

Steinsprang

Simulering, bevegelsesanalyse, struktur- og geomorfologisk undersøkelse av steinsprangområdet over Holmen ved Oksfjellet, Kåfjord, Troms.

—
Håvard Lytskjold Haukenes

Masteroppgave i geologi GEO-3900 - Mai 2018



Sammendrag

Vurdering av skredfare og sikringstiltak i Kåfjord kommune i Troms viste i 2012 at en driftsbygning ved Holmen i Kåfjorddalen var utsatt for steinsprang fra Oksfjellet. Flere steinsprang er registrert i fjellsiden, og i 2015 startet Norges vassdrags og energidirektorat bygging av en sikringsvoll. Samtidig ble det målt bevegelser i et fjellparti like under toppen av Oksfjellet. Studieområdet over Holmen har dermed et unikt potensiale for å studere flere problemstillinger tilknyttet steinsprang.

Formålet med oppgaven har vært å øke kunnskapen om hvordan geomorfologi, indre faktorer tilknyttet strukturgeologi og ytre faktorer som nedbør og temperatur påvirker steinsprang og bevegelse i fjellsiden over Holmen. Kunnskapen danner grunnlag for en utløpsanalyse og vurdering av sikringstiltak med støtte i steinsprangsimulering.

Metoder brukt i oppgaven er basert på morfologi- og strukturgeologi kartlagt i felt og høyoppløselig punktsky fra LiDAR scan prosessert med programvaren Coltop3D. Strukturdata er fremstilt og analysert i Stereonet 10 og Dips 7. Bevegelsesmålinger er fra Gb-InSAR og meteorologiske data er fra nærliggende værstasjoner. Utløpsanalyse bygger på steinsprangsimuleringsprogrammene Rockyfor3D og RAMMS::Rockfall og felldata av historiske steinsprang i utløpsområdet.

Morfologisk kartlegging av fjellsiden over Holmen viser at steinsprang, jordskred, sørpeskred og snøskred er aktive skråningsprosesser og at driftsbygningen er innenfor rekkevidde av historiske steinsprang. Undersøkelser ved plataet indikerer at det har vært permafrost i området, noe som kan påvirke stabilitet i kildeområdet dersom det er tilfelle per i dag. Berggrunnen viser subhorisontal foliasjon med vinkel inn i fjellsiden, mens bratte kryssende sprekkesett har vinkel ut av fjellsiden og er antatt å være styrende faktor for utfall av steinblokker. Kinematisk analyse og registrerte steinsprang viser at dominerende bruddmekanisme er kileutglidning, men at utvelting og planutglidning også er mulig. Sammenlikning av bevegelse i det ustabile området og meteorologiske data viser god korrelasjon mellom fall i temperatur til under 0 °C og reduksjon i bevegelse. Økt bevegelse foregår hovedsakelig i perioder med mye nedbør og temperatur over 0 °C, men det er og eksempler på at store nedbørsfall ikke gir utslag på bevegelsesmålinger. Registrerte steinsprang er tilknyttet akselerasjonsfaser i en periode som allerede viser økt bevegelse. Dette viser at det er mulig å oppdage kilder til steinsprang og vurdere sannsynlighet for utfall basert på akselerasjonsfaser målt med Gb-InSAR. Resultat fra utløpsanalysen, historiske steinsprang og egenskaper ved terrenget kartlagt i utløpsområdet, tilsier at sikringsvullen vil fange opp steinblokker med stor rekkevidde og beskytte driftsbygningen.

Forord

Det er mange som har bidratt og kommet med innspill under arbeidet med denne oppgaven, av både faglig og ikke faglig karakter.

Først og fremst vil jeg takke hovedveileder Lars Harald Blikra og biveileder Ingrid Skrede for svar på alle spørsmålene jeg har stilt gjennom året og for konstruktive tilbakemeldinger underveis. Takk igjen, for alle røde streker og detaljer du har pekt på Ingrid. Gjengen ved NVE i Manndalen, skal ha stor takk for tilrettelegging, tilgang på informasjon og sitt alltid gode humør. Louise Vick, takk for hjelp med feltarbeid, organisering av feltdata og diverse spørsmål tilknyttet bruk av RAMMS::Rockfall og GIS. Takk til Steffen Bergh for interessante innspill og til alle de som har svart på mailene jeg har sendt omkring, Anne Hormes (UiT/NGI), Marie Bredal (NGU), Ulrich Domaas (NGI), Graziella Devoli (UiO).

Ikke minst må det rettes en takk til «second lunch» gjengen, for godt humør og de mange uvanlige temaene som er diskutert med stort alvor gjennom året.

Jeg vil også takke familien for lesing av oppgaven før innlevering. Takk til min mor, Inger Haukenes for alle dine innspill. Til sist Ellinor.

Håvard Lytskjold Haukenes – Mai 2018, Tromsø

Innholdsfortegnelse

1	Introduksjon.....	1
1.1	Bakgrunn	1
1.2	Formål	2
1.3	Tidligere arbeid	3
1.4	Geografisk beliggenhet og klimatiske forhold	4
1.5	Regional geologi.....	5
1.5.1	Kaledonske skyvedekker ved indre Troms.....	5
1.5.2	Post-kaledonske sprø strukturer	7
1.5.3	Kvartærgeologi og geomorfologi	8
2	Steinsprang	10
2.1	Klassifikasjon.....	10
2.2	Klassifikasjon av steinsprangområder	12
2.2.1	Steinur	13
2.3	Utløsende faktorer for steinsprang	13
2.4	Medvirkende faktorer for steinsprang	15
2.5	Faktorer som påvirker bevegelse og utløpslengde	17
2.5.1	Bevegelse og helningsgrad.....	18
2.5.2	Restitusjon	19
2.5.3	Overflateruhet.....	19
2.5.4	Blokkstørrelse og form.....	20
3	Metode.....	21
3.1	Kartlegging av struktur- og geomorfologi.....	21
3.1.1	Feltarbeid.....	21
3.1.2	Fremstilling av kart og oversiktsbilder.....	22
3.1.3	LiDAR	22
3.1.4	Coltop3D	23
3.2	Bevegelse og meteorologi	24
3.2.1	Bakkebasert radarinterferometri (Gb-InSAR).....	25
3.2.2	Meteorologiske data	26
3.2.3	Invers Hastighet.....	26
3.3	Steinsprangsimulering	26
3.3.1	Kalibrering.....	27
3.3.2	Feltdata brukt i simuleringen.....	27

3.3.3	Valg av simuleringsdata brukt for Holmen	29
3.3.4	RAMMS::Rockfall	30
3.3.5	Rockyfor3D	31
3.3.6	Skyggevinkel	32
4	Resultat	34
4.1	Morfologiske elementer	35
4.1.1	Platået	36
4.1.2	Steinsprangområdet	37
4.2	Strukturgeologi og bruddmekanismer	41
4.2.1	Platået	41
4.2.2	Platåkanten	42
4.2.3	Kildeområdet	44
4.2.4	Undersøkelse av kildeområdet med Coltop3D	46
4.2.5	Kinematisk analyse	47
4.3	Bevegelse og utløsende faktorer	48
4.3.1	Oversikt over ustabil område	48
4.3.2	Bevegelse og meteorologi	49
4.4	Simulering	56
4.4.1	Fordeling, form og volum av steinsprangblokkene	56
4.4.2	Massetetthet av steinsprangblokkene	58
4.4.3	Rockyfor3D og RAMMS::Rockfall	59
4.4.4	Skyggevinkel	63
5	Diskusjon	65
5.1	Prosesser og geomorfologisk utvikling	65
5.1.1	Platået	65
5.1.2	Steinsprangområdet	67
5.2	Strukturgeologi og bruddmekanismer	68
5.2.1	Oppsummering av berggrunnens strukturer	68
5.2.2	Bruddmekanismer og sammenlikning av strukturer	69
5.3	Meteorologi og bevegelse i ustabil område	72
5.3.1	Bevegelse vs økt temperatur og nedbør	72
5.3.2	Bevegelse og varsling av steinsprang	76
5.4	Utløpsanalyse	78
5.4.1	Styrker og svakheter ved modellene	79

5.4.2	Sammenlikning av resultater	80
5.4.3	Betydning av sikringsvollen	85
6	Oppsummering og konklusjon.....	86
	Referanseliste	89
	Vedlegg 1: RAMMS::Rockfall – Terrenginndeling og innstillinger.....	98
	Vedlegg 2: RAMMS::Rockfall - Terrengklasser	99
	Vedlegg 3: Rockyfor3D – terrenginndeling og innstillinger.....	102
	Vedlegg 4: Rockyfor3D - polygoninndeling.....	103
	Vedlegg 5: Rockyfor3D – Terrengklasser.....	105

1 Introduksjon

1.1 Bakgrunn

Norges topografi er et resultat av at geologiske prosesser har fått virke over lang tid. Gjentatte glasieringer gjennom de siste 2,7 millioner år har hatt en sentral rolle i utforming av de store U-dalene, fjordene og det alpine landskapet, som flere steder kjennetegnes av høyt relieff og bratte fjellsider (Fredin et al., 2013). Etter isens tilbaketrekning var mange av de bratte fjellsidene ustabile (Ballantyne, 2002) og blottla et terreng mottakelig for ulike typer massebevegelser i fast fjell, løsmasser og snø (Jaedicke et al., 2009). Fremtidige klimaprognoser tilsier mer ekstremvær med økt nedbør og temperatur (Norges Geotekniske Institutt NGI, 2013, Dyrddal et al., 2011), som trolig vil endre dagens skredmønster med økning av naturfarehendelser som flom og skred. Hvorvidt det er en sammenheng mellom klimaendringer og skredaktivitet i fast fjell (steinsprang, steinscred og fjellskred) er derimot vanskelig å påvise (Dunlop, 2010). Utbygging av infrastruktur og økt befolkningsvekst har i større grad gjort oss mer sårbare for naturfarer enn tidligere, noe som har ført til at skredhendelser i dag kan få vesentlig større konsekvenser (Domaas & Grimstad, 2014).

I Norge brukes betegnelsen steinsprang om mindre skredhendelser i fast fjell, som er et vanlig fenomen særlig innen den alpine topografien i kystnære fjordstrøk (Böhme et al., 2014). En rapport av Norges Geotekniske Institutt NGI (2013) viser at steinsprang er den skredtypen som forekommer hyppigst på norske veier og står for de største kostnadene. Årlige utgifter knyttet til skred mot norske veier, som følge av skader på vei, jernbane, bygninger og forsinkelser i transportsektoren er 100 millioner kroner (Norges Geotekniske Institutt NGI, 2013). Norges vassdrags og energidirektorat (NVE) har siden 2009 hatt det overordnede ansvaret for skred i Norge. I samarbeid med Norges geologiske undersøkelser (NGU) er det utarbeidet en nasjonal kartleggingsplan for å identifisere befolkede områder utsatt for skred. Aktsomhetskart basert på datagenerert terrenganalyse av helningsvinkel, sammen med befolkningstall over området er blant annet benyttet for å finne aktsomhetsområder der mere detaljerte faresonekart må utarbeides (Devoli et al., 2013).

Vurdering av skredfare og sikringstiltak i Kåfjord kommune i Troms, har vist at flere bebygde områder ligger innenfor skredutsatte partier i henhold til NVEs aktsomhetskart. Undersøkelser av Multiconsult (2012, 2013b) påpekte at en driftsbygning ved Holmen i Kåfjorddalen ligger utsatt til for steinsprang fra den steile fjellsiden under Oksfjellet, der det er registrert flere steinspranghendelser. I 2015 startet NVE med gjennomføring av skredsikringstiltak og radarmålinger samme år viste signifikante bevegelser i et fjellparti like under toppen av Oksfjellet.

1.2 Formål

Formålet med oppgaven er å øke kunnskapen om hvordan struktur- og geomorfologi i tillegg til meteorologiske forhold som nedbør og temperatur, påvirker steinsprang og bevegelse i fjellsiden over Holmen ved Oksfjellet. På denne bakgrunnen vil risikoen for fremtidige steinsprang og utløp evalueres, med støtte i steinsprangsimulering. Oppgaven har fire delmål:

1. **Klassifisere og forklare** dominerende prosesser og karakteristiske trekk ved morfologien i steinsprangområdet og plataet på Oksfjellet, ved bruk av geomorfologiske undersøkelser.
2. **Identifisere** medvirkende faktorer til bevegelse og sensitivitet for steinsprang i fjellsiden over Holmen, gjennom analyse av indre struktur og berggrunn. Dette vil danne grunnlag for en kinematisk analyse av dominerende bruddmekanismer i fjellsiden og en vurdering av hvor i fjellsiden de største steinblokkene vil komme fra. Ettersom sørlige deler av Oksfjellet er studert tidligere i forbindelse med fjellskredundersøkelser, vil disse resultatene bli benyttet i diskusjonen og- ved en sammenlikning av strukturgeologi og bruddmekanismer.
3. **Analysere** bevegelse i det ustabile området ved Oksfjellet, og sammenheng med meteorologiske faktorer. Bevegelse og akselerasjonsfaser i det ustabile området vil bli sammenliknet med meteorologiske data av lufttemperatur og nedbør. Det vil også bli diskutert om akselerasjonsfaser kan bli brukt for å bestemme tidspunkt for fremtidige steinsprang. Relativ bevegelse innad i området vil også gi informasjon om potensiell bruddmekanisme for hovedblokken i det ustabile området, som kan sammenliknes med den kinematiske analysen fra kildeområdet.
4. **Evaluerer** eksisterende sikringstiltak og rekkevidde av potensielle steinsprang ved Holmen ved bruk av utløpsanalyse basert på steinsprangsimulering og feltarbeid. I den forbindelse vil simuleringsprogrammene RAMMS::Rockfall og Rockyfor3D bli sammenliknet og troverdigheten av resultatene bli evaluert.

1.3 Tidligere arbeid

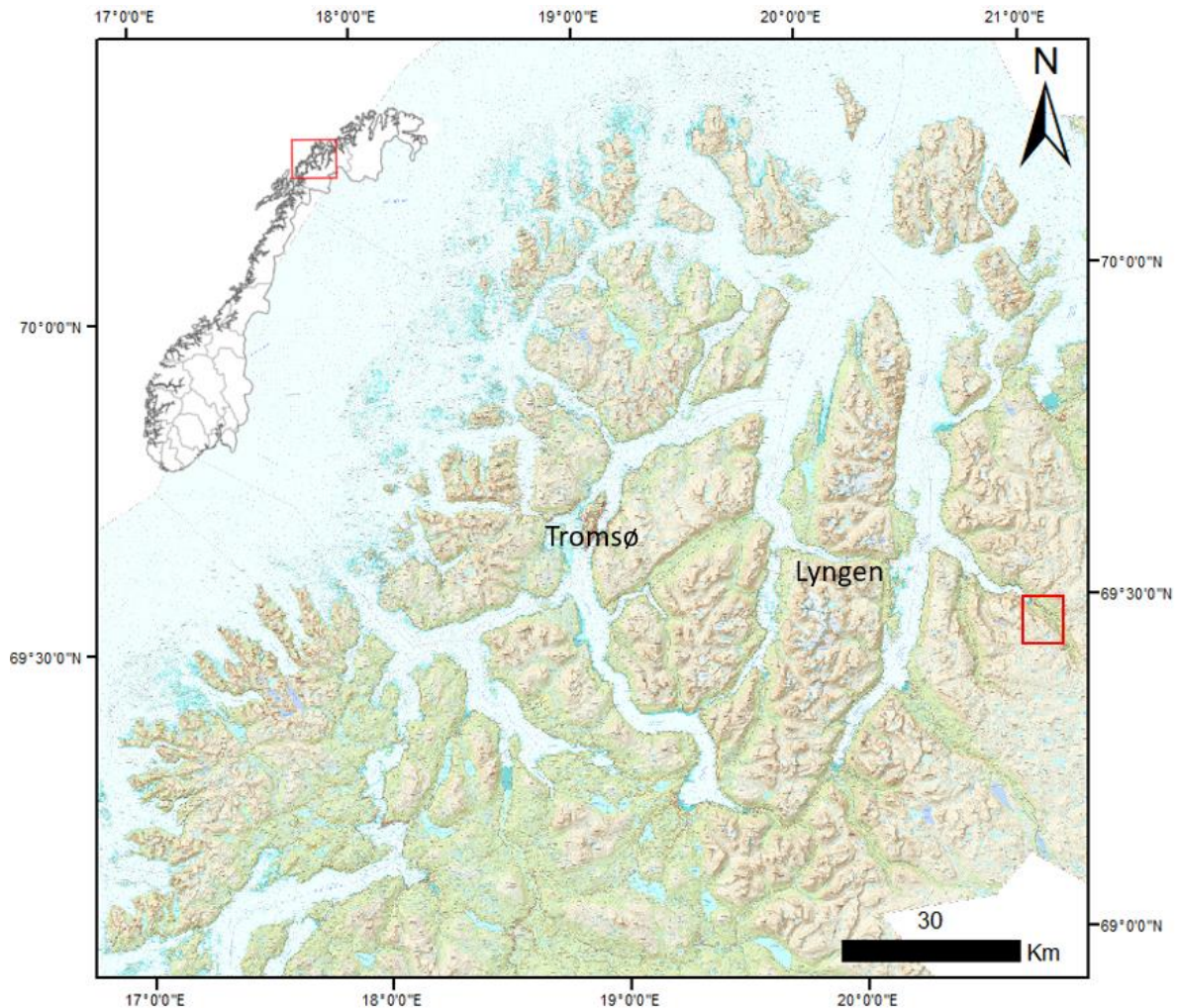
Studier og pågående kartlegging av geofarar i Troms fokuserer hovedsakelig på de mange ustabile fjellsidene som befinner seg i sentrale deler av regionen (Braathen et al., 2004) og reflekterer et stort antall masteroppgaver fra Universitetet i Tromsø (UiT) (Grumstad, 2017, Sandnes, 2017, Bjørklid, 2017, Bredal, 2016, Nopper, 2015, Bakkhaug, 2015, Hernes, 2014, Skrede, 2013). Imidlertid er det ved UiT ikke utført mastergradsstudier med fokus på steinsprang per i dag. Nasjonalt finnes det derimot enkelte mastergrader om steinsprang relatert til evaluering av steinsprangmodeller og farevurdering av veistrekninger (Vo, 2015, Alvestad, 2016, Gundersen, 2017). En rapport for Region nord fra Statens Vegvesen (SVV) med oversikt over skredsikringsbehov langs riks- og fylkesvegnettet, viser at hovedutfordringene er knyttet til snøskred, samt stein- og sørpeskred (Statens Vegvesen, 2015). Rapporten fremhever viktigheten av kunnskap på dette feltet.

Studieområdet Holmen, ved NØ siden av Oksfjellet ligger mellom to ustabile fjellpartier; Langsnøen i nord og et ustabil fjellparti ved sørlige deler av Oksfjellet. Begge områdene ble undersøkt av NGU første gang i 2003, men bare Oksfjellet viste signifikant bevegelse (Bunkholt et al., 2013). Det ustabile fjellpartiet ved sørlige del av Oksfjellet ble videre studert gjennom en masteroppgave om fjellskred av Bredal (2016) og vil gi relevant sammenlikningsgrunnlag i denne oppgaven. Steinsprangområdet ved Holmen har lenge vært kilde til små og store steinsprang og i 2015 startet NVE bevegelsesmålinger med bakkebasert InSAR for å undersøke potensiell bevegelse i et større fjellparti. Det er ikke registrert signifikante bevegelser, bortsett fra i det lille steinsprangområdet over Holmen. Radarmålinger ble likevel utført også i 2017 som del av et FoU-prosjekt (forskning og utvikling) (Kristensen, 2016). Prosjektet hadde som mål å undersøke bevegelsesmekanismer ved ulike typer skred- med bakkebasert radar og LiDAR, for å vurdere om skredtidspunktet kan varsles ved hjelp av akselerasjonsfaser.

1.4 Geografisk beliggenhet og klimatiske forhold

Oksfjellet/ Vuoksàvârri (1143 moh.) ligger i Kåfjord kommune, Troms, Norge (figur 1.1).

Steinsprangområdet over Holmen er lokalisert langs den NØ-vendte fjellsiden av Oksfjellet, som ligger i Kåfjorddalen innerst i Kåfjorden.

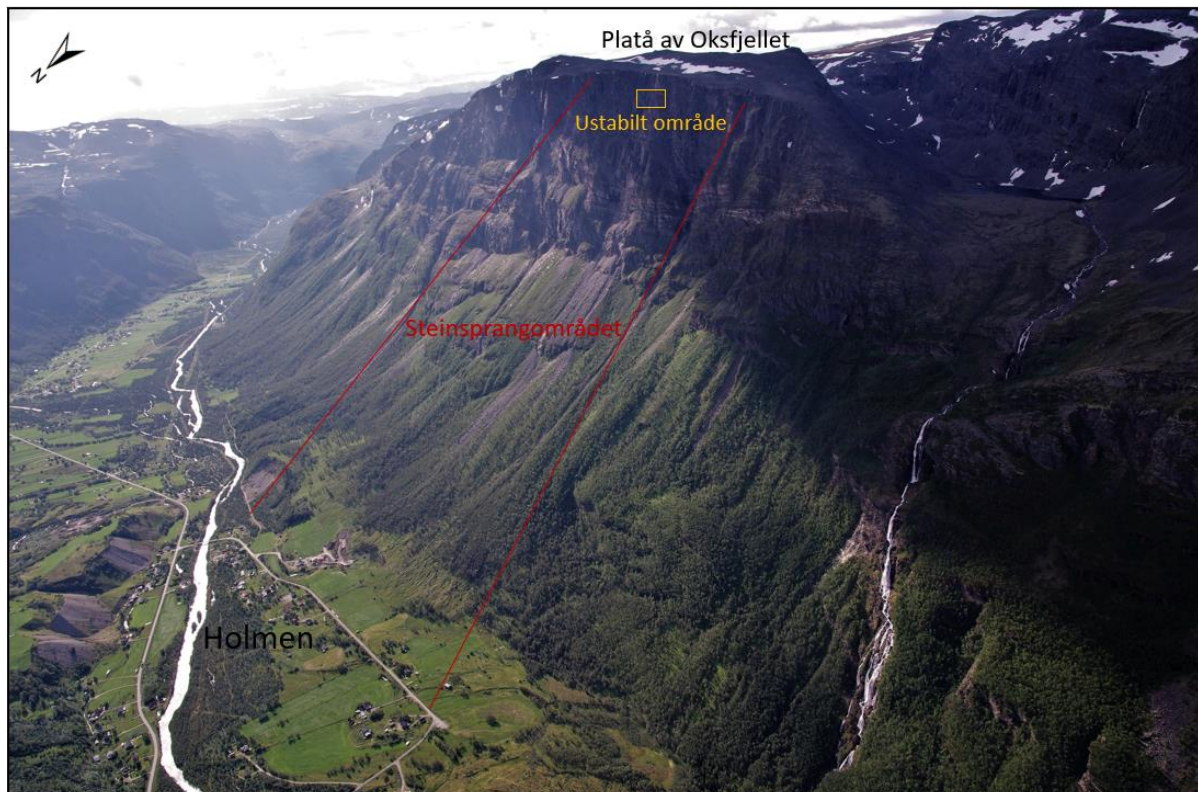


Figur 1.1: Lokalisering av området.

Kåfjorden er orientert NV-SØ og er en fjordarm til den N-S orienterte Storfjorden, som avgrensner Lyngenhavøya mot vest. Troms preges av erosjon fra flere istider med høye fjell og et nettverk av daler og fjorder som generelt er orientert NNØ-SSV og ØNØ-VSV (Indrevær et al., 2013) og leder ut til strandflaten i vest. Sentrale deler av Troms karakteriseres av stort relieff med fjell på opptil 1800 moh., og Lyngenhavøya med sitt alpine landskap peker seg tydelig ut. Mot øst er relieffet mindre og kjennetegnes av den paleiske overflaten (Osmundsen et al., 2009), som Oksfjellet er en del av.

Temperaturundersøkelser i indre deler av fjorder og i kontinentale strøk av Troms viser at grensen for permafrost befinner seg mellom 600 - 700 moh., mens det i ytre fjordstrøk stiger til mellom 800 - 900 moh. (Christiansen et al., 2010).

Det ustabile området er lokalisert 920 - 970 moh. i fjellsiden under platået av Oksfjellet (figur 1.2), med et estimert volum på 6000 - 12.000 m³ (Norges vassdrags- og energidirektorat, 2015). Holmen ligger ved foten av Oksfjellet og en vei krysser gjennom området der bebyggelsen hovedsakelig ligger nord for veien med unntak av noen gårder på sørsiden inn mot fjellsiden. Terrenget består av beitemark i dalbunnen med sporadisk spredte steinsprangblokker inn mot dalsiden, og stiger til en gradvis brattere skråning med ur og vegetasjon. Ved 600 moh. stiger fjellsiden bratt opp til platået, som er karakterisert av blokkrikt forvitningsmateriale ved 1000 - 1100 moh.



Figur 1.2: Oversiktsbilde over Oksfjellet og delområder. Foto: Böhme (NGU).

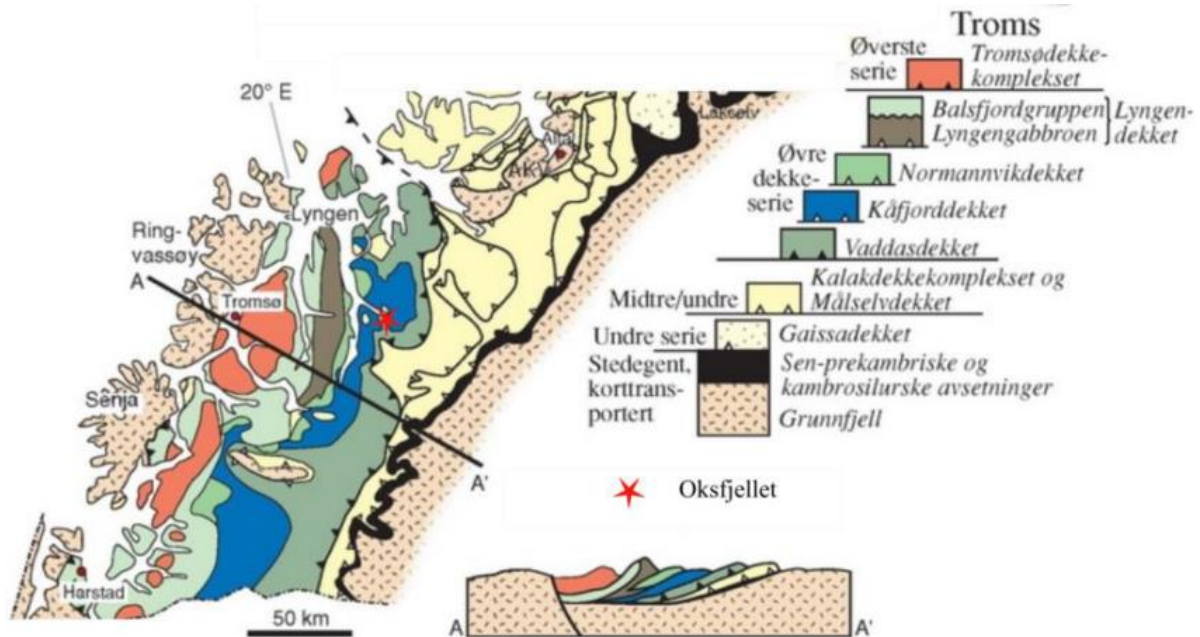
1.5 Regional geologi

Berggrunnen i Troms består av prekambriske grunnfjellsbergarter (autoktone enheter) og kaledonske skyvedekker (alloktone enheter) (Zwaan et al., 1998). Størstedelen av de prekambriske grunnfjellsbergartene er skjult under en tykk pakke av kaledonske skyvedekker, som ble skjøvet inn over det fennoskandiske skjoldet i tidlig til midt paleozoisk tid under den kaledonske fjellkjedefolding (Ramberg et al., 2006, Andresen, 1988). Det prekambriske grunnfjellet er eksponert langs kysten i vest (Corfu et al., 2014), mens Lyngen og Kåfjord i øst er overlatt av kaledonske skyvedekker.

