelt blir volumet på 250 m³ (metodene er beskrevet i Kapittel 4.3.2). Det er gjort modelleringer av flere scenarioer hvor nedbørsmengde og erosjonsdybde varierer. Observasjoner i felt ga ingen tydelige data på erosjonsdybde, men blokker opp mot 1 m ble avsatt og maks erosjonsdybde er derfor satt mellom 0-1 m. Modelleringen er gjort for rekonstruering av flomskredet i 2011, i tillegg til hypotetiske scenarioer ved mer eller mindre nedbør. Modelleringen er gjort uten noe kunnskap om forhold mellom vannføring og erosjonsdybde i kanalen og dette må undersøkes videre om flomskredmodellen skal bli mer nøyaktig (se kapittelet «forslag til videre arbeid»). Tabell 5.2 gir en oversikt over scenarioene som er modellert for Langøyen-rennen.

Tabell 5.2: Oversikt over verdier brukt i modellering av flomskred på Langøyen.

Scenario	Nedbør/time (mm/t)	Volum hydrograf (m ³)	Maks erosjonsdybde (m)
Flomskred 3.august 2011	10	250	1
Redusert nedbør	1	25	0,1
Økt nedbør	24	600	1

Modelleringsresultat



Figur 5.27: Sammenstilling av modelleringsresultater fra RAMMS::DEBRISFLOW på Langøyen. **A:** Modell med verdier hentet fra flomskredet i august 2011: hydrograf 250 m³ og erosjonsdybde: 1 m. **B:** Avsetningshøyde ved simulering på 65 sek av modell (A). **C:** Skred ved mindre nedbør: hydrograf: 25 m³ og erosjonsdybde: 0,1 m. **D:** Skred ved mer nedbør: hydrograf: 600 m³ og erosjonsdybde: 1 m. Nord er opp på modellene. Terrengmodell fra Kartverket (2021).

Tabell 5.3: Erosjonsvolum og flytevolum fra modelleringsresultatene på Langøyen. Erosjonsvolum er skredmassene som er erodert i skredbanen eller hydrografen. Flytevolumet er det totale volumet av skredmassene som strømmer i løpet av hele simuleringen.

Simulering	Erosjonsvolum (m ³)	Flytevolum (m ³)
Flomskred 3.august 2011	2210	2462
Redusert nedbør	115	142
Økt nedbør	2577	3179

Volumberegning basert på observasjoner av skredavsetningene etter flomskredet i 2011 (Figur 5.3) gir et estimert avsetningsvolum på 2000 m³ for Langøyen. Denne typen flomskred vil

erodere sediment i store deler av skredbanen og volumet vokser dermed nedover kanalen. Resultatene av modellene viser at erosjon av sedimenter i skredbanen utgjør det meste av skredvolumet. I Tabell 5.3 vises en oversikt over erodert volum og samlet skredvolum (flyteevolum) for modellene i Figur 5.27.

Flomskredet fra 2011 er modellert i Figur 5.27.B hvor sluttiden er tilpasset observasjoner av skredhendelsen. De tykkeste skredavsetningene utbrer seg i samme form og beveger seg ned skredbanen i samme mønster som feltobservasjonene indikerer (Figur 5.3 og Figur 5.6). Utgravningen etter skredet i 2011 har endret den naturlige skredbanen og noe av avsetningene velger små utstikkere som ikke er observert i felt. Figur 5.27.A er simulert helt ut. Som figuren viser vil avsetningene og vannet fortsette å strømme langt over veien og nedover mot elven Istra. Siden det ikke er observert flomavsetninger helt ned til Istra i nyere tid er det derfor lite sannsynlig at dette resultatet er riktig, men heller skyldes en-fase modellen som simuleringsprogrammet bruker. Det er heller ikke observert avsetninger i den nedre svingen hvor det strømmer over veien på ny. Vann med finere sediment kan potensielt ha rent nedover denne veistrekningen, men det er lite sannsynlig da mye vegetasjon vil trolig ha drenert bort vannet.

Ved mindre nedbørsmengder som eroderer i skredbanen vil et flomskred kunne se ut som modellen i Figur 5.27.C. Her stopper avsetningene på veien, trolig grunnet lite skredvolum og stor helning- og friksjons-endring når skredmassene treffer veien. Det er ikke observert flomskred som utløses ved nedbør på 1 mm/t, og nedbørsterskelen for utløsning av flomskred ligger trolig mye høyere enn dette. En skredmodell med så lite nedbør vil derfor være usannsynlig. Mindre vannmasser og sedimentvolum vil også trolig renne under veien, i rørene som er laget for å lede vann, og dermed ikke påvirke veien. Figur 5.27.D viser et scenario hvor det er mye større vannvolum og erosjonen vil potensielt bli større samtidig som skredvolumet øker. Avsetningene som legger seg på veien på samme sted som Figur 5.27.B vil kunne ha utløpslengde lengre nedenfor veien. Ortofoto fra 2006 (Figur 5.4) viser utløpslengde nedenfor veien fra tidligere flomskred, hvor avsetningene har dratt med seg vegetasjonen. Det er ingen kjent dokumentasjon for flomskredet i 2003, men Ortofotoet fra 2006 kan tyde på at utløpslengden var lengre enn i 2011. Basert på disse observasjonene kan modellen i Figur 5.27.D være realistisk med tanke på utbredelse over vei. Returperioden på skred som har utløp over vei, som modellen i Figur 5.27.B, er beregnet til rundt 10 år, mens flomskred ved lengre utløp trolig vil skje sjeldnere.

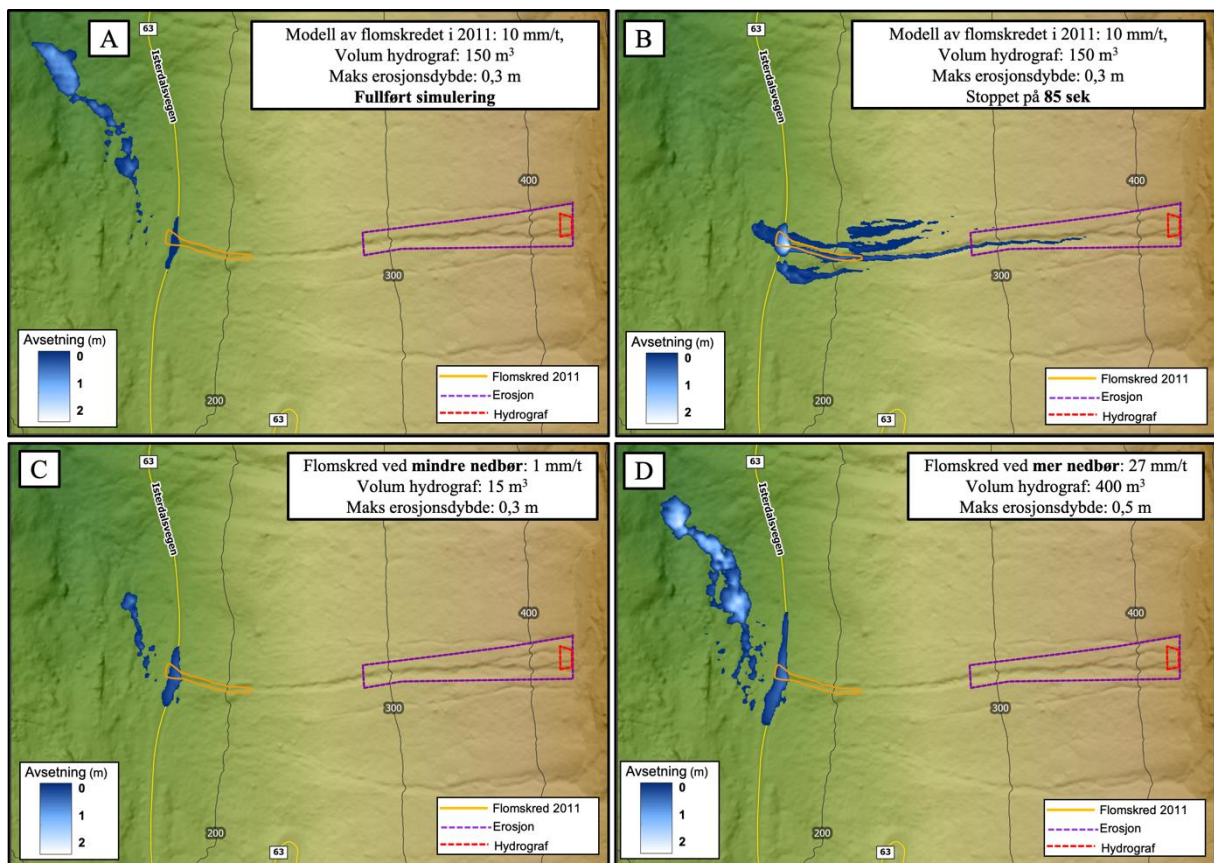
5.2.2 Lokalitet B: Svartøya

Modelleringen av flomskred på Svartøya er gjort på samme måte som for Langøyen. Nedbørsfeltet til Langøyen er estimert til å være 15 000 m². Vannvolumet i modelleringen er satt som nedbørsmengde pr. time (1mm/t) og ganget med nedbørsfelt blir volumet på 150 m³ (metodene er beskrevet i Kapittel 4.3.2). Siden Svartøya-rennen er smalere og det ikke like mye løse materialer som på Langøyen er maksimal erosjonsdybde satt til 0,3-0,5 m. Tabell 5.4 viser scenarioene brukt for modellering av flomskred på Svartøya.

Tabell 5.4: Oversikt over verdier brukt i modellering av flomskred på Svartøya.

Scenario	Nedbør/time (mm/t)	Volum hydrograf (m ³)	Maks erosjonsdybde (m)
Flomskred 3.august 2011	10	150	0,3
Redusert nedbør	1	15	0,3
Økt nedbør	27	400	0,5

Modelleringsresultat



Figur 5.28: Sammenstilling av modelleringsresultater fra RAMMS::DEBRISFLOW på Svartøya. **A:** Modell med verdier hentet fra flomskredet i august 2011: hydrograf 150 m³ og erosjonsdybde: 0,3 m. **B:** Avsetningshøyde ved simulering på 85 sek av modell (A). **C:** Skred ved mindre nedbør: hydrograf: 15 m³ og erosjonsdybde: 0,3 m. **D:** Skred ved mer nedbør: hydrograf: 400 m³ og erosjonsdybde: 0,5 m. Nord er opp på modellene. Terrengmodell fra Kartverket (2021).

Volumberegning basert på observasjoner av skredavsetningene etter flomskredet i 2011 (Figur 5.11) gir et estimert avsetningsvolum på 1200 m³ for Svartøya. Denne typen flomskred vil erodere sediment i store deler av skredbanen og volumet vokser nedover kanalen. Skredvolumet er dermed sammensatt av vannmassene og erodert materiale. Tabell 5.5 viser volumresultatene fra modellene i Figur 5.28.

Tabell 5.5: Erosjonsvolum og flytevolum fra modelleringsresultatene på Svartøya. Erosjonsvolum er skredmassene som er erodert i skredbanen eller hydrografen. Flytevolumet er det totale volumet av skredmassene som strømmer i løpet av hele simuleringen.

Simulering	Erosjonsvolum (m ³)	Flytevolum (m ³)
Flomskred 3.august 2011	1531	1684
Redusert nedbør	429	446
Økt nedbør	2858	3260

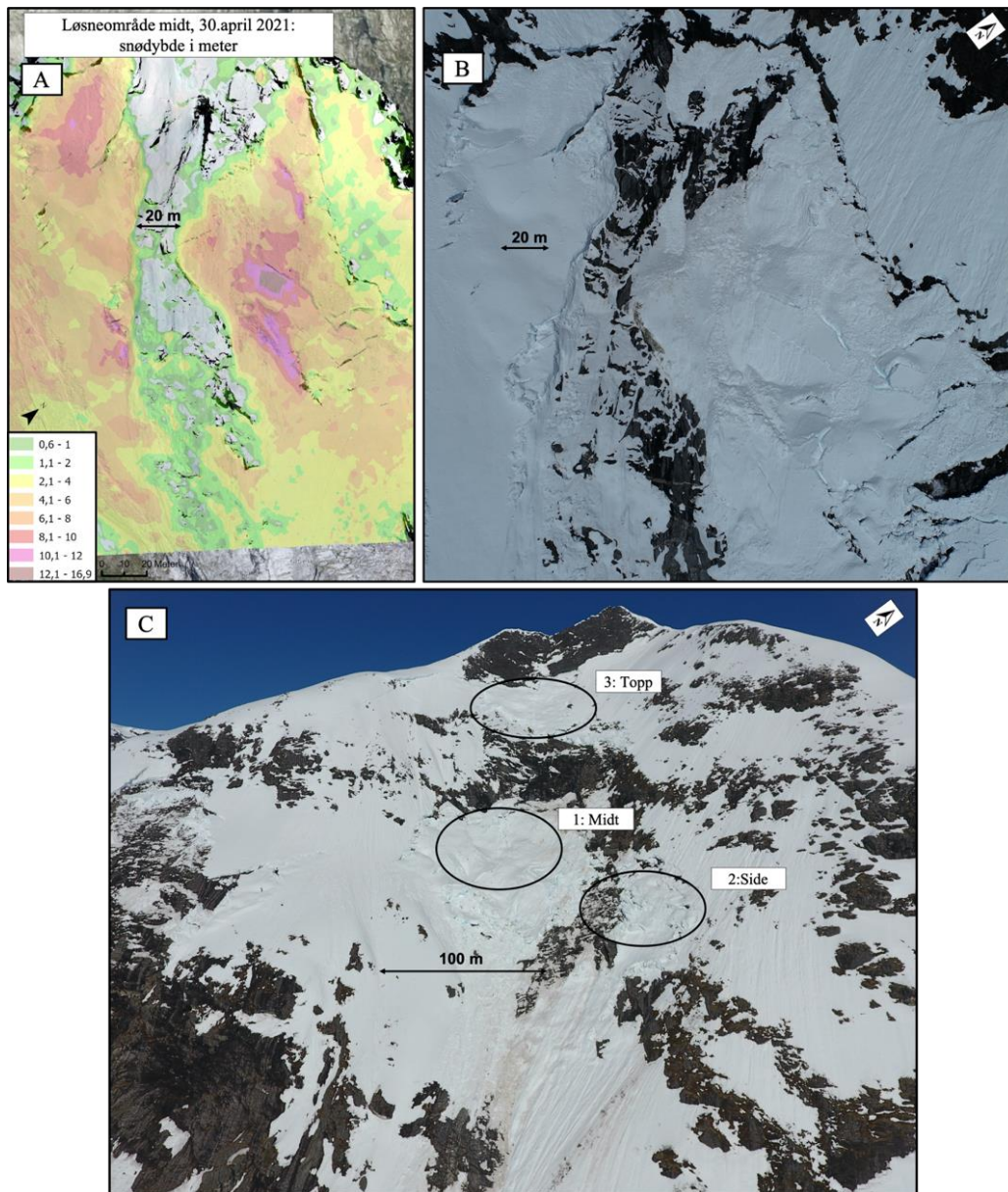
På Svartøya er flomskredet fra 2011 prøvd gjenskapt i modellene A og B i Figur 5.28. Figur 5.28.B har endret sluttid for å rekonstruere når avsetningene har samme utbredelse som den observerte skredhendelsen (Figur 5.11). Skredtungen på veien i modellen ser ut til å ha samme form som observerte avsetninger. Mye av skredvolumet har strømmet ut i sidekanalene og følger ikke hovedløpet. Feltobservasjoner tyder på at flomskredet vil dele seg i øverste del av rennen, og at skredmassene avsettes lengre oppe i dalsiden og dermed ikke vil renne ned til området som er indikert i modellen. Dette kan være på grunn av flere feilkilder som blir diskutert i Kapittel 6.2.1. Modell A i Figur 5.28 er simulert helt ut og maks utløpslengde går ned til Istra. Formen på utbredelsen av skredmassene som ligger igjen på veien i modellen er lite realistisk da den sprer seg ut over et for stort område i forhold til observasjonene. En-fase modellen gjør det vanskelig å skille vann fra sediment også i denne modelleringen, og modell A vil være usannsynlig avsetning for flomskred på Svartøya.

Modell C i Figur 5.28 viser flomskred ved lite nedbør (1 mm/t). I dette tilfelle vil det meste av avsetningene legge seg på veien, samt rett nedenfor veien, men det er ikke sannsynlig at 1 mm/t nedbør vil utløse et flomskred. Avsetningene kan representere vann som vasker ut finere kornstørrelser og avsetter dem på veien. På grunn av rør og utgraving som leder vannmassene under veien vil det trolig ikke bli avsetninger oppå veien og dette tyder på at modell C er et usannsynlig flomskred for Svartøya.

Modell D i Figur 5.28 er et simulert flomskred med større vannmengder og erosjonsdybden er derfor satt høyere. Volumet og utbredelsen av dette skredet er betydelig større enn i modell A og det er mye av avsetningene som flyter utover veien. Utbredelsen av avsetningene på veien er lite sannsynlig da utløpet på skredbanen er smalere og skredmassene, som består av mange store kantete blokker, ikke vil kunne flyte og avsettes over en så stor del av veien. Hadde sluttiden på simuleringen blitt endret til samme tid som i modell B, ville avsetningsutbredelsen til dette skredet vært mer sannsynlig for et flomskred på Svartøya sammenlignet med feltobservasjonene. Et skred av denne størrelsen vil trolig avsette mer skredmasser på nedsiden av veien, slik som ortofoto fra 2006 viser (Figur 5.12). Ortofoto fra Svartøya i 1971 viser at flomskredrennen har utviklet seg de siste 40 årene og skred av denne størrelsen har antagelig ikke skjedd mer enn en til to ganger de siste 40 årene. På grunn av klimaendringer vil det derimot være mer sannsynlig at dette scenarioet inntreffer flere ganger på Svartøya de neste årene (dette diskuteres videre i Kapittel 6.3.1).

5.2.3 Lokaltet C: Byksefonna

For modelleringen av snøskred på Byksefonna er det tatt utgangspunkt i observasjoner og dronebilder av skred og glidesprekker de siste 10 årene. For å gjenskape skredhendelser best mulig er løsneområde og snødybde hentet fra hendelser hvor begge parameterne er kjent. Den 30. april 2021 ble det kartlagt snødybde, løsneområde og utløpsområde fra et skred som ifølge webkamera fra Statens vegvesen gikk rundt 23. april (Figur 5.29.B). Løsneområdet fra 30. april 2021 er brukt som referanse for deler av modelleringen. I tillegg er det laget to andre potensielle løsneområder, som er tegnet ut fra observasjoner av skred og glidesprekker over flere år (Figur 5.29.C). Det går flere skred i løpet av en sesong, men modellene tar utgangspunkt i de største skredene. Snødybden og utstrekningen av løsneområdet vil endre seg fra år til år, og modellene vil derfor ikke passe for alle snøskred i nyere tid. Byksefonna har store glidesprekker og glidebevegelser i store deler av skredbanen, og snødekket i skredbanen vil derfor kunne være dypere enn det de meteorologiske dataene fra værstasjonene viser. Det kan også være mindre snø i skredbanen enn i omgivelsene rundt på grunn av andre små skred i løpet av sesongen. På bakgrunn av dette er det valgt å ta utgangspunkt i en høydeforskjell på 2 meter mellom bruddkant og snødekket.



Figur 5.29: **A:** Dronedata fra Byksefonna 30.april 2021 viser løsneområdet og snødybde for glideskredet som gikk i april 2021. Glidebevegelsen har gjort at det er opp mot 16 m med snø noen steder. **B:** Dronefoto tatt noen dager etter at snødybden ble målt viser at noe mer snø har løstnet, men at «stauchwall» til glidesprekken holder fortsatt på de 6-16 m dype snømassene. Løsneområdet her tilsvarer midtre løsneområde i (C). **C:** Det er tre potensielle løsneområder på Byksefonna: (1): Midt, (2): Side, (3): Topp. Dronedata og foto: Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen.