1.5.1 Kaledonske skyvedekker ved indre Troms

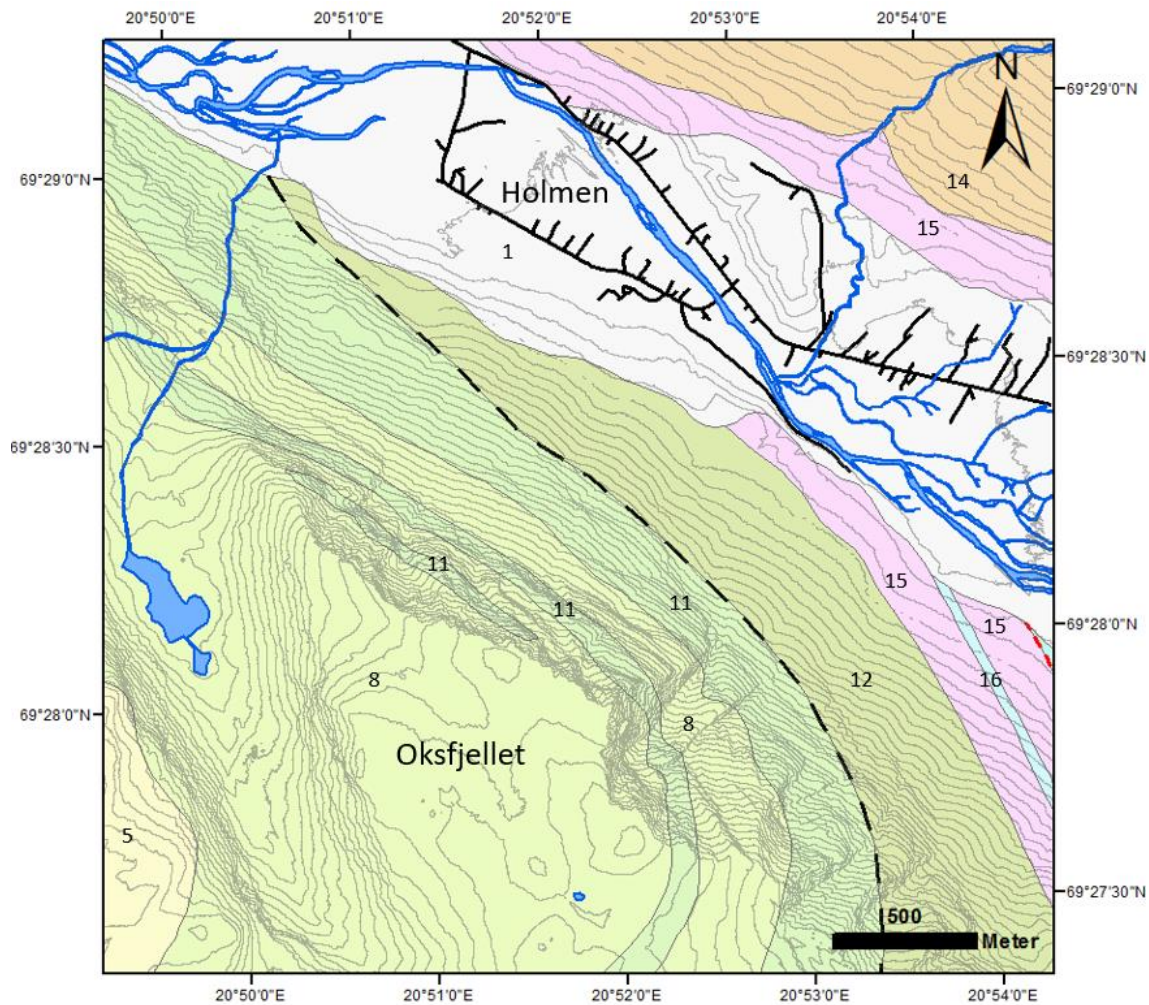
De Kaledonske bergartene i Troms kan deles inn i fire dekkserier (figur 1.3); Undre, Midtre, Øvre og Øverste dekkserie, som ligger i en mektig NØ-SV strykende dekkpakke, nedbøyd mellom den finsk-

svenske grunnfjellshøysletten i sydøst og grunnfjellet langs kysten av Troms ifølge Zwaan et al. (1998).



Figur 1.3: Berggrunnen i Troms består av prekambrisk grunnfjellsbergarter og fire alloktone dekkserier, som er vist langs profilet AÅ der Oksfjellet (studieområdet) er markert med en rød stjerne. Modifisert etter (Fossen et al. 2006).

Oksfjellet og studieområdet er lokalisert i den øvre dekkserien og Reisadekkekomplekset (Bredal, 2016, Zwaan et al., 1998). Reisadekkekomplekset består av tre dekker av omdannede bergarter skjøvet på plass i silurtiden, underst Vaddasdekket, så Kåfjorddekket og øverst Nordmannvikdekket (Corfu et al., 2014). Vaddasdekket består av en lagrekke med vulkanske og sedimentære bergarter, Kåfjorddekket består av granatglimmerskifer med amfibolitt som lag og linser mens Nordmannvikdekket hovedsakelig består av migmatisert glimmerskifer. Studier har vist at bergartene er blandet sammen ved gjennomsettende skjærbevegelser under høygrads omdannelse og viser økende metamorfosegrad fra Vaddas- til Nordmannvikdekket (Zwaan, 1988, Corfu et al., 2014). Berggrunnen ved den NØ-siden av Oksfjellet (figur 1.4) over Holmen viser ifølge NGU sitt berggrunnskart vekslinger mellom ulike litologiske enheter av glimmerskifer (Norges geologiske undersøkelser, 2018). Lyse enheter med glimmerskifer har høyere innhold av muskovitt, mens mørkere enheter har mere biotitt. Begge enheter tilhører Kåfjorddekket og viser både amfibolittlag og linser.



Symbolforklaring, berggrunnskart (NGU)

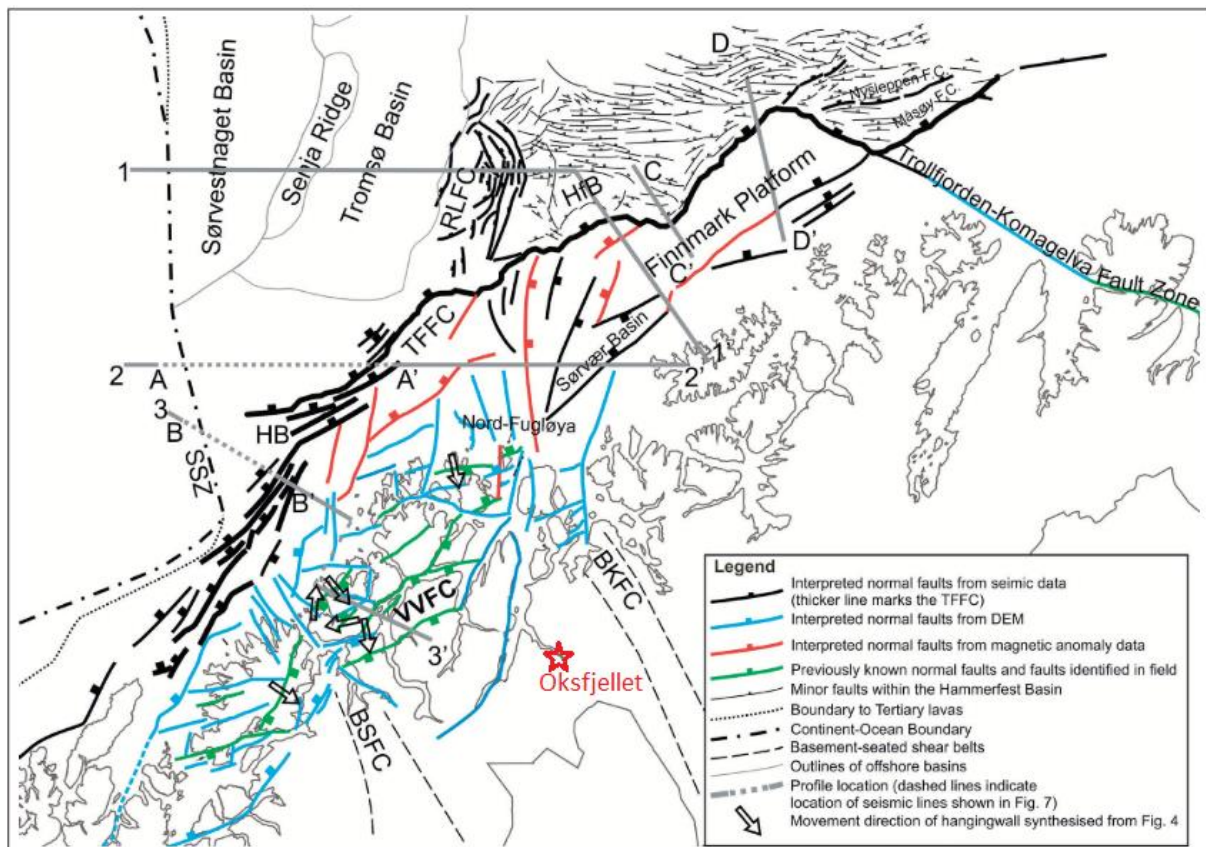
- Skyveforkastning under Kåfjord dekke
- Overgangssone mellom Kåfjord dekke (øver) og Vaddasdekke (under)
- 1 Grus, sand og leire, hovedsakelig leve- og havavsetning
- 5 Meta-arkose til feldspatisk kvartitt, lysgrå til hvit, båndet og massiv med lag av konglomerat med 1cm store kvartittboller, amfibolitt og metagabbro forekommer noen få steder
- 8 Glimmerkifer, lys til middels grå, mer muskovitt enn blottitt, med amfibolittlag og linser
- 11 Glimmerkifer, mørk grå, mer blottitt enn muskovitt, med amfibolittlag og linser
- 12 Blottittkifer, rusten, sterkt tektonisert
- 14 Båndet gneis, tolket som granittiserte og delvis blastomylonittiserte Kåfjorddekkebergarter
- 15 Blottittkifer, rusten, med lag av kvartitt, kalkspatmamor og amfibolitt, stedvis granittiserte og med pegmatittganger. Bergartene er sterkt tektoniserte
- 16 Kalkspatmamor
- 19 Feldspatisk metasandstein, båndet, vekslende lysgrå til grønngrå, og mørk fiolett til brunlig-grå skifer

Figur 1.4: Geologisk kart over Oksfjellet, hentet og modifisert etter Norges geologiske undersøkelser (2018).

1.5.2 Post-kaledonske sprø strukturer

Studier av forkastningssoner i sørvestlige del av Barentshavmarginen nord i Norge viser NNØ-SSV og ØNØ-VSV strykende sprø normalforkastninger og sprekker, som danner et regionalt sikksakk mønster og et underordnet NV-SØ strykende sprekkesystem vist i figur 1.5 (Indrevær et al., 2013, Bergh et al., 2007, Hansen & Bergh, 2012). Studier har vist at forkastningene har utviklet seg gjennom Paleozoic-

Mesozoic riftaktivitet med påfølgende kollaps av den kaledonske fjellkjede, som resulterte i åpning av Nord Atlanterhavet og dannelse av Norges passive margin i Eocen tid (Hansen & Bergh, 2012). Arkitekturen av forkastningssonene i SV del av Barentshavmarginen er kontrollert av minst to store forkastningskomplekser, Vestfjorden-Vanna og Troms-Finnmark forkastnings-kompleks, som befinner seg på land og på kontinentalsokkelen. En reaktivering av duktile prekambriske eller kaledonske strukturer antas å være medvirkende årsak til dannelse av sprø forkastninger (Indrevær et al., 2013).

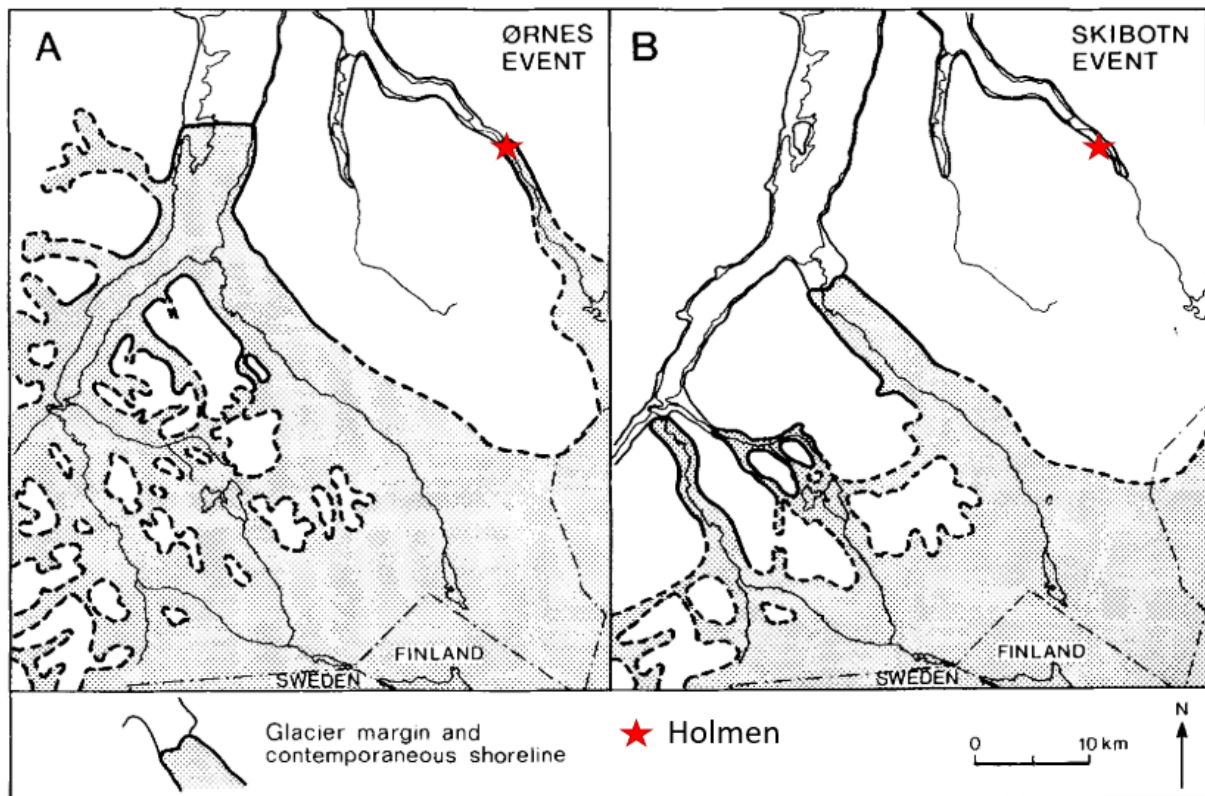


Figur 1.5: Kart over sprø forkastninger i sør vestlige del av Barentshavet, Troms og Finnmark. Modifisert etter (Indrevær et al., 2013).

1.5.3 Kvartærgeologi og geomorfologi

Glasiale og interglasiale perioder og prosessene det medfører, landhevning som følge av isostatisk justeringer i jordskorpen (Fredin et al., 2013), og strukturelle ulikheter i berggrunnen (Indrevær et al., 2013) har formet landskapet i Troms. De store U-formete dalene, fjordene og det alpine relieffet i Troms er i stor grad et resultat av glacial erosjon i kvartær tid (siste 2,7 millioner år) (Ramberg et al., 2006). De bratte dal og fjellsidene som står igjen etter innlandsisen forsvant er ofte preget av stabilitetsproblem (Ballantyne, 2002).

Den kvartære perioden karakteriseres av store temperatursvingninger og flere istidssykluser hvor innlandsisen strakte seg helt ut til eggakanten. Etter siste istidmaksimum (LGM) for omkring 18 000 – 20 000 år siden, trakk isen seg tilbake i fjordene avbrutt av flere stans eller små fremrykk, som kan observeres i form av israndtrinn (Olsen et al., 2013). Flere mindre israndtrinn i Lyngen og Storfjorden er datert med radiokarbon år før nåtid av Corner (1980) der kalibrerte kalender år er hentet fra Stokes et al. (2014). I Kåfjorddalen ved Holmen finnes det avsetninger fra et iskontakt-delta, som er korrelert med Ørnestrinnet for $11\,400 \pm 200$ år (figur 1.6). Da var dalen innenfor Holmen fylt med breis mens området utenfor (utenfor randmorenen/proksimalskråningen) var isfri og havnivået lå ca. 88 meter over dagens havnivå.



Figur 1.6: Israndtrinn proksimalt til Tromsø-Lyngen trinnet, der lokasjonen til Holmen er vist ved en rød stjerne. Holmen ble dermed isfri for ca. $11\,400 \pm 200$ år siden (Corner, 1980).

2 Steinsprang

Skred fører til stengte veier og utfordringer for infrastrukturen i Norge, der over en fjerdedel av vei og jernbanenettet er utsatt for snøskred og steinsprang. Selv om snøskred oftest fører til stenging av veier, er det likevel steinsprang som står for de største kostnadene (Norges Geotekniske Institutt NGI, 2013). Statens Veivesen (2015) påpeker at konsekvensene av stengte veier og skredutsatte veistrekninger er isolasjon av lokalsamfunn, utrygghet for trafikanter, og lange/ ugunstige omkjøringer særlig i Nord Norge. I dette kapittelet vil ulike klassifikasjoner av steinsprang presenteres og viktige faktorer som påvirker steinsprangaktivitet og utløpslengde til steinsprang.

I del en av kapittelet vil ulike klassifiseringer av skred i fast fjell bli presentert, der steinsprang er den underkategorien med minst volum men størst hyppighet. Morfologi og klassifikasjon av steinsprangområdet, som er sentralt ved kartlegging og utløpsanalyser (Dorren et al., 2011) vil bli beskrevet i del to.

Steinsprangaktivitet påvirkes av indre medvirkende faktorer tilknyttet bergmassen og ytre faktorer som for eksempel meteorologiske forhold. Medvirkende faktorer tilknyttet geologien og indre strukturer i bergmassen, påvirker stabiliteten og skredpotensialet ved fjellsiden og vil bli nærmere fremstilt i del 3. Meteorologiske forhold som nedbør og temperatur er vist gjennom flere studier (Guzzetti et al., 2003, Krautblatter et al., 2013, Gruber & Haeberli, 2007, Moen & Humstad, 2009) å være viktige utløsende faktorer for steinsprang og vil bli gjennomgått i del fire.

Egenskaper ved fallblokken og skråningen påvirker bevegelsesforløpet og utløpslengden og vil bli presentert i femte del. Sentrale faktorer er helningsgraden til terrenget, terrengmaterialet sin evne til å dempe eller redusere hastigheten til blokken angitt ved en restitusjonskoeffisient eller som følge av ruhet og høydevariasjoner langs terrengoverflaten. Egenskaper ved blokkens form og størrelse har også vist seg å være av stor betydning for rekkevidden til fallblokken.

2.1 Klassifikasjon

Tradisjonelt klassifiseres skred i Norge basert på skredmateriale, der begrepet skred ifølge Høst (2006) er en fellesbetegnelse på fenomener der gravitasjon fører til at materialer som stein, jord og vegetasjon beveger seg hurtig ned en skråning.

Skred i fast fjell betegnes som enten steinsprang, steinskrud eller fjellskred der volum og mobilitet av skredmassene er viktige faktorer for klassifiseringen ifølge Blikra et al. (1989). Størst skille er mellom fjellskred og steinsprang, der fjellskred viser til ustabile fjellpartier, som løsner og beveger seg som en samlet masse i en flytende bevegelse med stor rekkevidde. Steinsprang har mindre rekkevidde og kjennetegnes ved at en eller flere blokker løsner fra et fjellparti og avsettes i form av en steinur i

underkant av fjellsiden. Det er flere volumdefinisjoner tilknyttet skred i fast fjell. Norges Geotekniske Institutt (2014) bruker begrepet steinsprang om hendelser der volumet av steinblokkene er inntil hundre kubikkmeter (m³), steinskred brukes når volumet av steinmassene er fra 100 og opptil 10 000 m³ og fjellskred når volumet er over 10 000m³. Høst (2006) har imidlertid hevet øvre volumgrensen der steinsprang og steinskred brukes om hendelser med volum på inntil 10 000 m³ og 100 000 m³, mens fjellskred har volumer fra 100 000 til 100 mill. m³. Blikra et al. (1989) påpeker derimot at det finnes overgangsformer mellom steinsprang og fjellskred, som kan føre til at det er problematisk å skille steinskredavsetninger morfologisk fra steinsprang.

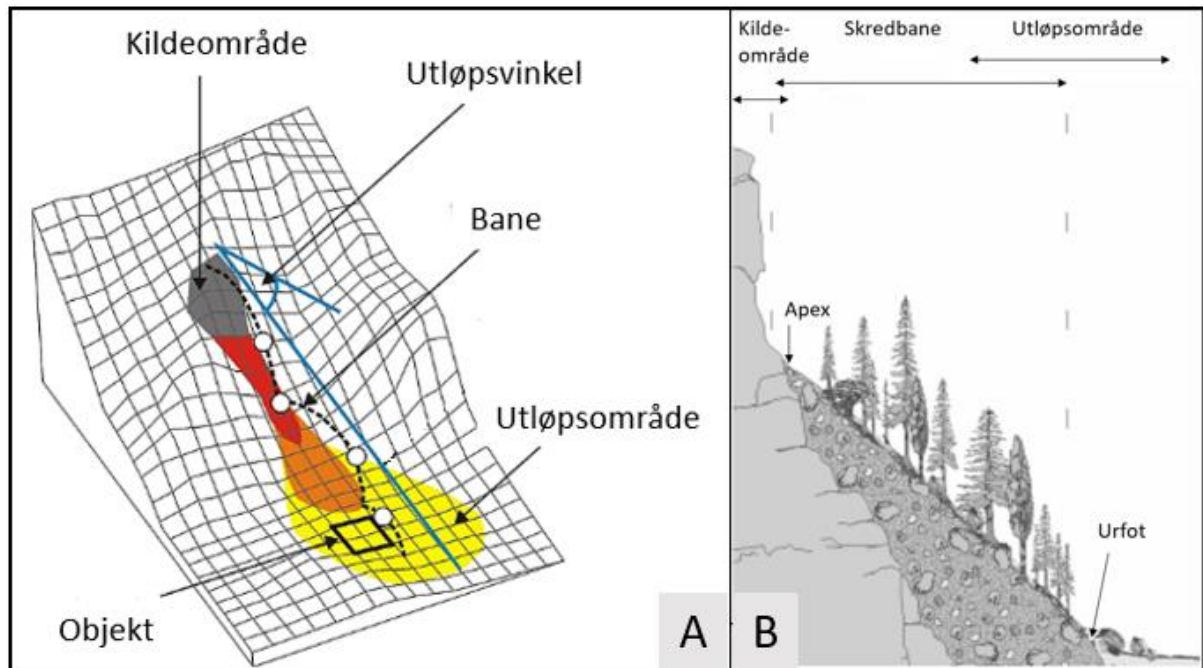
Den internasjonale skredklassifikasjonen, utarbeidet av Varnes (1978) og oppdatert av Hungr et al. (2014), presiserer også at det er problematisk å definere en øvre volumgrense ettersom volumet ved steinsprang varierer. Klassifikasjonen fokuserer i stedet på bevegelsesmekanisme og skredmateriale (berg eller jord) og skiller seg dermed fra den norske klassifiseringen (figur 2.1). Utfall av steinblokker fra bergskrenter opptrer ifølge Hunger et al. (2014) ved flere bruddmekanismer. Mekanismene kategoriseres som glidning, toppling/utvelting og fall (se figur 2.1) av begrenset volum og henviser videre til Evans & Hunger (1993) sin beskrivelse av fragmentert utfall av steinblokker. En viktig distinksjon ved fragmentert utfall av steinblokker er at steinblokkene beveger seg som statiske legemer uavhengig av hverandre (Evans & Hungr, 1993), i motsetning til den flytliknende massebevegelsen i et fjellskred.

Type of movement	Rock	Soil
Fall	1. <i>Rock/ice fall</i> ^a	2. <i>Boulder/debris/silt fall</i> ^a
Topple	3. <i>Rock block topple</i> ^a	5. <i>Gravel/sand/silt topple</i> ^a
	4. <i>Rock flexural topple</i>	
Slide	6. <i>Rock rotational slide</i>	11. <i>Clay/silt rotational slide</i>
	7. <i>Rock planar slide</i> ^a	12. <i>Clay/silt planar slide</i>
	8. <i>Rock wedge slide</i> ^a	13. <i>Gravel/sand/debris slide</i> ^a
	9. <i>Rock compound slide</i>	14. <i>Clay/silt compound slide</i>
	10. <i>Rock irregular slide</i> ^a	
Spread	15. <i>Rock slope spread</i>	16. <i>Sand/silt liquefaction spread</i> ^a
		17. <i>Sensitive clay spread</i> ^a
Flow	18. <i>Rock/ice avalanche</i> ^a	19. <i>Sand/silt/debris dry flow</i>
		20. <i>Sand/silt/debris flowslide</i> ^a
		21. <i>Sensitive clay flowslide</i> ^a
		22. <i>Debris flow</i> ^a
		23. <i>Mud flow</i> ^a
		24. <i>Debris flood</i>
		25. <i>Debris avalanche</i> ^a
		26. <i>Earthflow</i>
		27. <i>Peat flow</i>
		Slope deformation
29. <i>Rock slope deformation</i>	31. <i>Soil creep</i>	
	32. <i>Solifluction</i>	

Figur 2.1: Oppdatert versjon av Varnes (1978) sin klassifikasjon av skredtyper (Hungr et al., 2014).

2.2 Klassifikasjon av steinsprangområder

I skråninger med steinsprang er det vanlig å definere tre soner ifølge Dorren et al. (2011). Øverst er kildeområdet hvor steinspranget starter. Kildeområdet har ofte en fjellblotning som danner en bergskrent/klippe/overheng eller en bratt fjellside, men kan også være løse remobiliserte blokkavsetninger i store fjellside. Under kildeområdet er skredbanen der steinblokkene transporteres. Lenger ned er utløpsområdet hvor steinblokker stopper opp og avsettes. Sonene overlapper og har ingen definert grense seg imellom (figur 2.2.B) (Dorren et al., 2011).



Figur 2.2: A: Viser 3D fremstilling fareparameter ved et steinsprangområde modifisert etter Jaboyedoff (2001) i (Volkwein et al., 2011). B: viser et skjematisk profil over et steinsprangområde med inndeling av soner i tillegg til øvre og nedre grense av steinuren, modifisert etter (Dorren et al., 2011).

Bebyggelse, vei og annen infrastruktur, som er lokalisert i utløpsområder for skred kan stå i fare for å bli truffet av steinsprang og andre skredprosesser. Skredfare som begrep er knyttet til sannsynligheten for at det skal gå skred innenfor et gitt tidsrom og egenskaper ved skredet ifølge Fell et al. (2008), mens sannsynligheten for at en fallende blokk når et spesifikt objekt i utløpsområdet (figur 2.2.A) henviser til rekkevidde sannsynlighet (reach probability) (Volkwein et al., 2011). Skredfare sier derimot ingenting om konsekvensene av et skred, da brukes begrepet skredrisiko. Skredrisiko er ofte estimert som produktet av sannsynligheten og konsekvensene av et skred, der konsekvensene relateres til hvilke grad mennesker og verdier kan være truet (Fell et al., 2008). I Norge er det vanlig å utarbeide detaljerte faresonekart i forbindelse med arealplanlegging i potensielle utløpssoner for skred. Faresonekartene er basert på årlig sannsynlighet for skred i utløpsområdet og er normalt delt i tre soner, (1/100, 1/1000 og 1/5000). Sonene refererer til sikkerhetskravene i plan og bygningsloven (TEK 17), og er til for å sikre byggverk som ligger utsatt til for skred (Lied, 2014).

Ved studier av steinsprangområder og i forbindelse med utløpsanalyser er det ifølge Dorren et al. (2011) viktig å karakterisere og kartlegge kildeområdet, skredbanen og utløpsområdet og eventuelle skredforebyggende tiltak i det aktuelle området. I kildeområdet må stabilitet og strukturelle egenskaper ved bergmassen analyseres og vurderes for å få bedre kunnskap om skredpotensiale i fjellsiden. Langs skredbanen og utløpsområdet er derimot egenskaper tilknyttet overflatematerialet av stor betydning ettersom dette påvirker energitapet og dermed utløspotensialet til steinsprang (Giani et al., 2004). Skredbanen og utløpsområdet kjennetegnes ofte av steinur, som viser karakteristiske trekk i områder med steinsprangaktivitet.

2.2.1 Steinur

Steinurer (engelsk: talus eller scree) er landformer bestående av akkumulert løst, grovt og gjerne kantete steinmateriale, som opptrer i underkant av bratte fjellsider (Luckman, 2013). Landformene er dannet over lange tidsperioder, som følge av steinsprangaktivitet (Ritchie, 1963) og opptrer ofte i områder påvirket av fysisk forvitring, der gravitasjon fører til transport av materiale ned i uren. Urens yttergrenser defineres av apex som er øverste punkt i uren og urfot som er nedre grense av uren (Domaas, 1994).

Studier viser at det er en naturlig fallsortering etter størrelse i steinurer (Evans & Hungr, 1993, Kirkby & Statham, 1975). Proksimale deler av uren omkring apex, er ofte bratte med helningsvinkel på ca. 38° og akkumulerer det fineste materialet, mens det største materialet er å finne i slakere terreng med vinkel ca. 10- 20°, omkring urfoten (Evans & Hungr, 1993).

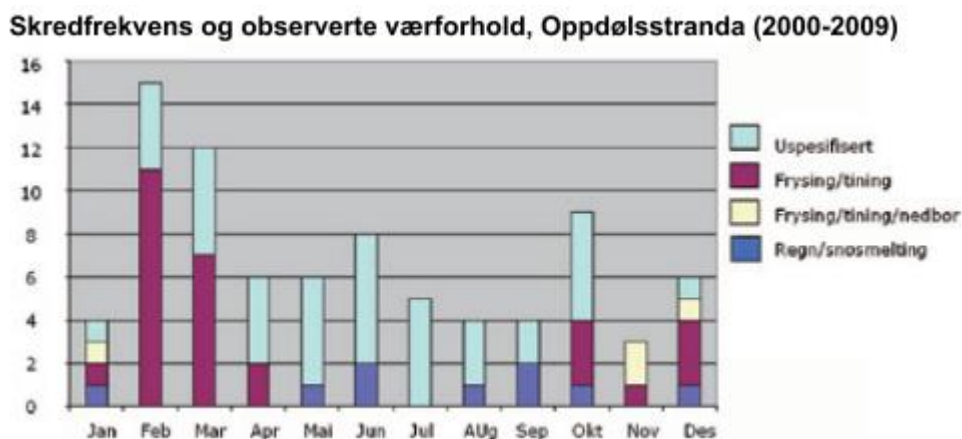
Området distalt for urfoten kalles skyggeområdet og har ikke lenger et kontinuerlig dekke av steinmateriale, men kjennetegnes derimot av store steinsprangblokker sporadisk spredt utover et området (figur 2.2.B) (Evans & Hungr, 1993). Mesteparten av skredmaterialet vil avsettes i uren, mens ekstremutløpene vil gå utenfor (Luckman, 2013). Steinurer vitner generelt om historisk steinsprangaktivitet siden siste istid fra 10 000- 15 000 år siden, litt før starten på den Holocene perioden (Dorren et al., 2007) og representere dermed returperioden av steinsprang siden isen forsvant.

2.3 Utløsende faktorer for steinsprang

Brudd og sprekkdannelse i en bergmasse er en forutsetning for ustabilitet (Wyllie & Mah, 2004) og er gjerne et resultat av forvitring som i ulik grad virker på bergmassen og fremmer steinsprangaktivitet (Dorren, 2003). Det er flere utløsende faktorer til steinsprang, der vann er en viktig destabiliserende faktor. Vann bidrar til å bryte ned mineraler og danne svakhetsplan, samt redusere skjærstyrken mellom bruddflater, ifølge Braathen (2004). I perioder med mye nedbør eller ved snøsmelting på våren kan volumet av vannet i sprekker også bidra til økt vanntrykk i sprekke (Braathen et al., 2004)

og redusere styrken langs bruddflatene (Domaas & Grimstad, 2014). Når temperaturen derimot faller til under frysepunktet vil vann i sprekker bli til is, som kan føre til frostsprengning og utvidelse av sprekke. Prosessene er mest effektive når temperaturen er mellom -4°C til -15°C som følge av de termodynamiske egenskapene ved isen (Walder & Hallet, 1985). Tilstedeværelse av is i oppsprukket berggrunn kan samtidig bidra til å opprettholde stabiliteten. Dette er særlig aktuelt i fjellområder påvirket av permafrost, som opplever økt steinsprangaktivitet i sommermånedene (Matsuoka & Sakai, 1999). Dette kan forklares med at styrken i is er en funksjon av temperatur og dersom stabiliteten opprettholdes av is vil denne reduseres, som følge av temperaturøkning (Davies et al., 2001).

Et eksempel på utløsningsmekanismer ved steinsprang er rapporten til Moen & Humstad (2009) av 80 registrerte steinskredhendelser (figur 2.3). Rapporten viser at antatt utløsningsmekanisme i 40% av tilfellene var frysetineprosesser med eller uten nedbør, 10% av tilfellene var tilknyttet regn/snøsmelting, mens 50% var uspesifisert og problematiserer varsling av steinsprangfare basert på meteorologiske forhold.



Figur 2.3: Værforhold og antatte utløsningsmekanismer ved 80 registrerte steinskredhendelser på Oppdølsstranda (Moen & Humstad, 2009).

Et studie av Guzzetti et al. (2003) fra Yosemite Valley viser liknende resultater til Moen & Humstad (2009). Studien viste at av 153 steinsprang- og steinskredhendelser oppsto 78 som følge av store nedbørsmengder, 15 av regn og snø, 18 av frysetineprosesser og 12 av menneskelig aktivitet. Studien viser dermed et større antall hendelser tilknyttet nedbør sammenliknet med Moen & Humstad (2009). Dunlop (2010) poengterer likevel at på grunn av kompleksiteten ved skred i fast fjell er det problematisk å fastslå sammenhengen mellom klimaendringer med mer ekstremvær og fremtidig steinsprangaktivitet.

Andre utløsende mekanismer for steinsprang er relatert til seismisk aktivitet, kjemisk forvitring over tid, rotsprengning og menneskelig aktivitet, som sprengning, veiskjæringer eller gruve- og anleggsdrift (Domaas & Grimstad, 2014). Fra et geologisk tidsperspektiv har glasial erosjon vært av stor

betydning ettersom isen har formet flere bratte fjell- og dalsider. Ustabilitet i enkelte fjell- og dalsidene er en følge av morfologien og glacial avlastning etter at isen trakk seg tilbake (McColl, 2012, Ballantyne, 2002).

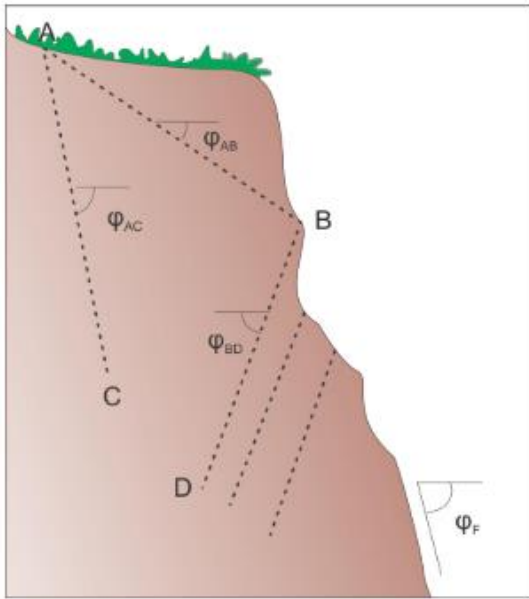
2.4 Medvirkende faktorer for steinsprang

Steinsprang opptrer oftere i enkelte fjellsider hovedsakelig som følge av skråningsmorfologi og egenskaper ved bergmassen. I følge Braathen et al. (2004) er steinsprang vanligst i skråninger brattere enn 60- 75°, men forekommer også i mindre bratt terreng der egenskaper ved bergmassen er av større betydning. Enhver bergmasse har en kritisk helningsvinkel som leder til utglidning, dersom skjærspenningene er større enn skjærstyrken langs glideplanet. Variasjoner i geologi og type strukturer i bergmassen kan føre til at den kritiske helningsvinkelen for utglidning vil være lavere i en fjellside og brattere i en annen fjellside (Domaas & Grimstad, 2014), som vil påvirke sikkerhetsfaktoren (F). Sikkerhetsfaktoren (F), som representerer forholdet mellom de stabiliserende kreftene også kalt skjærstyrken og de drivende kreftene som bidrar til bevegelse også kalt skjærspenningen vil derfor kunne variere, med indre faktorer tilknyttet bergmassen og ytre utløsende faktorer (Hoek & Bray, 1981).

$$F = \frac{\text{Sum av stabiliserende krefter}}{\text{Sum av drivende krefter}}$$

Orientering av strukturer i bergmassen relativ til fjellsiden (figur 2.4) er likevel den viktigste geologiske faktoren for stabilitet og angir potensialet for utglidning og mulig bruddmekanisme (Wyllie & Mah, 2004).

Generelt vil strukturer med en vinkel ut av fjellsiden, som betyr at vinkelen er mindre enn helningen av fjellsiden, kunne føre til utglidning. Dersom fallvinkelen er brattere enn fjellsiden, vil potensialet for utglidning derimot reduseres på grunn av økt mektighet av intakt fjell i underkant av den ustabile bergmassen. Er fallvinkelen av strukturen derimot bratt inn i fjellsiden vil det kunne lede til utvelting også kalt toppling (Wyllie & Mah, 2004).

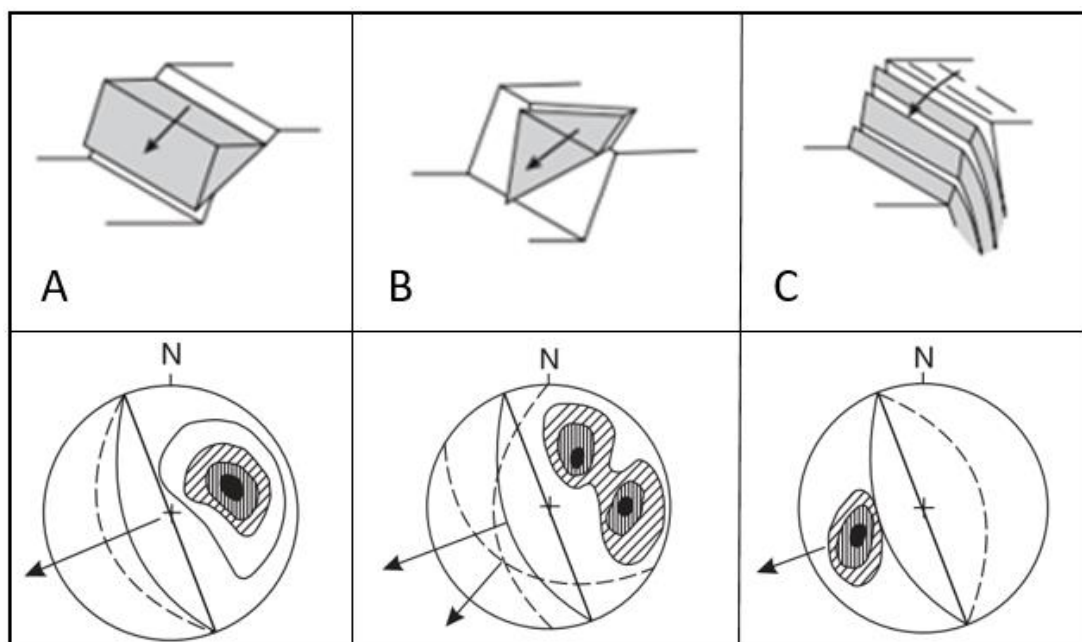


Figur 2.4: Skjematisk representasjon av et kildeområde, med tre ulike sprekkesett og potensialet for utglidning: $\Phi_{AB} < \Phi_f$, utglidning er mulig. $\Phi_{AC} \geq \Phi_f$, utglidning er lite sannsynlig. Φ_{BD} faller inn i skråningen med høy vinkel – toppling/utvelting er mulig. Modifisert etter Wyllie og Mah (2004) hentet fra (Vick, 2015).

Det er tre hoved bruddmekanismer for utrasing av en bergmasse, planutglidning, kileutglidning og toppling/utvelting (figur 2.5). Planutglidning er en mekanisme som oppstår når en avgrenset del av bergmassene glir langs et plan med fall ut av fjellsiden. For at en slik utglidning skal være kinematisk mulig, bør strøket på planet ikke avike med mer enn $\pm 20^\circ$ på strøket til skråningen. I tillegg må fallvinkel langs glideplanet være større enn vinkelen for indre friksjon av den aktuelle bergarten, slik at skjærkreftene er større enn skjærstyrken som virker langs glideplanet (Wyllie & Mah, 2004).

Kileutglidning oppstår som følge av at en bergmasse er avgrenset av to plan. Utglidning er mulig når linjen som dannes i krysningpunktet mellom de to planene har en fallvinkel ut av fjellsiden, som er brattere enn vinkelen for indre friksjon.

Toppling/utvelting er en mekanisme som oppstår når et sett av strukturer har bratt fall inn i skråning, og medfører utoverrotasjon av steinblokker ut fra fjellsiden omkring et pivotalt punkt lenger nede i fjellmassen i følge Highland & Bobrowsky (2008). Det skiller mellom blokkutvelting og fleksural utvelting. Blokkutvelting skjer der bergmassen kuttet av tverrsprekker som definerer høyden av blokkene og fører til at avgrensede blokker raser ut, mens fleksural utvelting oppstår i områder uten tverrsprekker der kolonner av stein faller ut (Hoek & Bray, 1981, Wyllie & Mah, 2004).



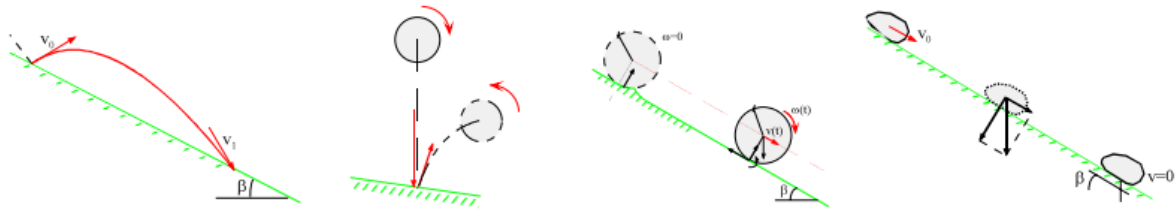
Figur 2.5: Dominerende bruddmekanismer, der a, b og c hhv. viser: planutglidning, kileutglidning og toppling/utvelting, med tilhørende stereografisk plott der stiplede strek viser orientering av sprekkesett og hel strek viser orientering av fjellsiden. Modifisert etter (Wyllie & Mah, 2004).

Dannelsesforløpet av strukturer er av stor betydning for mottakelighet og bruddmekanisme i en bergmasse, ettersom skjærstyrken vil variere mellom ulike strukturer. Strukturer i en bergmasse kan være i form av forkastninger, som viser relativ forskyvning mellom bruddflatene, sprekker hvor ingen relativ bevegelse har funnet sted mellom bruddflatene, foliasjon som er parallelstruktur av mineraler i bergarten eller kløv, og tilsvarer evnen en bergart har til å dele seg etter indre struktur (Wyllie & Mah, 2004, Vick, 2015).

Andre geologiske egenskaper som kan påvirke stabiliteten i en bergmasse er avstand mellom strukturene, utbredelse, grovhet langs overflaten av en struktur og styrken av bergarten. Egenskapene som her er beskrevet påvirker hhv. størrelse og form av steinsprang blokken, utbredelse av glideplan samt ruhet og styrken i kontaktpunktene langs glideplanet, som også vil ha betydning for skjærstyrken (Wyllie & Mah, 2004).

2.5 Faktorer som påvirker bevegelse og utløpslengde

Steinsprang kan deles inn i flere faser som gjerne starter med løsrivelse av en eller flere blokker i kildeområde, fritt fall og kollisjon av blokken i skredbanen, ballistiske baner gjennom luften som følge av interaksjon med underlaget, rulling, glidning langs uren eller annet underlag og til sist avsetning (figur 2.6). Bevegelsen til steinsprangblokker er drevet av gravitasjon og påvirkes av blokkens form og eksterne faktorer tilknyttet skråningen, som terrengmateriale, variasjoner i underlaget og skråningsgradienten (Vick, 2015, Crosta & Agliardi, 2003).

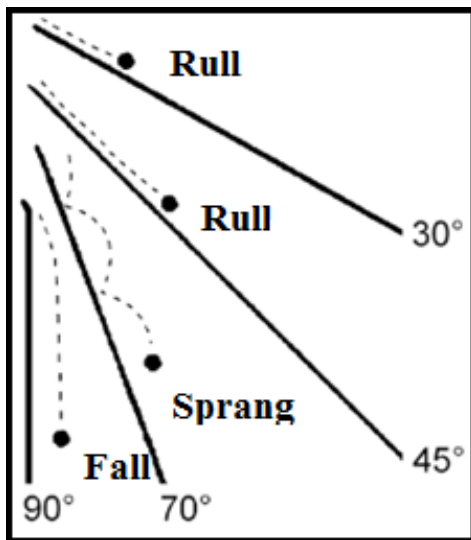


Figur 2.6: Bevegelse ved steinsprang fra venstre: Fritt fall, sprang mot underlaget, rulling og glidning (Heidenreich, 2004).

2.5.1 Bevegelse og helningsgrad

Studier viser at steinblokkens bevegelse påvirkes av helningsgraden på skredbanen (figur 2.7). Fritt fall opptrer, ifølge Dorren (2003), generelt i helninger brattere enn 70° , der blokken enten beveger seg ved translasjon (bevegelse uten rotasjon) av senteret på blokken eller ved rotasjon av blokken omkring senter. Rotasjon av blokken i luften kan føre til retningsendring ved landing (Dorren, 2003), som gir ytterligere utfordringer ved beregning av utløpsbanen.

Ved slakere skråninger ($<70^\circ$) har blokker ifølge Dorren (2003) en tendens til å sprette etter først å kolliderer med skråningen, som ofte fører til at inkompetente bergarter knuses. Bevegelsen går gradvis over til rulling om skråningsgradienten reduseres mere ($<45^\circ$) og blokken er tilnærmet kontinuerlig i kontakt med underlaget, mens glidning forekommer oftest i start- og slutfasen (Dorren, 2003).



Figur 2.7: Ulike former for bevegelse av steinblokker relatert til gjennomsnittlig helningsgrad av skråningen, modifisert etter (Dorren, 2003).

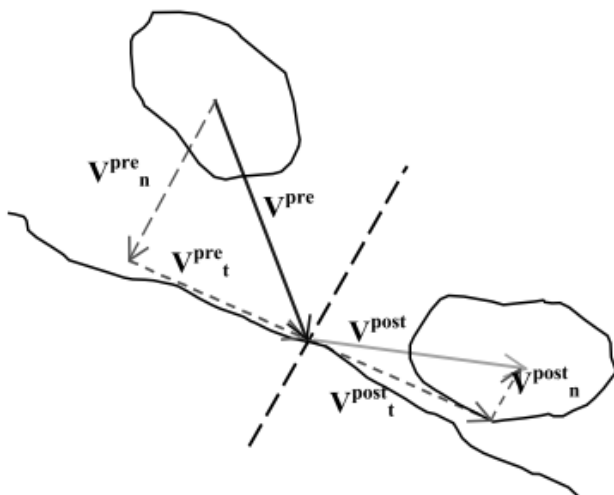
Ved studier av steinsprangområder er det vanlig å betegne terreng brattere enn 40° , som kildeområde for steinsprang (Norges vassdrags- og energidirektorat, 2011, Jaboyedoff & Labiouse, 2003). Dorren (2003), viser imidlertid at det kan være problematisk å benytte 40° som kildeområdet ved

utløpsanalyser med steinsprangsimulering, ettersom blokkene ikke nødvendigvis vil igangsette bevegelsen av seg selv.

2.5.2 Restitusjon

Når en blokk i fritt fall kolliderer med terrenget vil en del av hastigheten og energien reduseres i støtet. Støttapet, også kalt restitusjonen angir hvor mye av hastigheten eller energien i et steinsprang som bevares ved nedslag i underlaget og beskrives av en restitusjonskoeffisient, der maks verdi er 1,0 (= ikke tap av energi) (Azzoni & De Freitas, 1995). Restitusjonen angis normalt på bakken (normalrestitusjon $\rightarrow V_n$) og parallelt med bakken (tangentiell restitusjon $\rightarrow V_t$) (figur 2.8) (Giani et al., 2004).

Restitusjonskoeffisienten varierer mellom ulike underlag avhengig av hvor mye energi terrenget absorberer og vil være mindre for løsmasseskråninger (0,3- 0,7) enn bart fjell (0,5- 0,9) (Azzoni & De Freitas, 1995). Dette viser at ved nedslag i løsmasseskråninger vil mer enn halvparten av energien kunne absorberes, mens for nedslag i fjell vil blokken kunne sprette videre med nesten samme hastighet. Dette støtter opp om Evans & Hunger (1993) som viser til at 75- 86% av energien i et fritt fall absorberes ved første sammenstøt øverst i steinuren, som betyr at fallhøyden kan være av mindre betydning for lange utløp.

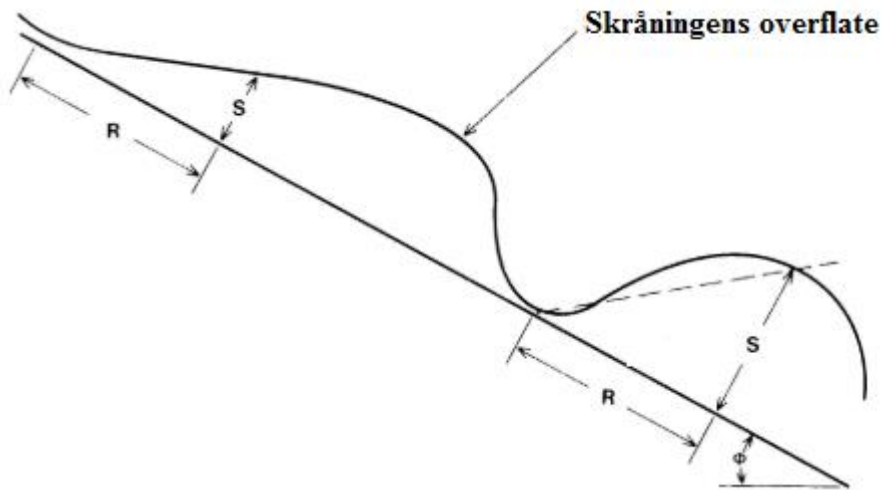


Figur 2.8: Hastigheten før nedslag (V_{pre}) og etter (V_{post}), som angis med normal og tangentiell retning (Giani et al., 2004).

2.5.3 Overflateruhet

Statham (1976) bemerker at alle naturlig skråninger har ruheter i form av forhøyninger og nedsenkninger langs skråningens overflate, som fører til friksjon mellom blokken og underlaget. Når en blokk beveger seg nedover skråningen vil ruhet langs underlaget bidra til å bremse opp blokken, der en stor blokk påvirkes mindre av variasjoner i underlaget (Kirkby & Statham, 1975). Ruhet langs

skråningsoverflaten kan derfor defineres, som høydevariasjon normalt på underlaget innenfor en gitt avstand (figur 2.9) ifølge Pfeiffer & Bowen (1989). Ritchie (1963) påpeker også at ruhet langs underlaget kan føre til bevegelsesendringer av blokken.



Figur 2.9: Overflateruhet (S) er høydevariasjoner normalt på underlaget innenfor en gitt avstand (R). Modifisert etter (Pfeiffer & Bowen, 1989).

2.5.4 Blokkstørrelse og form

Størrelse og form til fallblokken har betydning for utløpslengden ved steinsprang. En stor blokk vil ha mer kinetisk energi og lettere kunne passere hindringer i terrenget enn en mindre blokk.

Størrelsesforskjell mellom blokker er derfor hoved-grunnen til sorteringseffekten langs steinurer (Kirkby & Statham, 1975, Statham, 1976). I tillegg vil blokkens evne til å bevege seg som et hjul være avgjørende for utløpslengden, der runde og diskformede blokker når lengst, deretter kubiske, mens avlange blokker har kortest rekkevidde (Domaas & Grimstad, 2014, Domaas, 1994). Ifølge Domaas (1994) er derimot formen viktigere enn volumet for lang rekkevidde, dersom volumet er mellom 30-100 m³.

3 Metode

I dette kapittelet vil metoder som er benyttet for å løse problemstillingens fire deler bli beskrevet.

Metoder som er brukt i del en og to av problemstillingen vil presenteres i kapittel 3.1. Metode for del en omhandler klassifikasjon og beskrivelse av dominerende prosesser og karakteristiske trekk ved morfologien av platået og steinsprangområdet ved Oksfjellet. Undersøkelsene bygger på feltarbeid fra platået og skråningen under kildeområdet sammen med ortofoto og digitale terrengmodeller.

Metoder for del to viser til analyser av berggrunnen ved platået og kildeområdet for å bestemme medvirkende faktorer, som styrer bevegelse og sensitivitet for steinsprang ved Holmen. Strukturer ved platået er analysert med feltarbeid. På grunn av bratt og utilgjengelig terreng i kildeområdet er programvaren coltop3d brukt for å hente ut strukturell data fra LiDAR scan av kildeområdet for å få et bedre bilde av strukturene. Stereonet 10 og Dips 7 er benyttet for strukturell analyse og fremstilling av indre strukturer i berggrunnen, samt kinematisk analyse av dominerende bruddmekanismer i kildeområdet.

Metode for del tre er tilknyttet bevegelser målt i det ustabile området og hvordan bevegelser påvirkes av meteorologiske forhold som nedbør og lufttemperatur. Datagrunnlaget baserer seg på bevegelses målinger fra bakkebasert InSAR data i årene 2015- 2017 og meteorologiske data fra nærliggende værstasjoner, der InSAR teknologien og metoder brukt i fremstillingen av dataene vil presenteres i kapittel 3.2.

Del fire beskriver metoder brukt i utløpsanalysen av steinsprangområdet, som baserer seg på steinsprangsimulering, tidligere steinspranghendelser og relevant litteratur. Analysen bygger på to anerkjente simuleringsprogram, RAMMS::Rockfall og Rockyfor3D og empiriske data av kartlagte steinsprangblokker i felt, samt morfologiske trekk ved terrenget i steinsprangområdet. Anvendelse av programvarene, innhenting og strukturering av felldata vil bli gjennomgått i kapittel 3.3.

3.1 Kartlegging av struktur- og geomorfologi

Kartlegging av morfologi- og strukturgeologi i felt og ved fjernmåling danner grunnlaget for å besvare del en og to av problemstillingen, som er beskrevet i dette kapittelet.

3.1.1 Feltarbeid

Feltarbeidet ble utført over 4 uker i perioden 7.august til 6.september 2017. Strukturelle og geomorfologiske element ved platået og skråningen over Holmen ble kartlagt i felt, der bare sentrale og distale deler ved skråningen ble undersøkt på grunn av fare for steinsprang i øvre del. Kildeområdet

var for bratt og utilgjengelig til at feltarbeid var forsvarlig. Undersøkelsene her er derfor basert på høyoppløselig punkttsky fra LiDAR scan, prosessert med programvaren Coltop3D, nærbilder av kildeområdet fra håndholdt kamera med teleobjektiv (Nikon D810, TAMRON SP 150-600MM F/5-6.3) og enkelte strukturelle målinger av klippekanten i felt.

Kartlegging av steinsprangblokker er nærmere beskrevet i kapittel 3.3.2.

En GPS, Garmin 64st, ble brukt for å måle plassering i felt og strukturelle data ble målt med kompass av typen Silva med klinometer. Strøk og fall av foliasjon og sprekker er oppgitt ved høyrehåndsregelen (360/90).

3.1.2 Fremstilling av kart og oversiktsbilder

ArcGIS 10.5 er brukt for kartlegging og geografisk projisering av morfologi og strukturgeologi, som er vist i koordinatsystemet ETRS89/ UTM sone 33N. Ortofoto (kartblad Troms 2011 og 2016) med høy oppløsning (1m x 1m) er brukt til kartlegging av morfologi og hentet fra www.norgebilder.no (2017). En digital terrengmodell (DTM) er brukt til fremstilling av struktur og morfologiske kart (Troms 2pkt 2014 og troms 5pkt 2015 med hhv. 0,5- og 0,25 meter oppløsning), som er hentet fra www.hoydedata.no (2017). Bergrunnskartet N50 fra Norges geologiske undersøkelser (Norges geologiske undersøkelser, 2018) er brukt for å få informasjon om berggrunnen ved Oksfjellet. Data fra strukturelle målinger er analysert som nedre halvkule stereografiske projeksjoner og fremstilt i programvaren Stereonet 10 og Dips 7.

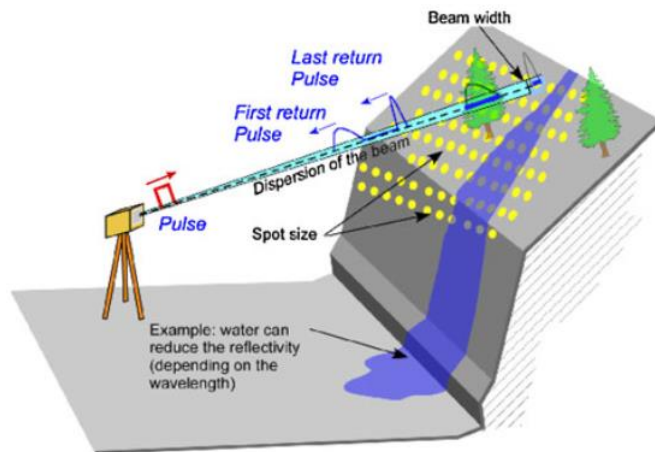
3.1.3 LiDAR

LiDAR (Light Detection & Ranging) eller laserskanner gir en høyoppløselig punkttsky av topografien i et område og brukes ofte for å lage digitale terrengmodeller (DTM). En digital terrengmodell med høy oppløsning brukes blant annet til simulering av utløpsbaner for steinsprang, strukturmålinger av relieffet til en klippe ved bruk av programvaren Coltop3D eller kvantifisering av volumet til steinsprangaktivitet (Jaboyedoff et al., 2012).