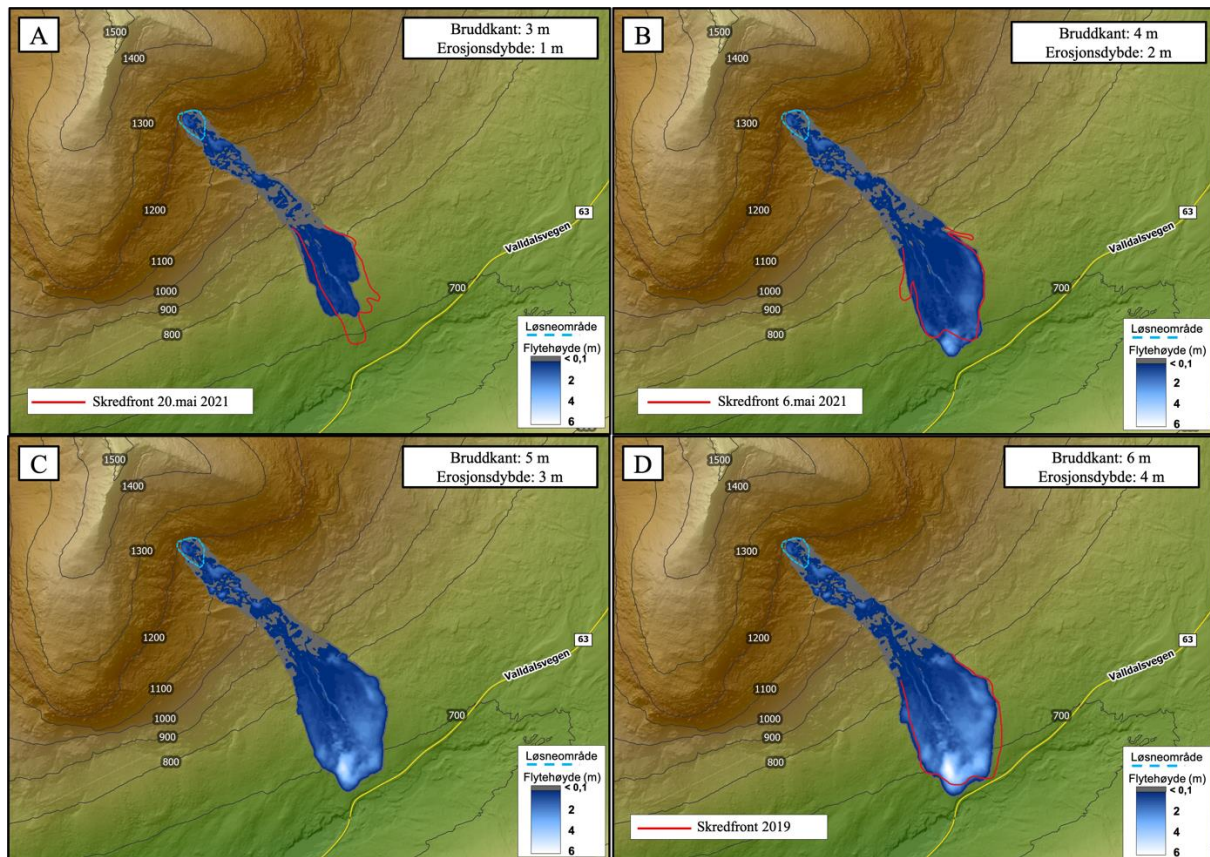
Ut fra værdata og observasjoner de siste 10 årene er det satt fire scenarier for hvert løsneområde med forskjellig høyde på bruddkant og erosjonsdybde. Tabell 5.6 viser parameterne brukt i de forskjellige scenarioene, samt skredvolumet i løsneområdet og det totale kjernevolumet på skredmassene i modellene.

Tabell 5.6: Oversikt over verdiene brukt i modellering av skred på Byksefonna, samt skredvolum og totalt kjernevolum til skredmassene fra modelleringsresultatene.

	Bruddkant	Snødybde ved 1200 moh. /erosjonsdybde	Løsneområde	Skredvolum i løsneområde (m ³)	Totalt kjernevolum av skredmassene (m ³)
Scenario 1	3 m	1 m	Midt	17874	21280
			Topp	14693	16825
			Side	31229	42298
Scenario 2	4 m	2 m	Midt	23832	58643
			Topp	19590	54454
			Side	41639	108034
Scenario 3	5 m	3 m	Midt	29790	106854
			Topp	24488	100123
			Side	52049	219182
Scenario 4	6 m	4 m	Midt	35748	146383
			Topp	29385	132891
			Side	62459	304607

Modelleringsresultat

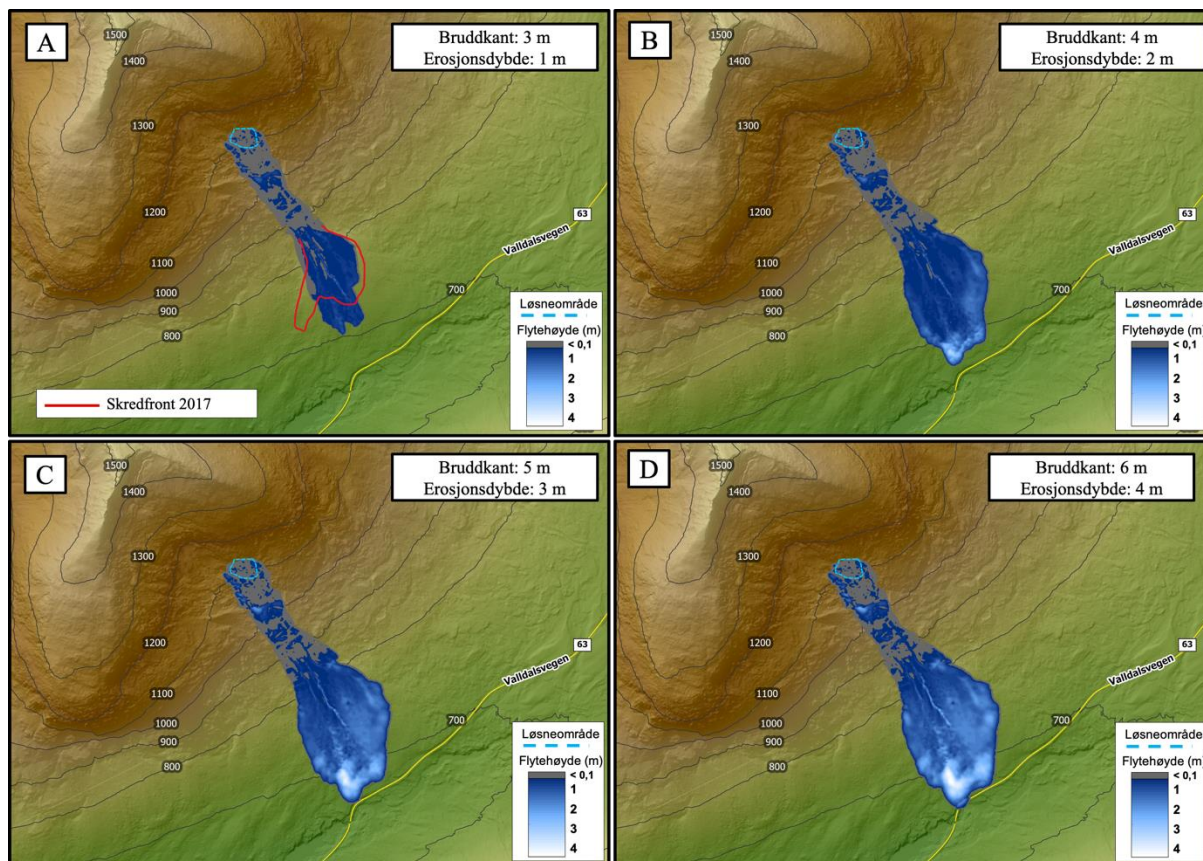
Nedenfor presenteres modelleringsresultatene fra modelleringen av snøskred på Byksefonna med de tre løsneområdene som er vist i figur 5.29.C (1: Midt, 2: Side og 3: Topp).



Figur 5.30: Sammenstilling av modelleringsresultatene for Byksefonna i løsneområde 1: Midt. Bruddkant: 3-6 m og erosjonsdybde 1-4 m. Nord er opp på modellene. Terrengmodell fra Kartverket (2021).

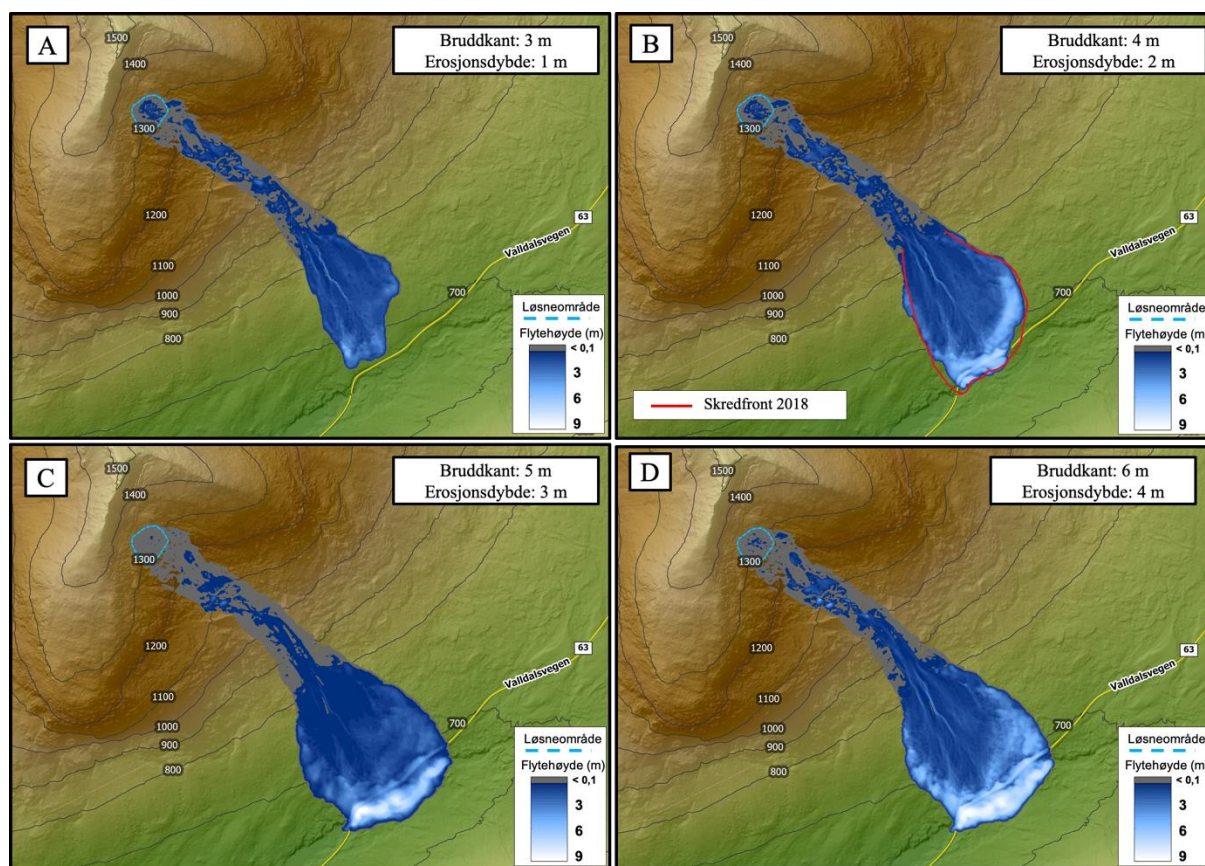
De viktigste resultatene fra skredmodelleringen er strømningsmønsteret og utløpslengden. Figur 5.30 viser glideskred fra løsneområdet 1: Midt observert i 2021 (Figur 5.29.), og snømassene ser ut til å spre seg over et større område i øvre del av skredløpet enn det som er observert fra tidligere snøskredhendelser. Snø som kommer over kanten (Figur 5.16) vil dermed dekke et større område i øvre del av skredviften. Volumet på løsneområdet vil være realistisk, da dette er satt ut fra observasjoner, men lite data på medrivningseffekt og erosjon av snømasser i skredbanen gjør at det totale kjernevolumet vil ha større usikkerhet. Usikkerhetene rundt skredvolumet på Byksefonna diskuteres videre i Kapittel 6.2.4.

Alle modellene representerer skred som har gått på Byksefonna, men på forskjellig tidspunkt og med forskjellig returperiode. Figur 5.30.A kan sammenlignes med de mindre, «skitne» snøskredene (se Kapittel 3.4) som ofte går før og etter det største skredet i sesongen, og forekommer trolig hvert år. Et slikt skred ble observert 20. mai 2021 (Figur 5.18.D). Figur 5.30.B stemmer overens med skredet observert 6. mai 2021 (Figur 5.18.C). Utløpslengden i modellen er omtrent den samme som observasjonene, men utbredelsen er noe annerledes. Skredmassene har en finere vifteform i modellen enn det som er observert. Årsaken til dette kan være et annet underlag i virkeligheten enn i terrengmodellen. Disse feilkildene diskuteres i Kapittel 6.2.2. Figur 5.30.D har omtrent samme utløpslengde og utbredelse som glideskredet fra 2019 (Figur 5.18.B). Denne modellen vil representere glideskred som potensielt har en returperiode på ca. 5 år, hvor utløpslengde er over veien. Det er ingen observasjoner som gir noen indikasjon på snødybden til avsetningene, og flyteøyden kan derfor ikke sammenlignes med modellene. Resultatet vist i Figur 5.30.C stemmer ikke overens med noen av de observerte skredhendelsene de siste 10 årene, men er allikevel et realistisk scenario for skred på Byksefonna da utbredelse og utløpslengde delvis stemmer overens med observerte skredhendelser.



Figur 5.31: Sammenstilling av modelleringsresultatene for Byksefonna i løснеområde 2: Side. Bruddkant: 3-6 m og erosjonsdybde 1-4 m. Nord er opp på modellene. Terrengmodell fra Kartverket (2021).

Modelleringsresultat fra løснеområde 2: Side (Figur 5.31) viser samme trend som løснеområde på midten (Figur 5.30). Avsetningene holder seg på sørvestlig side og har utbredelse mot nordøst ved økende mengde snø. Utbredelsen til avsetningene i modellene følger formen på skredviften, og har samme form som snøskredavsetningene som er observert de siste 10 årene. Det er færre observasjoner av skred fra dette løснеområdet, men avsetningene på modellene vil allikevel kunne være realistiske, og det er fullt mulig at skred fra denne glidesprekken vil forekomme i fremtiden. Figur 5.31.A representerer de «skitne» snøskredene og denne modellen samsvarer med et dokumentert skred fra 2017 (rekonstruert fra fotografier tatt av Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen).

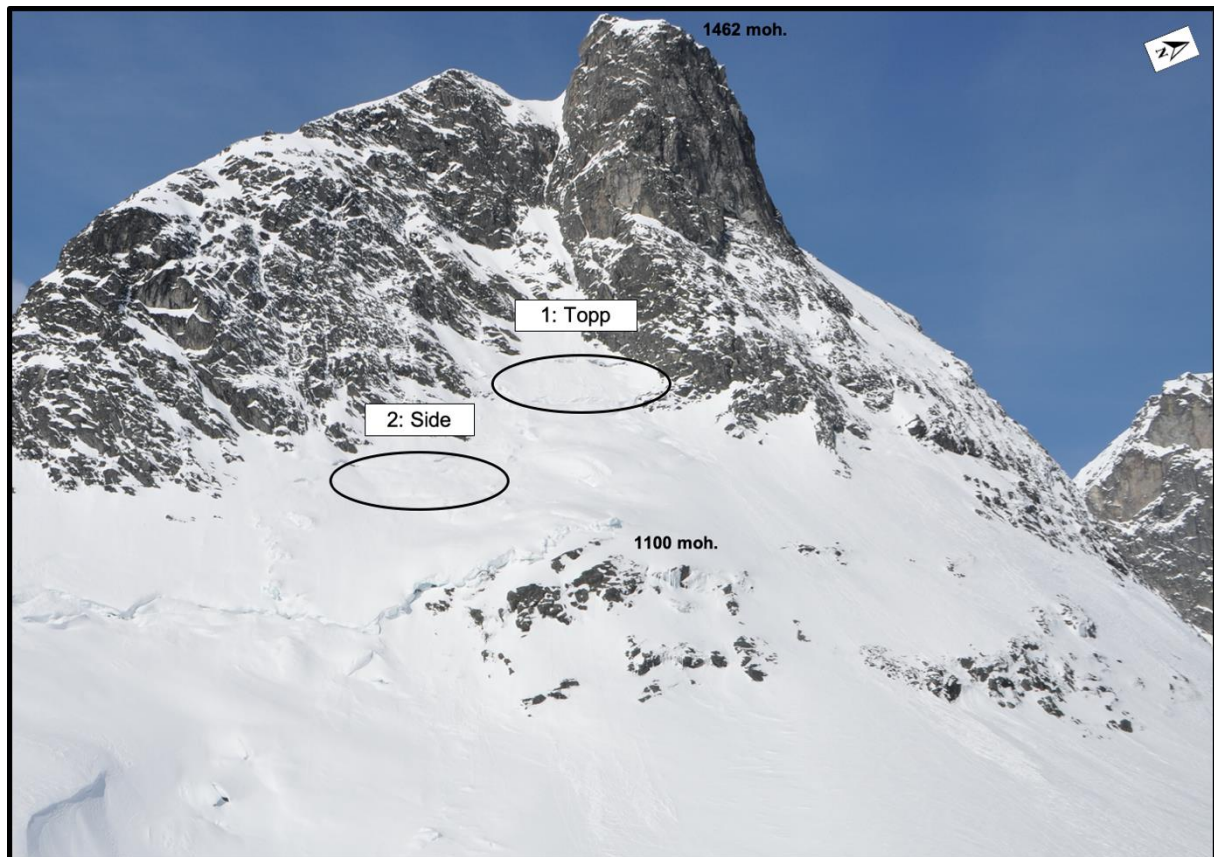


Figur 5.32: Sammenstilling av modelleringsresultatene for Byksefonna i lØsneområde 3: Topp. Bruddkant: 3-6 m og erosjonsdybde 1-4 m. Nord er opp pØ modellene. Terrengmodell fra Kartverket (2021).

SnØskredene som kommer fra lØsneområde 3: Topp pØ Byksefonna (Figur 5.32) vil vØre de stØrste pØ grunn av stØrre lØsneomrØde og mer medrivningseffekt fra snØen pØ vei nedover i skredbanen. Det er usikkert hvor lang returperiode disse skredene har, men skred over veien har, som tidligere nevnt, en returperiode pØ 3-5 Ør. Skredavsetningene fØlger samme trend som for de to andre lØsneomrØdene, men har en stØrre utbredelse og strekker seg lengre utenfor skredviften. Modell A i Figur 5.32 har samme utbredelse og utlØpslengde som flere observerte skred fra andre lØsneomrØder de siste 10 Ørene og vil derfor trolig vØre en realistisk modell. Modell B i Figur 5.32 har omtrent samme utlØpslengde og utbredelse som et glideskred fra 2018 (Figur 5.18.A), og vil vØre det mest realistiske scenarioet. Figur 5.32.C og D har utlØp over veien, ned i elven og videre mot den andre siden av dalen. Disse modellene vil representere de stØrste skredene som gØr i omrØdet, og vil oppstØ mye sjeldnere enn de Øvrige modellene fra Byksefonna. David GrØvdal, pensjonert maskinfØrer (muntlig kommunikasjon, 14.11.2021), minnes et stort skred de siste 40 Ørene som gikk lengre enn elven, og modell C kan derfor ha en returperiode pØ ca. 20-40 Ør. SnØmengden og utlØpslengden til skredet i modell D er ikke observert, og vil trolig ikke vØre realistisk pØ grunn av terrenget pØ andre siden av elven og begrenset med snØvolum i lØsneomrØdet.

5.2.4 Lokalitet D: Bispefonna

Bispefonna har i likhet med Byksefonna flere glidesprekker hvor det kan gå skred. Det er valgt to løснеområder ut fra observasjoner og muntlige forklaringer fra Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen (epost, våren 2022) (Figur 5.33). Det funnet lite dokumentasjon for utløpsområdet på Bispen, og sammenligning mellom modellene og feltobservasjonene blir derfor noe vanskeligere enn ved Byksefonna.



Figur 5.33: Det er brukt to løsningsområder i skredmodelleringen av Bispefonna: 1: Topp og 2: Side. Dronefoto: Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen.

Snødekket på Bispefonna om våren er tynt og ujevnt og erosjonsdybden på skred er liten. Det er allikevel flere små områder med dypere snø i skredbanen som er med på å øke volumet til skredet. Selve løsningsområdet er preget av glidebevegelse som samler store snømengder, og det vil derfor kunne være mye snø her selv om det er bært for snø i samme høyde lengre borte fjellsiden. I modellene varierer bruddkanten fra 1 til 5 m. Endring i snødekket pr. 100 meter ligger normalt på 0,3 i området, men på denne lokaliteten vil også en verdi på 0,1 bli brukt for å kunne gjenskape snødekket i skredbanen, som både har bare fjellpartier og områder med mye snø. Snødekket i skredbanen (erosjonsdybden) er vanskelig å forutse, og det er derfor laget scenarioer med erosjonsdybde mellom 50 cm og 100 cm ved 1300 moh. Snødekket vil ikke

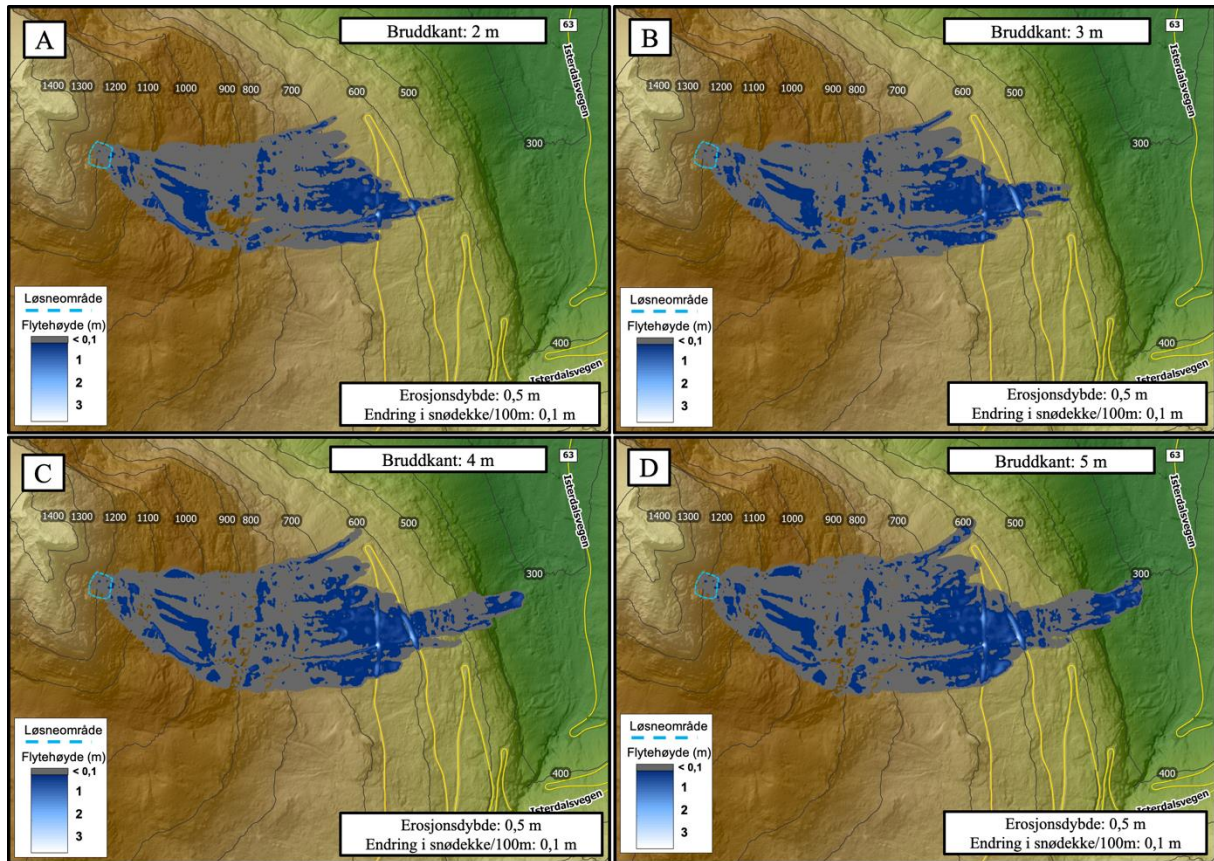
være en gjenspeiling av den faktiske snødybden rundt Bispen, men en gjennomsnittlig verdi på erosjonsdybden i skredbanen. Tabell 5.7 viser verdiene som er brukt for høyden på bruddkanten, erosjonsdybden og endringen i snødekket. Skredvolumet i løснеområdet og det totale kjernevolumet på skredmassene fra alle modellene er også presentert i tabellen.

Tabell 5.7: Oversikt over verdiene brukt i modellering av skred på Bispefonna, samt skredvolum og totalt kjernevolum til skredmassene fra modelleringsresultatene.

Løsneområde	Bruddkant (m)	Snødekke/ Erosjonsdybde ved 1300 moh. (m)	Endring i snødekke /100 m	Modell nummer	Skredvolum i løснеområde (m ³)	Totalt kjernevolum av skredmassene (m ³)
Topp	2-5	0,5	0,1	A	8254	16642
				B	12381	21457
				C	16508	26305
				D	20635	31267
Topp	2-5	1	0,3	A	8254	14940
				B	12381	19533
				C	16508	24194
				D	20635	28983
Side	1-4	0,5	0,1	A	7973	11792
				B	15946	22350
				C	23920	31447
				D	31893	40388

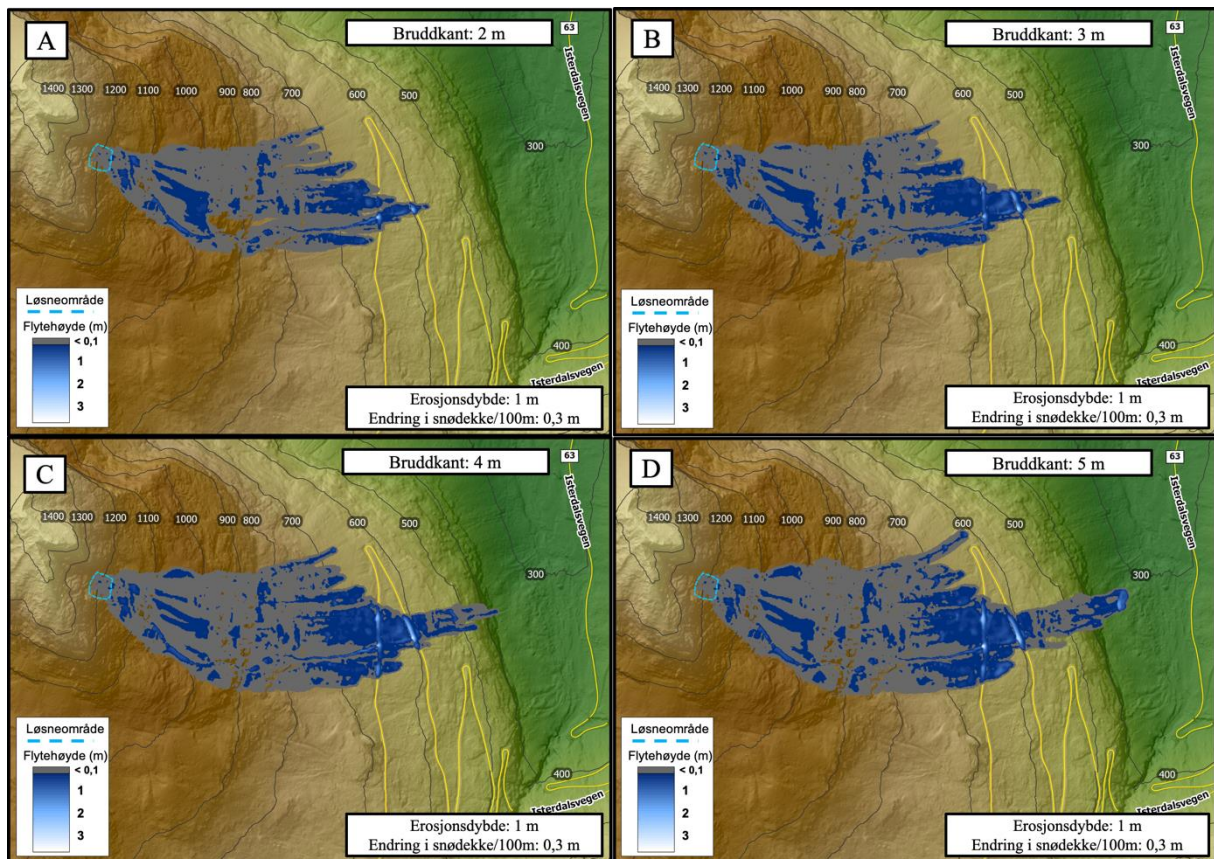
Modelleringsresultat

Nedenfor presenteres modelleringsresultatene fra modelleringen av snøskred på Bispefonna med de to løснеområdene (1: Midt, 2: Side) vist i Figur 5.33 og de tre scenarioene som er presentert i Tabell 5.7.



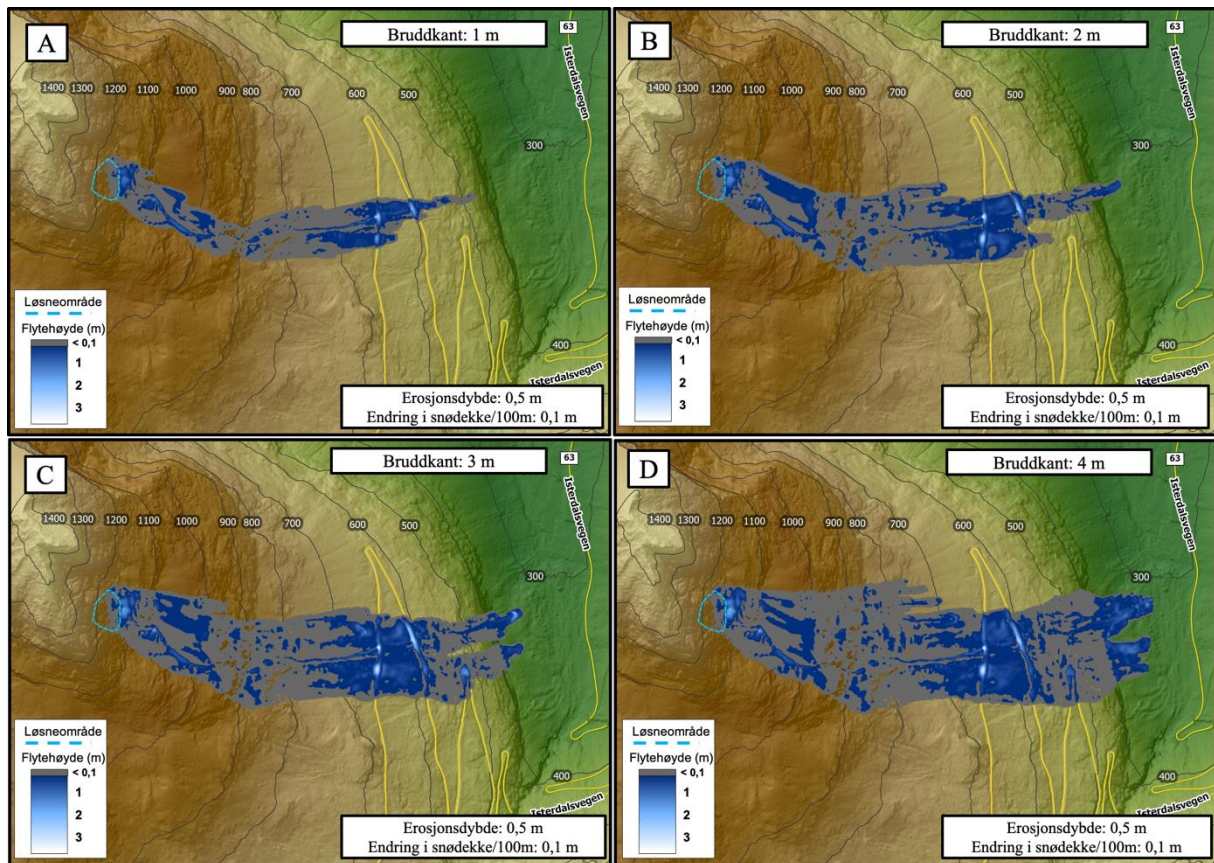
Figur 5.34: Sammenstilling av modelleringsresultatene for Bispefonna i løснеområde 1: Topp. Erosjonsdybde: 0,5 m og endring i snødybde per 100 m: 0,1 m. Nord er opp på modellene. Terrengmodell fra Kartverket (2021).

Modellresultatene i Figur 5.34 for Bispefonna viser at snømassene renner ned skredbanen, over veien og videre over stupet (Figur 5.24.C). Det er tydelig kanalisering av avsetningene i midten av skredbanen hvor mye av snøen følger et eksisterende løp i terrenget. Noe av snømassene renner også nordover og avsettes nord for den øverste svingen på Trollstigen. Økning i bruddkant og dermed økning i skredvolum viser seg å ikke ha noen stor effekt på strømningsmønsteret, men påvirker utløpslengden og utbredelsen til skredet. Observasjoner av tidligere skredhendelser viser til maksimal utløpslengde på veien og videre over stupet, som stemmer godt med modellene i Figur 5.34. Figur 5.34.A kan representere skred hvor mindre snømengder raser ut fra glideflaket, og slike skred kan gå flere ganger i løpet av en sesong. Figur 5.34.B-D går alle over stupet og vil kunne sammenlignes med det store gledeskredet med returperiode på 2 år, som nevnt i Kapittel 5.1.4.



Figur 5.35: Sammenstilling av modelleringsresultatene for Bispefonna i løснеområde 1: Topp. Erosjonsdybde: 1 m og endring i snødybde per 100 m: 0,3 m. Nord er opp på modellene. Terrengmodell fra Kartverket (2021).

Modelleringsresultatene i Figur 5.35 har det samme strømningsmønsteret som modellene i Figur 5.34, men volumet er noe mindre. Her ser det ut til at volumet i løsnakeområdet i modelleringen må være rundt 20 000 m³ (Tabell 5.7) for at snøskredet skal gå over kanten og ned mot Istra. Figur 5.35.A-C har maks utløpslengde på veien, noe som er observert flere år og vil kunne representere de store glideskredene med returperiode på 1-2 år, som nevnt i Kapittel 5.1.4. Det meste av avsetningene i modellene i Figur 5.34 og Figur 5.35 legger seg på veien og viser risikoen ved å åpne veien før skredet har gått. Generelt stemmer modellene i Figur 5.35 overens med observasjoner og informasjon om skredene på Bispen, og vil være sannsynlige scenarier.



Figur 5.36: Sammenstilling av modelleringsresultatene for Bispefonna i løснеområde 2: Side. Erosjonsdybde: 0,5 m og endring i snødybde per 100 m: 0,1 m. Nord er opp på modellene. Terrengmodell fra Kartverket (2021).

Skred fra løснеområdet på siden (Figur 5.33) har et annet strømningsmønster enn løснеområdet på midten. I Figur 5.36 beveger snømassene seg mot sør, før de svinger inn i samme skredbane som modellene i Figur 5.34 og Figur 5.35. Siden dette er et større løснеområde vil skredmassene renne over stupet når skredvolumet i løснеområdet i modellen er rundt 16 000 m³ (Tabell 5.7). Nordsiden av utløpsområdet er fri for avsetninger og de høye snømassene på veien er plassert noe lengre sør enn de andre modellene og vil krysse veien 4 ganger. Dette er ikke like vanlig ifølge Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen (digitalt møte, 27.04.2022), men det ble observert senest våren 2022.

Det er som sagt innhentet få observasjoner og dokumentasjon på utløpslengde og strømningsmønster av glideskred på Bispefonna. Dette gjør det utfordrende å si noe om returperioden for de enkelte skredene. Modellene i Figur 5.34 og Figur 5.35 vil alle være sannsynlige scenarioer, hvor et disse skredene vil kunne utløses som det store snøskredet som utløses på Bispefonna hvert 2. år. Modellene med høyest bruddkant og størst skredvolum vil sannsynligvis ha lengre returperiode. Modellene i Figur 5.36 vil ha en lengre returperiode, da skred fra dette løснеområdet ikke er like vanlig.

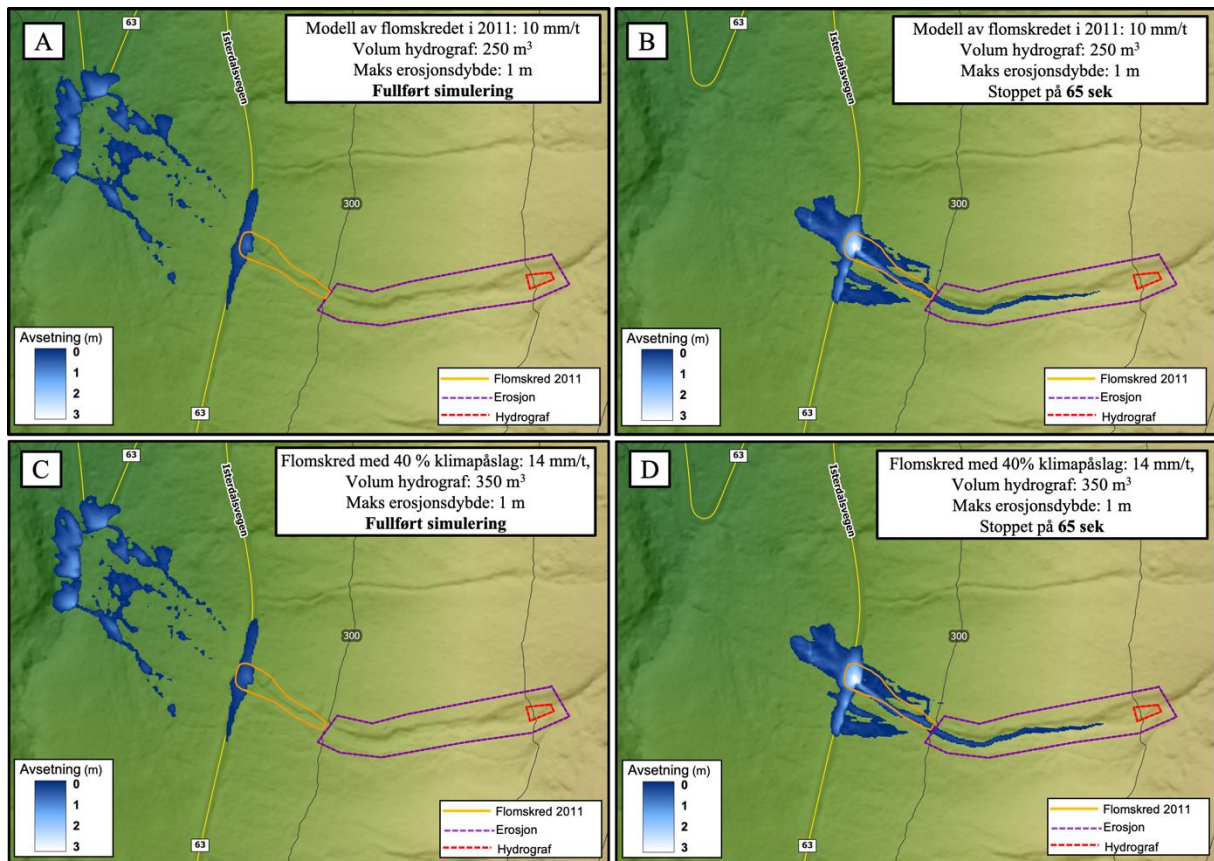
5.3 Skredmodeller med klimapåslag

Skredaktiviteten på Trollstigen er sterkt påvirket av nedbørsmengde, temperatur og snødekke. For å se på fremtidig skredaktivitet kan en klimatilpasset skredmodell være et godt hjelpemiddel. Ved å legge på klimapåslagene fra klimaprofilen for Møre og Romsdal (Norsk klimaservicesenter, 2021) er det mulig å se hvordan endringer i de meteorologiske forholdene påvirker skredaktiviteten i studieområdet.

5.3.1 Flomskred

Flomskredmodellering med klimapåslag kan gjøres på mange forskjellige måter. De fleste verdiene kan justeres for å tilpasse et skiftende klima, men i denne oppgaven er det valgt å kun endre på nedbørsmengden som kommer gjennom hydrografen, for å se hvordan volum og utløpslengde endres. Klimapåslag, som ble presentert i Kapittel 2.4.3 (Figur 2.8), viser en økning på 40% for dimensjonerende nedbør under 1 time med returperiode på under 50 år (Norsk klimaservicesenter, 2021). Dette gir altså en økning på 40% i nedbørsmengden ved styrtnedbør som fører til flomskredene på Langøyen og Svartøya. For å modellere med klimapåslag er det kun de kjente flomskredene fra 2011 som er brukt. Med klimapåslag øker vannmengden fra 10 mm/t til 14 mm/t, og vannvolumet i hydrografen øker til 350 m³ på Langøyen og til 210 m³ på Svartøya.

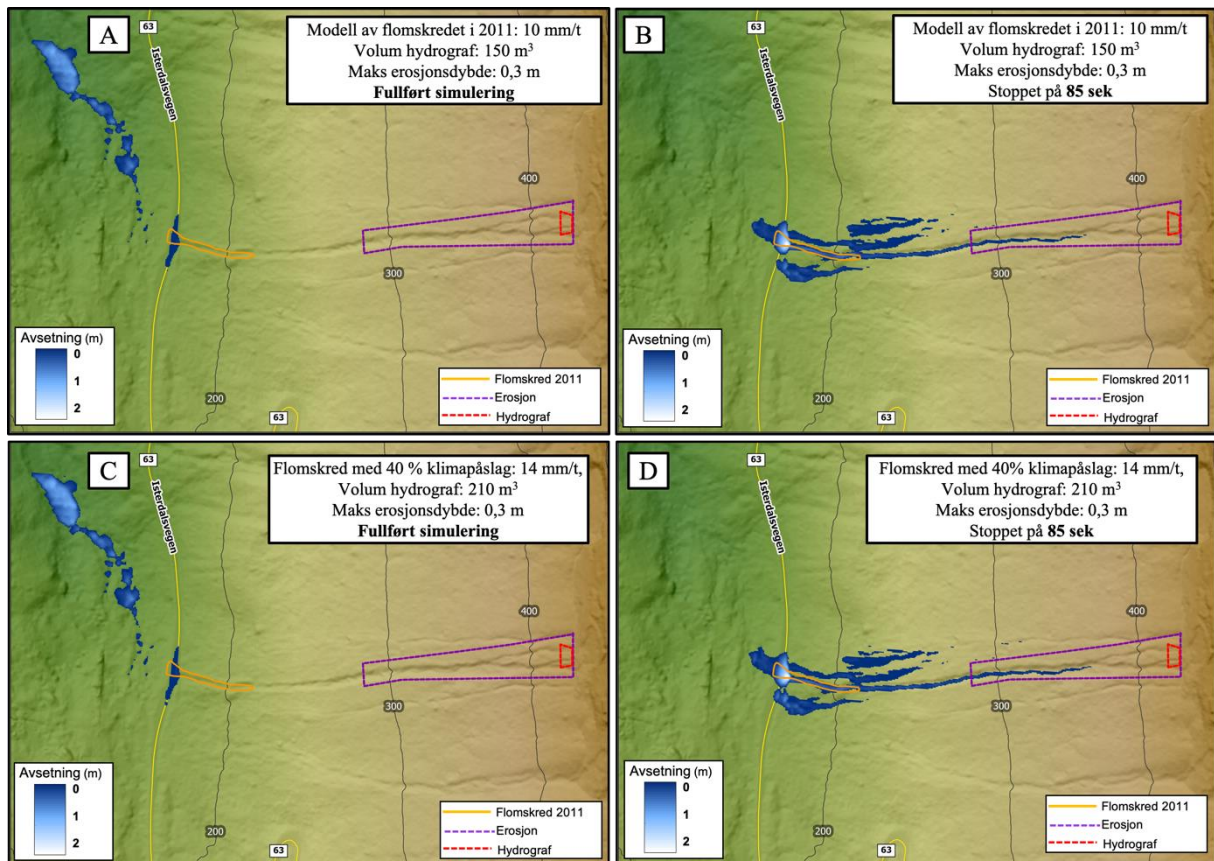
Lokalitet A: Langøyen



Figur 5.37: Sammenstilling av modelleringsresultater fra RAMMS::DEBRISFLOW på Langøyen. **A:** Modell med verdier hentet fra flomskredet i august 2011: hydrograf 250 m³ og erosjonsdybde: 1 m. **B:** Avsetningshøyde ved simulering på 65 sek av modell (A). **C:** 40% klimapåslag: volum på hydrograf: 350 m³ og erosjonsdybde: 1 m. **D:** 40% klimapåslag, stoppet på 65 sek. Nord er opp på modellene. Terrengmodell fra Kartverket (2021).