LIDAR finnes både som luftbåren og bakkebasert instrument og fungerer ved at laserpulser sendes ut mot ulike objekt, eksempelvis en fjellside, som reflekterer signalet tilbake til en mottager (figur 3.1). Tur-retur tiden og hastighet av laserpulsen benyttes for å beregne avstanden til objektet og resultatet er en punkttsky som representerer topografien til det skannede objektet (Bunkholt et al., 2011).

Punktskyens koordinater bestemmes ved å georeferere punktskyen enten ved å bruke et sett allerede etablerte kontrollpunkter i terrenget eller ved å ta i bruk en allerede georeferert punkttsky (Jaboyedoff et al., 2012). En punkttsky fra LiDAR scan av NØ side av Oksfjellet, er brukt til strukturmålinger av

kildeområdet. LiDAR-skanningen ble utført av NVE i 2016, som også georefererte punktskyen. LiDARen som ble brukt er av typen, Riegel VZ-6000.



Figur 3.1: prinsippene ved laserskanning vist ved en bakkebasert LiDAR (Jaboyedoff et al., 2012).

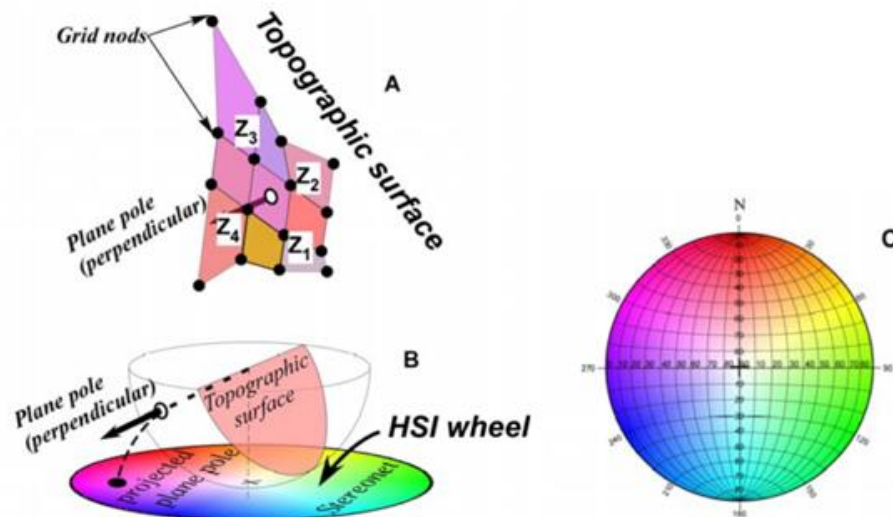
Fordelene ved bruk av bakkebasert LiDAR er enkelt oppsett, effektiv innhenting av høyoppløselig terrenginformasjon og produksjon av 3D modeller og høy oppløsning (cm-mm). Begrensingene ved teknikken er at skyggeområder kan oppstå i kupert topografi, store datasett, behovet for post-prosesserings teknikker for filtrering av datasettene (eks. vegetasjon) og justering når flere store datasett skal sammenstilles (Jaboyedoff et al., 2012). For å få best mulig resultat er det tatt scan fra tre ulike lokasjoner ved Holmen, både for å kunne georeferere, men også for å få minst mulig skyggeområde, og en god dekning.

3.1.4 Coltop3D

Programvaren Coltop-3D utfører strukturell analyse av topografi basert på data fra en punktsky. Plan med ulik orientering (helningsgrad og himmelretning) i topografien, gitt ved fall og fallretning, får en unik fargekode gitt ved Hue Saturation Index (HSI) (figur 3.2). Fargekodene muliggjør gjenkjenning av viktige strukturer langs et relieff, som sentrale sprekkesett (Jaboyedoff et al., 2007). Dette er en brukervennlig metode, da strukturelle målinger av sprekker og områder med ustabilitet ofte er lokalisert i bratt og lite tilgjengelig terreng, som er tilfelle ved Oksfjellet.

Kildeområdet ved Oksfjellet er ikke tilgjengelig for feltundersøkelser, med unntak av undersøkelser langs klippekanten på plataet. Coltop-3D er derfor brukt til strukturanalyse og baserer seg på en høyoppløselig punktsky fra LiDAR scan av steinsprangområdet ved Holmen høst 2016, utført av NVE. Punktskyen er først subsamlet i Cloudcompare v2.10 til 8cm med en søke radius på 1m for normal beregning og konvertert til ascii.txt. Innstillinger ved import av punktsky i Coltop3D: 1)

pyramide nivå (0,5 -1m), 2) normale beregningsparameter: søkeradius (2m) og min/maks antall punkter (6/15). Valg av innstillinger i Cloudcompare v2.10 og Coltop3D for best mulig behandling av punktskyen er utført etter anbefalinger av Metzger, R (personlig kommunikasjon, 2018). Videre fremgangsmåte for strukturell analyse er basert på en opplæringsmanual for Coltop3D (2016).



Figur 3.2: Illustrasjon av prinsippene ved Coltop-3D sitt farge sjema. (A) Orienteringen er definert av fire punkter (nearest neighbors) over et kvadratisk rutenett eller av tre punkt for hvert triangel i et TIN. (B) sammenhengen mellom Schmidt-Lambert projeksjon og HSI- hjulet. (C) HSI- hjulet plottet på et stereonet (Jaboyedoff et al., 2007).

For å få oversikt over dominerende orientering av plan i fjellsiden er alle målte plan i kildeområdet fremstilt i et konturdiagram og deretter er dominerende sprekesett for videre analyse valgt ut.

Datasett eksportert fra Coltop3D er store (> 100 000s målinger) og gjør at analyse i dips 7 og stereonet 10 er problematisk pga. at programvaren henger seg opp. Et representativt utvalg på totalt 1000 målinger av dominerende sprekesett er derfor valgt, basert på funksjonen «f.: tilfeldig» i Microsoft Excel 2016, for å gjøre datamateriale mindre og dermed håndterbart for programvaren.

Begrensninger ved Coltop-3D er tilknyttet lagring og tilgjengelighet av store datasett fra LiDAR scan, ekstraksjon av 3D-overflaten som et resultat av triangulering og representasjon av 3D-overflaten i forhold til Hue Saturation Index hjul ved bruk av fall- og fallretning (Jaboyedoff et al., 2007). Styrker ved metoden er identifisering av stor skala strukturer i vanskelig tilgjengelig terreng, samt estimering av volum og potensielt ustabile områder. Sammenlikninger mellom felldata og resultater fra Coltop3D viser også god sammenheng og vil være et godt bidrag til målinger i felt (Jaboyedoff et al., 2009).

3.2 Bevegelse og meteorologi

Metoder benyttet i del tre av problemstillingen er beskrevet i dette kapittelet. Først blir teknologi tilknyttet bruken av Gb-InSAR beskrevet, som er det instrumentet bevegelsesmålingene i det ustabile

området er hentet fra. Deretter presenteres kilden til meteorologiske data og hvilke værstasjoner de stammer fra.

Bevegelse- og meteorologiske data er fremstilt som et glidende døgnmiddel med en og fire punkter. Med glidende døgnmiddel menes det at ved fire punkter er forflytning per døgn registrert hver 6 time, mens det ved et punkt registreres en gang i døgnet. Dette gir muligheten til å få overblikk over større trender i datamateriale og samtidig undersøke detaljer i utvalgte perioder.

3.2.1 Bakkebasert radarinterferometri (Gb-InSAR)

Synthetic aperture radar interferometry (InSAR) er en effektiv teknikk for overvåkning av bevegelser i terrenget og anvendes både fra satellitter og som portabelt instrument på bakken (Bozzano et al., 2011). Bakkebaserte instrumenter syntetiserer radarbildene ved at instrumentet beveger seg langs en skinne, montert i området som skal undersøkes (Luzi, 2010). Ifølge Skrede & Kristensen (2016) måler den bakkebaserte radaren endring i avstand til reflekterende punkt i terrenget over tid. Endringer registreres ved at elektromagnetiske bølger sendt fra en antenne, treffer fjellsiden og reflekteres tilbake til en mottager. Tidsserier fra radarmålinger gjør det dermed mulig å oppdage bevegelsesendringer i ustabile områder, som for eksempel ved Oksfjellet.

NVE har utført målinger av det ustabile området over Holmen høsten 2015, 2016 og 2017, med bakkebasert InSAR av typen, Lisalab GB InSAR radar fra «Ellegi srl». Tidsserier fra et utvalg av punkter innad i det ustabile området og bevegelseskart fra målingene er klargjort av NVE og benyttet for bevegelsesanalyse og sammenlikning med meteorologiske data for samme periode.

Bevegelsesanalysen i oppgaven fokuserer på tre punkter som representerer områdene med størst bevegelse.

Skrede & Kristensen (2016) påpeker ulike styrker og begrensninger ved metoden. Styrker med metoden er at datakvaliteten ikke avhenger av sikt og derfor ikke påvirkes av mørke eller tåke. Den gir god presisjonen, ned til millimeter-skala og kan dekke store områder, som gir god oversikt over eventuelle bevegelser i en fjellside. Begrensninger ved metoden er relatert til støy på målingene grunnet atmosfærisk stratifisering og endringer langs terrengoverflaten som følge av vegetasjon, snø eller is. En annen begrensning er at bevegelser større enn +/- 4,4mm ikke blir registrert på grunn av anvendt bølgelengde. Dersom bevegelsene er større vil det oppstå fasehopp og registrerte verdier vil ikke overskride +/- 4,4mm til tross for at bevegelsene i virkeligheten er større (Skrede & Kristensen, 2016).

3.2.2 Meteorologiske data

Nedbør- og temperatur statistikk er hentet fra en av NVE sine datavisningsnettsider, pronoa.nve.no (Pronoia – Early Warning & Monitoring system). Værdata er lastet ned fra værstasjoner ved Jettan på Nordnesfjellet (34W 477211, 77166554), som ligger 19 km fra Holmen i luftlinje ved 691 moh. og Holmen i Kåfjorddalen (34W 494819, 7707910) som ligger 20 moh. Værdata for 2015 finnes bare ved Jettan, mens værdata for 2016 og 2017 finnes ved Holmen og ved Jettan. Ettersom det ustabile området ligger ved Holmen vil naturligvis værdata fra Holmen gi best sammenlikningsgrunnlag med bevegelsesdata. Ved å bruke data fra Jettan alle tre årene kan nedbørstrenden mellom de to værstasjonene sammenliknes for 2016 og 2017, noe som kan gi indikasjoner på nedbørsforhold ved Holmen for 2015. Data er videre analysert og fremstilt i Microsoft Excel 2016.

3.2.3 Invers Hastighet

Hastighet er ansett som den beste indikatoren for å vurdere og overvåke stabiliteten i en skråningsmasse ifølge Rose & Hungr (2006). Den inverse hastigheten ($1/v$) er en mye brukt metode for å tolke bevegelsesmålinger for når et eventuelt skred vil gå, basert på forflytningshastighet i potensielle skredmasser. Metoden fungerer ved å plote forflytningsraten av den inverse hastigheten mot tid, der verdien går mot null når hastigheten øker asymptotisk mot tidspunkt for potensielt skred (Rose & Hungr, 2006). For å vurdere om det ville vært mulig å forutsi dato for steinspranghendelsene ved Holmen, basert på bevegelsesmålingene fra Gb-InSAR vil denne metoden bli benyttet.

Rose & Hungr (2006) påpeker imidlertid at metoden avhenger av en konsekvent trend i datasettet og at det må tas særlig hensyn dersom målingene baserer seg på mindre skred. Metoden skal i utgangspunktet heller ikke benyttes for områder som styres av sprø strukturer.

3.3 Steinsprangsimulering

Det finnes i dag flere simuleringsprogram for steinsprang. Modellene deles inn i empiriske og prosess-baserte og er nyttige verktøy for å vurdere utløpslengden til fallblokker (Dorren, 2003, Vick, 2015). Empiriske eller statistiske modeller baserer seg på forholdet mellom topografiske faktorer og utløpslengden av et eller flere steinsprang (Dorren, 2003, Keylock & Domaas, 1999), mens prosess-baserte modeller er mer sammensatte og inkluderer både 2-dimensjonale og 3-dimensjonale analyser (Vick, 2015). I oppgaven er to prosessbaserte modeller benyttet, RAMMS::Rockfall og Rockyfor3D, og en empirisk fremstilling av utløpsvinkelen av tidligere steinsprang. Metodene vil bli brukt sammen med teori tilknyttet faktorer som påvirker utløpslengden for å besvare del fire av problemstillingen.

RAMMS::Rockfall og Rockyfor3D er ifølge Vo (2015) sin sammenlikning av ulike steinsprang simuleringsprogram de mest komplette og avanserte modellene for steinsprangsimulering. Begge

modellene brukes ved faresonekartlegging i Norge, der begge modellene viser ulike styrker og svakheter. Rockyfor3D benytter sfæriske blokker ved beregning av restitusjonen i overflaten, og er derfor avhengig av detaljert kartlegging av terrenget i felt, mens RAMMS::Rockfall fokuserer mer på blokkformen enn terrenget og trenger derfor en terrenngmodell med høyere oppløsning. RAMMS::Rockfall kan dermed modellere mer komplekse bevegelser, mens Rockyfor3D viser bedre vegetasjonens påvirkning (Vo, 2015).

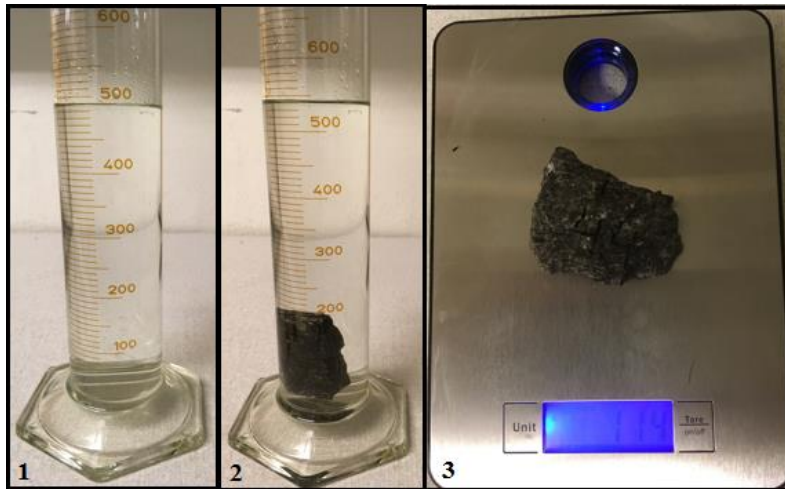
3.3.1 Kalibrering

For å oppnå realistiske resultat er det foretatt gjentatte simuleringer, med begge modellene, der modellerte avsetninger og rekkeviddesansynligheten er sammenliknet med blokkdistribusjonen av markerte steinsprangblokker ved Holmen. Det er justert for egenskaper ved steinsprangblokkene og terrenget mellom simuleringene. Parameterverdier for terreng, som er oppgitt i brukermanualene til RAMMS::Rockfall og Rockyfor3D, er i noen tilfeller endret for å korrelere med markert blokkdistribusjon i felt. Nøyaktigheten av simuleringene må derfor sees i sammenheng med blokkdistribusjonen ved Holmen.

3.3.2 Feltdata brukt i simuleringen

Vegetasjon: Ved begge modellene er det kjørt simulering med vegetasjon, basert på feltarbeid og flyfoto fra norgebilder.no, ettersom skog påvirker rekkevidden av steinsprang (Dorren et al., 2007). Med utgangspunkt i manualen til simuleringsprogrammet Rockyfor3d i Dorren (2015), er stammediameter av trær ved brysthøyde (DBH) som er større eller lik 5 cm og avstand mellom trær undersøkt i felt. Det må påpekes at undersøkelsene er utført i enkelte områder, men ikke systematisk over hele skråningen. Resultatet vil dermed være en generalisering av området.

Bergartstetthet: Det er benyttet en bergartstetthet på 2700 kg/m^3 , som skal representere gjennomsnittlig tetthet til bergartene i området. Dette er funnet ved å teste bergartsprøver på labb. Tettheten er bestemt ved å bruke Arkimedes prinsipp om at et legeme senket i vann vil fortrenge like mye vann som volumet av legemet (Pedersen, 2018). Det ble tatt 16 bergartsprøver fra steinsprangblokkene i utløpsområdet. For hver prøve ble massen (m) målt ved veiing og volumet (V) ble målt ved å senke prøven ned i et målebeger og lese av endringen (figur 3.3) for deretter å regne ut massetettheten (ρ) ved formel $\rho = m/V$ og gjennomsnittlig massetetthet ($\bar{\rho}$). Resultatet er deretter kontrollert opp mot Sintef sin tabell over tetthet til de vanligste bergartene i Norge (tabell 1), der bergartsprøvene er av typen kvartsittisk gneis (J. Konopasek, personlig kommunikasjon, 30. april 2018).



Figur 3.3: Bilde: 1). viser målebeger med 500 ml vann, 2). viser målebeger med nedsenket prøve og økt vannivå til 541 ml og 3). viser måling av masse (g).

Tabell 1: Tetthet til de vanligste bergartene i Norge (SINTEF, 2017).

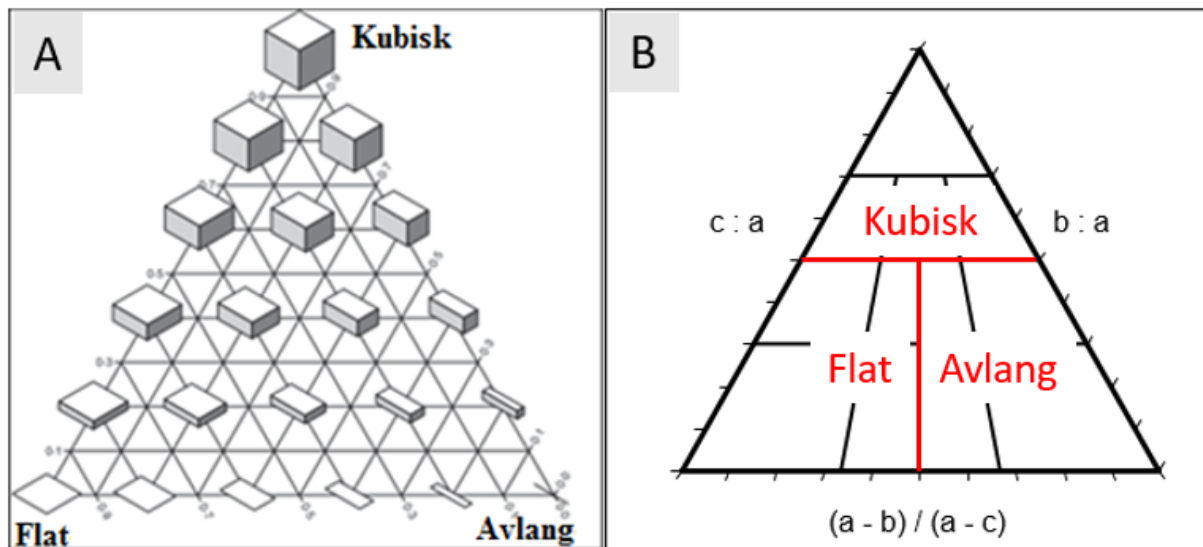
Brutto densitet (kg/m ³)	Meget lav	Lav	Middels	Høy	Meget høy
Steintype	< 2400	2400-2600	2600-2800	2800-3000	> 3000
Sandstein	█				
Kalkstein		█			
Leirskifer			-----		
Marmor			█		
Fyllitt, glimmerskifer				█	
Kvartsittskifer			█		
Serpentinitt			-----		
Kleberstein				-----	
Gneis			█		
Granitter o.l.		█			
Larvikitt			█		
Gabbro, dioritt, diabas etc.	█			█	

Blokkdata: Blokkdistribusjon ved Holmen er basert på kartlegging av markerte steinsprangblokker i felt. Kartleggingen inkluderte måling av lengdeaksene (a, b og c) for å bestemme volum og form og plassering av steinsprangblokkene med håndholdt GPS ved fire ulike høyder. Dette er, i skyggeområdet, 100 moh., 150 moh. og 200 moh. Forholdet mellom plassering i terrenget (moh.) og volum vil gi informasjon om sorteringsgraden tilknyttet utløpsdistanse ved Holmen, som er karakteristisk for områder med steinsprang (se kapittel 2.5.4). Måling ved høydene 100, 150 og 200 moh. viser et utvalg av en tilfeldig valgt blokk for hver 20 meter. Alle steinsprangblokker i skyggeområdet er derimot målt ettersom de viser maksimal utløpsdistanse etter siste istid og gir et realistisk bilde av blokkdistribusjonen ved Holmen. Form og volum av steinsprangblokker er av stor betydning for utløpsdistansen ved steinsprang (se kapittel 2.5.4) og blokkdistribusjonen i skyggeområdet er av den grunn benyttet som statistisk grunnlag.

For å bestemme distribusjon av blokkformer er klassifikasjonen til Sneed & Folk (1958), modifisert etter Blott & Pye (2008), benyttet. Klassifikasjonen bygger på lengden av a-, b-, og c-aksene ($a > b >$

c) ved den enkelte blokk relativt til hverandre og viser til tre hovedformer: kubisk (likeakset), flat (to lange akser og en kort) og avlang (2 korte akser og en lang) (figur 3.4.A). Hovedformene er plassert, som endepunktene i et trekantdiagram og viser inndeling av mellomformer på innsiden av triangelet.

Videre er Graham & Midgley MS Excel analysis code (2000) benyttet for å plote den relative distribusjonen av blokkformer, som tar utgangspunkt i klassifikasjonen til Sneed & Folk (1958) (Graham & Midgley, 2000). Prosentvis fordeling av blokkformene (kubisk, flat og avlang) tar utgangspunkt i inndelingen vist i figur 3.4.B.



Figur 3.4: A) Fordeling av blokkform basert på (Sneed & Folk, 1958) modifisert etter (Blott & Pye, 2008). B) Forenklet inndeling av de tre hovedformene i trekant diagrammet basert på forhold mellom aksene a, b og c etter Graham & Midgley (2000).

Blair & McPherson (1999) sin modifikasjon av Udden- Wentworth kornstørrelses skala for grove sedimenter er benyttet for å klassifisere størrelsen på blokkene.

3.3.3 Valg av simuleringsdata brukt for Holmen

Analysen av simuleringene tar utgangspunkt i fire parameter verdier, som er felles for begge programmene:

RAMMS::Rockfall: 1) total reach probability.asc, 2) nr of deposited rocks.asc, 3) Kinetic rock energy.asc (Q95%), 4) jump height.asc (Q95%).

Rockyfor3D: 1) Reach_probability.asc, 2) Nr_deposited.asc, 3) E_95.asc, 4) Ph_95.asc

1. Rekkeviddesannsynligheten viser til sannsynligheten for at en eller flere blokker lander innenfor et område og er oppgitt ved sannsynlighet i prosent. Verdiene er fra 0 - 100%, beregnet fra formel:

$$\text{Rekkevidde sannsynlighet} = \frac{\text{Antall passeringer} * 100}{\text{Antall simuleringer per celle i løseområdet} * \text{antall celler i løseområdet}}$$

Det er viktig å merke seg at det ikke er den faktiske sannsynligheten, men en sannsynlighet basert på antall simulerte blokker fra kildeområdet, der antall simulerte blokker vil påvirke rekkeviddesannsynligheten.

2. Avsetninger per celle viser egentlig antall blokker som har stoppet i hver celle, men for lettere å kunne sammenlikne modellene, vil resultatene bli oppgitt i prosent av maksimalt antall blokker som har stoppet i hver celle.
3. Energi ved 95% persentil (Q95%) er oppgitt i kilo joule (kJ) og viser simulert energi ved hver celle.
4. Spranghøyde ved 95% persentil (Q95%) er oppgitt i meter og viser spranghøyde målt fra underlaget til tyngdepunkt av fallblokken, ved den enkelte celle.

Sikringsvollen ved Holmen er ikke med i steinsprangsimuleringene, isteden er det hentet ut informasjon for parameterverdier to til tre for å vurdere effekten av denne, ved gjeldende plassering av sikringsvollen. RAMMS::Rockfall benytter en funksjon kalt «barrier plot», som henter ut informasjon for et avgrenset området (Bartelt et al., 2016). Rockyfor3D benytter tre ascii filer, som registrer informasjonen på simulering med steinsprang net, der høyde og energi av nett er satt til 0. Dette muliggjør datainnsamling for området uten påvirkning av egenskaper til nettet.

1 og 2 er de mest anvendelige parameterverdiene for vurdering av utløpsonen til steinsprang. Ved evaluering og dimensjonering av farebegrensende tiltak, som for eksempel sikringsvollen ved Holmen anbefaler Dorren (2015) å benytte parameter 3 og 4.

3.3.4 RAMMS::Rockfall

RAMMS::Rockfall modul benytter en algoritme basert på et udeformerbart legeme for å modellere utløpsdynamikken til enkeltblokker i et tredimensjonalt terreng (Christen et al., 2012). Tilnærmingen ved bruk av et udeformerbart legeme er en idealisering av et fast legeme hvor deformasjon er neglisjert (Vo, 2015). I motsetning til steinsprang modeller flest benytter RAMMS::Rockfall seg av en deterministisk tilnærming til naturlig variasjon av blokkformer og orientering av fallblokken for simulerte steinspranghendelser (Vick, 2015).

Det er 170 simuleringer per kildepunkt, hver med 10 ulike orienteringer og initiert fallhøyde av blokken er satt til automatisk for å unngå at blokker blir liggende i kildeområdet (Bartelt et al., 2016). Innstillingene er valgt på bakgrunn av flere simuleringforsøk, der større antall simuleringer førte til for stort datamateriale og problemer under prosessering av resultater.

Inndata, som er benyttet i simuleringen og videre innstillinger av programvaren viser til manual av (Bartelt et al., 2016). Anbefalt oppløsning av høydemodell er 5 m eller bedre for å representere topografien i komplekst terreng, der valgt oppløsning er 3m. Kildeområdet kan defineres som et punkt (X, Y), en linje (X1, Y1); (X2, Y2); ... eller et polygon, der geometri og lokalisering av kilde vil ha stor betydning for resultatet. For hurtigere prosessering og redusert datamengde er det benyttet linje i simuleringene, som følger terreng brattere enn 45°. RAMMS::Rockfall anbefaler å fremstille blokklegeme basert på eksisterende punktskyer av realistiske blokkformer, som er tilgjengelig i tjenesten «rock builder». Der kan punktskyer for tre typiske former, kubisk, flat eller avlang, defineres for deretter å justere masse og volum til å ligne steinsprangblokkene ved kildeområdet. På bakgrunn av statistikk over blokkdistribusjonen ved Holmen er det fremstilt 17 blokker i rockbuilder i RAMMS::Rockfall, som skal representere blokkdistribusjonen i skyggeområdet i form og volum. 17 ble valgt, som et passende tall for å kunne representere de ulike kategoriene av former og størrelser. Terreng defineres ut fra hardhet ved terrengmaterialet og grupperer terreng i åtte hardhets-klasser. Ved valg av terreng kan hele området defineres av en valgt terrengtype, i tillegg kan enkeltpolygon med ulik hardhet også defineres innenfor området. Hindringer i form av skog, myr eller vann representeres av polygon med en høyde på laget (m) og en bremsefaktor oppgitt i (kg/s). Det er benyttet skog av type: medium forest → 35 m²/ha.

Styrken til modellen er at påvirkning av blokkens form på bevegelsesmønsteret kan studeres, samt beskrivelse av groper når blokken treffer terrenget. Faktorene er av stor betydning for hvordan modellen forklarer dynamikken i et steinsprang. Begrensninger er at spredningseffekten forårsaket av kollisjoner med individuelle trær ikke er beskrevet, da programmet ikke gjør rede for endelig styrke av trær (Leine et al., 2014).

3.3.5 Rockyfor3D

Rockyfor3D modellerer utløpsbaner til enkeltblokker i tre dimensjoner. Modellen kombinerer deterministiske algoritmer basert på fysiske forhold med en stokastiske tilnærming og gjør at modellen er å betegne som en probabilistisk prosessbasert steinsprang modell (Dorren, 2015). Rockyfor3D benytter seg av et hybrid system, som er en tilnærming der systemet kan simulere både sprett og flyt egenskaper (Vo, 2015). Minimum informasjonsdata (inndata) modellen krever er et set på 10 rasterkart i ESRI ASCII Grid Format, men modellen kan også kjøre automatisk simulering og trenger da bare en terrengmodell. Kartene gir informasjon om fysiske forhold og utarbeides i ArcGIS før det eksporteres til Rockyfor3D (Dorren, 2015).