Figur 5.37 viser en sammenligning av skredmodellen for flomskredet i Langøyen-rennen i 2011 før og etter klimapåslaget på 40%. Endringen i avsetning og utløpslengde er minimal. Volumet av skredmassene økte med 232 m³ og denne økningen kan potensielt endre utløpslengden på skredmassene som flyter på eller over veien. En-fase modellen til RAMMS (diskuteres videre i Kapittel 6.2.1) gjør det vanskelig å tolke modellene med klimapåslag fordi utløpslengden ikke er realistisk for flomskredavsetningene sammenlignet med feltobservasjoner.

Lokalitet B: Svartøya



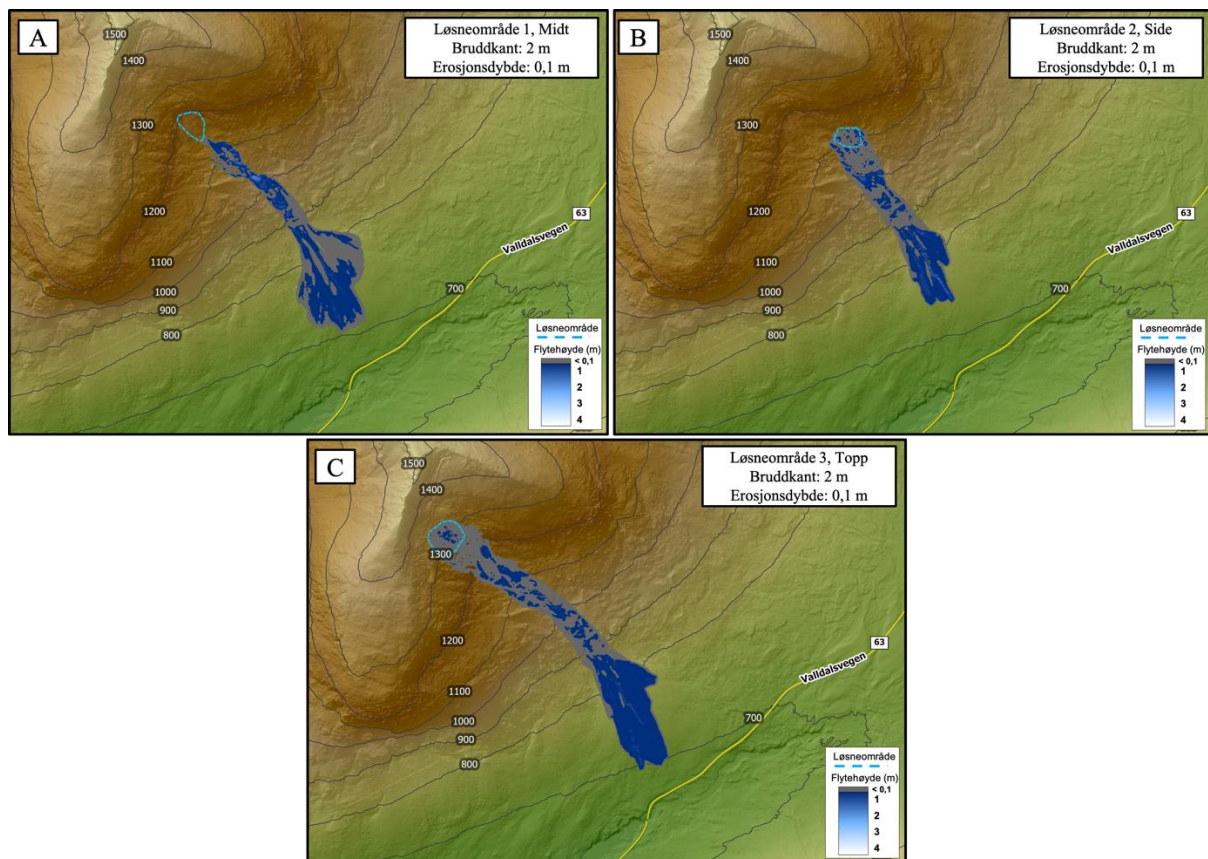
Figur 5.38: Sammenstilling av modelleringsresultater fra RAMMS::DEBRISFLOW på Svartøya. A: Modell med verdier hentet fra flumskredet i august 2011: hydrograf 150 m^3 og erosjonsdybde: $0,3 \text{ m}$. B: Avsetningshøyde ved simulering på 85 sek av modell (A). C: 40% klimapåslag: volum på hydrograf: 210 m^3 og erosjonsdybde: $0,3 \text{ m}$. D: 40% klimapåslag stoppet på 85 sek. Nord er opp på modellene. Terrengmodell fra Kartverket (2021).

Figur 5.38 viser modellering av flumskred fra 2011 i Svartøya-rennen med og uten klimapåslag på 40%. I likhet med Langøyen er det nesten ingen forskjell i avsetningene selv om volumet økte med 134 m^3 . Selv ved økt nedbør følger avsetningene samme strømningsmønster og har omtrent samme utløpslengde. Flumskredmodellene med klimapåslag for Svartøya og Langøyen vil være sannsynlig for flumskred i fremtiden med de gitte parameterverdiene.

5.3.2 Snøskred

Ifølge klimapåslagene presentert i Kapittel 2.4.3 vil snødekket trolig endres frem mot år 2100. Klimaprognoser viser til en økning i temperatur som kan føre til at nedbør kommer i form av regn opp mot 1350 moh. i vårmånedene. Det vil da potensielt være et veldig tynt snødekke i studieområdet i vårmånedene. Bruddkanten og skredvolumet vil reduseres som følge av klimaendringer. For å simulere skredene med klimapåslag er endringene i snødekket basert på endring av temperaturendringene vist i Figur 2.9. Frem mot år 2060 vil isotermer endres med ca. 350 m og mot år 2100 vil den endres med ca. 650 m. Endring i snødekke per 100 høydemeter (Delta D) vil fortsatt være satt til 0,3. Dermed vil endringen i snødekket være 1 m innen år 2060 og til 2 m innen år 2100. Observasjoner fra dagens skredaktivitet tyder på at tykkelsen på bruddkanten og glidesprekkene endres i samspill med snødekket rundt, og det er derfor tatt utgangspunkt i at bruddkanten minker like mye som snødekket.

Lokalitet C: Byksefonna

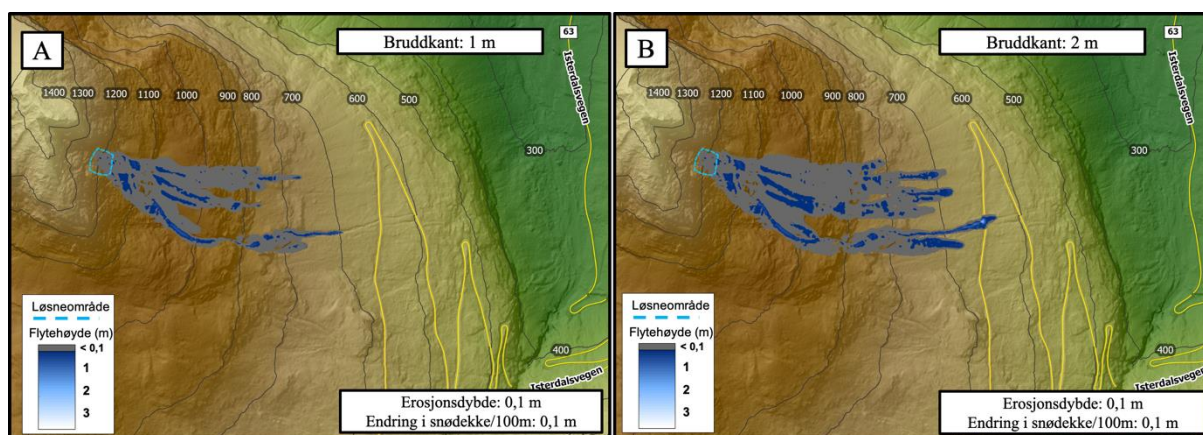


Figur 5.39: Sammenstilling av modelleringsresultatene for Byksefonna etter klimapåslag. A: Løsneområde 1: Midt, B: Løsneområde 2: Side, C: Løsneområde 3: Topp. Erosjonsdybde for alle modellene er satt til 0,1 m, som tilsvarer omtrentlig snøfri skredbane, og bruddkanten er satt til 2 m. Nord er opp på modellene. Terrengmodell fra Kartverket (2021).

Figur 5.39 viser modellene av skred på Byksefonna etter reduksjon i snødekke og bruddkant. For alle de tre løsneområdene er det en klar reduksjon i utløpslengde. Det totale kjernevolumet

til skredmassene er redusert til 11995 m³ (midt), 9827 m³ (side) og 20927 m³ (topp). Figur 5.39 viser resultatet av klimapåvirkning på scenarioet med 4 meter bruddkant og 2 meter erosjonsdybde vist i Figur 5.30.A, Figur 5.31.A og Figur 5.32.A. Klimapåvirkning på de andre modellscenarioene er allerede vist gjennom tidligere modeller. En reduksjon i bruddkant på 2 m på scenarioet med 6 m bruddkant (Figur 5.30.D, Figur 5.31.D og Figur 5.32.D) vil gi modelleringsresultatet med 4 m bruddkant som allerede er vist i Figur 5.30.C, Figur 5.31.C og Figur 5.32.C. Påvirkningen av klima på skredmodellene diskuteres i Kapittel 6.3.4.

Lokalitet D: Bispefonna



Figur 5.40: Sammenstilling av modelleringsresultatene for Bispefonna i løsnemåte 1: Topp etter klimapåslag. Erosjonsdybde for modellene er satt til 0,1 m og endring i snødybde per 100 m er 0,1 m. A: Bruddkant 1 m. B: Bruddkant 2 m. Nord er opp på modellene. Terrengmodell fra Kartverket (2021).

Modelleringsresultatene med klimapåslag på Bispefonna viser et mindre skredvolum (A: 4143 m³ og B: 8289 m³) enn skredmodellene i Figur 5.34, Figur 5.35 og Figur 5.36, men snømassene følger samme strømningsmønster. Skredene i Figur 5.40 er modellert uten snødekke i skredbanen, og vil simulere et snøfritt terreng hvor det løsner 2 meter med snø fra løsnemåtet. Figur 5.40.A har ikke utløp over vei, og vil dermed ikke være til fare for mennesker og infrastruktur. Figur 5.40.B viser at et skred med kjernevolum på skredmassen på rundt 8000 m³ vil treffe veien. Klimapåvirkning og konsekvenser av klimaendring for snøskred på Bispen diskuteres i Kapittel 6.3.4.

6 Diskusjon

I dette kapitlet diskuteres resultatene fra kartleggingen av skredaktiviteten og skredmodelleringen i Kapittel 5 opp mot problemstillingene.

6.1 Skredaktivitet i studieområdet

I dette kapitlet diskuteres resultatene og metodene for kartleggingen av skredaktiviteten ved Trollstigen. Resultater av geologiske observasjoner og betraktninger sammenlignes med andre kartleggingsresultater. Potensielle feilkilder blir også diskutert.

6.1.1 Spor av skredaktivitet

Gjennom feltarbeid og fjernkartlegging er det funnet flere spor av skredaktivitet ved Trollstigen. Feltobservasjonene, sammen med flybilder, artikler og menneskelige observasjoner danner et bilde av skredaktiviteten. Sedimentære undersøkelser viser både lyse og mørke sedimenter i skredbanene, noe som kan tyde på forskjellig opprinnelse for avsetningene.

I utløpsområdet på Byksefonna er det funnet grønn vegetasjon under lyse klaster, lyse blokker som balanserer på toppen av mørkere, og mer vegetasjonskledde blokker (Figur 5.19). Disse funnene indikerer forskjellig alder på avsetningene, og sammen med ferske sår i terrenget (Figur 5.20) fra steinsprang, kan det tyde på at det er skredaktivitet på Byksefonna hvert år. Kartlavmålingene som er gjort på Byksefonna er brukt som en relativ dateringsmetode for å kunne si noe om mengden sedimenter og avsetningsraten på blokkene som ligger øverst i skredviften. Resultatene av kartlavmålingene, som trolig har lav nøyaktighet (se Kapittel 4.1.3), viser at blokkene kan være mellom 15 og 60 år (Tabell 5.1). Uten eksponeringsdatering er det vanskelig å si eksakt hvor lang tid det tar før et «lag» med sediment på skredviften er dekket. Ut fra feltobservasjoner og målinger er mengde klastiske sedimenter som avsettes ved skredene på Byksefonna trolig lav, og det tar antakelig mye mer enn et århundre før hele skredviften er dekket av et nytt sedimentlag. Formen og høyden på skredviften ved Byksefonna, sammen med den lave sedimentasjonsraten, indikerer at det trolig har vært skredaktivitet gjennom hele holocen. I skredløpet og utløpsområdet på Bispefonna er det flere store områder med skredavsetninger. Dronefoto viser blokker i forskjellige farger, samt varierende grad av vekster og vegetasjon på og rundt avsetningene (Figur 5.23). Disse funnene, sammen med generelt lite vegetasjon, indikerer at Bispefonna er et aktivt skredløp.

For spor av skredaktivitet i flomskredrennene er det gjort undersøkelser av fargen på blokker, skade på trær og alder på vegetasjonen (Figur 5.7). Både på Langøyen og Svartøya er flomskredrennene stort sett uten mye vegetasjon. Det er også lyse blokker i hovedløpet sammenlignet med sedimentene utenfor skredløpet og er en god indikator på et aktivt skredløp. Fiolstein i de utgravde skredmassene fra 2011 ved Langøyen (Figur 5.6) indikerer at andre avsetninger med samme vekst kan være avsatt omtrent samtidig, og en grense mellom erosjon og avsetning kan derfor tolkes ut fra dette. Bøyde og brukne trær langs skredbanene og langt ut på sidene av hovedløpet på både Langøyen og Svartøya kan tyde på hyppig snøskredaktivitet, hvor trær og vegetasjon ofte blir skadet eller ikke rekker å vokse ut.

6.1.2 Mulige feilkilder ved innsamling av data

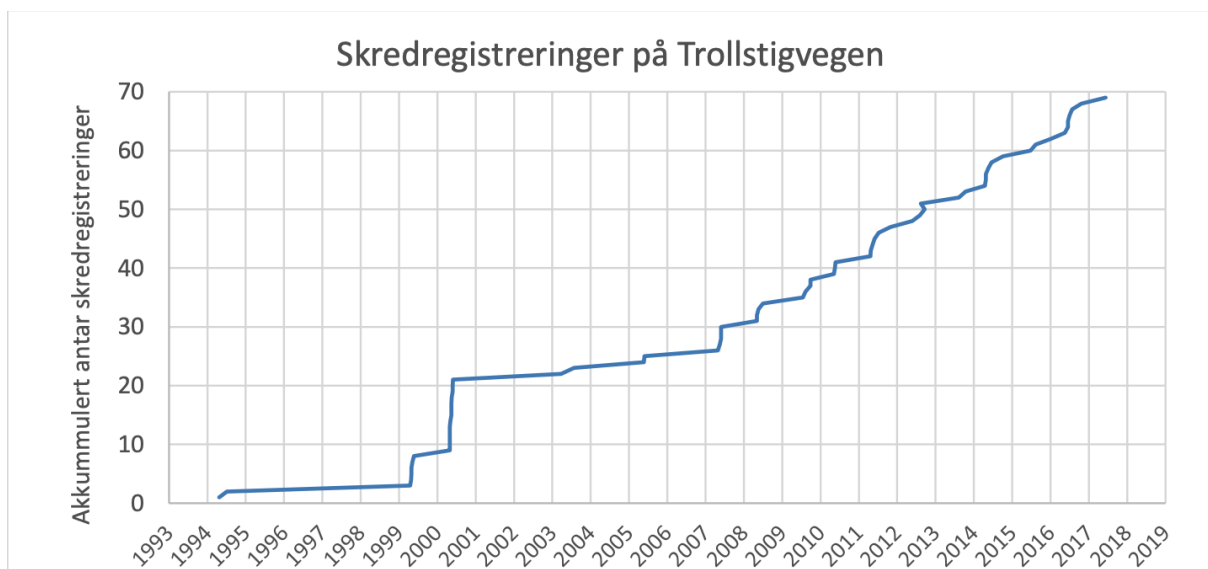
For å kunne modellere kjente skredhendelser har det vært viktig å få kunnskap om konkrete skredhendelser i området. Både de muntlige og skriftlige kildene som er brukt til å hente informasjon har vært av varierende kvalitet. I intervjuer med fagfolk og kjentmenn er det samlet verdifull informasjon om værforhold og omfang av skredhendelser. Det meste av informasjonen fra intervju er bekreftet gjennom bilder eller artikler, men noe av informasjonen i slike intervjuer vil kunne forsvinne eller tolkes feil når det gjenfortelles. Det er derfor viktig å være kritisk til gjenfortelling av informasjon fra muntlige kilder. Arkiv med gamle avisartikler og fotografier er brukt til å innhente informasjon om utløpslengde og skredavsetninger, der blant annet et fotografi fra 1930 viser utbredelsen av skredviftene på Bispen og avisartikler fra 1968 skriver om stor skredfare ved Trollstigen. Slike kilder inneholder mangelfull informasjon, og denne informasjonen må derfor tolkes eller settes opp mot andre observasjoner. Dronebilder fra Statens vegvesen har gitt god innsikt i utbredelsen av skred og løsneområder, men de viser ikke selve skredprosessen. Det er derfor vanskelig å si noe om blant annet snøegenskaper, skredvolum og erosjonsdybde.

I oppgaven forsøks det å gjenskape kjente skredhendelser i skredmodeller, men en potensiell feilkilde kan være at verdiene brukt i modellen ikke stemmer overens med de faktiske forholdene. Blant annet er de meteorologiske dataene som er brukt i denne oppgaven basert på generelle data for området, med noen mer stedspesifikke observasjoner. I tillegg vil verdiene for blant annet nedbørsfelt, høyde på bruddkant og snødekke komme med en viss usikkerhet, da dataen er satt ut fra egne utregninger, tolkninger og antagelser, og ikke fra grundige målinger.

Parameterverdiene som er benyttet i RAMMS vil sannsynligvis ikke representere de tidligere skredhendelsene helt nøyaktig, men være en tilnærming.

6.1.3 Registrering av skredhendelser og estimering av returperiode

Antall på skredhendelser ved Trollstigen oppgitt i oppgaven er estimert ut fra skreddatabasene NVE (2021a) og Statens vegvesen (2021), hvor det er funnet rundt 70 registrerte skredhendelser. Dahle & Humstad (2018) har også sett på registrerte skredhendelser ved Trollstigen i andre databaser. Figur 6.1 viser akkumulert antall skredhendelser registrert hos Statens vegvesen siden 1994. Det fremkommer tydelig at det er mangelfull registrering frem til 2007, med unntak av mai 1999 og 2000. Etter 2007 er det en jevn registrering på 4,3 skred pr. år, noe som indikerer konsistente og gode data. Her er det registrert alt fra de største glideskredene og flomskredene til små nedfall og blokker som treffer veien. Det vil også være en underestimering av skredhendelser, fordi flere skred som ikke blir observert vil komme i tillegg. Dette gjelder spesielt i perioden hvor veien er vinterstengt. Figur 6.1 demonstrerer derfor hvorfor det har vært vanskelig å danne seg et bilde av blant annet returperioden for skred ved Trollstigen lenger enn 30 år tilbake i tid.



Figur 6.1: Akkumulert antall registrerte skredhendelser på Trollstigen. Hendelsene er hentet fra registreringer i Statens vegvesen sine databaser. Figur hentet fra Dahle & Humstad (2018).

Data om skredhendelser finnes spredt rundt i flere informasjonskanaler, som avisartikler rapporter og gjenfortelling ved muntlig kommunikasjon. I denne oppgaven er det forsøkt å sette sammen og tolke informasjonen for å kunne si noe om returperioden for skred i studieområdet. Tabell 6.1 viser returperiode for skred på de fire lokalitetene. Estimeringen er gjort på bakgrunn av resultater fra alle kartleggingsmetodene. Det er ikke funnet informasjon om konkrete skredhendelser som er eldre enn 60 år, da resultater fra både kartlavmålinger og avisartikler

begynner rundt 1960. Feiltolkning og mangel på data vil være de to største feilkildene for estimering av returperiodene.

Tabell 6.1: Estimert returperiode for forskjellige typer skred, med ulik størrelse, på de fire lokalitetene ved Trollstigen.