I Rockyfor3D bestemmes antall steinsprang som skal simuleres per celle i kildeområdet, variasjon av blokkstørrelse og eventuell ekstra fallhøyde steinsprangblokken starter med. Ved simuleringene er det brukt 1000 blokker per celle og blokkvariasjon på 50%, på grunn av stor blokkvariasjon i

utløpsområdet. Ekstra fallhøyde er satt til 0 meter ettersom simuleringsforsøk viser at få blokker blir liggende igjen i kildeområdet.

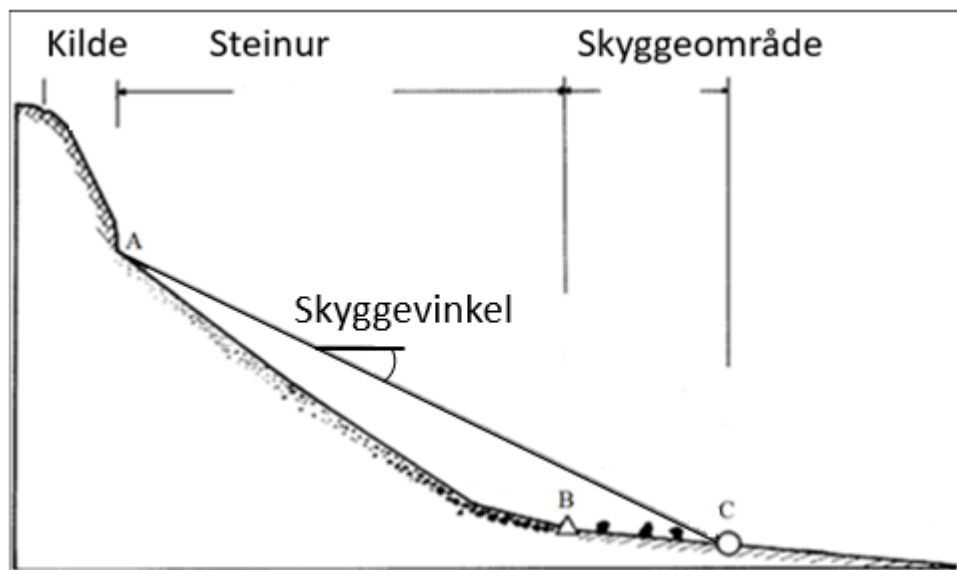
Inndata, som er benyttet i simuleringen og videre innstillinger av programvaren viser til manual av (Dorren, 2015). Anbefalt oppløsning på høydemodell er mellom 2x2m og 10x10m. Oppløsning ved simulering er valgt til 5 m. Kildeområde viser til områder i terrengmodellen brattere enn 45 grader, der kildeområdet er definert som polygon. Blokken beskrives ut i fra tre lengdeakser ($d_1/ d_2/ d_3$) tilsvarende a, b og c, som definerer hhv. høyde, bredde og lengde. I tillegg defineres blokkformen som følger: Ingen form (ingen kilde definert), rektangulær, ellipsoide, sfærisk eller disk. Ved fritt-fall ansees blokken som sfærisk. I simuleringene er det benyttet rektangulær form ettersom 80% av blokkdistribusjonen viser kubisk og flat form. Terrenget har stor betydning for utfallet av simuleringen og beskrives på bakgrunn av ruhet ved terrengoverflaten ($rg_{70}/ rg_{20}/ rg_{10}$) og elastisitet i bakken basert på 8 ulike terrengmaterialer, hvor myr og asfalt viser til ytterpunkt. Dempingseffekten i hver terrengtype tar utgangspunkt i den normale restitusjonskoeffisienten (R_n) (se 2.5.2). Høyde på ulike hindringer i skredbanen, som her viser til ruhet – kan differensieres i tre ulike prosentandeler av arealet på 10%, 20% og 70%. Om det er homogent eller bare to ulike høyder kan disse slås sammen med å gi samme tall. Hindringer i form av skog kan defineres i polygon, eller ved bruk av vegetasjon fra laserscan – faktisk plassering. Ved Holmen er skogen definert som polygon, der DBH (stammediameter ved brysthøyde) er målt samt tetthet av trær i området.

Styrken ved programmet er at det kan beregne flere sprett per celle. Begrensninger er relatert til at det kun er en sfærisk form, som beregnes ved kontakt med terreng og trær (Vo, 2015).

3.3.6 Skyggevinkel

Skyggevinkelen er utløpsvinkelen fra apex målt fra et horisontalt plan til distale del av skyggeområdet og er en praktisk tilnærming for å evaluere maksimal utløpslengde av steinsprang. Studier tilknyttet utløpslengden på steinsprang foreslår ulike minimumsverdier av skyggevinkelen for vurdering av aktsomhetsområder, 28- 30° Lied (1977) mens Evans & Hungr (1993) foreslår 27,5° basert på 16 profiler av skredbaner for steinsprang i British Colombia. Denne tilnærmingen krever dermed ikke kunnskap om hvor i kildeområdet steinblokker løsner fra.

I denne oppgaven vil empiriske forhold tilknyttet utløpslengden av markerte steinsprangblokker ved Holmen og resultater fra simuleringen presenteres ved bruk av skyggevinkeler (figur 3.5), basert på funksjonen viewshed i arcmap 10.5. Empiriske forhold av blokkdistribusjonen ved Holmen og simuleringsresultat vil deretter kunne sammenliknes med foreslåtte minimumsverdier av skyggevinkeler fra nevnte forfattere.

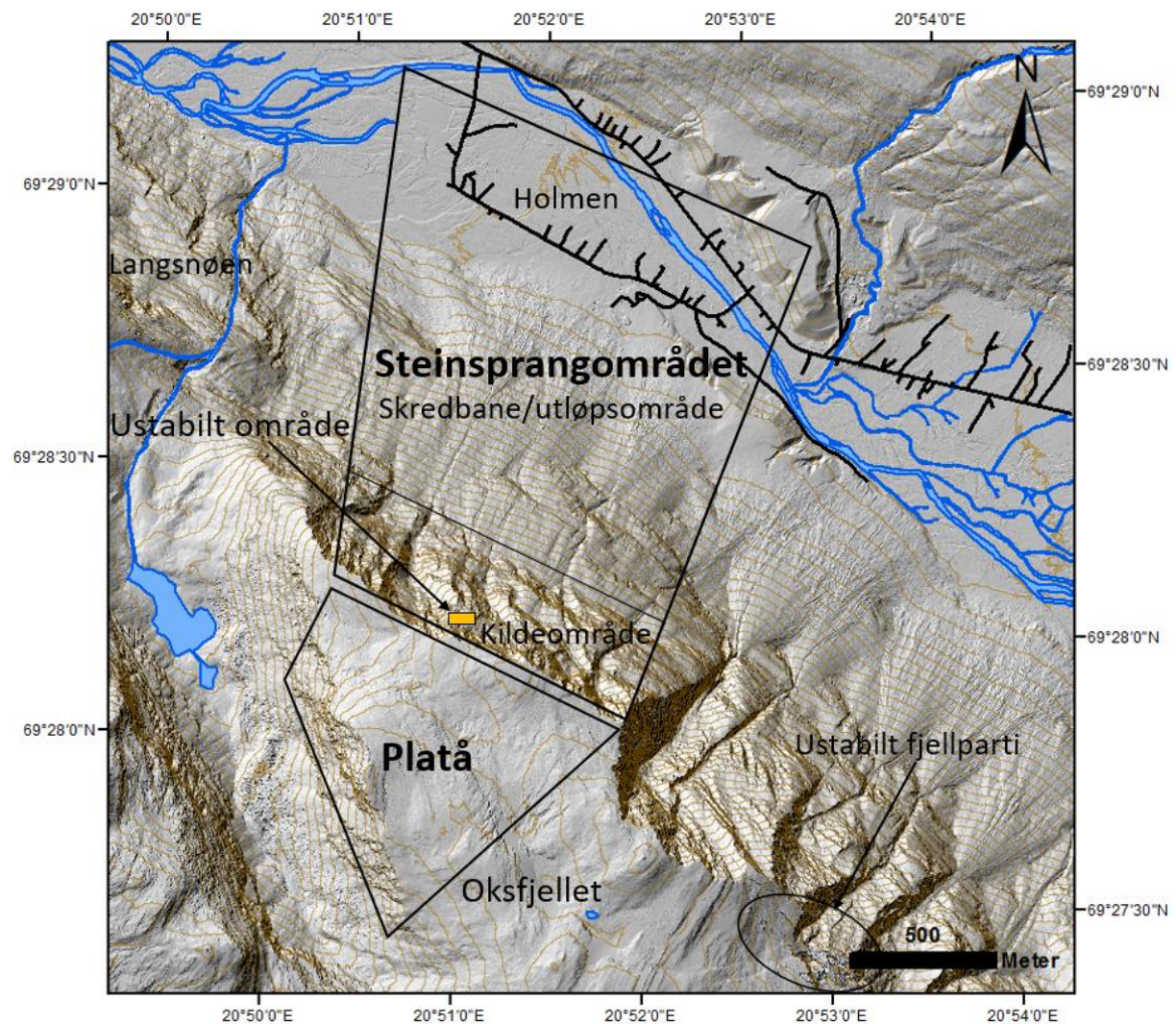


Figur 3.5: Et steinsprangområde i profil som viser skyggevinkelen. Skyggevinkelen er vinkelen mellom endepunktet av en blokk og apex (A). Vinklene er målt fra et horisontalt plan. Figuren er modifisert etter (Evans & Hungr, 1993).

4 Resultat

Resultat kapittelet er delt i fire og henviser til problemstillingens fire delmål (kapittel 1.2). Delområder som blir referert til i studieområdet ved Oksfjellet, er vist i figur 4.1.

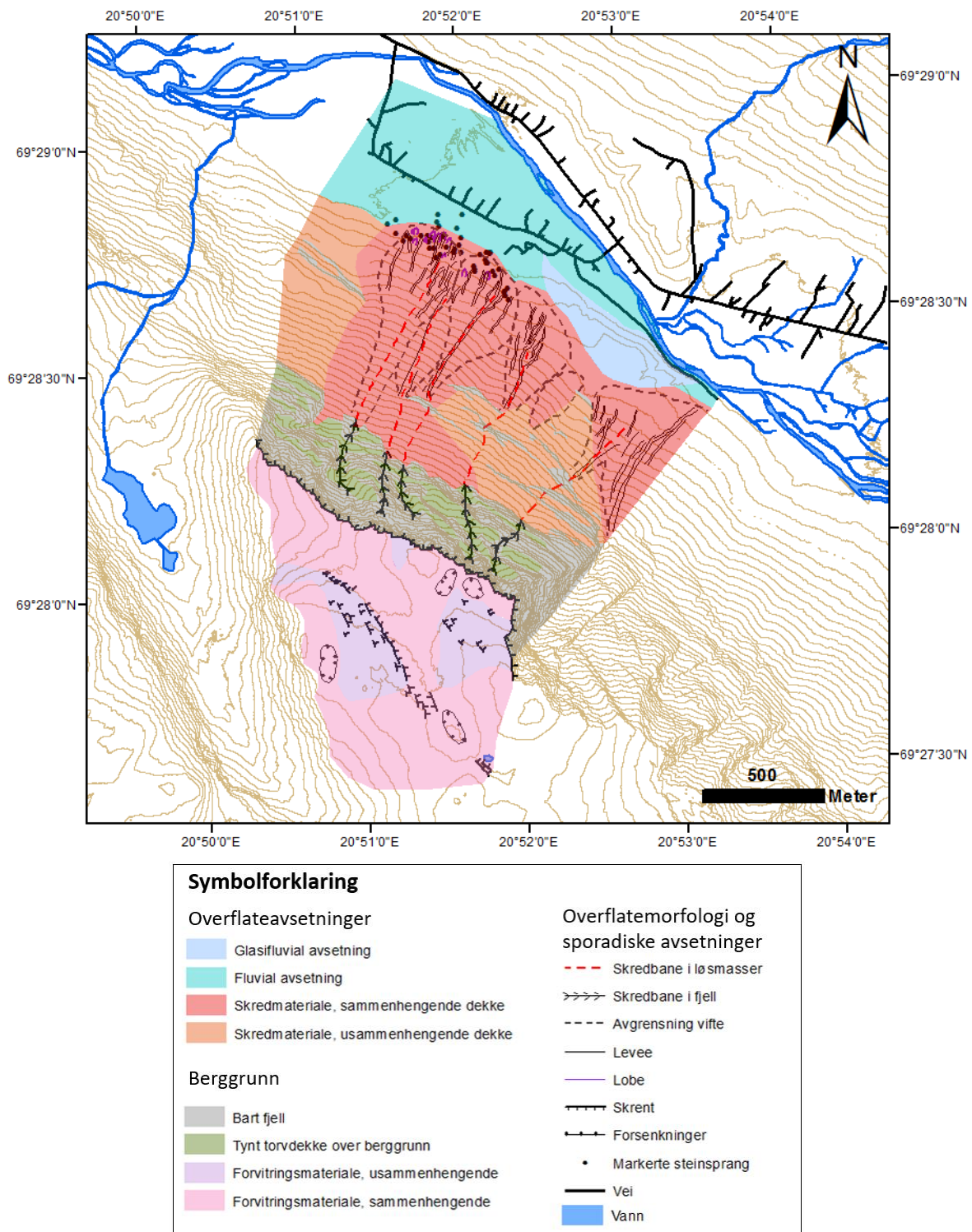
Kapittelinnledning beskriver følgende: 4.1) Morfologien ved plataet og steinsprangområdet; 4.2) Strukturgeologien ved plataet og kildeområdet og kinematisk analyse av dominerende bruddmekanismer i kildeområdet; 4.3) Sammenhengen mellom bevegelse i det ustabile området og meteorologiske data av nedbør og temperatur og 4.4) Utløpsanalyse basert på steinsprangsimulering og empiriske data fra historiske steinsprang i utløpsområdet



Figur 4.1: Oversiktskart over Oksfjellet og delområder og det ustabile fjellpartiet i sør og Langsnøen i nord. DTM med høydekoter med 20 meters ekvidistanse.

4.1 Morfologiske elementer

Den nordlige delen av Oksfjellet består av et platå ved 1000 moh. til 1100 moh., en bratt fjellside orientert NV-SØ, som strekker seg fra platåkanten og ned til 600 moh. og et område påvirket av ulike skråningsprosesser, som strekker seg videre ned til dalbunnen (20 moh.) av Kåfjorddalen ved Holmen.



Figur 4.2: Morfologisk kart over Oksfjellet.

4.1.1 Platået

Platået kjennetegnes av stein- og blokkrikt forvittringsmateriale (blokkhav) og et veldefinert system av skrenter, som strekker seg NV-SØ og følger en forsenkning langs midtre del av platået (figur 4.2 og 4.3). Steinprøver fra platået omkring skrentsystemene viser litologi av granittisk gneis. Skrentsystemet er definert av flere NV-SØ og NØ-SV orienterte subvertikale sprekker. Sprekkene parallelt med skrentsystemet (NV-SØ) viser en tendens til å åpne seg normalt på skrenten og avgrenser større blokker eller åpne sprekker.



Figur 4.3: Bilde tatt nord for toppen av Oksfjellet. (A) viser langsgående skrent system, som strekker seg NV-SØ med intern høydevariasjon fra 1- 3m. NV-SØ (oransje strek) og NØ-SV (grønn strek) orienterte subvertikale sprekker. (B) viser innover roterende foliasjon, med en høydedifferanse på ca. 3m og en åpen sprekk, som er 2m dyp (foto: privat).

Enkelte områder langs platåkanten i NØ og SV, i tillegg til et område langs østre del av skrentsystemet i sør viser karakteristiske mønster av sirkulære former og stripete forsenkninger i blokkmateriale.

Området i NØ viser særlig godt sirkulære øyer av finere materiale, med en diameter fra 1- 3m ofte dekket av vegetasjon (figur 4.4). Formene befinner seg hovedsakelig i områder med liten helningsgrad i terrenget. Brattere områder med stor mektighet i blokkmateriale viser derimot tegn til sig i massene.

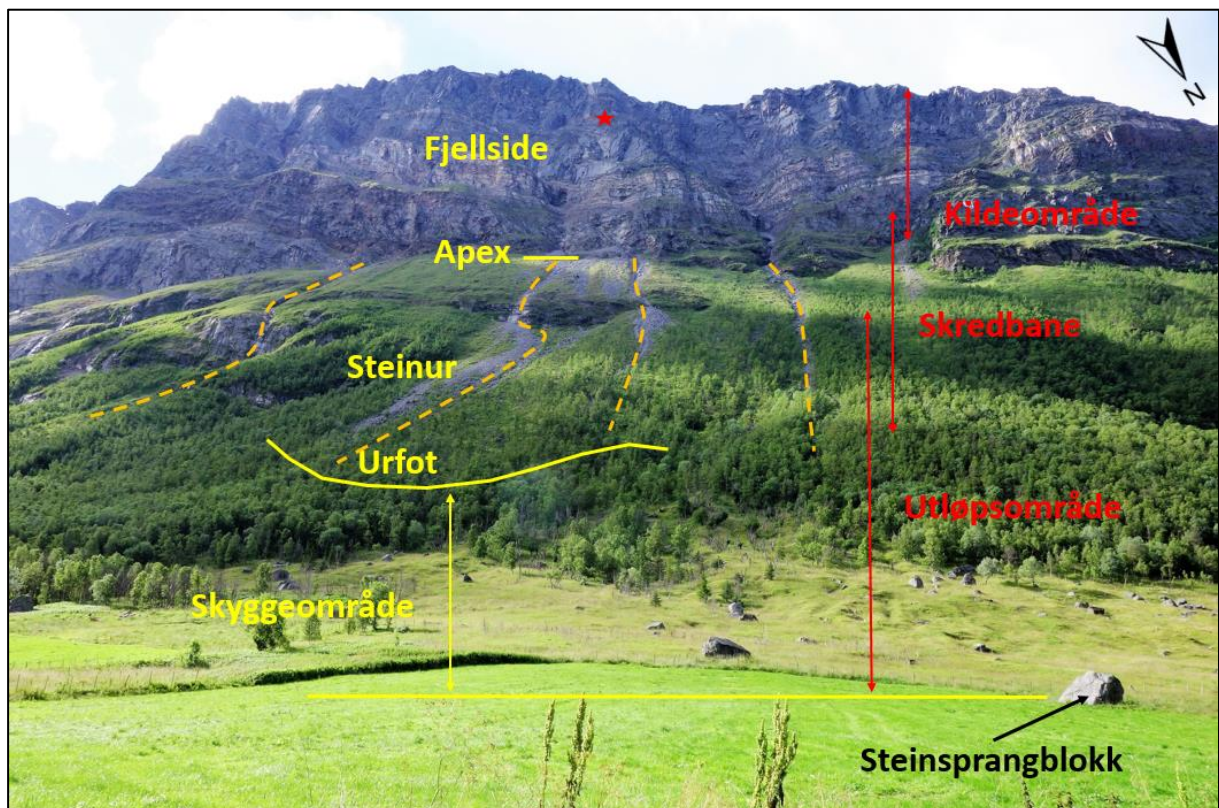


Figur 4.4: Sirkulære øyer, lokalisert NØ på platået, av finere materiale innimellom grovere blokkmateriale er markert med hvit stiplet linje (foto: privat).

Ved sørlig del av platået er det oppsamling av smeltevann og en kan høre rennende vann langs forsenkningen av platået videre nordover.

4.1.2 Steinsprangområdet

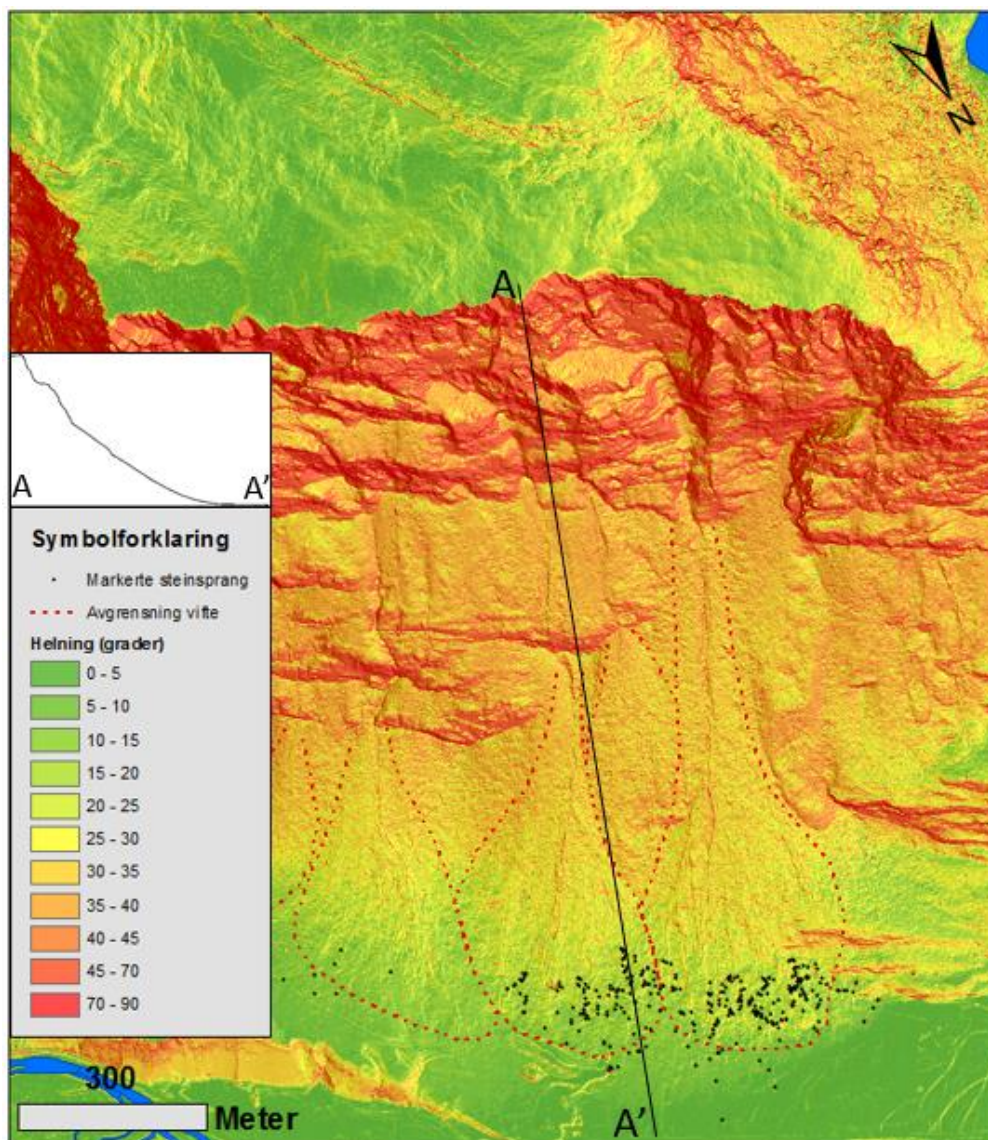
Steinsprangområdet ved Oksfjellet karakteriseres av en bratt fjellside, som er 400- 500 meter høy over apex ved ca. 600 moh. og en skråning kjennetegnet av ulike skråningsprosesser, som strekker seg ned til dalbunnen ved 20 moh. (figur 4.5).



Figur 4.5: Bilde over steinsprangområdet ved Oksfjellet og inndeling av ulike steinsprangsoner (rødt), terminologi (gult), oransje stiplede linjer viser kanaler, mens distale deler kjennetegnes av sporadisk spredte steinsprangblokker. Ustabile området er vist med rød stjerne (Foto: Privat).

Fjellsiden fungerer som kildeområdet for skråningen under og består av vekslinger mellom brattere bergskrenter av bart fjell ($> 45^\circ$) og områder med lavere helling/skråningsvinkel ($30-45^\circ$) dekket av skredmateriale (figur 4.6).

Skråningen under fjellsiden kjennetegnes av steinur med definerte kanaler og jordskredvifter, med ansamling av steinsprangblokker i distale deler. Kanalene har definerte leveer, som er typisk for jordskred (debrisflow). Skråningen viser en svakt konkav form mot dalbunnen, avbrutt av enkelte klippepartier i midtre deler. Hellingens vinkel varierer fra $35-45^\circ$ omkring apex, $15-25^\circ$ omkring nedre del av steinur/urfoten og $10-20^\circ$ i distale deler av viftene. Det må presiseres at plassering av urfoten er gjort på bakgrunn av bilder og digital terrengmodell ettersom undersøkelser i felt ikke viste en veldefinert nedre grense av steinuren, på grunn av vegetasjon.

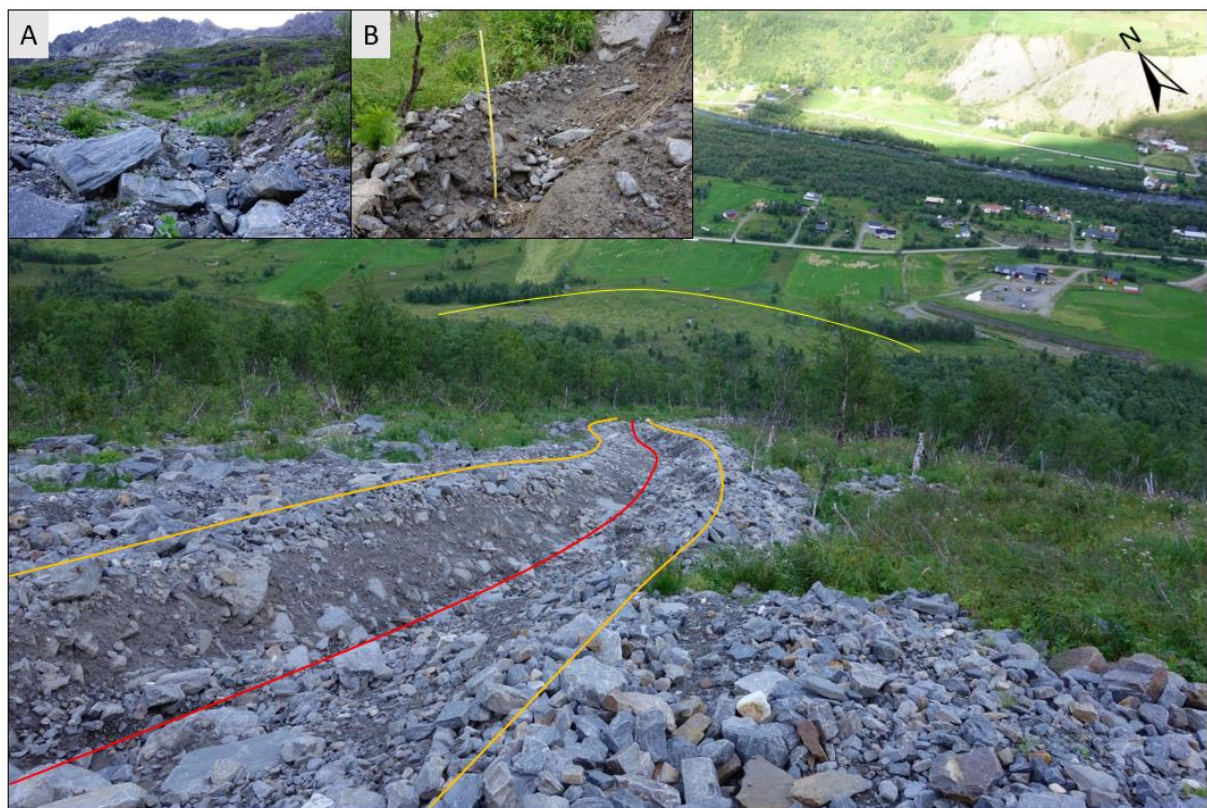


Figur 4.6: Hellingens vinkelkart og lengdeprofil (A-A') over steinsprangområdet ved Oksfjellet.

Proksimalt er det lite til ingen vegetasjon (dbh < 5cm). Terrengt kjennetegnes av steinur, nylige avsetninger og det er primært en hovedkanal (figur 4.7). Hovedfraksjonen er blokkstørrelse til stein i kanalene og viftene er smalere enn i distale deler av skråningen.

Distalt er det mer vegetasjon og diameter på trær ved brysthøyde øker fra 5- 15cm.

Avsetningsmønsteret viser at massestrømkanalene spres utover et større område med forgreninger av kanaler og leveer som ofte ender i loper enkeltvis eller stablet over hverandre. Hovedfraksjonen er grus til sand og bredden på kanalene reduseres fra de mere proksimale områdene. Dalbunnen viser terrasser av glasifluviale avsetninger med bratt dalvendt side og fluviale avsetninger fra et nettverk av elver.



Figur 4.7: Bilde tatt ned mot Holmen og viser kanal (rødt) avgrenset av leveer (oransje) på siden, som brer seg ut i en vifteform (gult) lengre nede. (A) viser proksimale deler av kanalen, mens (B) viser distale deler (foto: privat).