Lokalitet	Skredtype	Estimert returperiode
A: Langøyen	Flomskred over vei	10 år
B: Svartøya	Flomskred over vei	10 år
C: Byksefonna	Snøskred over vei	5 år
C: Byksefonna	Større snøskred som har utløp på store deler av skredviften	1-2 år
C: Byksefonna	Mindre snøskred (ofte skitne snøskred)	< 1 år
D: Bispefonna	Snøskred over vei	2 år
D: Bispefonna	Mindre snøskred hvor deler av glidepakken utløses	< 1 år

6.1.4 Skredaktivitet i studieområdet gjennom holocen

Det er gjort flere studier av snø- og flomskredaktiviteten gjennom holocen i flere områder i Sør-Norge. Resultater fra studien til Vasskog *et al.* (2011) om snøskredaktivitet ved Oldevatnet i Vest-Norge viser perioder med økt snøskredaktivitet rundt 5500-3300 og 2500-1200 kal. år BP. Det var størst aktivitet under «den lille istid» rundt 400-100 kal. år BP. Matthews *et al.* (2009) har sett på aktivitet på løsmasseskred på Sletthamn i Jotunheimen, hvor resultatene viser generell økning i skredaktivitet i sen og midt holocen (4250-2800 kal. år BP). Under holocen termisk maksimum (8000-7100 kal. år BP) var derimot løsmasseskredaktiviteten på et minimum. Resultatene fra studiene til Vasskog *et al.* (2011) og Matthews *et al.* (2009) kan knyttes til observasjonene på Trollstigen og studieområdet har trolig hatt de samme svingningene i skredaktivitet gjennom holocen. Resultatene fra kartleggingen av skredavsetninger i skredløpet på Bispen (Figur 5.25) og den tykke skredviften på Byksefonna (Figur 5.16) viser til lav sedimentasjonsrate på skredavsetningene. Sedimentene har derfor trolig blitt avsatt over en lang periode, og gjennom store deler av holocen. Gamle skredavsetninger som vist i løsmassekartet i Figur 2.4 og tydelige lag av skredavsetninger i de utvaskede sidene på flomskredrennene på Langøyen og Svartøya (Figur 5.7 og Figur 5.14) tyder på at skredaktiviteten også i Isterdalen har pågått gjennom hele holocen (11,7 ka BP-nåtid).

6.2 Skredmodellering i RAMMS

I dette kapittelet sammenlignes modelleringsresultatene med feltobservasjonene, og feilkilder knyttet til skredmodellering i RAMMS blir diskutert. Fremgangsmåten for modelleringen blir vurdert opp mot andre studier, og kvaliteten på observasjoner og de data som er innhentet blir også diskutert. For alle lokalitetene er det valgt potensielle løsneområder til skredmodelleringen. Det vil være endringer i utstrekning av løsneområdene hver gang det går et nytt skred, og ingen løsneområder, skredløp eller utløpsområder vil være helt like. Estimering av potensielle løsneområder vil også ofte være større og dekke et større areal enn der skredene faktisk utløses, og det er derfor valgt å dele løsneområdene opp i flere potensielle områder. Modelleringsresultatene vil derfor kun vise noen av de mange skredscenarioene. I dette kapittelet diskuteres det også hvor mange og hvilke observasjoner som trengs for å kunne lage en god skredmodell.

6.2.1 RAMMS::DEBRISFLOW – Feilkilder og bestemmelse av friksjonsparametere

Modellering av flomskred ved bruk av RAMMS krever gode observasjoner og data om skredløp, hydrologi, erosjon og avsetning. I de fleste tilfeller er det derimot vanskelig å finne data for alle parameterne. En av de største feilkildene i flomskredmodelleringen i denne oppgaven er at RAMMS::DEBRISFLOW er en en-fase modell som ikke skiller mellom vann og sediment i avsetningene. Feltobservasjonene av skredavsetninger og bilder av flomskredene fra 2011 (Figur 5.3 og Figur 5.11) tyder på at flomskredene på Langøyen og Svartøya er lav-viskøse eller tyntflytende flomskred. Skredavsetningene er klastbåret med lite matriks og stort vanninnhold, som ifølge Blikra & Nemeč (1998) er typiske trekk ved lav-viskøse flomskred. Utfordringene med modellering av flomskredene på Trollstigen er at den grove kornstørrelsen på avsetningene gjør at det meste av vannet strømmer gjennom avsetningene og fortsetter lengre ned i dalen. Dette gjør at modelleringsresultatene i mindre grad kan sammenlignes med observasjoner av utløpslengde for kjente flomskredhendelser over vei. RAMMS-modulen vil fungere bedre for jordskred og flomskred som har mindre kornstørrelse, mer matriks og høyere viskositet, fordi vann og sediment i større grad avsettes sammen.

Det har ikke vært like lett å sammenligne modelleringsresultatene for flomskred med observasjonene på utløpsområde og utbredelse i nedre del av skredbanen, da det har vært vanskelig å finne gode data på utløpet til flomskredene. Lite informasjon om skredbanen og egenskapene til skredmassene har også gjort det vanskelig å tilpasse verdiene i RAMMS til

flomskredene som modelleres. I oppgaven er nedbørsfelt, skredmasser og erosjonsdybde estimert basert på få observasjoner og data. I prosessen med å modellere flomskredene fra 2011 har det derfor blitt gjort simuleringer med flere forskjellige verdier på flere av parameterne for å tilpasse modellen slik at den stemmer mest mulig overens med observasjonene som er gjort. Modelleringen av kjente skredhendelser, med begrenset tilgjengelig informasjon, blir derfor en «prøve-feile»-prosess. En mulig feilkilde vil derfor være at verdiene som er brukt i skredmodelleringen er basert på observasjonene presentert i Kapittel 5.1, og ikke eksakte verdier fra grundige undersøkelser. Hvis flomskredmodelleringen skulle blitt mer nøyaktig måtte det blitt utført flere geotekniske- og hydrologiske undersøkelser av skredhendelser over lengre tid.

Bestemmelse av friksjonsparametere

Basert på anbefalinger fra Perry Bartelt, leder og forsker for RAMMS (digitalt møte, 29.03.2022), er det i denne oppgaven valgt å sette friksjonsparametere lik standardverdiene i RAMMS-modulen. Bezak *et al.* (2019), Taurisano (2020) og Liu *et al.* (2021) har i sine studier brukt «prøve-feile»-metoden for å finne de mest passende verdiene for friksjonen i forsøk på å gjenskape skredhendelser med modellering. Andre studier har derimot kalibrert verdiene ut fra inversanalyser (Nam *et al.*, 2019; Zhang, 2019; Abraham *et al.*, 2021). Abraham *et al.* (2021) har blant annet kalibrert friksjonsparametere for et løsmasseskred i India basert på grundige geotekniske undersøkelser og inversanalyse av skredhendelsen. Videre har Mikoš & Bezak (2021) sammenlignet flere modelleringsstudier av løsmasseskred i alpint miljø hvor det er brukt forskjellige friksjonsparametere, og konkluderer med at det ikke er noen mønster i hvordan parameterne brukes. Det vises til at parameterne tydelig avhenger av karakteristikken til skredet, som topografi, reologi og meteorologi. Mye av denne dataen kan være vanskelig å undersøke i en skredrenne og det er derfor ofte «prøve-feile» metoden som blir brukt i flomskredmodellering i RAMMS.

6.2.2 RAMMS::EXTENDED – Datagrunnlag og feilkilder

Snøskredmodelleringen i RAMMS baserer seg på flere parametere, som høyde på bruddkanten, erosjonsdybden og temperaturen til snøen. Verdiene som ble presentert i Kapittel 4 og 5 er bestemt ut fra anbefalte verdier, meteorologiske data og kartlegging av skredbanene. Dronebilder av glidesprekker og forholdene i skredbanen har vært avgjørende for å kunne sammenligne observerte utløpslengder med modelleringsresultatene. Glidesprekkene har definert løseområde og bruddkant, og informasjon om snømengden i skredbanen kan brukes

til å definere erosjonsdybden. I skredmodelleringen er det valgt å sette erosjonsdybden lik dybden på snødekket. En feilkilde med dette er at modellene også viser mye medrivning av snø i nedre del av skredbanen, hvor snøen vil begynne å avsettes. Konsekvensen av denne feilkilden er at skredet får for stort volum, som kan føre til for lang utløpslengde. Dette observeres i modelleringsresultatene fra Byksefonna og Bispefonna, hvor resultatene av medrivning viser at snøen på toppen av skredviften på Byksefonna og i deler av utløpsområdet på Bispefonna er erodert helt ned til bakken, noe som ikke er observert i felt. Meteorologiske data og dronebildene har dannet et godt grunnlag for å tolke forholdene ved glideskredene, men eksakte verdier fra spesifikke datoer er kun brukt for skredet på Byksefonna i 2021 (Figur 5.29). Dette kan føre til at variasjoner i snødekket fra år til år ikke blir tatt hensyn til. For å gjøre modellene enda mer nøyaktige og stedspecifikke må det gjøres videre undersøkelser av snøegenskaper, snøforhold i skredbanene, erosjon i skredbanene og endringer i underlaget.

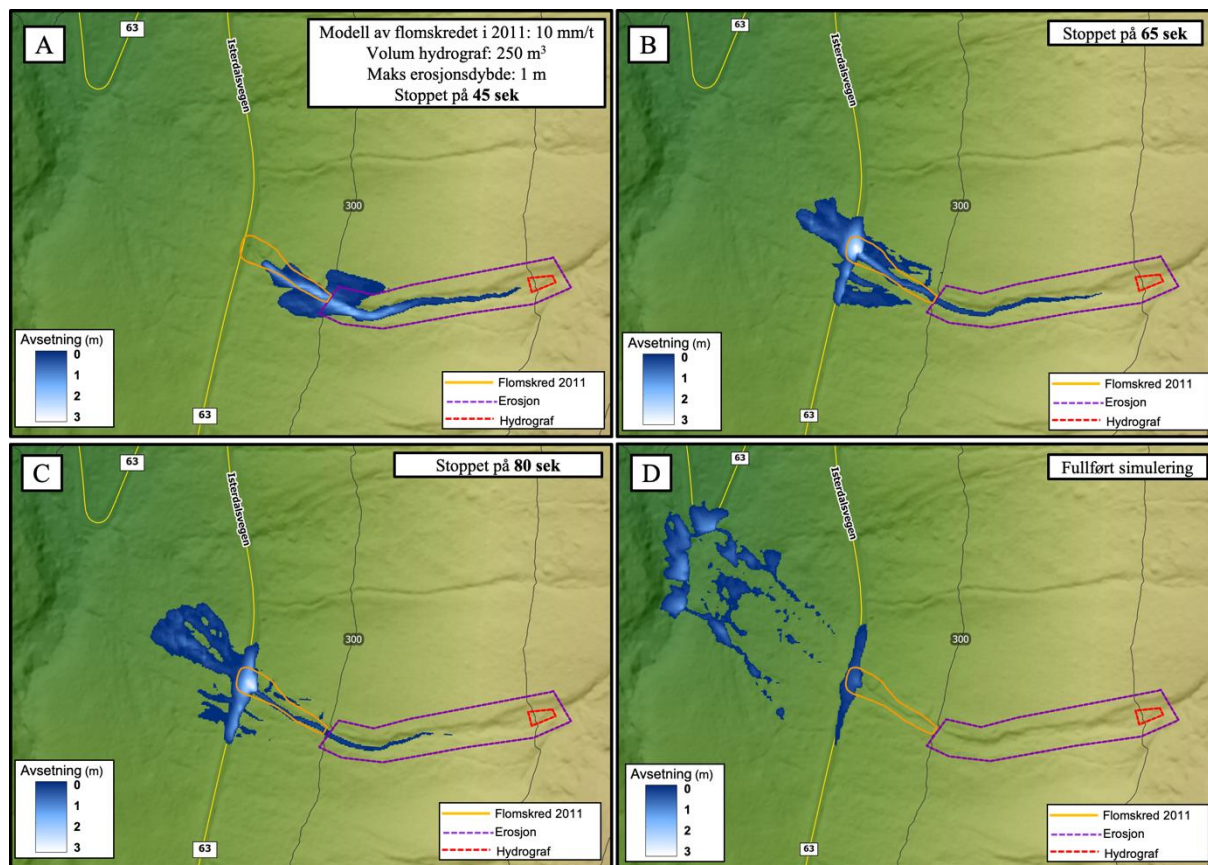
Oppløsning på terrengmodellen kan påvirke både flyte høyden og utbredelsen i skredmodellene. Bühler *et al.* (2011) har sett på innvirkning av forskjellig oppløsning på DTM (digital terrengmodell). Resultatene viser at en oppløsning lavere enn 2x2 m for snøskred potensielt kan føre til feil, siden terrengmodellen er laget om sommeren og flere detaljer i terrenget vil kunne påvirke skredmassene. NVE (2020) anbefaler derfor å bruke 5x5 m eller 10x10 m i snøskredmodellering, for å kunne danne effekten av et snølag eller flatere terreng. En oppløsning på 5x5 m ble forsøkt for begge snøskredlokalitetene (Byksefonna og Bispefonna), men modelleringsresultatene viste store avvik i utbredelse og maksimal utløpslengde sammenlignet med observasjonene. Det smale skredløpet rett før utløpsområdet på Byksefonna har ofte lite snødekke og det vil derfor være ujevnt terreng i deler av skredbanen som trolig ikke registreres ved en oppløsning på 5x5 m. Snødekket på Bispen er også veldig varierende og ofte er terrenget ujevnt i deler av utløpet når det går glideskred. På bakgrunn av ujevnt terreng i skredløpene, avviket i modellene med oppløsning på 5x5 m, studien av Bühler *et al.* (2011) og rådgivning fra Perry Bartelt, leder og forsker for RAMMS (digitalt møte, 17.02.2022) er det valgt å bruke en oppløsning på 2x2 m for snøskredmodelleringen i denne oppgaven.

En terrengoppløsning på 2x2 m vil allikevel kunne medføre flere feilkilder. Blant annet vises smeltevannskanalene og bekkeløpene på Byksefonna tydelig igjen på modelleringsresultatene (Figur 5.30) selv om de observerte skredene går på et snølag i utløpsområdet og ikke vil følge sedimentoverflaten. Modelleringsresultatene fra Bispefonna viser at de tykkeste avsetningene ligger på veien (Figur 5.34). Hvis glideskredene går tidligere om våren vil det kunne ligge et

eksisterende snødekke over veien og skredene vil renne over snølaget heller enn å falle ned i veiskjæringen og avsettes på veien. Disse skredene vil derimot ikke utgjøre noen stor risiko for mennesker da veien ikke brukes når den ikke er brøytet. Ut fra observasjoner og modelleringsresultater har en oppløsning på 2x2 m vært passende for mesteparten av snøskredmodellene ved Trollstigen.

6.2.3 Sammenligning av modellene og observasjonene av flomskred

Modelleringsresultatene av flomskred har gitt blandede resultater. Terrengoppløsningen i modelleringen på 1x1 m gjør at RAMMS oppfatter de fleste hoved- og sidekanalene på Langøyen og Svartøya, og skredene i modellene vil ikke flyte like lett over kanalsidene og dermed holde seg i skredløpet. Modelleringsresultatene viser derimot utløp på sidene som ikke kan knyttes til feltobservasjoner eller kartdata i oppgaven (Figur 6.2.A). Utløpet på sidene i Figur 6.2.A kan være vannet i flomskredet som strømmer over kanalsidene og finner nye veier utenfor skredbanen, uten at dette fører til observerbare avsetninger og skader på vegetasjonen. De tykkeste avsetningene og flytehöydene ligger i områdene hvor det er observert flomskredavsetninger i tidligere skredhendelser, og utbredelsen i Figur 6.2.B stemmer derfor godt overens med observasjoner av de tykkeste skredavsetningene på veien. Sammenlignet med tidligere skredhendelser kan det se ut til at skredmodelleringen stemmer godt overens med observasjoner fra kjente skredhendelser frem til avsetningene kommer over veibanen. Figur 6.2.C og D viser hvordan avsetningene fortsetter over veien og mot Istra. Nedenfor veien er det ikke sammenheng mellom modelleringsresultatene og observasjonene. Trolig er hovedgrunnen til dette at vannet i skredet vil fortsette nedover mot elven Istra, og at det vil dreneres ned i vegetasjonen og ikke etterlate synlige spor. De store blokkene som er observert i flomskredavsetningene vil sannsynligvis ikke kunne fraktes så langt som vist i Figur 6.2.D og modellen vil være veldig usannsynlig etter 65 sek for dette flomskredet på Langøyen. Figur 6.2 viser modelleringsresultat for Langøyen, men alle trender og potensielle feilkilder vil også gjelde for modellene av flomskred på Svartøya vist i Figur 5.28. Modellering i RAMMS vil derfor passe best for flomskredene på Langøyen og Svartøya frem til avsetningene treffer veien.



Figur 6.2: Sammenstilling av modelleringsresultater fra RAMMS::DEBRISFLOW på Langøyen. Skredet er modellert med verdier hentet fra flomskredet i august 2011: hydrograf 250 m³ og erosjonsdybde: 1 m. **A:** Simulering stoppet etter 45 sek. **B:** Simulering stoppet etter 65 sek. **C:** Simulering stoppet etter 80 sek. **D:** Fullført simulering. Nord er opp på modellene. Terrengmodell fra Kartverket (2021).

Terrengmodellen som er brukt i modelleringen er laget i 2017, og utgravingen av skredbanene etter flomskredene i 2011 vil derfor påvirke avsetningen i utløpsområdet. Modelleringsresultatet i Figur 6.2.B viser tydelig at avsetningene går over kanalsidene i området hvor utgravingen er utført og utløpet blir derfor bredere. Den nederste delen av skredløpet i modellene vil dermed ikke være helt lik som for flomskredene som gikk før 2011. Modellene kan derimot brukes for å se hvordan eventuelle fremtidige flomskred vil strømme og avsettes, gitt at de har samme egenskaper og verdier som brukt i modellene i denne oppgaven.

Modellering i RAMMS tar ikke høyde for stikkrenner og kulverter, som finnes på både Langøyen og Svartøya. Kulverter kan bremse sedimentene, og vannet kan renne under veien, som kan føre til at skred som viser utløp over vei i modellene, i virkeligheten kan ha maksimal utløpslengde før veien. Det kan også være nyttig å undersøke i hvor stor grad utgraving av skredsedimenter i nedre del av skredrennene kan påvirke utløpet på flomskredene. Nye små utstikkere kan formes og avsetningene kan fordeles ut over et større område som potensielt kan

føre til at en lengre veistrekning får økt risiko for skred over vei. Dahle & Humstad (2018) har anbefalt flere risikoreducerende tiltak langs veistrekningen, som kulverter og fangmagasin. Om dette skal bygges, burde det vurderes å lage kulverter også for de nye utstikkerne som potensielt blir dannet som følge av utgravingen. Modellering i RAMMS vil derfor være et godt hjelpemiddel for å se hvordan menneskelig påvirkning av skredløpet vil påvirke utløpet av flomskred over vei.

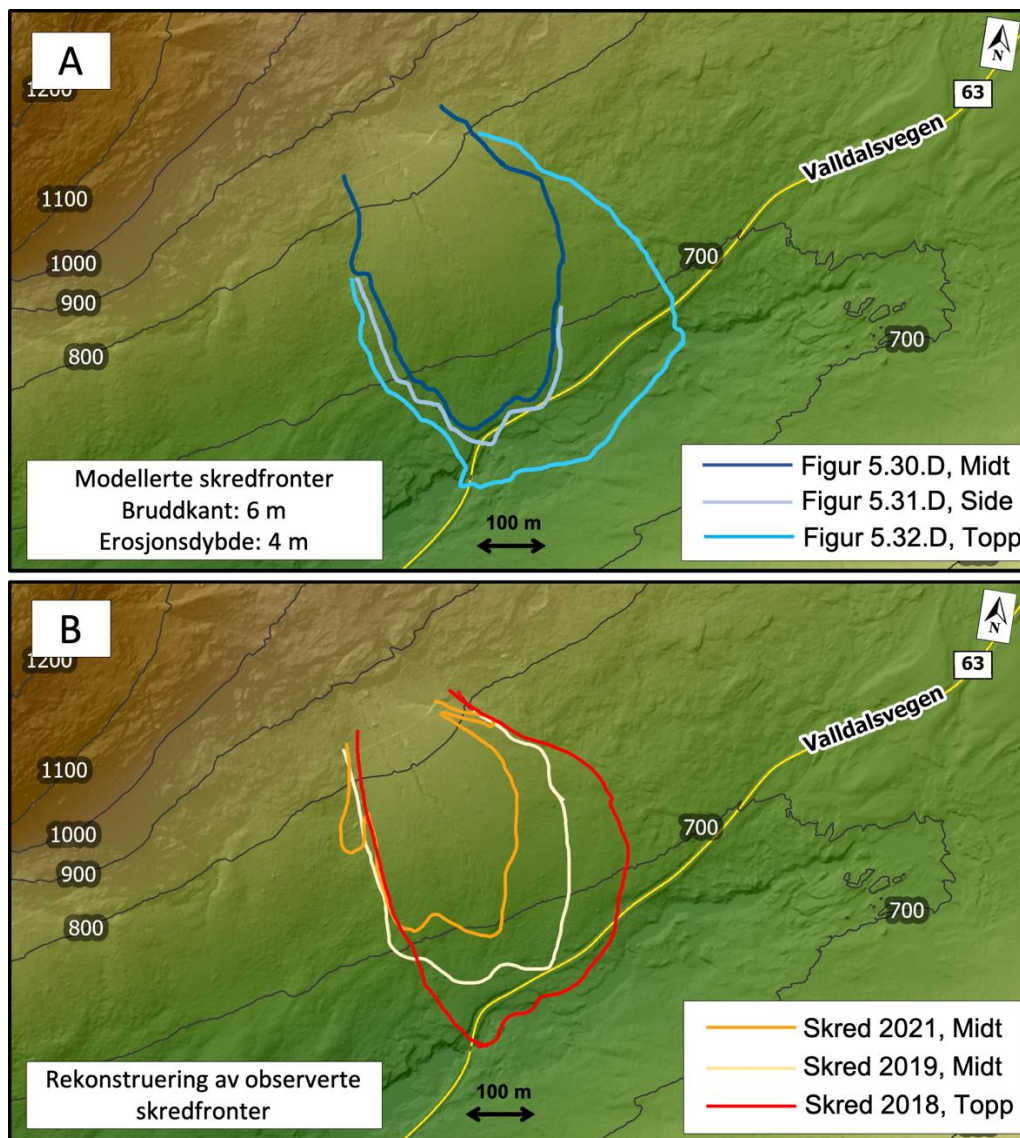
6.2.4 Sammenligning av modellene og observasjonene av snøskred

Snøskredmodellering i RAMMS::EXTENDED for glideskred på Bispen og Byksefonna viser gode resultater sammenlignet med observasjonene. De største feilkildene er knyttet til medrivning og egenskapene til snødekket, som videre påvirker skredvolumet. Ytterlige undersøkelser og observasjoner av snøforhold når skredet går, vil kunne hjelpe til å få en bedre modell. Denne studien har vist at utløpslengde og utbredelse av glideskred vil kunne rekonstrueres og brukes som representasjon for skredhendelser i området, med de observasjonene og dataen som er brukt i denne oppgaven.