Kanalene viser ulik grad av aktivitet basert på mengden ferske avsetninger og vegetasjonsdekkets utvikling. Fem kanaler markerer seg, med størst aktivitet der vegetasjon ikke har fått tid å bygge seg opp (fig 4.2). Parallelt med de aktive kanalene er det flere inaktive kanaler dekket av vegetasjon, hovedsakelig i distale deler av skråningen (figur 4.8). De inaktive kanalene viser lignende morfologi, som de aktive med definerte leveer på sidene. Til forskjell fra de aktive kanalene strekker de inaktive kanalene seg generelt lengre ned i dalen og er større i bredde (mellom leveene) og høyde (leveetopp til kanalbunn) enn tilsvarende aktive kanaler ved samme høyde over havet.



Figur 4.8: Viser gammel inaktiv kanal (rød) med leveer (oransje) og godt utviklet vegetasjonsdekke (foto: privat).

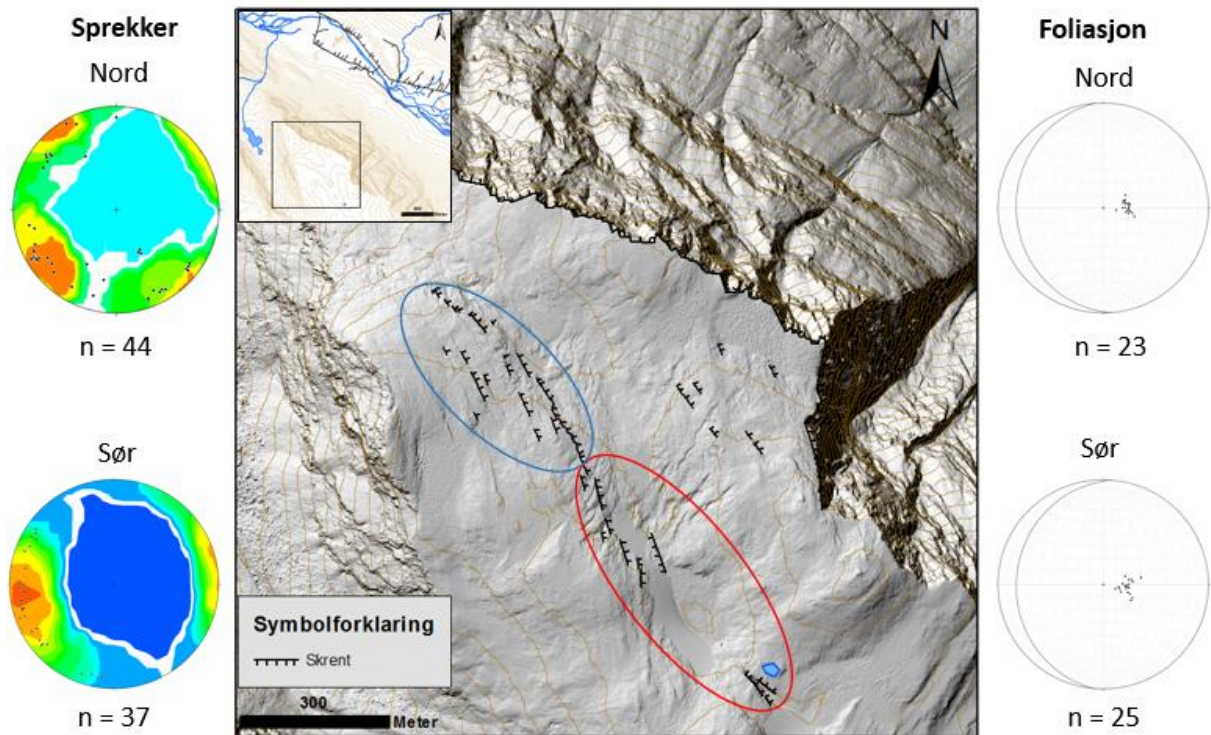
Omkring kanalene og ved flere utløp er det ansamlinger av steinsprangblokker, mens distalt er det sporadisk spredte blokker med lang rekkevidde. Flere steder langs skråningen finnes tegn på steinsprangaktivitet, i form av arr i terrengoverflaten, knekte trær eller blokker, som er stoppet av trær (figur 4.9). Generelt vises flere ferske spor, som figur 4.9. presenterer, fra steinsprangaktivitet proksimalt i skråningen enn distalt.



Figur 4.9: A) viser blokk stoppet i tre, B) viser pløyd mark og knekt tre der blokken trolig har fortsatt videre nedover, C) viser pløyd mark der blokken er stoppet opp og D) viser knekt tre (foto: privat).

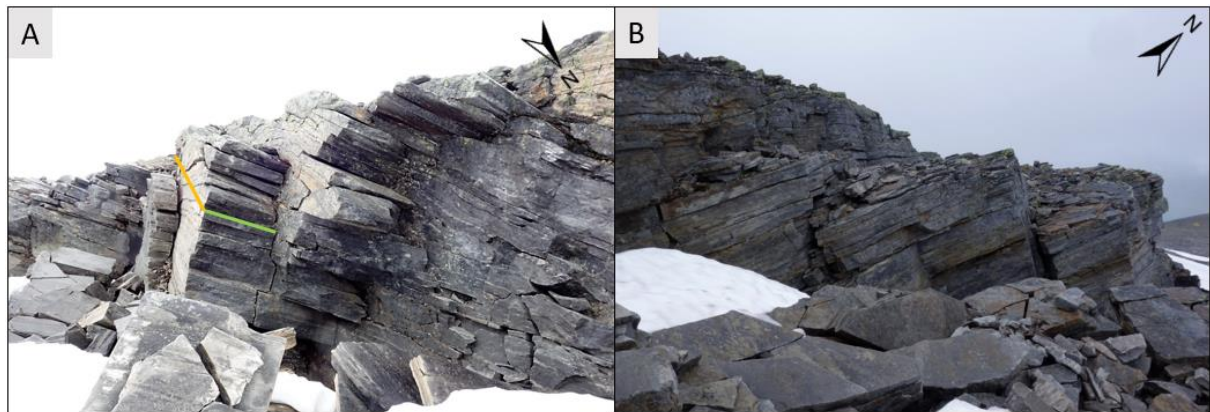
4.2 Strukturgeologi og bruddmekanismer

4.2.1 Platået



Figur 4.10: Rød og blå sirkel viser hhv. sørlig- og nordlig inndeling av målinger gjort på platået. Strøk og fall av foliasjon er vist med stereoplott av poler og gjennomsnittlig foliasjon med storsirkel. Strøk og fall av sprekkese sett er vist som konturdiagram.

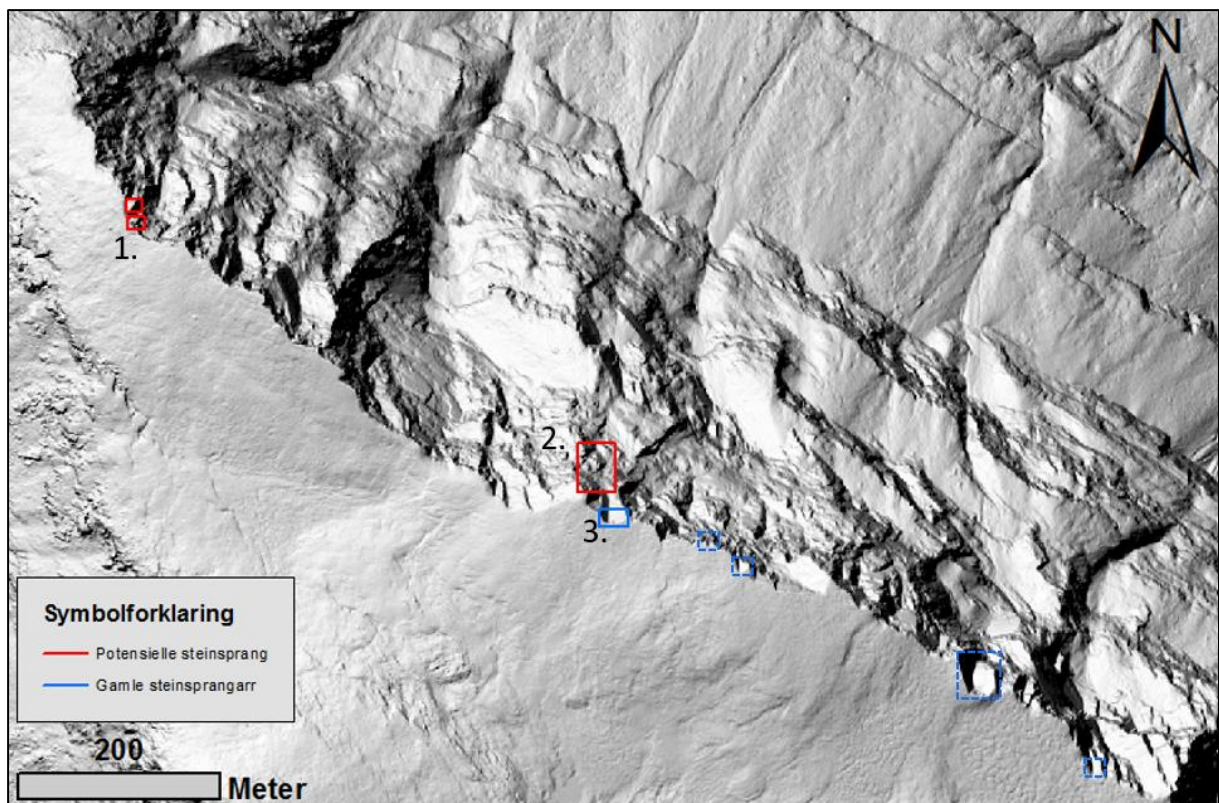
Berggrunnen ved Oksfjellet viser godt utviklet foliasjonen med svakt fall (15- 20°), som faller mot vest i nordlige og sørligere deler av platået (figur 4.10). Foliasjonen kuttes av sprekker med dominerende orientering NV-SØ til NNV-SSØ med bratt fall (50- 80°) mot NØ, og et annet sprekkese sett med orientering NØ-SV med bratt fall (50- 80°) mot SØ (figur 4.10). Sistnevnte er mest fremtredende i nord. Platået består for det meste av blokkhav og større blokkpartier (figur 4.11), som er løsnet fra berggrunnen og gjør det utfordrende å skille berggrunnen fra blokkhavet særlig i sørlige deler mens nordlige deler har mere definerte blotninger.



Figur 4.11: A viser veldefinert foliasjon og sprekkesett NV-SØ (oransje) og NØ-SV (grønn). B viser større blokkpartier løsrevet fra berggrunnen (foto: privat).

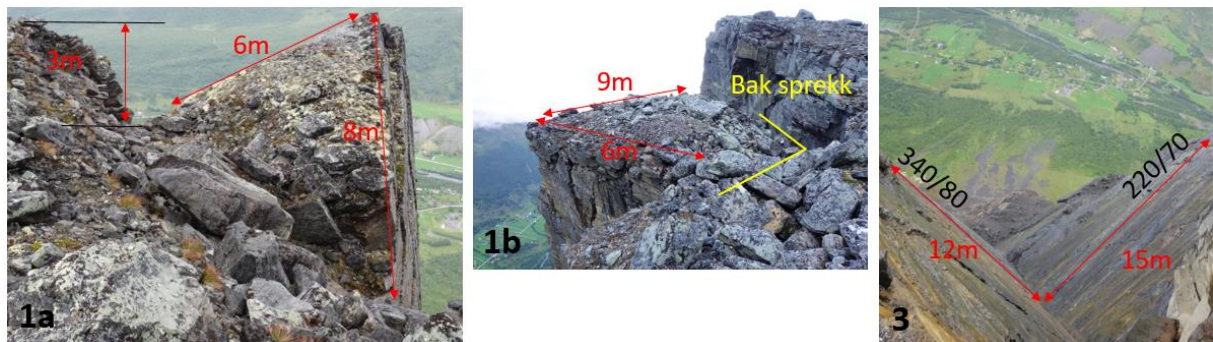
4.2.2 Platåkanten

Platåkanten er orientert NV-SØ og kjennetegnes av flere glatte bruddplan, som krysser hverandre og danner et sikk sakk mønster i enkelte områder. Et eksempel er i område 3 og videre sørover i figur 4.12, hvor to plan møtes vinkelrett mot hverandre, som følge av en kileutglidning i 2013. Liknende eksempler er observert flere steder langs kanten, men er ikke verifiserte utglidninger.



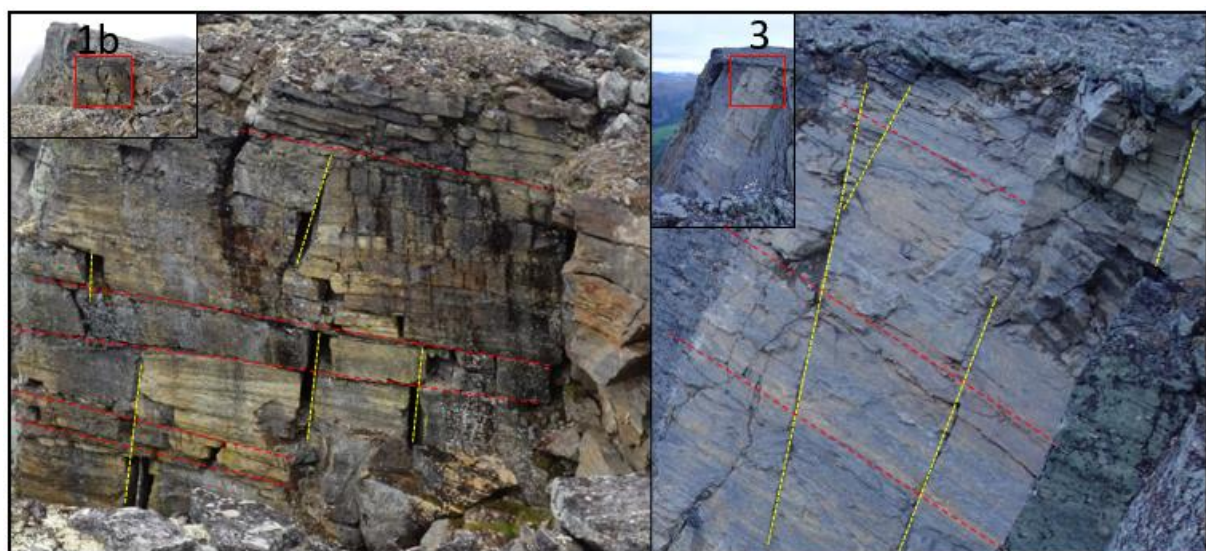
Figur 4.12: Rød markering viser til potensielle steinsprang, der område 2 er eneste område med signifikant målt bevegelse og registrerte steinspranghendelser. Blå markering viser gammelt arr etter kileutglidning i 2013. Stiplet blå markering viser til lignende arr, men som ikke er registrerte utglidninger.

I enkelte områder, er det mulig å følge sprekker fra kanten og inn på plataet. Sprekkene kan observeres som åpne og veldefinerte sprekker eller som lineære forsenkninger i overflaten, som i enkelte områder avgrensner nedsunkne blokker med klippekanten. Ved området 1 (figur 4.13: 1a og 1b) finnes to slike avgrensede blokkpartier. 1a karakteriseres av en høydedifferanse på tre meter, mens 1b viser en veldefinert baksprekk som er inntil to meter bred og seks meter dyp. De tre områdene (1a/1b/3) strekker seg ca 20 meter i vertikal høyde (basert på observasjoner fra kanten), som hhv. gir estimerte volum på 900/1100/3600m³, der sistnevnte er rast ut.



Figur 4.13: 1a/b viser to fremtredende blokkpartier, som fra platåkanten ser ut til å være avgrenset fra klippekanten. Bilde 3 viser glideflatene etter en kileutglidning i 2013 (foto: privat). Lokalisering av områdene i figur 4.12.

Observasjoner av fjellmassene innad i område 1 og 3 viser bratte sprekkeseett (70-80°) og en slak foliasjon (10 - 20°) som heller inn mot fjellsiden (figur 4.14). Blokkpartiet ved området 1 er delvis løsrevet fra klippekanten med stor grad av oppsprekking både langs foliasjon og sprekker de øverste ti meterene, mens område tre viser til glideplanet etter utrasing og har mindre grad av oppsprekking.

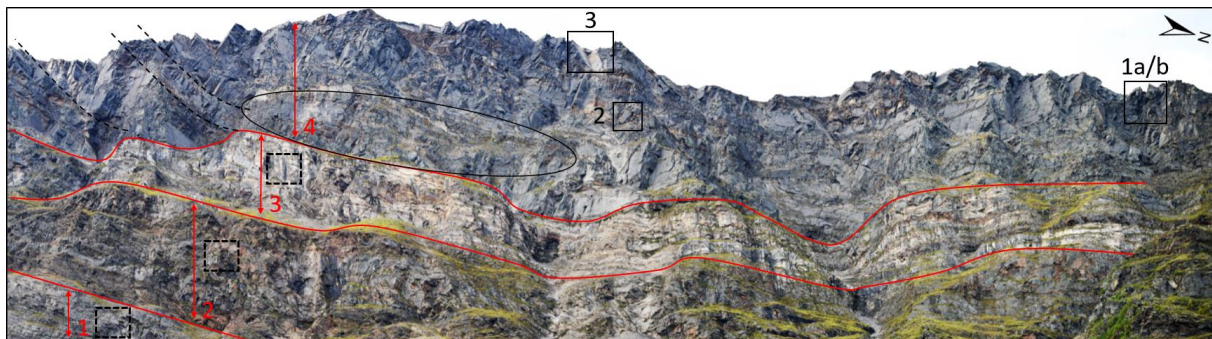


Figur 4.14: Viser foliasjon (rød) og sprekker (gul) innad i bergmassene ved område 1b og 3, sett fra nord. Lokalisering av områdene i figur 4.12.

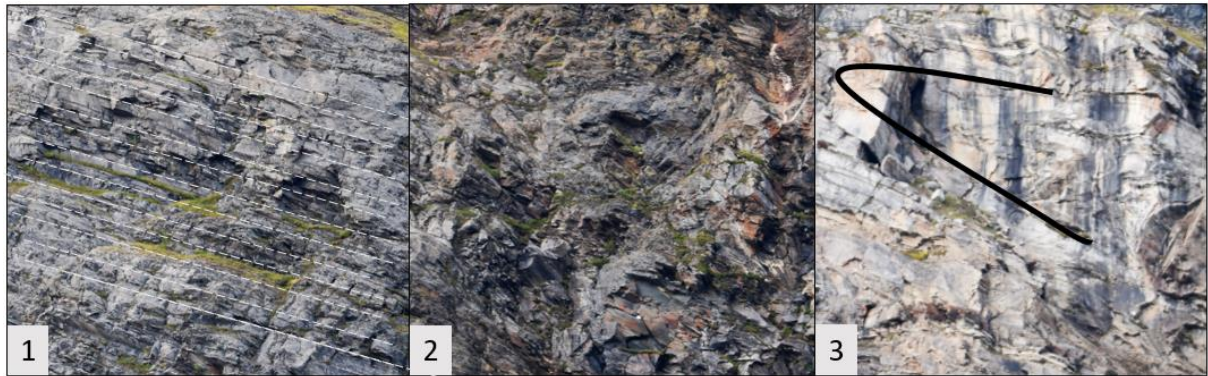
4.2.3 Kildeområdet

Kildeområdet består av vekslinger mellom fire litologiske enheter basert på berggrunnskartet i figur 1.4 og observasjoner i felt. Enhetene består i hovedsak av glimmerskifer med ulikt innhold av muskovitt og biotitt og kan observeres som langsgående belter med ulike fargenyanser (lys/mørk) vist i oversiktsbilde på figur 4.15. På bakgrunn av nærbilder og observasjoner fra sørlige deler av platakanten, ser det ut som foliasjonen er brattere i sør og flater ut nordover. Målinger på avstand fra plataet tilsier en foliasjon med helning 20- 30° og orientert VNV. Den bratte foliasjonen i sørlige deler av kildeområdet er tolket i figur 4.15, som svarte stiplede linjer. Oppsprekkingsgraden ved kildeområdet er generelt stor, men kan deles i to strukturelle enheter basert på størrelsen av blokkoppsprekking. De litologiske enhetene en til tre (figur 4.16: 1, 2 og 3) viser betydelig mindre sprekkeplan enn enhet fire (figur 4.15). Enhet fire viser flere sprekkeplan med større overflate, enn underliggende enheter, og er den enheten de fleste registrerte steinsprang ved Holmen har sin opprinnelse fra.

I sentrale deler av enhet fire er det derimot et området med større oppsprekkingsgrad enn resten av enhet fire, som er vist med oval sirkel i figur 4.15. Innad i enhet fire går det flere smale bånd med høyere oppsprekkingsgrad, synlig som brune striper i figur 4.15. Disse deler opp enheten i massive soner/belter med større sprekkeplan der område tre og to ligger hhv. over og under en slik sone (figur 4.17).

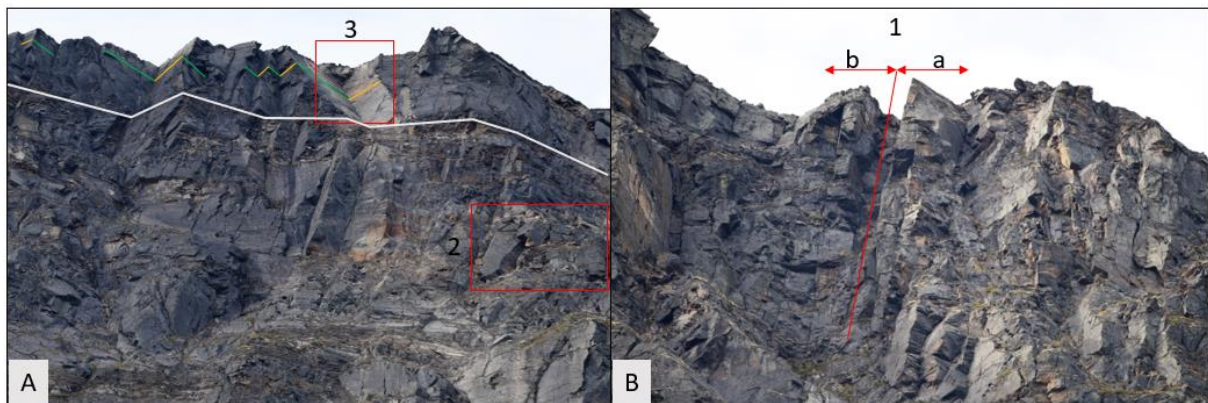


Figur 4.15: Oversiktsbilde over kildeområde og plassering av delområder 1-3 (svart) og inndeling av litologiske enheter 1-4 (rødt). Svarte stiplede firkanter viser nærbilde av berggrunnen i figur 4.16. Svart stiplet streker i sør viser antatt foliasjon og oval sirkel viser økt oppsprekkingsgrad (foto: privat)



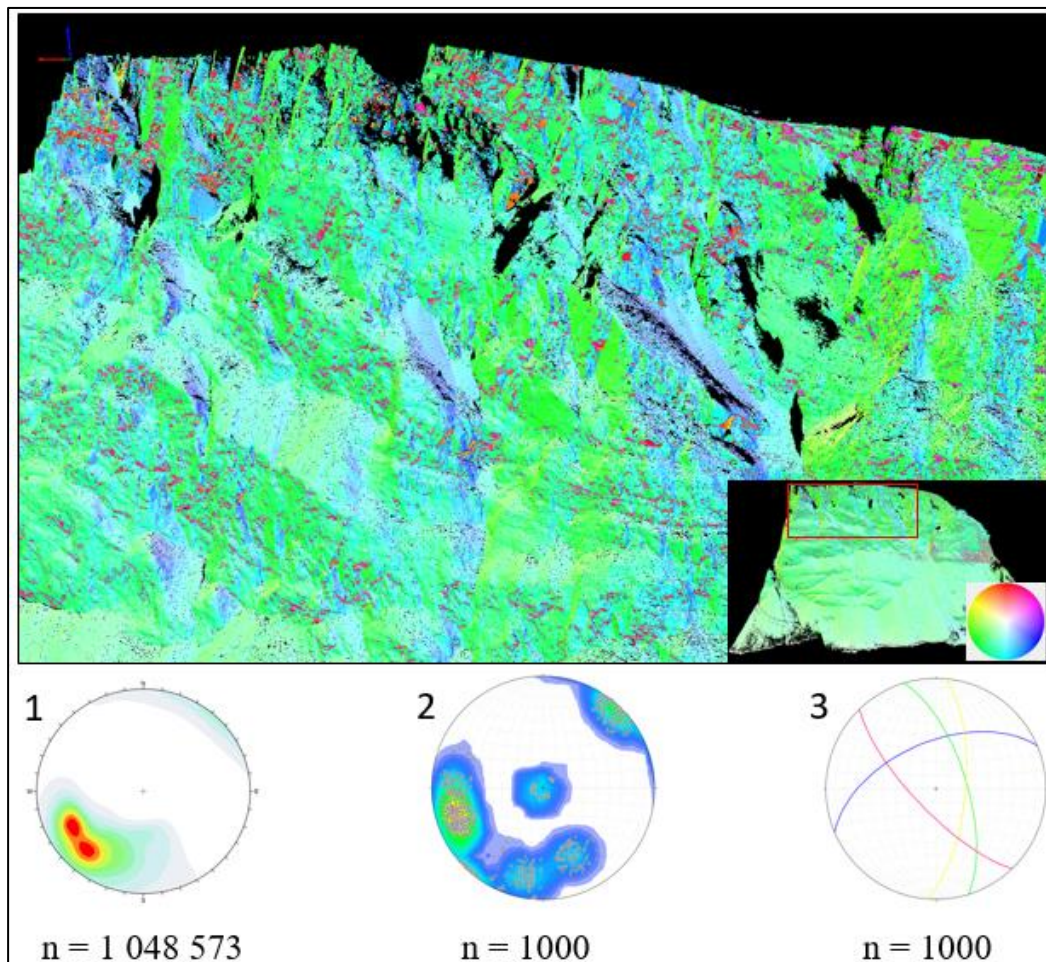
Figur 4.16: Nærbilde av enhetene 1- 3 vist med stippet svart firkant i oversiktsbilde (figur 4.15). 1) viser tett systematisk foliasjon, 2) viser kaotisk oppsprukket struktur og 3) viser foldet berggrunn med tydeligere og mere definerte sprekkeplan (foto: privat).

Sprekkeplanen krysser hverandre og danner et tydelig sikksakk mønster (se figur 4.17), som er mest framtrødende fra område tre og sørover.



Figur 4.17: Viser nærbilde av områdene 2 og 3 (rødt) i enhet 4, oransje og grønn strek viser sprekkeplan og karakteristisk sikksakk mønster, men grå strek viser område med oppknust fjell. B: viser område 1a og b (røde piler). Se lokalisering av områdene i figur 4.15. (foto: privat).

4.2.4 Undersøkelse av kildeområdet med Coltop3D



Figur 4.18: Øverst er kildeområdet (rød firkant) fremstilt i Coltop3D der fargene viser ulike orienteringer basert på strøk og strøkkretning. Under vises: 1) konturdiagram av alle målinger i kildeområdet fremstilt i dips 7, 2) konturdiagram av 4 utvalgte sprekkesett som dominerer fjellsiden og 3) tilhørende plan vist med storsirkel der 2 og 3 er fremstilt i stereonet 10.

Fremstilling av kildeområdet i Coltop3D (figur 4.18) viser orientering av ulike plan i fjellsiden basert på Hue Saturation Index (se kapittel 3.1.4). Figur 4.18: nr.1 er totalt antall målinger eksportert fra kildeområdet, som viser at dominerende orientering i fjellsiden er NV-SØ til NNV-SSØ med bratt fall ($>45^\circ$) mot NØ og ØNØ og kan sees som grønn farge i bildet. Nærmere analyse av utvalgte sprekkesett (figur 4.18: 2 og 3 og tabell 2) viser flere hovedretninger i fjellsiden. N-S (gul) og NNØ-SSØ (grønn) med bratt fall ($>60^\circ$) mot Ø og ØNØ, som krysses av plan med orientering NV-SØ (rød/rosa) og VSV-ØNØ (blå) med bratt fall ($>50^\circ$) mot SV og NV.

Tabell 2: Viser datasett til totalt antall målinger og prosentandel for fire dominerende sprekkesett (grønn, blå, gul, rød/rosa) eksportert fra Coltop3D, representativ andel av 1000 målinger valgt ved bruk av funksjonen «fx: tilfeldig» i excel 2016 og gjennomsnittlig strøk og fall for disse.