Byksefonna

På Byksefonna gir modelleringsresultatene en god representasjon av utløpslengde og utbredelse av snøskredene. I alle skredsimuleringene følger avsetningen formen til den allerede eksisterende skredviften. Snøskredmassene følger samme avsetningsmønster i alle modellene, hvor snøen legger seg på sørsiden av skredviften og bygges på nordover. Den høyeste flytehyden ligger som en tunge nederst i sør-østlig retning på modellene (Figur 5.30), men mangel på observasjoner gjør at dette ikke kan sammenlignes med felldata. Modelleringsresultatene viser store skredvolum opp mot 300 000 m³ (Tabell 5.6). Det er ikke funnet informasjon om målinger eller volumberegninger på snømassene som avsettes ved skredene på Byksefonna, og det er derfor vanskelig å si noe om feilmarginen på resultatene. Et skred på over 100 000 m³ kategoriseres som «Skredstørrelse 5 - ekstremt store skred» (Varsom, 2022), og ut fra observasjoner vil skredene på Byksefonna kategoriseres lavere enn denne kategorien. Erosjon og medrivning i skredbanen er satt lik snødybden og vil trolig erodere for dypt ned i snømassene. For å få et mer realistisk volum i modellene ville det vært behov for å ha bedre målingene av erosjonsvolum på kjente snøskredavsetninger.

Figur 6.3 viser en sammenligning av utbredelsen og skredfrontene til kjente skredhendelser, og de største skredene fra hvert av de tre løsnemåtene i modelleringsresultatene. De observerte skredene har en mer ujevn form, hvor små skredtunger brer seg ut på sidene, men ellers er det veldig mange likhetstrekk mellom de observerte og de modellerte skredene. Den store graden av sammenfall mellom modeller og feltobservasjoner kan tyde på at det har vært samlet nok og riktig informasjon for å simulere snøskredene på Byksefonna.



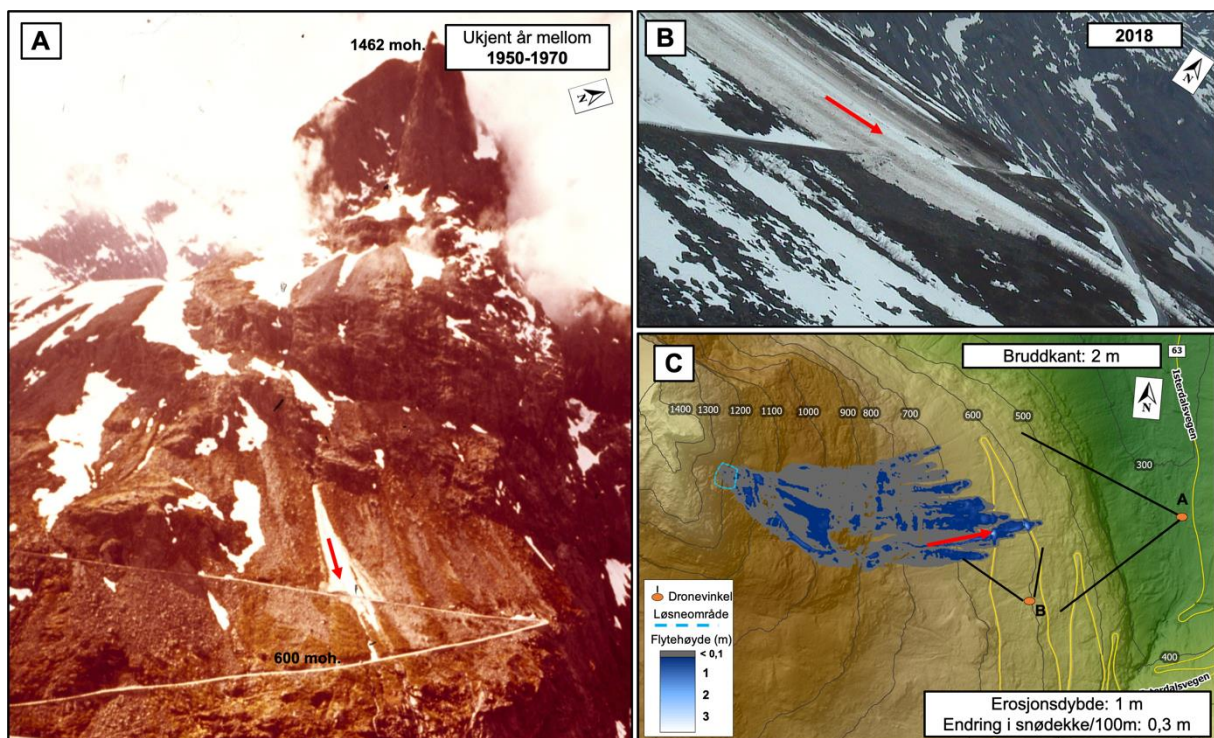
Figur 6.3: Sammenstilling av skredfronter fra modelleringsresultatene på Byksefonna (A) (bruddkant: 6 m og erosjonsdybde: 4 m), og kjente skredhendelser fra 2018, 2019 og 2021 (B). Skredfrontene følger samme utbredelsestrend, men kjente skredhendelser har flere ujevnheter og utstikkere i skredfronten. Terrengmodell fra Kartverket (2021).

Bispefonna

Ved Bispefonna er det vanskeligere å sammenligne maksimal utløpslengde for snøskredene i modellene og observasjonene fordi utløpet går over fritt fall, og snøen avsettes ned mot Istra-elven (Figur 5.24.C). Videre sammenligning i dette kapittelet vil derfor dekke utløpsområdet før det bratte hengt. Modelleringsresultatene viser at snøskredmassene avsettes på større deler

av veistrekingen i utløpsområdet. Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen (muntlig kommunikasjon, 06.05.2021), forteller at brøytemannskap har erfaring med at det er mindre risiko for at skredavsetningene treffer veien i den øverste svingen på Trollstigen enn resten av veistrekingen i utløpsområdet. Ifølge Dahle har dette bare har skjedd 1-2 ganger de siste 10 årene, til forskjell fra andre glideskred over vei som skjer opp mot hvert 2. år. Modelleringsresultatene stemmer godt overens med denne informasjonen og det er kun utbredelse i øverste sving ved stort skredvolum og dypt snødekke.

I alle skredmodellene fra Bispen legger mesteparten av snøskredavsetningene seg i en kanal som går i midten av utløpsområdet og videre over veien. Figur 6.4 viser snøskredavsetninger fra en gang mellom 1950-1970 (nøyaktig årstall for fotografiet er ukjent) og fra et skred i 2018. Sammenlignet med modelleringsresultatet i Figur 6.4.C stemmer modellen godt overens med observasjonene. Snøskredet følger den samme skredrennen og avsettes i omtrent samme utbredelse i alle de tre tilfellene (se røde piler på Figur 6.4).



Figur 6.4: Fotografi av Bispen fra en gang mellom 1950 og 1970 (A) og bilde av skred fra 2018 (B) viser at avsetningene på Bispefonna samler seg i det samme løpet (rød pil) på sørsiden av utløpsområdet. Skredmodellen (C) stemmer godt overens med denne observasjonen da det er i dette området mest snø legger seg. Bilder: (A) Nasjonalbiblioteket (2022), (B) Statens vegvesen (mottatt av Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen). Terrengmodell (C) fra Kartverket (2021).

Den store forskjellen i snødekke på Bispen fra år til år fører til at modellene kun viser realistisk flyteohøyde for noen få snøskredscenarier. Tykkelsen og endringen i snødekket (ΔD) i modelleringen er satt slik at det er et veldig tynt snødekke eller barmark i store deler av

utløpsområdet, og simuleringen vil dermed vise hvordan snøskredene avsettes på barmark. For å få bedre oversikt over flyte høyden, må det modelleres med flere verdier for snødekke og erosjonsdybde. Det totale kjernevolumet til skredmassene i skredmodellene er mer realistiske enn på Byksefonna. Dette skyldes at det finnes mer detaljert informasjon om løsnévolum på Bispefonna, og mindre snø i skredbanen vil føre til at volumet ikke øker like mye som på Byksefonna på grunn av erosjon. Ifølge Varsom (2022) vil de største skredene på Bispen (Tabell 5.7) kategoriseres som «Skredstørrelse 4 - store snøskred» (<100 000 m³). Uten data på målinger og beregninger av skredvolum er det vanskelig å si noe om nøyaktigheten til volumresultatene, men volumet på de minste skredene i modellen vil ut fra observasjoner trolig være realistiske.

6.3 Klimapåvirkning på flom- og snøskred frem mot år 2100

Modellering av skred med justerte parametere fra klimaprogner vil være nyttig for å kunne forutse endringer i skredaktiviteten i fremtiden. Klimaprogner vil derimot alltid komme med en viss usikkerhet, og resultatene i denne oppgaven vil bare være ett av mange mulige scenarioer. I denne oppgaven er det valgt å se på forskjellige scenarioer basert på klimaprogner for Møre og Romsdal (Norsk klimaservicesenter, 2021) med utslippsscenario RCP8.5. Modellene og diskusjonene rundt klimapåvirkning vil derfor være eksempler på hvordan skredaktiviteten vil bli i fremtiden med tanke på denne spesifikke klimaprogner.

6.3.1 Endring av flomskredfare

Utløsning av løsmasseskred styres av faktorer som nedbørmengde, vegetasjon og tilgang på sedimenter. Ved endringer i klima vil flere av disse faktorene kunne påvirkes i større og mindre grad. Klimaprofiler for Norge og Møre og Romsdal viser at det vil bli en økning i mengde, hyppighet og intensitet av nedbør frem mot år 2100 (Norsk klimaservicesenter, 2021). Hyppigheten av kraftig nedbør er forventet å øke med ca. 100 % i sommer- og høst-månedene, mens nedbørintensiteten har en forventet økning på rundt 20%. For dimensjonerende nedbør er det, som vist i Figur 2.8, lagt til et klimapåslag på 40% for regnskyll eller styrtnedbør under 3 timer.

Modelleringsresultatene for flomskred med klimapåslag på 40% viser samme strømningsmønster som skred ved mindre nedbørmengder (Figur 5.37 og Figur 5.38). Den største endringen er økt skredvolum og at en større andel av avsetningene flyter utenfor

hovedkanalen. Økning i intensitet og nedbør vil dermed trolig ha noe innvirkning på mengden skredavsetninger som avsettes på veien. Utgravingen i 2011 kan også ha ført til at skredet finner nye veier og dermed kan skredavsetningene strekke seg utover et større område av veien enn tidligere. Hyppigheten av flomskred over vei vil trolig øke i samsvar med hyppighet av styrtnedbør. Modelleringsresultatene sammen med klimadata kan derfor tyde på at hyppigheten av flomskred over vei øker, men at hvert enkelt skred vil utgjøre samme risiko som i dag, og vil kreve samme risikovurdering, opprydning og stenging av vei da de fleste flomskredene har utløp over veien.

Ortofoto av flomskredrennene på Langøyen og Svartøya (Figur 5.4 og Figur 5.12) viser at begge er nylig utviklet de siste 50 årene. Den korte utviklingen kan tyde på at det er muligheter for at det er flere eller andre flomskredrenner som blir aktive før år 2100. I samsvar med økt hyppighet for skred, vil økningen i nedbørintensitet kunne føre til dannelse av flere og større flomskredrenner, og dermed øke risikoen for skred over vei i store deler av Isterdalen. På bakgrunn av dette er det også mulig at den totale hyppigheten av alle flomskred over vei ved Trollstigen øker enda mer, siden det også kan gå flomskred i andre renner som ikke er undersøkt i denne oppgaven.

6.3.2 Endring i vegetasjon

Skogen langs østsiden av Isterdalen, der Langøyen og Svartøya ligger, er blandingsskog med ca. 50-90% løvtrær, 5-20% furu og 0-45% gran (NIBIO, 2022). Feltobservasjoner indikerer at det også gror mye gress, busker og andre vegetasjonstyper i området, og at vegetasjonsdekket på bakken derfor er godt utviklet (Figur 5.7, Figur 5.14). De utvaskede kanalsidene i flomskredrennene eksponerer lange røtter og tykt jordsmonn som binder sammen jordpartiklene der de ikke er erodert av skred. Ifølge NVEs rapport (Nordrum *et al.*, 2020) om skog som vern av naturfare, er røtter viktig for opptak av vann og stabilisering av løsmassedekket. Det kommer også frem at blandingsskog med bunnvegetasjon vil være det mest effektive mot erosjon og utløsning av flomskred. Det er derfor allerede gode forutsetninger for at skogen langs Isterdalen hjelper til med å stabilisere og drene vannmasser og redusere risikoen for flomskred. Ved økte temperaturer vil skogdekket forandre seg; tregrensen vil komme høyere og skogen blir tettere (Hanssen-Bauer *et al.*, 2015). Det som derimot ikke endrer seg er de bare fjellsidene, der nedbørsfeltet ligger og området hvor vannmassene som renner ned i løsneområdene, kommer fra. Disse fjelltoppene vil trolig ikke få vegetasjon frem mot år 2100, og dermed ikke ha noe bremsende eller drenerende effekt på vannmassene. Høyere

tregrense vil derfor ha liten innvirkning på mengde vann som strømmer ned i dalen, men høyere tetthet på blandingsskogen og flere dype røtter vil kunne øke stabiliteten i dalsiden og kanskje forhindre et flomskred fra å utløses, eller stoppe dannelsen av nye skredløp.

Skog virker også som naturlig sikring mot snøskred, men ifølge Nordrum *et al.* (2020) påvirker skog snøskredet i størst grad der løsnemrådet ligger i skogsterrenge, noe som ikke er tilfelle i studieområdet. Grunnet en kort returperiode, potensielt stor erosjon og stort skredvolum på snøskredene på Byksefonna og Bispefonna vil trolig skogsterrenget ikke kunne utvikles i de mest aktive utløpsområdene. Skogen vil derfor trolig kun redusere utløpslengden på de aller største skredene med lengst returperiode og utløp. Trolig vil også effekten her være liten grunnet stor hastighet og stort skredvolum på de største snøskredene. Endring av tregrense og tetthet i vegetasjon vil derfor sannsynligvis ikke ha noe påvirkning på utløpslengden til snøskredene på Byksefonna og Bispefonna.

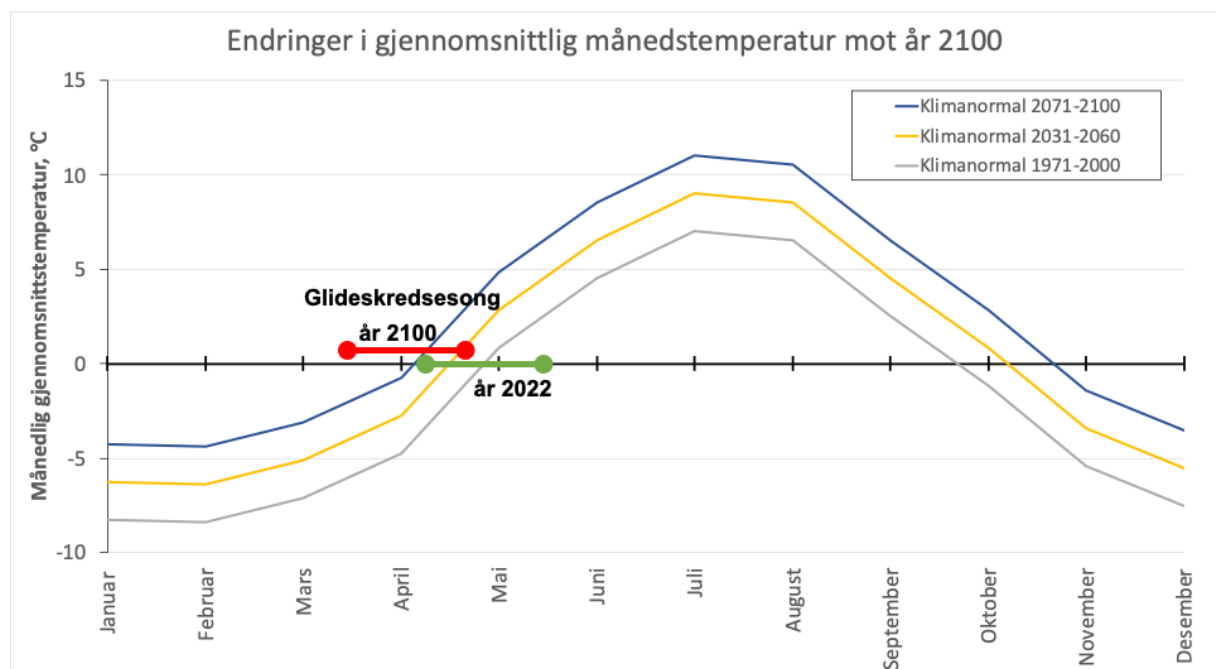
6.3.3 Endring i sedimenttilførsel

Sedimenttilførsel og erosjon i skredbanen har mye å si for aktivitet og størrelse på løsmasseskred. Hvis temperaturen øker frem mot år 2100 kan antall dager med fryse- og tineprosesser endres, og sedimenttilførselen vil trolig bli påvirket (Hirschberg *et al.*, 2021). Løsmassekart over Isterdalen (Figur 2.4) viser at kildematerialet til løsmassene i flomskredrennene er gamle skredavsetninger, men det er ikke funnet målinger og data på hvor hyppig det går steinsprang i området. Det er usikkert hvordan temperaturøkningen ved Trollstigen vil ha en innvirkning på fryse- og tineprosesser, da dette avhenger av antall dager med minus- og plussgrader uten snødekke. Det kan være nyttig å kartlegge hvor mye sedimenttilførsel det er i Isterdalen og hvordan det kan påvirkes av et klima i endring. Steinsprang er bedre kartlagt i Trollstigen-svingene (Dahle & Humstad, 2018), og her vil en endring i fryse- og tineprosesser trolig påvirke skredfaren i større grad. Økt nedbørsmengde og intensitet kan øke det hydrologiske potensialet til å transportere sedimenter og utløse løsmasseskred (Hirschberg *et al.*, 2021). Dette betyr at det i studieområdet kan forventes økende omfang av flomskred og flere flomskredrenner med dypere erosjonspotensiale og større skredvolum.

6.3.4 Endring av snøskredfare

Ifølge klimaprofilen for Møre og Romsdal (Norsk klimaservicesenter, 2021) er det forventet at et våtere og varmere klima vil redusere faren for tørrsnøskred og øke faren for våte snøskred. Det er forventet en generell økning av snøskred de neste 50 årene, mens temperaturen fortsatt er lav. Mot siste del av århundre vil nedbøren oftere komme som regn, temperaturene vil øke og snøskredfaren vil mulig bli kraftig redusert i flere områder. Det aktuelle området vil være påvirket av den spesifikke høyden over havet. Steder nær kysten, som i dag har en vintertemperatur på rundt 0°C, vil få kraftig redusert snømengde om vinteren (Hanssen-Bauer *et al.*, 2015), mens høytliggende områder vil først ha en økende snømengde frem mot midten av århundre, før det minker når temperaturen også her blir høy nok til at nedbøren oftere kommer som regn.

Som vist i Kapittel 2.4.3 vil vårsesongen være preget av mye nedbør i form av regn. Glideskred over vei i studieområdet utløses som regel fra slutten av april til begynnelsen av juni (Figur 6.5). Figur 6.5 viser de tre forskjellige klimanormalene og hvordan temperaturforholdene og glideskredsesongen endres. Glideskredsesongen som nå er mellom april og mai vil frem mot år 2100 flyttes en måned bakover, det vil si mot mars og april. Dette betyr at skredforholdene som i dag er i slutten av april, i år 2100 kan forekomme i slutten av mars, og skredsesongen vil trolig forskyves mot vintermånedene.



Figur 6.5: Klimaprofil for Møre og Romsdal med utslippsscenario RCP8.5 viser en gjennomsnittlig temperaturøkning på 2°C frem mot år 2060 og 4°C mot år 2100. Endringen vil kunne føre til at glideskredsesongen flytter på seg. I dagens normal er glidesesongen fra april til mai, mens frem mot år 2100 flyttes denne til begynnelsen av mars og april. Det er nesten en måned forskyving av temperaturer om våren. Klimadata hentet fra klimaprofil for Møre og Romsdal (Norsk klimaservicesenter, 2021).