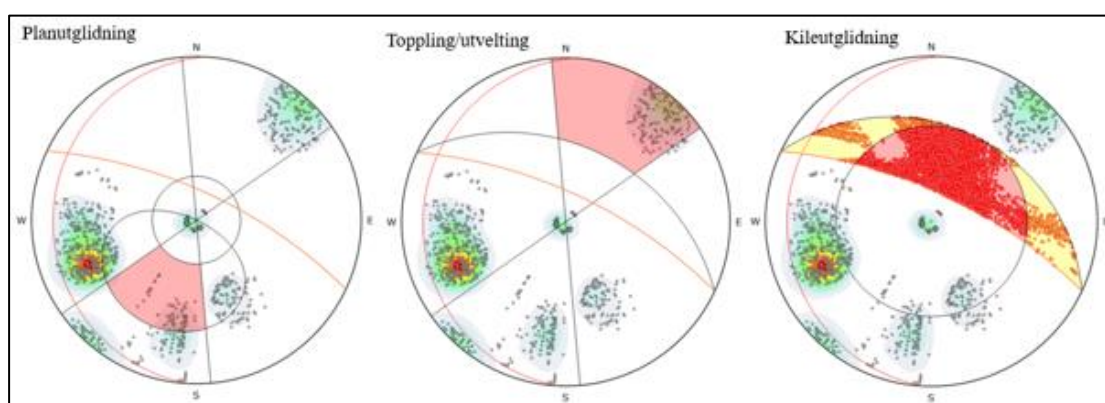
Farge på sprekkesett	Antall målinger	Prosentandel av total	Strøk/fall	Representativ andel
Grønn	443736	45,5	341/65	455
Blå	141542	14,5	248/54	145
Gul	163361	16,7	8/69	167
Rød/rosa	227389	23,3	133/77	233
Totalt	976028	100		1000

4.2.5 Kinematisk analyse

Kinematisk analyse av dominerende sprekkesett (figur 4.19) er basert på data fra Coltop3D (se kapittel 3.1.4). Analysen viser at kileutglidning er den mest sannsynlige bruddmekanismen i dette datasettet, men at andre mekanismer også er mulig (tabell 3). Bergartsprøver fra utløpsområdet er av typen kvartsittisk gneis, men i den kinematiske analysen er en friksjonsvinkel tilsvarende glimmerskifer benyttet. Begrunnelsen for dette er at berggrunkartet fra NGU viser at fjellsiden over Holmen hovedsakelig består av glimmerskifer. Derfor er det valgt å ta utgangspunkt i litologien med den bratteste friksjonsvinkelen, som gir størst potensiale for utfall av blokker. I analysen er det dermed benyttet en friksjonsvinkel på 30°, som er tilsvarende 20- 27° for glimmerskifer (Wyllie & Mah, 2004). 70/25 er benyttet for fall/fallretning på kildeområdet og tilsvarer de brattere områdene innad i kildeområdet.

Tabell 3: Viser oversikt over prosentandel av målte plan, som befinner seg innenfor kritisk sone ved de ulike bruddmekanismene.

	Planutglidning	Toppling/utvelting	Kileutglidning
Kritisk sone	7 %	15 %	27 %
Lateral avgrensning	30°	30°	Ingen



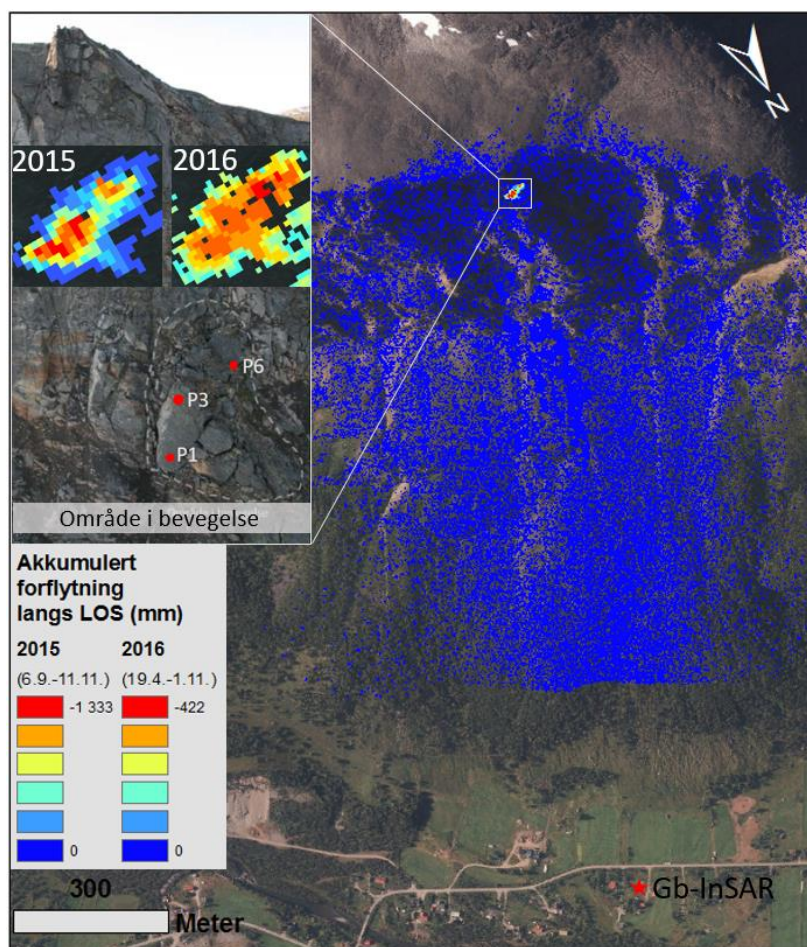
Figur 4.19: Viser kinematisk analyse av kildeområdet i dips7 basert på strukturmålinger av dominerende sprekkesett i Coltop3D. Rød strek viser foliasjon (målt ved platå) og oransje representerer orientering av kildeområdet, mens rosa felt viser til kritisk sone for: planutglidning, toppling/utvelting eller kileutglidning.

4.3 Bevegelse og utløsende faktorer

Bevegelsesdata fra målinger i 2015- 2017 basert på bakkebasert InSAR og meteorologiske data av nedbør og døgntemperatur er sammenliknet for å vurdere hvordan ytre faktorer påvirker bevegelsene. Bevegelsesmålingene fra InSAR er oppgitt i negativ bevegelse (se figur 4.20) ettersom målingene er gjort langs siktelinjen mellom instrument og måleobjektet. Videre fremstilling av bevegelse for årene 2015- 2017 vil bli fremstilt med positivt fortegn. Bevegelse og meteorologiske data blir fremstilt, som glidende døgnmiddel med et punkt for hver av måleperiodene (2015- 2017) for å skape helhetsinntrykk av variasjonene over en lengre periode. Perioder med definert akslerasjonsfase blir fremstilt ytterligere med fire punkt for nærmere analyse. Ettersom det er variasjoner for tidspunkt av registrering mellom meteorologiske data og bevegelsesdata er nærmeste time benyttet.

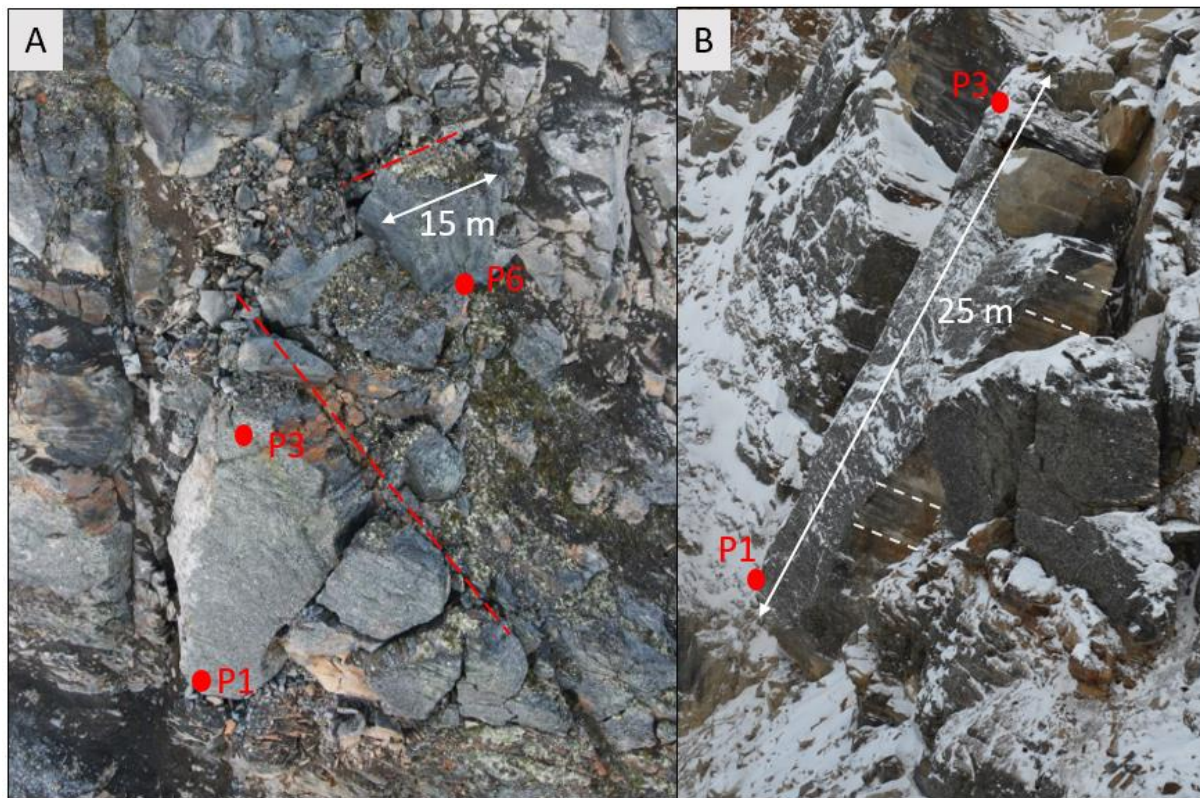
4.3.1 Oversikt over ustabil område

Målinger med bakkebasert INSAR høsten 2015/2016/2017 viser signifikant bevegelse ved det ustabile området (figur 4.20) for alle tre årene, og det ble registrert steinsprang høsten 2015 og 2016.



Figur 4.20: Gb- InSAR måling 2015 og 2016 (rød stjerne viser plassering av instrument), som viser akkumulert forflytning i mm og plassering av punktene P1/P3/P6 innad i det ustabile området. P1 og P3 viser henholdsvis bevegelse i nedre og øvre del av hovedblokken, mens P6 viser bevegelse i et område lenger opp i fjellsiden. Forflytning måles langs LOS (line of sight), som er siktelinjen mellom instrument og objekt.

Området er oppdelt av flere separate blokker, med åpne sprekker mellom, som ligger blant finere blokkfraksjoner på en utflating i fjellsiden. Blokkene ser ut til å støttes opp av hverandre ettersom flere ligger stablet over hverandre. Bevegelsen innad i det ustabile området varierer og vil bli representert av tre punkter, P1 og P3, som er nedre del av området, og P6 som ligger høyere i område. P1 og P3 viser til nedre og øvre del av den største blokken i området og den relative bevegelsen mellom punktene vil kunne gi indikasjoner på hvordan blokken beveger seg. Beregninger fra NVE indikerer at hovedblokken er 25 meter lang, mens den største blokken ved P6 er 15 meter lang (Kristensen, 2016). En ca. volumestimering av øvre og nedre blokk basert på størrelsesforhold gitt i figur 4.21: A og B, gir hhv. $15\text{m} \times 10\text{m} \times 8\text{m} = 1200\text{m}^3$ og $25\text{m} \times 12\text{m} \times 5\text{m} = 1500\text{m}^3$. Begge blokkene er avgrenset av en steil baksprekk, som ser ut som å være fylt opp av mindre blokkavsetninger og er orientert vinkelrett mot hverandre. Hovedblokken viser svakt hellende strukturer i bergmassen, med vinkel inn mot baksprekken, som sannsynligvis er foliasjon.

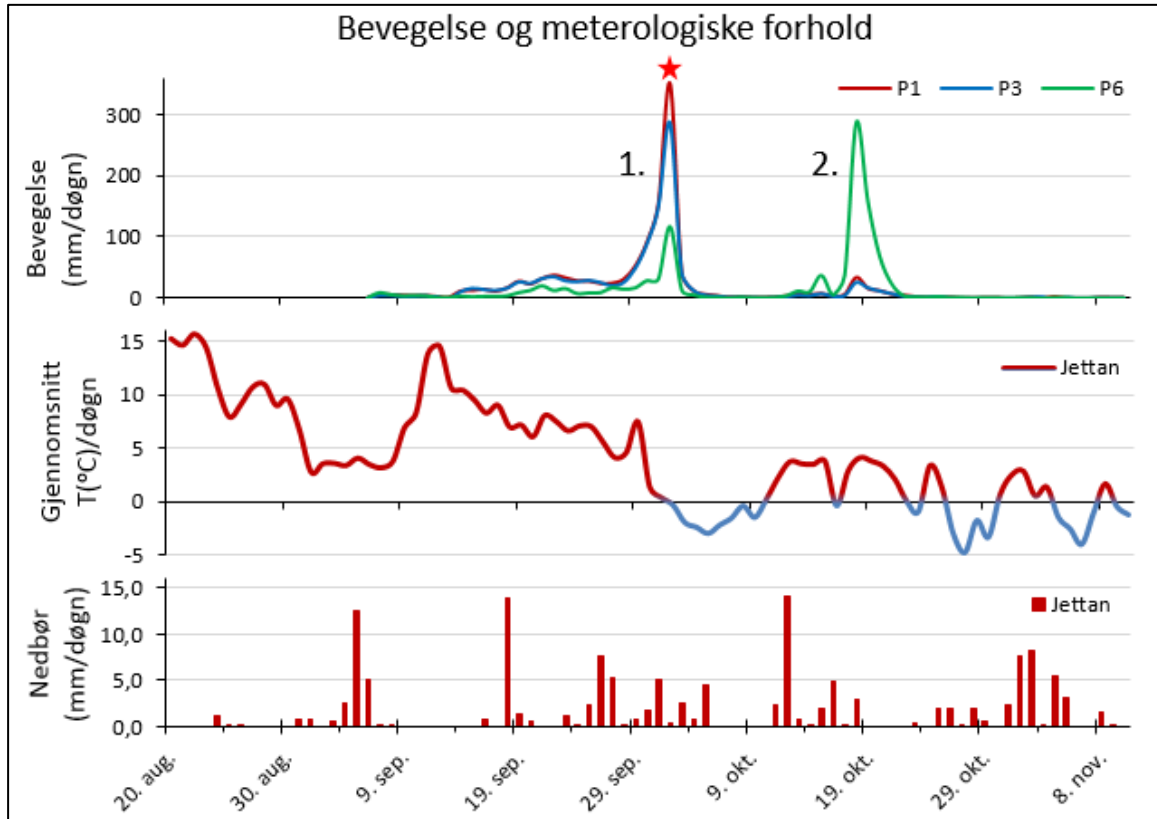


Figur 4.21: Oversiktsbilde over ustabil område, plassering av punkt, orientering av baksprekk (rød stiplet linje) og størrelse på blokk ved P6. B) viser hovedblokk i profil med lengde av blokk og antatt foliasjon med stiplet hvit strek (foto: NVE arkiv).

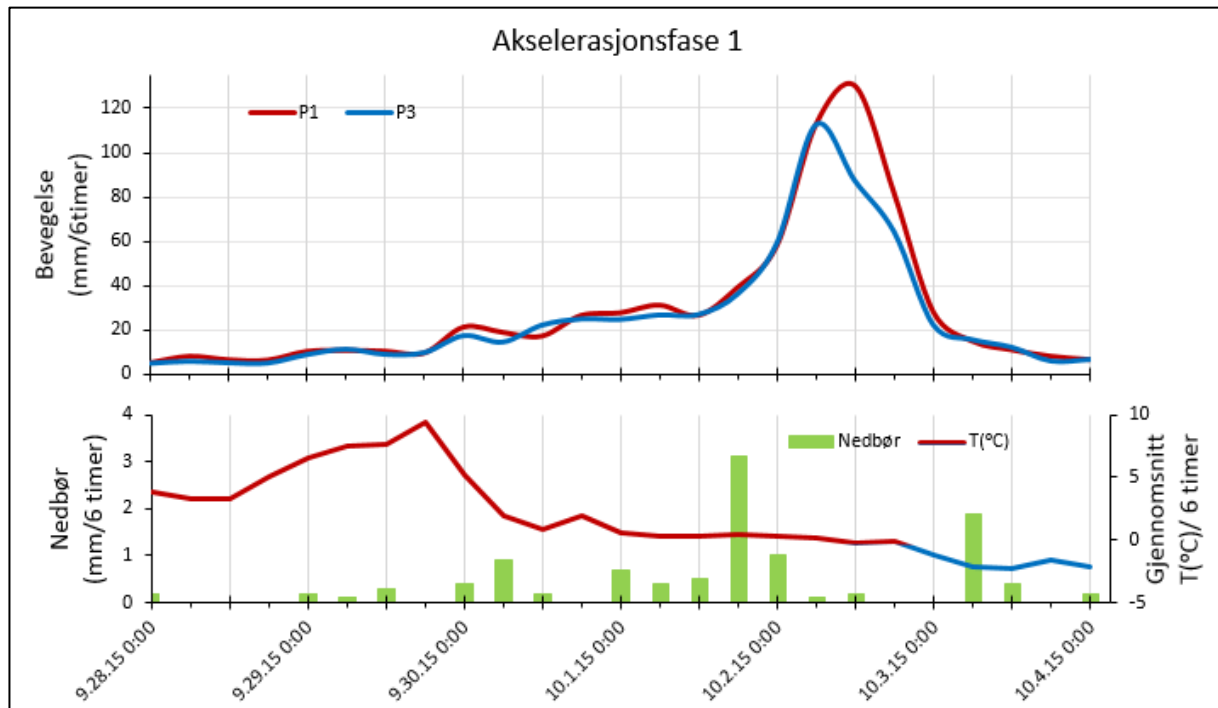
4.3.2 Bevegelse og meteorologi

Dette delkapittelet presenterer meteorologiske data og bevegelsesmålinger for spesifikke perioder i 2015, 2016 og 2017, med oppsummering av de viktigste resultatene.

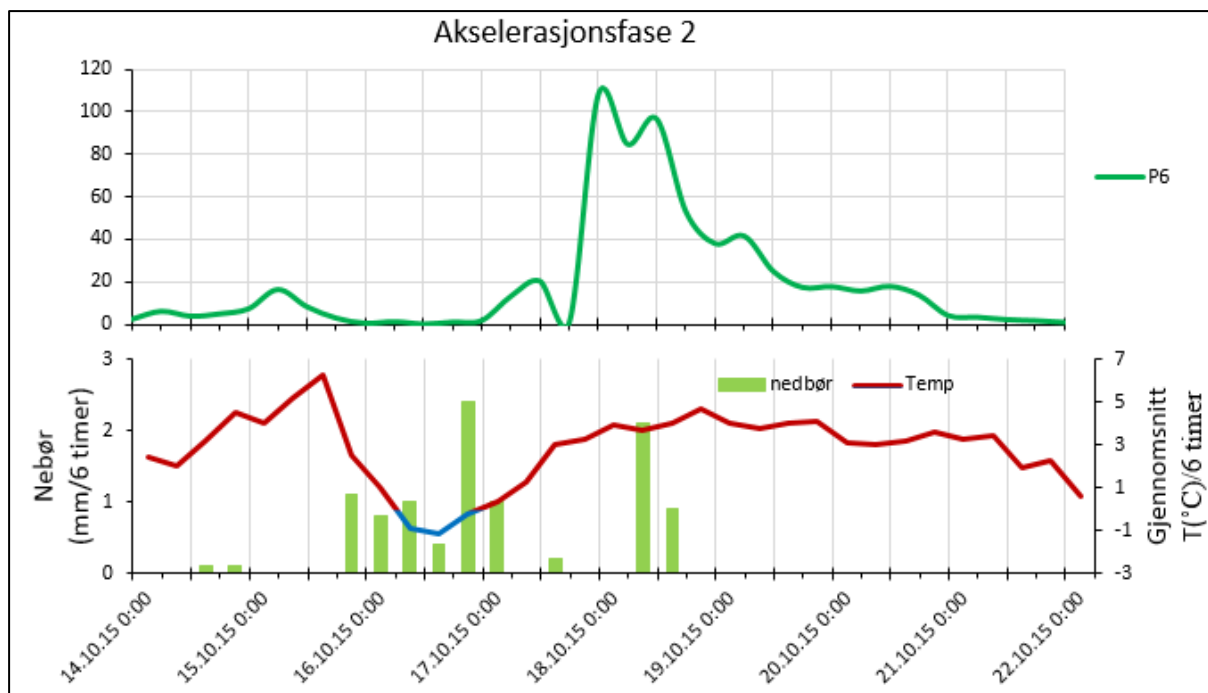
4.3.2.1 Høst 2015



Figur 4.22: Sammenstilling av bevegelse (mm/døgn) i ustabil område ved Holmen i hhv. punkt P1, P3 og P6 og meteorologiske forhold i tidsperioden 20.8.–8.11.15 To akselerasjonsfaser, første (28.9.–2.10.) og andre (14.10.–21.10.) markerer seg, der første kulminerte i et steinsprang (rød stjerne) den andre oktober.



Figur 4.23: Bevegelse (mm/ 6 timer) og meteorologiske forhold ved Jettan under første akselerasjonsfase.

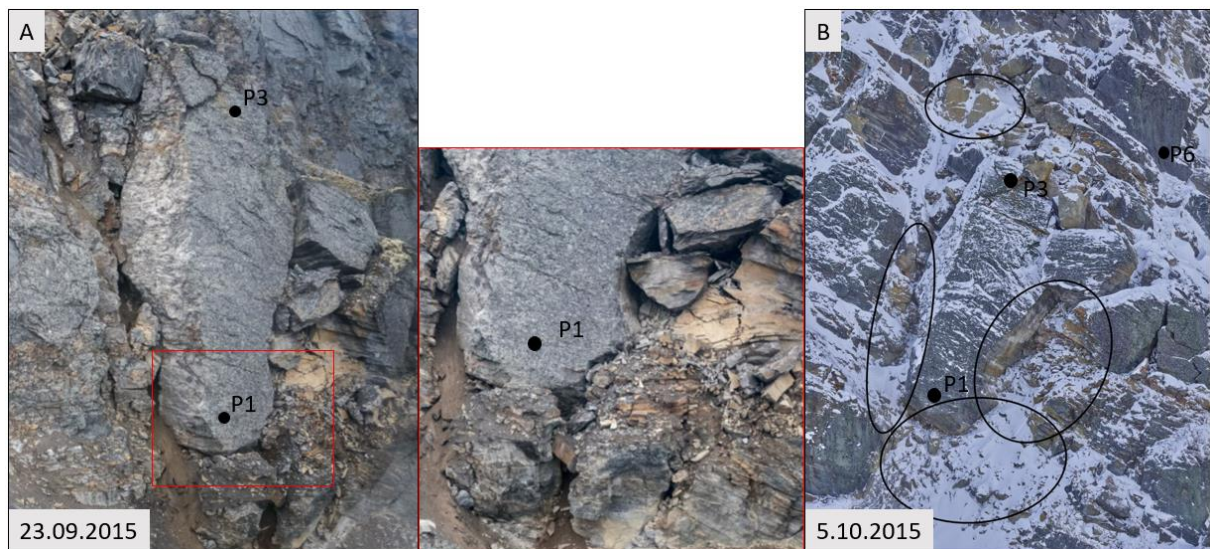


Figur 4.24: Bevegelse (mm/ 6 timer) og meteorologiske forhold ved Jettan for andre akslerasjonsfase.

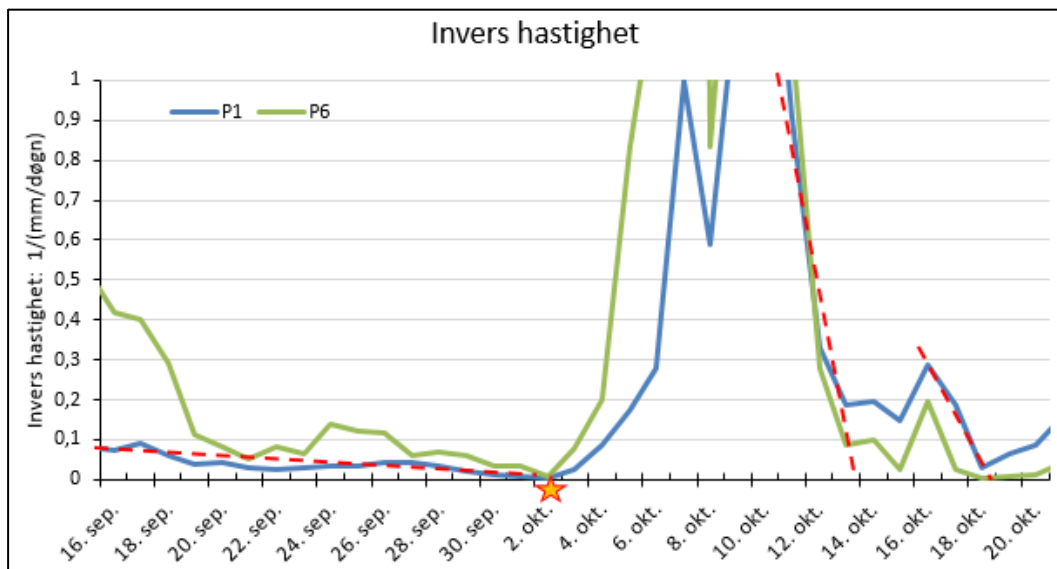
Generelt for hele perioden (20.8.–8.11.) viser bevegelsesmålingene to definerte akselerasjonsfaser (figur 4.22), der første fase er størst i nedre del av området (figur 4.23, P1 og P3), mens andre fase er størst i øvre del (figur 4.24, P6). Det er definert bevegelsesendring fra 14.9.–28.9. Den 1.10. akselererer hastigheten, som vist på figur 4.23, og morgenen den 2.10. går det et større steinsprang. Perioden i forkant av første akslerasjonsfase (fra 20.8.), har en temperatur på 5-15 °C og to definerte nedbørsperioder på 12 mm og 14mm (figur 4.22). Første nedbørs periode er før bevegelsesmålingene starter, mens andre er i starten av bevegelsesmålingene. Det er imidlertid ingen brå endring i bevegelsene i andre nedbørsperiode. Dagene i forkant av steinspranget den 2.10., er det lite nedbør som vist på figur 4.23 (0 og 1mm per døgn). Den 1.10. kommer det ca. 6 mm (mest på kvelden), samtidig med økt bevegelse. Nedbøren stopper senere på kvelden, men bevegelsen øker fortsatt. Temperaturen synker fra 4 °C på kvelden til -3 °C utover natten og morgenen etter. I dette tidsrommet reduseres hastigheten raskt.

I dagene frem til den 10.10. forblir temperaturen mellom 0 og -3 °C for så å øke til 4 °C. Det er lite nedbør i dette tidsrommet (figur 4.22). Imidlertid kommer det 14 mm nedbør den 12.10. og to dager senere (14.10.) vises første tydelige utslag på bevegelsesmålingene. Frem mot den 16.10. reduseres utslagene med fall i temperaturen den 16.10. (figur 4.24). I denne perioden er det 6 mm nedbør. Fra midt på dagen den 16.10. øker temperaturen igjen, og fra kvelden 17.10. akselererer hastigheten markant samtidig med en liten nedbørs-periode på 3 mm over 12 timer. Fra den 18.10. reduseres hastigheten gradvis. Temperaturen reduseres til under 0 °C i løpet av den 22.10. og perioden etter kjennetegnes av temperatur svingninger (+/- 4 °C) og nedbør, men ingen bevegelsesutslag (figur 4.22).

Total forflytning for hele perioden med bevegelsesmålinger (2015) er ca. 1,2 meter for P1, 1,1 meter for P3 og 1,03 meter for P6. Dette viser at nedre deler av hovedblokken (P1) beveger seg mer enn øvre deler (P3). Steinspranget den 2 oktober skjedde fra flere løse blokkavsetninger omkring nedre deler av hovedblokken, som kan sees før og etter steinspranget i figur 4.25. Nærbilde av området rundt P1 viser tydelig nedknusing av materiale i front (figur 4.25: A), noe som kan tyde på at mye av stabiliteten ligger i nedre del.