Det er også gjort undersøkelser av klimapåvirkning på snøskred andre steder i verden. Martin *et al.* (2001) har sett på påvirkningen av klima på snøskredfare i Frankrike ved enkle modeller, og Castebrunet *et al.* (2014) har sett mer detaljert på hvordan klima endrer snødekket og skredaktiviteten i de franske alpene. Fjellene i alpene strekker seg over 3000 moh. og vil dermed ha et annet klima og snødekke enn fjellene rundt Trollstigen, men det kan allikevel trekkes paralleller mellom områdene. Studiet til Castebrunet *et al.* (2014) viser de samme trendene som klimaprognosene for Møre og Romsdal (Norsk klimaservicesenter, 2021; Hanssen-Bauer *et al.*, 2015). Det er den økende temperaturen og den kraftig reduksjon i tykkelsen på snødekket frem mot midten av århundre som gjør at snøskredaktiviteten på våren vil reduseres. Frem mot år 2100 er det forventet mindre års-variasjoner i vårsesongen, mens vintersesongen er forventet å ha stor variasjon i snømengde og værforhold fra år til år. Dette kan gi tykkere snødekke og økt snøskredfare om vinteren i de årene forholdene tilsier det. Martin *et al.* (2001) fant trender for at en nedgang i snøskredaktivitet vil forekomme hovedsakelig mai/juni og februar. For de høye fjelltoppene i alpene vil endringen i snødekke om våren skje mer gradvis mot år 2100, mens i lavere områder, som Trollstigen, vil det bli mindre snø og potensielt snøfritt mye raskere ved de økende temperaturene. Oppsummert viser både studier fra alpene (Castebrunet *et al.*, 2014) og fra Norge (Hanssen-Bauer *et al.*, 2015) at mot midten av århundre vil det bli mindre snø om våren, våtere snø om vinteren og vintervedbøren kan ha store variasjoner fra år til år. Skredaktiviteten vil da minke om våren og øke om vinteren. Mot klimanormalen 2071-2100 vil derimot også vintersesongen være preget av lite snø, og dette kan føre til en generell nedgang i snøskredfare i studieområdet ved Trollstigen.

Påvirkning av solinnstråling

Solinnstråling påvirker snøsmelting, snøegenskapene og skredutløsning. En stor andel av snøskredene i Norge forbindes med oppvarming av snødekket på dagen i vår-månedene, hvor de sørvendte løsneområdene blir sterkt påvirket av vårsolen. Hvis skredaktiviteten og skredfare flyttes mot vinteren, og snøen omtrent forsvinner om våren, vil solinnstråling kunne ha mindre å si for utløsning av skred i Trollstigen-området i fremtiden. For å forstå hvordan snøskredaktiviteten endrer seg frem mot år 2100, vil det være nyttig å videre studere påvirkningen av blant annet solinnstråling. Dette vil også kunne gi en bedre prognose for endringen av snøskredaktiviteten i Norge generelt.

6.3.5 Meteorologisk påvirkning på glidebevegelse og glideskred

For å forstå hvordan klimaendringer vil påvirke glideskred er det viktig å vite hvordan og i hvilken grad meteorologiske faktorer påvirker glidebevegelsen. Grunnleggende teori om glideskred er presentert i Kapittel 3.4.2. Clarke & McClung (1999) har studert glideskred i Canada og hva som setter i gang glidebevegelsen og deretter utløser skredet. Studien viser at den største delen av glideskredene utløses ved regn på snø og ved økende lufttemperaturer (når dag- og natt-temperaturen øker til over 0°C), og har en responstid på 12-24 timer før glidebevegelsen akselererer.

Det er også gjort et studie av glideskred i Norge på Stavbrekka (Humstad *et al.*, 2018), lokalisert ved FV63 mellom Geiranger og Breiddalen (fylkesgrensen mellom Innlandet og Møre og Romsdal). På Stavbrekka er det store glidesprekker der det blir tatt i bruk bakkebasert radar (InSAR) for å måle glidebevegelsen og «Snowsense SM 4» sensor som bruker termistorer til å lage et temperaturprofil gjennom snødekket (Skrede *et al.*, 2016; Humstad *et al.*, 2018; Grimsdottir *et al.*, 2016). I målingene til Humstad *et al.* (2018) kommer det frem at hele snøpakken har en temperatur på 0°C, isothermal, før et glideskred løsner. I studiene til Humstad *et al.* (2018) og Clarke & McClung (1999) kommer det klart frem at glideskred utløses ved endring i nedbør og temperatur. Mot midten av århundre vil økende temperaturer derfor kunne danne grunnlag for flere glideskred også tidligere i sesongen. Økt hyppighet av styrtnedbør kan enten føre til mer snø i løsnemrådet eller mer regn på snø. Modelleringsresultatene av glideskredene med klimapåslag (Figur 5.39 og Figur 5.40) viser en kraftig reduksjon i utbredelse og utløpslengde hvis den årlige gjennomsnittstemperaturen øker med 4°C frem mot år 2100, og snøskredfaren over vei om våren ved Trollstigen vil trolig bli kraftig redusert.

6.4 Varslingssystemer og risikovurdering for skred ved Trollstigen

Trollstigen er utsatt for flere typer skred, noe som gjør skredkartleggingen i området mer omfattende. Resultatene og omfanget av skredaktiviteten i oppgaven viser at det hele tiden er fare for at stein, løsmasser og snø kan komme ned på veien ved Trollstigen. For å senke risikoen for ulykker i forbindelse med skred over vei kan varslingsystemer være nyttig. I dette kapittelet vil mulige varslingsystemer for flom- og glideskred gjennomgå på bakgrunn av resultatene i denne oppgaven. Det blir også sett på hvordan et klima i endring og varslingsystemer kan påvirke samfunnet og risikovurderingene ved Trollstigen.

6.4.1 Varslingssystem for flomskred

Flomskredene som er studert i denne oppgaven kan potensielt utgjøre stor fare for menneskeliv og infrastruktur. Resultatene fra modelleringen og kartleggingen viser store skredvolum på flomskredene og flere potensielle flomskredrenner langs Isterdalen. «Klima 2050» sitt pilotprosjekt «Trollstigen: Early warning» ser på muligheten for å lage et varslingssystem for å stenge veien ved store nedbørmengder. Kartleggingsresultatene i denne oppgaven har gitt en generell oversikt over flomskredaktiviteten på Trollstigen, men videre undersøkelser er nødvendig for å få bedre oversikt over hvordan flomskredene utløses og utvikles i området.

Kartlegging av grenseverdier for nedbørmengde vil kunne gi data som kan brukes direkte i utviklingen av et varslingssystem. Sanders *et al.* (1996) har sett på utløsningen av flomskred ved kraftig nedbør og snøsmelting i Norge. Studien viser at den kraftige nedbøren som utløser flomskredene kan komme i løpet av alt fra 1 til 12 timer. Dette betyr at målestasjonene ved Trollstigen må måle nedbørmengden oftere enn i et intervall på 6 til 12 timer, gjerne hver time, over en lengre periode for å få gode nok data til å sette grenseverdier. Nedbørsdataen kan så sammenlignes med værvarsel for området for å kunne sette grenseverdier for hvor mye nedbør det kan være meldt før veien stenges. Er det for eksempel meldt 60 mm nedbør i løpet av 6 timer, og det er kjent med at dette kan utløse flomskred, vil varslingssystemet kunne stenge veien. I Skottland har Winter *et al.* (2010) også undersøkt muligheten for å sette grenseverdier på nedbør og konkluderer med at verdiene burde testes i mange år for å blant annet kunne sammenlignes med skredhendelser over en lengre periode. Winter *et al.* (2010) poengterer at det er gjort mange studier der reversanalyser er brukt for å finne grenseverdier på utløste skred, men at det er funnet få studier hvor dette er brukt til å lage aktive varslingssystemer. Dette kan trolig bety at det er utfordrende å sette grenseverdier som direkte kan brukes i et aktivt varslingssystem.

Data fra den meteorologiske målestasjonen som ble satt opp på Trollstigen i 2020 (Figur 2.1) vil kunne gi en bedre oversikt over det lokale nedbørmønsteret, samt gi muligheten til å kunne sammenligne værdata med mulige flomskredhendelser i fremtiden. Ved bedre data om nedbørmengder i området kan flomskredmodellering i RAMMS være et godt verktøy for å se på utbredelsen av flomskredavsetningene ved en gitt grenseverdi. Den økte hyppigheten av flomskred og muligheten for flere flomskredrenner langs Isterdalen gjør at varslingssystemet burde dekke en lengre veistrekning enn bare rundt dagens flomskredrenner. «Klima 2050» vurderer også å bruke varslingssystemet i andre områder med samme forhold. Da vil det være

enda viktigere å forstå hvilke prosesser, grenseverdier og utløsningsfaktorer som påvirker flomskredene i studieområdet, for å kunne ta hensyn til de samme faktorene andre steder.

6.4.2 Måling og varsling av glideskred på Bispen

Estimater for returperiode for skred på Bispefonna viser at det går større glideskred over vei omtrent hvert 2. år (Tabell 6.1). Tidspunktet for når veien åpner etter vinteren varierer fra år til år basert på om snøskredet på Bispefonna er utløst. Det gjøres også ofte en risikovurdering av om skredet vil utløses eller ikke. På nåværende tidspunkt (2022) er det ingen måte å forutse når, eller om, glideskredet vil utløses. Kapittel 6.3.4 viser at glideskredsesongen kan flyttes mot vinteren og dermed redusere skredaktiviteten på våren frem mot år 2100. Modelleringsresultatene med redusert snødekke viser allikevel at det ikke skal mer til enn 2 meter snø i løsnedområdet før snøskredet kan treffe veien (Figur 5.40) og det kan derfor være aktuelt å gjøre målinger og eventuelt utvikle et varslingssystem som gjør at veien kan åpnes tidligere. Resultatene fra snøskredmodelleringen i RAMMS viser klare endringer i utløpslengde ved varierende snøforhold og modellene samsvarer godt med observerte skredmønstre. RAMMS vil derfor være et godt verktøy for å finne ut hvilke forhold som skal til for at snøskredene vil ha utløp over vei.

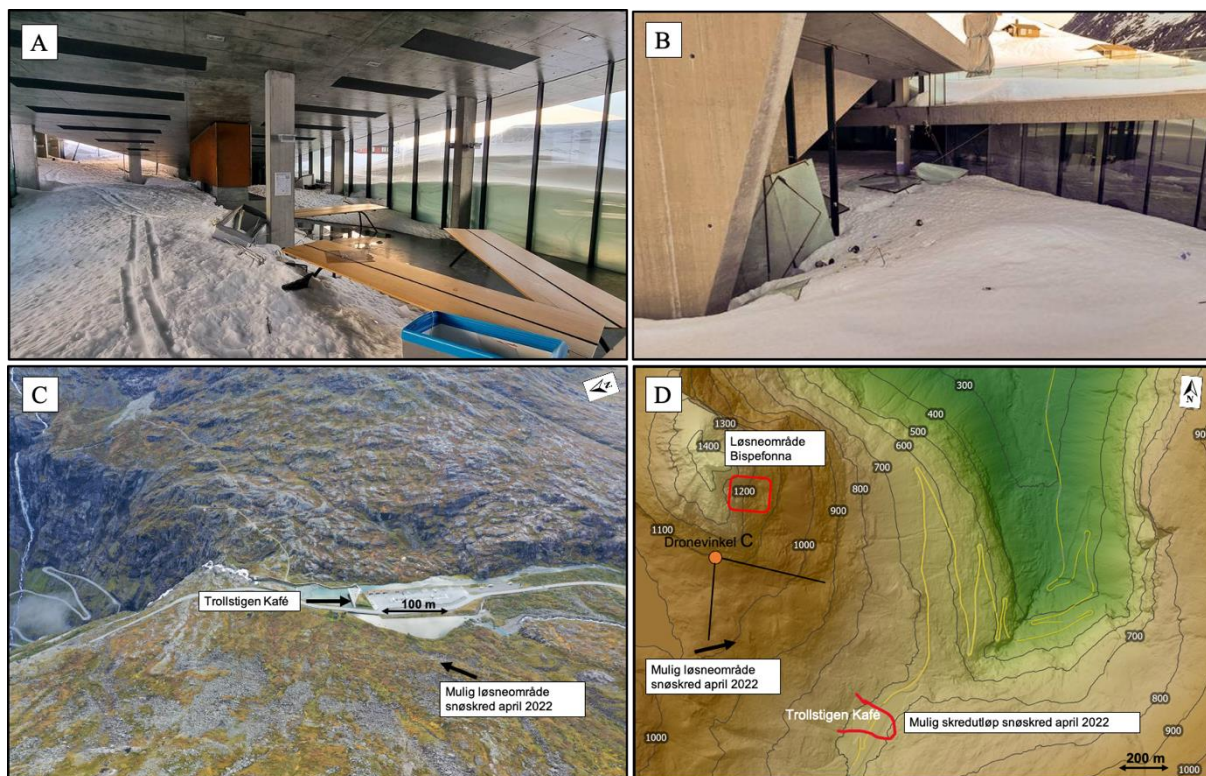
Humstad *et al.* (2018) har ut fra målinger av glidehastighet på Stavbrekka laget terskelverdier for sammenhengen mellom glidebevegelse og skredfare (Figur 6.6), for å bruke disse i et potensielt varslingssystem for skred over vei ved Stavbrekka. Verdiene i Figur 6.6 vil ikke direkte kunne overføres til Trollstigen på grunn av stor forskjell i volum, løsnedområde, helning og terreng, men tabellen gir en god indikasjon på hvordan glidebevegelsen oppstår og utvikler seg før et skred. En slik tabell vil også være nyttig for varsling av glideskred fra Bispen. Det kan derimot være vanskeligere å plassere måleinstrumenter på Trollstigen på grunn av bratte fjellsider og et høytliggende løsnedområde. Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen (digitalt møte, 27.04.2022), forteller om utfordringer ved å bruke radar ved Bispen da det ikke finnes en naturlig plassering hvor hele løsnedområdet kan måles, men at drone kan være et alternativ. Dronen kan ha en fast base og fly over Bispen, ta bilder av glidesprekkene med et gitt intervall, og samle data som videre kan gi økt kunnskap om glidebevegelsen på Bispen. I Norge brukes det mange forskjellige typer måleinstrument for varsling av snøskred, som geofoner (Håland, 2013), infralyd (Humstad *et al.*, 2021) og bildegjenkjenning (Smørgrav & Susort, 2020). Måleinstrumentene kan potensielt brukes til å kartlegge aktiviteten og videre utvikle et best mulig varslingssystem.

Varsel nivå	Sannsynlig tidspunkt for skred	Glidebevegelse (cm/t)	Andre indikatorer
-	Stabil	0	Ingen synlig indikator
0	Uker	> 0	Glidesprekker oppstår, og snø blir isothermal
1	Dager	> 0.5	Isotermalt snødekke. Lufttemperatur overskrider 0°C både dag og natt.
2	Timer	> 5	
3	Hvert øyeblikk	> 15	

Figur 6.6: Sannsynlig tidspunkt for utløsning av skred ved forskjellig hastighet på glidebevegelse. Basert på målinger av glidebevegelse på Stabrekka. Modifisert fra Humstad et al. (2018).

Annen skredaktivitet ved Bispen

En annen utfordring med varslingsystem for snøskred på Bispen er at det ikke bare er glideskred som skaper utfordringer i forbindelse med åpning av veien om våren. Is-nedfall fra fossene og mindre snøskred fra andre deler av dalsiden forekommer ofte samtidig som glideskred på Bispen, og gjerne også senere i sesongen. Senest i april 2022 kom det flere snøskred fra sørsiden av Bispen som ødela deler av Trollstigen Kafé på toppen av Trollstigen, samt skadet veien (Figur 6.7). Ifølge Halgeir Dahle, geolog i Statens vegvesen (digitalt møte, 27.04.2022), og David Grøvdal, pensjonert maskinfører (telefonsamtale, 25.04.2022), har det i deres tid ikke gått skred her, noe som betyr at det trolig er over 80 år siden det eventuelt gikk skred her sist. Denne hendelsen er et godt eksempel på at skredaktiviteten varierer ut fra snømengde, snøforhold og vindretning. Potensielle løsneområder og endring i hvor snøen legger seg vil også kunne endres av klima, og dette kan være de mest uforutsigbare faktorene i endringen av snøskredfaren. Selv om klimaendringer tilsier at det vil bli mindre skred frem mot år 2100, vil derfor variasjonene i snømengde og snøforhold fra år til år fortsette å kunne legge til rette for større snøskred over vei og ødeleggelser på Trollstigen.



Figur 6.7: A og B: Snøskred i april 2022 gjorde store skader på Trollstigen Kafé. Snømassene knuste vinduene og raste inn i restauranten. C: Oversiktsbilde over plassering av mulig løснеområde og skredløp ned mot Trollstigen kafé. D: Kart over Bispen. Kaféen ligger på toppen av Trollstigen svingene. Løsnakeområdet for årlige snøskred som er undersøkt i denne oppgaven er tegnet inn sammen med en mulig rekonstruering av løsnakeområde og skredfront på skredet i april 2022. Foto (A og B): Dag Christian Ugseth (Bjerknes & Sørensen, 2022). Dronefoto (C): Wouter Bell Gravendeel. Terrenngmodell fra Kartverket (2021).

6.4.3 Samfunnspåvirkning

Økte temperaturer, mindre snø og gode varslingsystemer for skred kan potensielt føre til at Trollstigen kan holdes åpen i en mye lengre tidsperiode i fremtiden. Forlenget sommersesong kan ha stor betydning for turistnæringen i området og antallet mennesker som bruker veien vil trolig øke. Ved økt bruk av veien øker også risikoen for skredrelaterte ulykker. Statens vegvesen har generelle akseptkriterier for skredfare på trafikkert vei (Statens vegvesen, 2014a). Dahle & Humstad (2018) har satt kriteriene opp mot trafikkmengde og skredfare på Trollstigen, og resultatene viser uakseptabel strekningsrisiko i månedene mai-juli, og innenfor verdiene for tolererbar- eller uakseptabel strekningsrisiko i månedene august-oktober. Ved økt skredfare og lengre åpen sesong som følge av klimaendringer, vil trolig strekningsrisikoen bli enda høyere i alle månedene. Skredhendelsen i april 2022 gjorde stor skade på veien og åpningen ble utsatt grunn av opprydding og reparasjon (Rasmussen & Espeland, 2022). Historisk sett har veien ofte hatt forsinket åpning, eller blitt stengt i kortere eller lengre perioder, på grunn av skredmasser som gjør skade på veien. Det er gjennomført noen sikringstiltak for steinsprang og flomskred (Dahle & Humstad, 2018) langs Trollstigen, men ytterligere sikringstiltak bør

vrderes. Utfordringen med skredsikring er at det ofte gjør store inngrep i naturen, og at det estetiske ved turistattraksjonen Trollstigen dermed kan bli redusert. Det er derfor flere faktorer som spiller inn i sikringsvurderinger langs veien. Resultater i denne oppgaven viser viktigheten av skredregistrering og grundig kartlegging for å forstå skredaktiviteten. Videre kartlegging av skredfaren samt vurderinger av varslingsystem og sikring vil kunne gi en stor reduksjon i skredrelaterte ulykker på Trollstigen.

7 Konklusjon

Kartlegging og feltobservasjoner av skredavsetninger og skredløp på Trollstigen viser at det er stor skredaktivitet, hvor både snøskred, flomskred og steinsprang er aktive skredprosesser. Det er registrert over 70 skredhendelser de siste 30 årene, hvor de fleste har utløp på vei. Basert på blant annet feltobservasjoner, intervjuer, dronefoto og rapporter er returperioden for flomskred over vei estimert til 10 år, og returperioden for større glideskred er estimert til 1-5 år.

Resultatene fra snøskredmodelleringen i RAMMS stemmer godt overens med observasjonene av utbredelse og maksimal utløpslengde for kjente skred. Flyte høyde og skredvolum i modelleringen avviker i varierende grad fra observasjonene, og ser ut til å bli påvirket av feilkilder som oppløsningen på terrengmodellen, egenskaper og erosjon av snødekket samt mangelfull data fra området. Når det gjelder modelleringen av flomskred stemmer resultatene godt overens med observasjonene av strømningsmønster og utbredelse av kjente skred frem til avsetningene renner over veien. En-fase modell i RAMMS, som ikke skiller mellom vann og sedimenter, gir store avvik i maksimal utløpslengde. Resultatene fra skredmodelleringen tyder på at det er innhentet nok observasjoner i denne oppgaven for å lage gode rekonstrueringer av kjente skredhendelser.

Klimaprofilen for Møre og Romsdal viser høyere temperaturer frem mot år 2100, noe som vil gi våtere snø om vinteren og kunne føre til flere glideskred gjennom vintersesongen. Snøskredmodellene med klimapåslag viser kortere utløpslengder, og det vil trolig være lengre returperioder for snøskred over vei. Hyppigere og kraftigere nedbør vil potensielt kunne føre til en kortere returperiode for flomskred i Isterdalen, samt danne flere skredrenner. Utløpslengden på flomskred kan bli lengre ved økt skredvolum, men vil trolig ha samme risikonivå som i dag fordi de fleste flomskredene har utløp over veien.

RAMMS-modeller kan være et godt verktøy for å teste grenseverdier for nedbør, og modellere flere potensielle flomskredrenner med utløp over vei i Isterdalen. Dette kan brukes i forbindelse med prosjektet «Trollstigen: Early warning» og utviklingen av et varslingsystem for flomskred. I tillegg kan modellering av snøskred brukes til å finne ut hvilke forhold som skal til for at snøskredene vil ha utløp over vei.

Forslag til videre arbeid

En mer detaljert skredfarekartlegging ved Trollstigen vil gi et bedre grunnlag for å redusere risikoen for ødeleggelser ved skred over vei. Dahle & Humstad (2018) har gjort en naturfarevurdering av området, men det kan være nyttig å se nærmere på hvilke prosesser som påvirker skredaktiviteten i de største skredrennene. Flere hydrologiske- og geotekniske undersøkelser i flomskredrennene over tid vil kunne gi et mer nøyaktig datagrunnlag til utviklingen av et varslingsystem. Det kan være nyttig å vite hvor nøyaktige data det er nødvendig å innhente for å få en enda bedre skredmodell av kjente skredhendelser i RAMMS. Med grundigere målinger av blant annet snøegenskaper, snøskredvolum og snødekke vil det kunne lages skredmodeller som kan sammenlignes med modelleringsresultater fra denne oppgaven. Det kan da være mulig å si noe om hovedforskjellene på skredmodellene ut fra varierende nøyaktighet på parameterverdiene i RAMMS. I oppgaven er det kun brukt klimaprognoser med utslippsscenario RCP8.5, men ved videre skredfarevurderinger med tanke på et klima i endring vil det være viktig å se på flere av utslippsscenarioene og dermed kunne lage en mer generell prognose for skredaktiviteten i området frem mot år 2100.

8 Referanser

- Abraham, M. T., Satyam, N., Reddy, S. K. P. & Pradhan, B. (2021) 'Runout modeling and calibration of friction parameters of Kurichermala debris flow, India', *Landslides*, 18(2), s. 737-754.
- Avdeling for spesialsamlinger (2021) *Bispen og Kongen, Trollstigen*: Universitetet i Bergen. Tilgjengelig fra: <https://marcus.uib.no/instance/photograph/ubb-bs-ok-16627.html> (Hentet: 06.10.2021).
- 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: Published for the Quaternary Research Association*, 20(2), s. 179-198.
- Bartelt, P., Bieler, C., Buehler, Y., Christen, M., Deubelbeiss, Y., Graf, C., McArdell, B., Salz, M. & Schneider, M. (2017a) *RAMMS::DEBRISFLOW User Manual*: WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF.
- Bartelt, P., Buehler, Y., Christen, M., Deubelbeiss, Y., Salz, M., Schneider, M. & Schumacher, L. (2017b) *RAMMS::AVALANCHE User Manual*: WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF.
- Bartelt, P., Feistl, T., Bühler, Y. & Buser, O. (2012a) 'Overcoming the stauchwall: Viscoelastic stress redistribution and the start of full-depth gliding snow avalanches', *Geophysical Research Letters*, 39(16).
- Bartelt, P., Pielmeier, C., Margreth, S., Harvey, S. & Stucki, T. (2012b) 'The underestimated role of the stauchwall in full-depth avalanche release'. *International Snow Science Workshop ISSW*, s. 127-133.
- Bartelt, P., Valero, C. V., Feistl, T., Christen, M., Bühler, Y. & Buser, O. (2015) 'Modelling cohesion in snow avalanche flow', *Journal of Glaciology*, 61(229), s. 837-850.
- Bezák, N., Sodnik, J. & Mikoš, M. (2019) 'Impact of a random sequence of debris flows on torrential fan formation', *Geosciences*, 9(2).
- Bickerton, R. W. & Matthews, J. A. (1992) 'On the accuracy of lichenometric dates: an assessment based on the 'Little Ice Age' moraine sequence of Nigardsbreen, southern Norway', *The Holocene*, 2(3), s. 227-237.
- Bjerknes, S. S. & Sørensen, A. K. (2022) 'Snøras har fylt kafebygget på Trollstigen', *NRK*, 22.04.2022. Tilgjengelig fra: <https://www.nrk.no/mr/trollstigen-kafe-treft-av-snoras--har-fort-til-store-skader-pa-bygget-og-pa-fylkesvegen-1.15940467> (Hentet: 04.05.2022).
- 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), s. 177-189.

- Blikra, L. H., Hole, P. A. & Rye, N. (1989) 'Rapid mass movements and related deposits in alpine areas, Indre Nordfjord, Western Norway', *Norges Geologiske Institutt*, 92, s. 1-17.
- Blikra, L. H. & Nemec, W. (1998) 'Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record', *Sedimentology*, 45, s. 909-959.
- Blikra, L. H. & Selvik, S. F. (1998) 'Climatic signals recorded in snow avalanche-dominated colluvium in western Norway: depositional facies successions and pollen records', *The Holocene*, 8(6), s. 631-658.
- Bratteng, P. (2019) 'Ny rekord på Trollstigen', *Åndalsnes Avis*, 26.11.2019.
- Bühler, Y., Christen, M., Kowalski, J. & Bartelt, P. (2011) 'Sensitivity of snow avalanche simulations to digital elevation model quality and resolution', *Annals of Glaciology*, 52(58), s. 72-80.
- Castebrunet, H., Eckert, N. & Giraud, G. (2012) 'Snow and weather climatic control on snow avalanche occurrence fluctuations over 50 yr in the French Alps', *Climate of the Past*, 8(2), s. 855-875.
- Castebrunet, H., Eckert, N., Giraud, G., Durand, Y. & Morin, S. (2014) 'Projected changes of snow conditions and avalanche activity in a warming climate: the French Alps over the 2020–2050 and 2070–2100 periods', *The Cryosphere*, 8(5), s. 1673-1697.
- Clarke, J. & McClung, D. (1999) 'Full-depth avalanche occurrences caused by snow gliding, Coquihalla, British Columbia, Canada', *Journal of Glaciology*, 45(151), s. 539-546.
- Dahl, S. O., Nesje, A., Lie, Ø., Fjordheim, K. & Matthews, J. A. (2002) 'Timing, equilibrium-line altitudes and climatic implications of two early-Holocene glacier readvances during the Erdalen Event at Jostedalbreen, western Norway', *The Holocene*, 12(1), s. 17-25.
- Dahle, H. & Humstad, T. (2018) *Skred: Naturfarevurdering av Trollstigen*, 40143-GEOL-R1. Molde: Ressursavdelingen, Region midt, Statens vegvesen.
- De Blasio, F. V. (2011) 'Friction, Cohesion, and Slope Stability', I: *Introduction to the Physics of Landslides : Lecture notes on the dynamics of mass wasting*: Springer Science+Business Media B.V, s. 23-52.
- Fischer, L., Purves, R. S., Huggel, C., Noetzli, J. & Haeberli, W. (2012) 'On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas', *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(1), s. 241-254.
- Follestad, B. A. (1995) *Møre og Romsdal fylke - Kvartærgeologisk kart M 1: 250 000*:. Norges geologiske undersøkelse.
- Fossen, H., Pedersen, R.-B., Bergh, S. & Andresen, A. (2013) 'En fjellkjede blir til', I: Ramberg, I., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. (red.) *Landet blir til, Norges geologi. 2 utg.* Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Furseth, A. (2006) *Skredulykker i Norge*. Oslo: Tun.

- Gardner, J. S. (1983) 'Observations on erosion by wet snow avalanches, Mount Rae area, Alberta, Canada', *Artic and Alpine Research* 15(2), s. 271-274.
- Grimsdottir, H., Ingolfsson, O., Jonsson, M. H., Arnarson, V., Ingolfsson, H., Brynjolfsson, S. & Hansson, G. (2016) 'Utilisation of the SM4 automatic snowpack sensor in avalanche forecasting'. *International Snow Science Workshop*, Breckenridge, Colorado.
- Hanssen-Bauer, I., Frøland, E. J., Haddeland, H., Hisdal, H., Mayer, S., Nesje, A., Nilsen, J. E. Ø., Sandven, S., Sandø, A. B., Sortberg, A. & Åndlandsvik, B. (2015) *Klima i Norge 2100*, 2/2015: Norsk klimaservicesenter.
- Hirschberg, J., Fatichi, S., Bennett, G. L., McArdeall, B. W., Peleg, N., Lane, S. N., Schlunegger, F. & Molnar, P. (2021) 'Climate change impacts on sediment yield and debris-flow activity in an alpine catchment', *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 126(1).
- Hopfinger, E. J. (1983) 'Snow avalanche motion and related phenomena', *Annual review of fluid mechanics*, 15(1), s. 47-76.
- Hughes, A. L., 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), s. 1-45.
- Humstad, T., Dahle, H., Orset, K. I., Venås, M. & Skrede, I. (2018) 'The Stabrekka glide avalanche in Norway - evaluations after three years of monitoring'. *International Snow Science Workshop*, Innsbruck, Austria.
- Humstad, T., Venås, M., Velsand, P. & Langeland, S. (2021) *Deteksjon av snøskred ved hjelp av infralyd*, 717: Statens Vegvesen, Geofag drift og vedlikehold.
- Håland, G. (2013) *Evaluering av geofonanlegg for detektering av skred*, 204: Statens vegvesen, Geoteknikk og skred.
- Johnson, A. & Rodine, J. (1984) 'Debris flows', I: Brunson, D. & Prior, D. (red.) *Slope Instability*. New York: John Wiley & Sons, s. 257-362.
- Kartverket (2021) *Høydedata*. Tilgjengelig fra: <https://hoydedata.no/LaserInnsyn/> (Hentet: 12.11.2021).
- Kartverket (2022a) *Norge i bilder*. Tilgjengelig fra: <https://norgebilder.no/> (Hentet: 02.02.2022).
- Kartverket (2022b) *Geonorge*. Tilgjengelig fra: <https://www.geonorge.no/> (Hentet: 19.05.2022).
- Leitinger, G., Höller, P., Tasser, E., Walde, J. & Tappeiner, U. (2008) 'Development and validation of a spatial snow-glide model', *Ecological Modelling*, 211(3), s. 363-374.
- Liu, B., Hu, X., Ma, G., He, K., Wu, M. & Liu, D. (2021) 'Back calculation and hazard prediction of a debris flow in Wenchuan meizoseismal area, China', *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 80(4), s. 3457-3474.

- Luckman, B. H. (1977) 'Geomorphic Activity of Snow Avalanches', *Geografiska Annaler Series a-Physical Geography*, 59(1-2), s. 31-48.
- Lussana, C., Tveito, O. E., Dobler, A. & Tunheim, K. (2019) 'seNorge_2018, daily precipitation, and temperature datasets over Norway', *Earth Syst. Sci. Data*, 11(4), s. 1531-1551.
- Martin, E., Giraud, G., Lejeune, Y. & Boudart, G. (2001) 'Impact of a climate change on avalanche hazard', *Annals of Glaciology*, 32, s. 163-167.
- Matthews, J. A. (1974) 'Families of lichenometric dating curves from the Storbreen gletschervorfeld, Jotunheimen, Norway', 28(4), s. 215-235.
- Matthews, J. A. (2005) 'Little Ice Age' glacier variations in Jotunheimen, southern Norway: a study in regionally controlled lichenometric dating of recessional moraines with implications for climate and lichen growth rates', *The Holocene*, 15(1), s. 1-19.
- Matthews, J. A., Dahl, S. O., Dresser, P. Q., Berrisford, M. S., Lie, Ø., Nesje, A. & Owen, G. (2009) 'Radiocarbon chronology of Holocene colluvial (debris-flow) events at Sletthamn, Jotunheimen, southern Norway: a window on the changing frequency of extreme climatic events and their landscape impact', *The Holocene*, 19(8), s. 1107-1129.
- McClung, D. & Schaerer, P. A. (2006) *The avalanche handbook*. 3 utg. Seattle: The Mountaineers Books.
- Mikoš, M. & Bezak, N. (2021) 'Debris Flow Modelling Using RAMMS Model in the Alpine Environment With Focus on the Model Parameters and Main Characteristics', *Frontiers in Earth Science*, s. 732.
- Nam, D. H., Kim, M.-I., Kang, D. H. & Kim, B. S. (2019) 'Debris flow damage assessment by considering debris flow direction and direction angle of structure in South Korea', *Water*, 11(2), s. 328.
- Nasjonalbiblioteket (2021) *Nasjonalbiblioteket: Nettbiblioteket*. Tilgjengelig fra: <https://www.nb.no/>.
- Nasjonalbiblioteket (2022) *Trollstigen, Norway Norge, Møre og Romsdal, Rauma, Trollstigen: Mittet & Co. AS*, . Tilgjengelig fra: https://urn.nb.no/URN:NBN:no-nb_digifoto_20171115_00162_NB_MIT_DNR_25_134 (Hentet: 04.05.2022).
- Nesje, A. (2009) 'Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia', *Quaternary Science Reviews*, 28(21-22), s. 2119-2136.
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø. & Bøe, A.-G. (2007) 'A continuous, high-resolution 8500-yr snow-avalanche record from western Norway', *The Holocene*, 17(2), s. 269-277.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Anda, E. & Rye, N. (1988) 'Block fields in southern Norway: Significance for the Late Weichselian ice sheet', *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 68(3), s. 149-169.

- Newesely, C., Tasser, E., Spadinger, P. & Cernusca, A. (2000) 'Effects of land-use changes on snow gliding processes in alpine ecosystems', *Basic and applied ecology*, 1(1), s. 61-67.
- NIBIO (2022) *Kilden*. Tilgjengelig fra: <https://kilden.nibio.no/> (Hentet: 03.05.2022).
- Nordgulen, Ø. & Andresen, A. (2013) 'De eldste bergartene dannes', I: Ramberg, I., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. (red.) *Landet blir til, Norges geologi. 2 utg.* Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Nordrum, R., Jensen, O. A., Lindgaard, A. & Nilsen, J. E. (2020) *Skog som vern mot naturfarer: kunnskapsammenstilling og tilpasning til Natur i Norge (NiN)*, 20/2020. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Norsk klimaservicesenter (2021) *Klimaprofil Møre og Romsdal*. Tilgjengelig fra: <https://klimaservicesenter.no/kss/klimaprofiler/more-og-romsdal#datagrunnlag> (Hentet: 28.10.2021).
- Norsk klimaservicesenter (2022) *Seklima: Observasjoner og værstatistikk*: Meteorologisk institutt. Tilgjengelig fra: <https://seklima.met.no/observations/> (Hentet: 27.01.2022).
- NVE (2011a) *Plan for skredfarekartlegging - Status og prioriteringer innen oversiktskartlegging og detaljert skredfarekartlegging i NVEs regi*, 14/2011. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- NVE (2011b) *Plan for skredfarekartlegging – Delrapport jordskred og flomskred*, 16/2011: Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- NVE (2011c) *Plan for skredfarekartlegging: Delrapport snøskred og sørpeskred*, 18/2011. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- NVE (2013) *Jordskred og flomskred*, 5/2013. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- NVE (2016) *Snøskred - tørre og våte*, 1/2016. Oslo: Norges vassdrag- og energidirektorat.
- NVE (2020) *Veileder for utredning av sikkerhet mot skred i bratt terreng. Steg 3: Vurdering av utløp* Tilgjengelig fra: <https://veileder-skredfareutredning-bratt-terreng.nve.no/hvordan-utføre-en-skredfareutredning/fase-2-utføre-oppdrag/prosedyre-snoskred/steg-3-vurdering-av-utlop/> (Hentet: 27.05.2022).
- NVE (2021a) *Temakart Skredhendelser*. Tilgjengelig fra: <https://temakart.nve.no/link/?link=skredhendelser> (Hentet: 20.11.2021).
- NVE (2021b) *Varsom Regobs*. Tilgjengelig fra: <https://regobs.no/> (Hentet: 28.10. 2021).
- NVE (2022a) *seNorge*. Tilgjengelig fra: <http://retro.senorge.no/> (Hentet: 27.01.2022).
- NVE (2022b) *Varsom Xgeo*. Tilgjengelig fra: <https://www.xgeo.no/> (Hentet: 25.04.2022).
- Peitzsch, E. H., Hendrikx, J. & Fagre, D. B. 'Assessing the importance of terrain parameters on glide avalanche release'. *International Snow Science Workshop 2014 Proceedings*, Canada, 708-716.

- Rapp, A. (1960) 'Recent Development of Mountain Slope in Karkevagge and Surroundings, Northern Scandinavia', *Geografiska Annaler*, 42(2-3), s. 65-200.
- Rasmussen, I. A. & Espeland, W. (2022) 'Oppryddingen på Trollstigen har startet - forblir stengt ut mai', *NRK*, 04.05.2022. Tilgjengelig fra: <https://www.nrk.no/mr/oppryddingen-pa-trollstigen-har-startet---forblir-stengt-ut-mai-1.15954887> (Hentet: 10.05.2022).
- Retriever (2022) *Mediearkivet Atekst* Tilgjengelig fra: https://app.retriever-info.com/services/archive?languageCategory=lang_NO%2Clang_SV%2Clang_FS%2Clang_SE.
- Rickenmann, D. (1999) 'Empirical relationships for debris flows', *Natural hazards*, 19(1), s. 47-77.
- Rubensdotter, L., Sletten, K. & Sandøy, G. (2021) 'Morphological description of erosional and depositional landforms formed by debris flow processes in mainland Norway', I: Beylich, A.A. (red.) *Landscapes and Landforms of Norway*: Springer, s. 225-240.
- Rødal, A., Bringsvor, B. & Plementas, M. (2011) 'Trollstigen er åpen igjen', *NRK*, 03.08.2011. Tilgjengelig fra: <https://www.nrk.no/mr/trollstigen-er-apen-igjen-1.7737350> (Hentet: 25.04.2022).
- Sanders, F., Bakkehøi, S., Hestnes, E. & Lied, K. (1996) 'The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows, rockfalls, rockslides and rockmass stability', *Landslides, Senneset (red.)*.
- Scheidl, C. & Rickenmann, D. (2010) 'Empirical prediction of debris-flow mobility and deposition on fans', *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 35(2), s. 157-173.
- Schraml, K., Thomschitz, B., McArdeall, B., Graf, C. & Kaitna, R. (2015) 'Modeling debris-flow runout patterns on two alpine fans with different dynamic simulation models', *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 15(7), s. 1483-1492.
- Skrede, I., Kristensen, L. & Rivolta, C. (2016) 'Use of ground based insar radar to monitor glide avalanches'. *Proceedings, International Snow Science Workshop. Breckenridge, Colorado*.
- Smørgrav, T. & Susort, E. (2020) *Bildegjenkjenning i vurdering av skredfare*, 636: Statens vegvesen, Geofag drift og vedlikehold.
- Statens vegvesen (2014a) *Retningslinjer for risikoakseptkriterier for skred på veg*, NArundskriv 2014/08: Statens vegvesen.
- Statens vegvesen (2014b) *Veger og snøskred*, Håndbok V138. Oslo: Statens vegvesen.
- Statens vegvesen (2021) *Vegkart*. Tilgjengelig fra: <https://vegkart.atlas.vegvesen.no> (Hentet: 20.11.2021).
- Stoffel, M., Conus, D., Grichting, M. A., Lièvre, I. & Maître, G. (2008) 'Unraveling the patterns of late Holocene debris-flow activity on a cone in the Swiss Alps: chronology,

- environment and implications for the future', *Global and Planetary Change*, 60(3-4), s. 222-234.
- Taurisano, A. (2020) *FOU 80607 - RAMMS::Debris Flow for beregning av jordskred*, 20/2020. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Tveten, E., Lutro, O. & Thorsnes, T. (1998) *Geologisk kart over Norge, berggrunnskart ÅLESUND, M 1:250 000*. Norges geologiske undersøkelse.
- Valero, C. V., Jones, K. W., Bühler, Y. & Bartelt, P. (2015) 'Release temperature, snow-cover entrainment and the thermal flow regime of snow avalanches', *Journal of Glaciology*, 61(225), s. 173-184.
- Varnes, D. J. (1978) 'Slope movement types and processes', I: Schuster, R.L. & Krizek, R.J. (red.) *Landslides, analysis and control*. special report 176: Transportation research board, National Academy of Sciences, Washington, DC, s. 11-33.
- Varsom (2022) *Snøskredstørrelser: NVE. Tilgjengelig fra: <https://varsom.no/snoskred/snoskredskolen/snoskredvarselet-forklaring/snoskredstorrelser/>* (Hentet: 24.05.2022).
- Vasskog, K., Nesje, A., Støren, E. N., Waldmann, N., Chapron, E. & Ariztegui, D. (2011) 'A Holocene record of snow-avalanche and flood activity reconstructed from a lacustrine sedimentary sequence in Oldevatnet, western Norway', *The Holocene*, 21(4), s. 597-614.
- Voellmy, A. (1955) 'Über die zerstörungskraft von lawinen, schweiz. bauzeitung, jahrg. 73, s. 159-165, 212-217, 246-249, 280-285.', *English as: On the destructive force of avalanches. 63p. Alta Avalanche Study Center, Transl, 2:1964*.
- Wentworth, C. K. (1922) 'A scale of grade and class terms for clastic sediments', *The journal of geology*, 30(5), s. 377-392.
- Wilson, P., Linge, H., Matthews, J. A., Mourne, R. W. & Olsen, J. (2019) 'Comparative numerical surface exposure-age dating (10Be and Schmidt hammer) of an early-Holocene rock avalanche at Alstadjellet, Valldalen, southern Norway', *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 101(4), s. 293-309.
- Winter, M., Dent, J., Macgregor, F., Dempsey, P., Motion, A. & Shackman, L. (2010) 'Debris flow, rainfall and climate change in Scotland', *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 43(4), s. 429-446.
- Wittmeier, H. E., Bakke, J., Vasskog, K. & Trachsel, M. (2015) 'Reconstructing Holocene glacier activity at Langfjordjøkelen, Arctic Norway, using multi-proxy fingerprinting of distal glacier-fed lake sediments', *Quaternary Science Reviews*, 114, s. 78-99.
- Zhang, Y. (2019) 'Numerical simulation of debris flow runout using Ramms: a case study of Luzhuang Gully in China', *Computer Modeling in Engineering & Sciences*, 121(3), s. 981-1009.