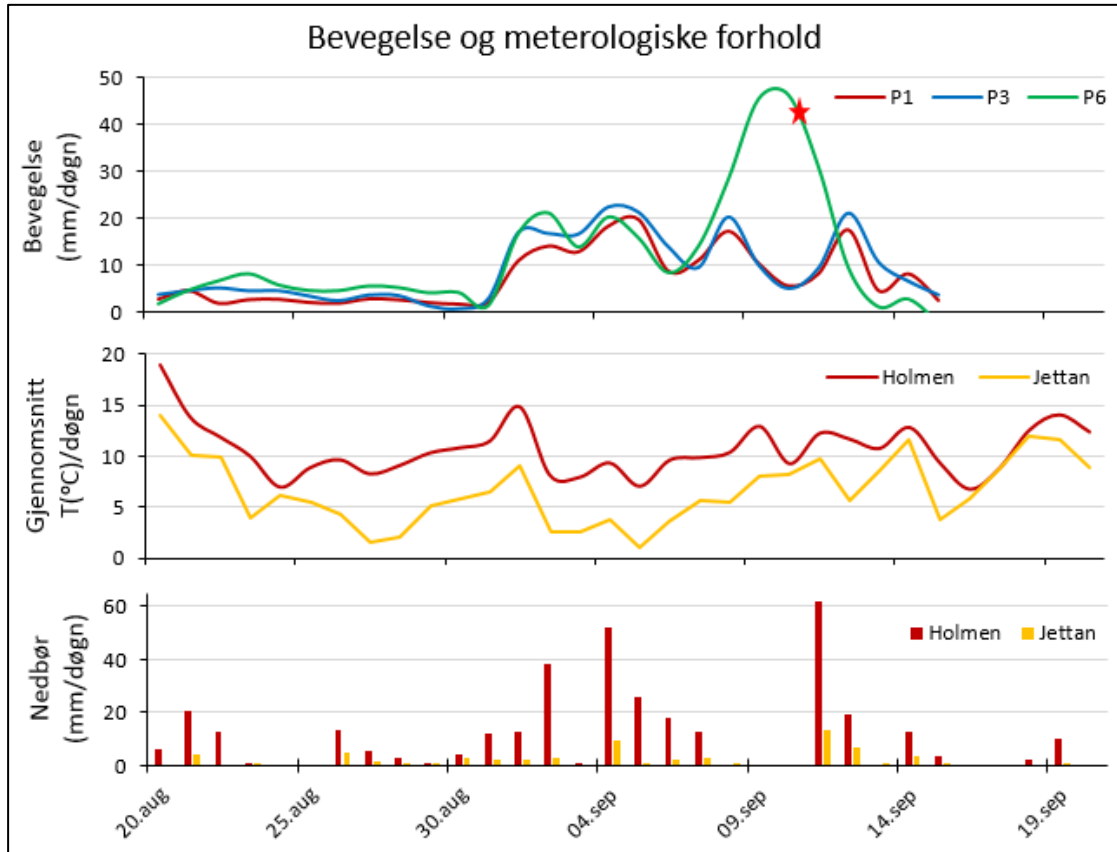
Figur 4.25: A) og B) er nærbilde i front av hovedblokken før og etter steinspranget 2.10.15, der svarte sirkler viser områder med utrasing (foto: NVE arkiv).



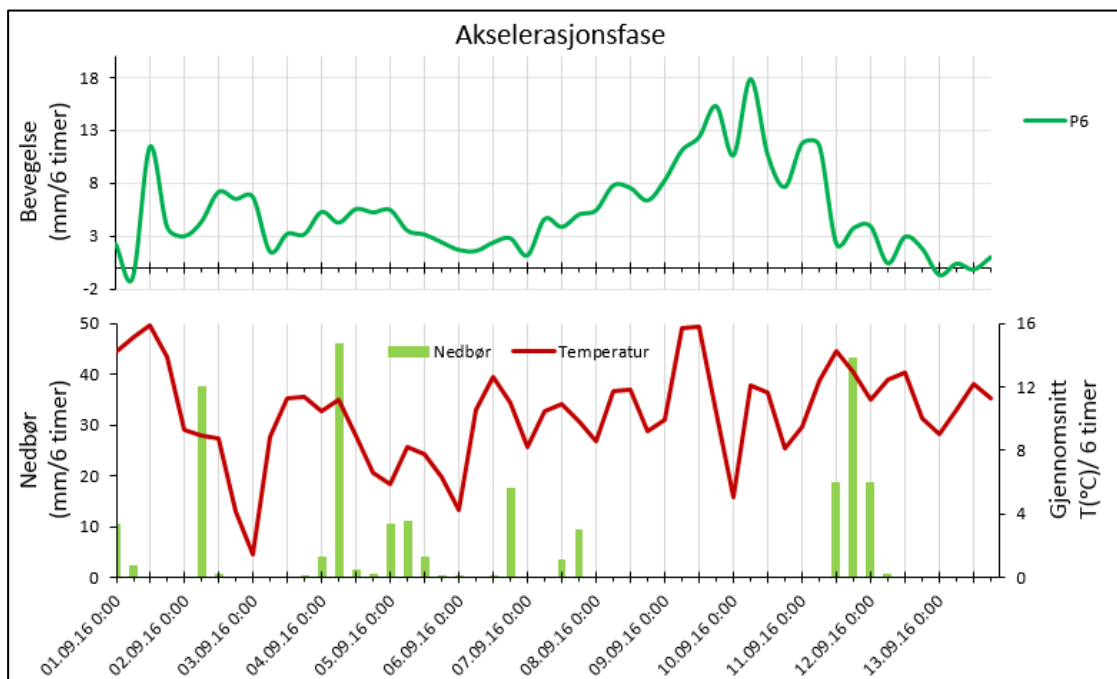
Figur 4.26: Invers hastighet av mm/døgn plottet mot tid, der stjerne viser steinspranghendelsen ved P1 den 2.10. Rød stiplet linje er mindre trender i datasettet av P1 som går mot null.

Den inverse hastigheten vist i figur 4.26 viser store variasjoner i bevegelse. Flere akselerasjonstrender ved P1 kan tolkes å gå mot null i tillegg til perioden før steinspranghendelsen 2.10. Perioden før steinspranget viser likevel den lengste trenden i tid, som går mot null.

4.3.2.2 Høst 2016



Figur 4.27: Sammenstilling av hastighet i ustabil område ved Holmen i hhv. punkt 1, 3 og 6 og meteorologiske forhold i tidsperioden 20.8.–19.9.16. En markert akselerasjonsfase, 1.9.–11.9., som kulminerte i et steinsprang (rød stjerne) den 11.9.



Figur 4.28: Bevegelse (mm/ 6 timer) og meteorologiske forhold ved Holmen for akselerasjonsfasen (1.9.- 11.9).

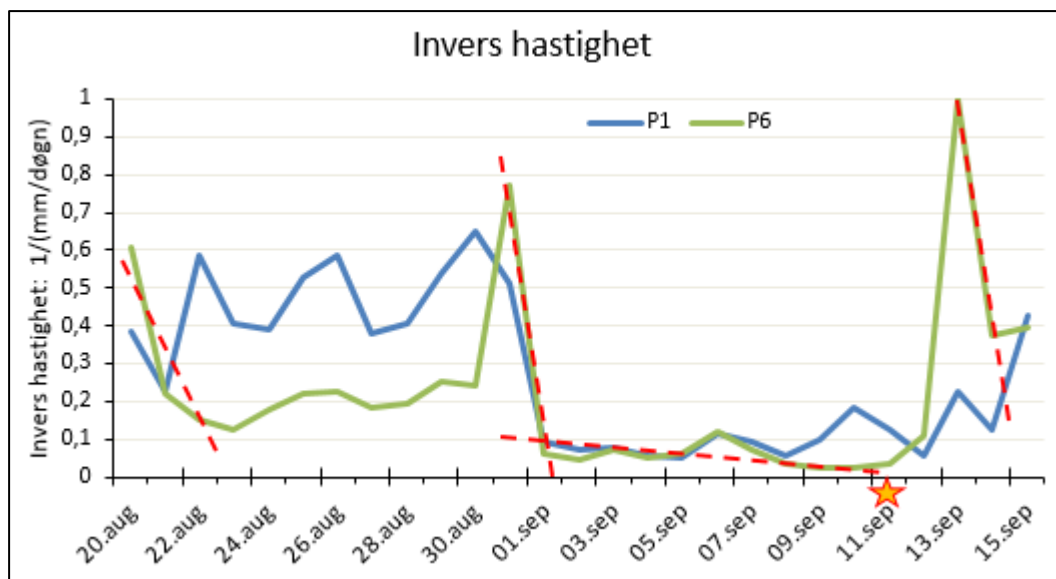
I løpet av hele perioden (20.8.–20.9.) er det en lengre akslerasjonsfase (1.9.–11.9.), som kulminerer i et steinsprang på morgenen den 11.9 (figur 4.27). Generelt for hele perioden ligger temperaturen fra 4 - 15 °C for Holmen og 2 - 10 °C for Jettan. Det er flere store nedbørsperioder ved Holmen på over 20 mm per døgn, som sammenfaller med betydelig mindre nedbørsmengde i samme perioder ved Jettan (2 - 7 mm per døgn). Den 1.9. starter første bevegelsesendring for alle punkter, med økt døgnhastighet til 10 - 20 mm frem til den 6.9. Deretter reduseres hastigheten til 10 mm for alle punkter (figur 4.27). I denne perioden (1.9.–6.9.) er det tre store nedbørsperioder på over 20 mm i døgnet ved Holmen, men alle nedbørsperiodene oppstår etter start for bevegelsesendringer den 1.9. (figur 4.27 og 4.28). Den 7.9. øker hastigheten igjen for alle punktene, men der P1 og P3 stopper, fortsetter P6 å akselerere frem til morgenen den 11.9. da et steinsprang går der P6 er plassert. Deretter reduseres bevegelsene, samtidig med et ekstremt nedbørsfall på nærmere 80 mm over et døgn (figur 4.27 og 4.28) uten at dette fører til synlige endringer i bevegelsen.

Total forflytning i 2016 er 253 mm for P1, 280 mm for P3 og 438 mm for P6, noe som viser at relativ bevegelse ved hovedblokken er størst i øvre del, til forskjell fra 2015. Bildeserie fra steinspranghendelsen 11.9.2016 (figur 4.29) viser hvordan blokken går i brudd ved utvelting/toppling og ruller/spretter nedover siden sammen med flere mindre blokker.



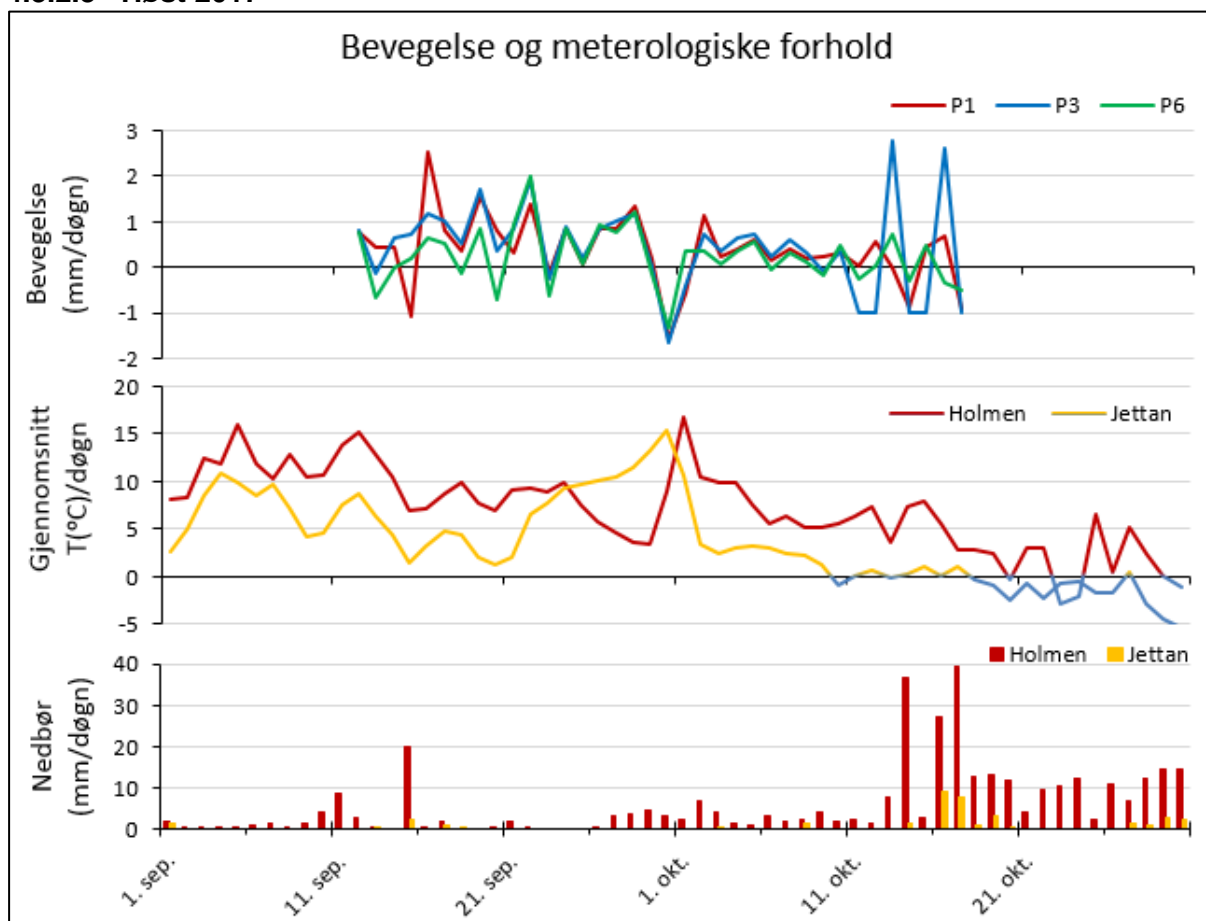
Figur 4.29: Bildeserie av steinspranget ved P6 11.09.2016 kl. 09.27, der rød strek markerer posisjon av blokkens bakside inn mot fjellveggen.

Invers hastighet (figur 4.30) viser store svingninger i hastighet der verdien går raskt mot null omkring 1.9. for å deretter å stabilisere seg mellom 0.05 og 0.1. Så øker svingningene der P6 går mot null mens P1 stiger i verdi. Steinspranghendelsen ved P6 skjer når verdien er økende. Det er generelt vanskelig å vise en større trend i datasettet, mens det er flere mindre trender som vist i figur 4.30. Området som går i brudd viser lavest verdi. Perioden før steinspranghendelsen viser lengste perioden med økt hastighet i tid og dermed lengste akselerasjonstrend.



Figur 4.30: Invers hastighet av mm/døgn plottet mot tid, der stjerne viser steinspranghendelsen 11.9. Rød stiplede linje er potensielle tidspunkt for steinsprang.

4.3.2.3 Høst 2017



Figur 4.31: Sammenstilling av hastighet i ustabil område ved Holmen i hhv. punkt 1, 3 og 6 og meteorologiske forhold i tidsperioden 01.09 – 30.09.2017. I perioden var det ikke registrert steinsprang og ingen markerte akselerasjonsfaser.

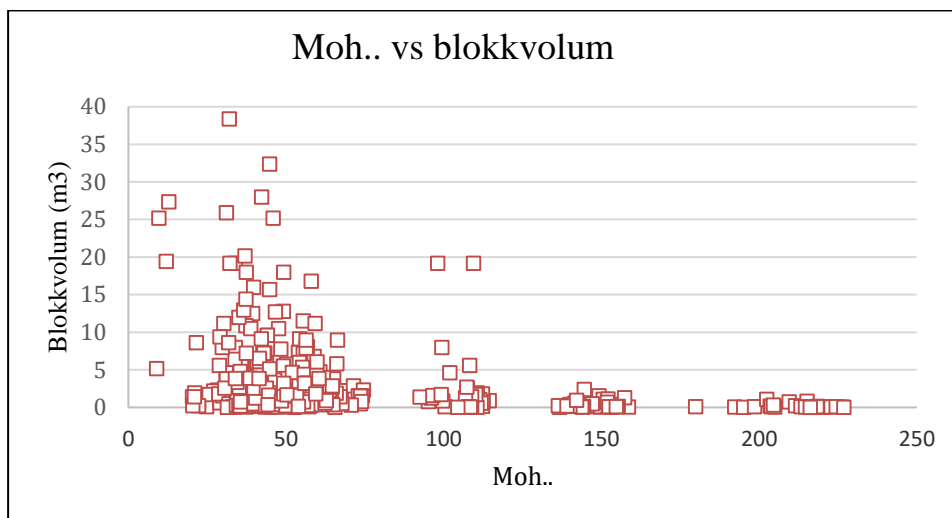
Perioden 01.9.–30.9.2017 (fig 4.31) har ingen markerte akselerasjonsfaser eller registrerte steinsprang. Fra midten av oktober til slutten er store nedbørmengder (20 - 40 mm per døgn), etterfulgt av temperatursvingninger (± 4 °C). Dette gir ikke nevneverdige utslag på bevegelsesmålingene, foruten P3 med bevegelse på 3mm/døgn og ca. 16 mm akkumulert forflytning i perioden.

4.4 Simulering

Kapittelet tar for seg simulering av steinsprang ved Holmen med de prosessbaserte simuleringprogrammene Rockyfor3D og RAMMS::Rockfall, i tillegg til en fremstilling av rekkevidden til blokkdistribusjonen ved bruk av skyggevinkel.

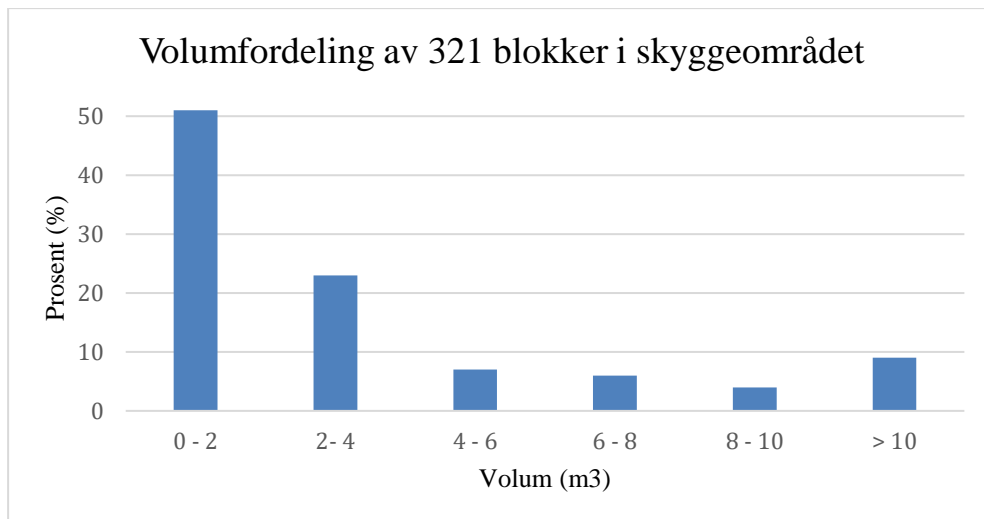
4.4.1 Fordeling, form og volum av steinsprangblokkene

Blokkdistribusjonen ved Holmen viser tydelig sortering i utløpsområdet med avtagende blokkfrekvens og økende blokkstørrelse med lengre utløpsdistanse (figur 4.32).



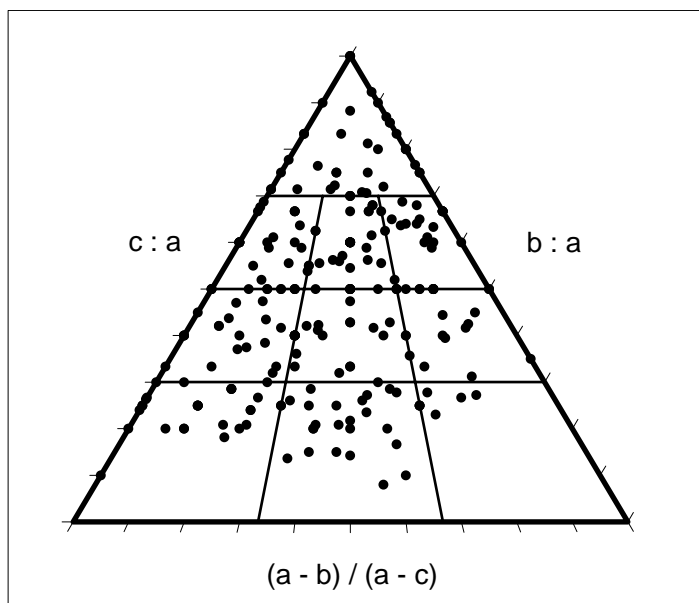
Figur 4.32: Spredningsplott av blokkdata ved Holmen (a 417 blokker) med sammenlikning av blokkvolum mot meter over havet, målt ved 50, 100, 150 og 200 moh., der 50 moh. (± 30 m) viser til skyggeområdet. Ved skyggeområdet ble alle blokker målt, mens for resterende høydekoter (100-200 moh.), ble det gjort en tilfeldig måling for hver 20 meter. En blokk med volum på 64 m^3 er fjernet fra datasettet for bedre fremstilling av hoveddistribusjonen.

Volumfordeling i skyggeområdet ved Holmen (figur 4.33) viser at over 70% av blokkene har et volum under 4 m^3 , mens nesten 10 % har volum over 10 m^3 .



Figur 4.33: Viser prosentvis fordeling av blokkvolum av totalt 321 blokker i skyggeområdet.

Formfordeling av steinsprangblokkene basert på Sneed & Folk (1958), viser en relativ distribusjon av hovedformene: kubiske (40%), flate (40%), avlange (20%), som er fremstilt grafisk i figur 4.34 og oppsummert i tabell 4.



Figur 4.34: Relativ distribusjon av blokkform (a 321 blokker fra skyggeområdet) basert på Sneed & Folk klassifisering (1958) er grafisk fremstilt ved bruk av Graham & Midgley MS Excel analysis code (2000) (Graham & Midgley, 2000).

Valg av blokkdata: For RAMMS::Rockfall er 17 blokker valgt for representasjon av kartlagt blokk populasjon. Det vil si at 17 blokker skal representere total blokkdata a 321 blokker kartlagt i skyggeområdet ved Holmen. 17 blokker er fordelt på bakgrunn av form basert på prosentfordelingen av totalt antall blokker (tabell 4), som videre er inndelt etter størrelse med utgangspunkt i b-aksen (tabell 5).

Tabell 4: Fordeling av blokkdata i skyggeområdet etter form (kubisk, flat, avlang) der: 1) viser totalt antall blokker, 2) viser prosentfordeling av totalt antall blokker.

	1) Antall blokker	2) Prosent av form
Kubisk	127	40
Flat	128	40
Avlang	66	20
Totalt antall blokker	321	100 %

Tabell 5: Prosentfordeling etter størrelse av blokkdata i skyggeområdet ved bruk av modifisert Udden-Wentworth kornstørrelses skala for grove sedimenter (fin, medium, grov, veldig grov) (Blair & McPherson, 1999) og videre fordeling av 17 representative blokker etter form (kubisk, flat, avlang) (Sneed & Folk, 1958) med utgangspunkt i prosentfordelingen av totalt antall blokker.

	Blokker (0,25- 4,1 meter) der størrelse er basert på b-aksen			
	Fine (0,25-0,5) 10/321	Medium (0,5-1) 37/321	Grov (1- 2) 177/321	Veldig grov (2-4,1) 97/321
Prosentfordeling etter størrelse av 321 blokker	3,1 %	11,5 %	55,1 %	30,3 %
Kubisk (7)	0	1	4	2
Flat (7)	0	1	4	2
Avlang (3)	0	0	2	1

4.4.2 Massetetthet av steinsprangblokkene

Beregning av massetetthet av steinsprangblokker ble utført på bakgrunn av 16 prøver, hentet i felt ved Holmen. Prøvene viser bergarter av type kvartsittisk gneis, som var kjennetegnet for blokkdistribusjonen i området. Gjennomsnittlig massetetthet for de 16 prøvene er 2700 kg/m³ og ved sammenlikning med gneis fra tabell 1, viser prøvene å ligge innenfor markert område.

Tabell 6: Viser antall prøver (nr. 1- 16), masse (m), volum (V) og massetetthet (ρ) for hver prøve og gjennomsnittlig massetetthet ($\bar{\rho}$), som er beregnet til 2,73 g/cm³ eller 2730 kg/m³.

Prøve (nr)	m (g)	V (1ml = 1cm ³)	ρ (g/cm ³)
1	116	45	2,58
2	153	59	2,59
3	214	80	2,68
4	87	32	2,72
5	137	50	2,74
6	174	65	2,68
7	99	40	2,48
8	118	43	2,74
9	109	40	2,73
10	183	65	2,82
11	173	61	2,84
12	225	78	2,88

13	121	42	2,88
14	251	90	2,79
15	78	29	2,69
16	114	41	2,78
Gjennomsnittlig massetetthet $\bar{\rho} = m/V$ (g/cm ³)			2,73 \approx 2,7

4.4.3 Rockyfor3D og RAMMS::Rockfall

Steinsprangsimulering med RAMMS::Rockfall og Rockyfor3D viser data for følgende parameter: 1) total rekkevidde av steinsprang oppgitt med sannsynlighet i prosent, 2) avsetninger per celle oppgitt i prosent av maks antall avsetning per celle, 3) energi i kilojoule (kJ), oppgitt ved 95% persentil (Q95%), 4) spranghøyde i meter, oppgitt ved 95% persentil (Q95%). Statistikk for de ulike parameterene er også hentet ut spesifikt ved plasseringen av sikringsvollen over driftsbygning. Antall simuleringer ved modellene er svært forskjellig for de to programmene, der RAMMS::Rockfall viser 50100 simuleringer og Rockyfor3D viser 7145000 simuleringer. Resultatene fra simuleringene må derfor sees i lys av forskjellene, som kan føre til at simuleringene ser mere ulike ut enn de de i virkeligheten er. Det er også volumforskjeller i simulerte blokker, der RAMMS::Rockfall viser blokkvolum 0, 4 – 14 m³, mens Rockyfor3D viser 4, 4 – 10, 6 m³.

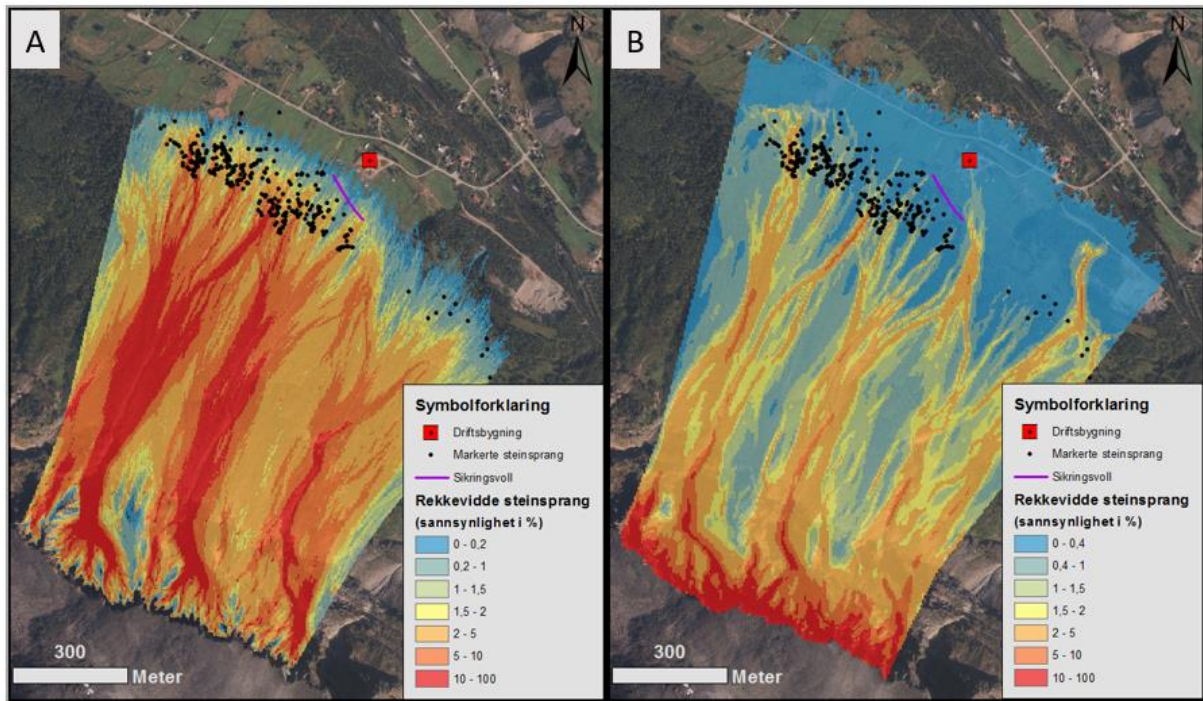
Simulerte skredbaner i RAMMS::Rockfall ved sikringsvoll (se tabell 7) viser 398 treff av totalt 50100 som tilsvarer en treffprosent på 0,8. Rockyfor3D viser 38392 treff av totalt 7145000 simulerte skredbaner, som viser treffprosent på 0,5. Energi målt ved sikringsvoll er 4881 kJ ved Q95 for RAMMS::Rockfall, mens Rockyfor3D viser 10174 kJ ved Q95. Spranghøyde simulert i RAMMS::Rockfall, viser 3,74 meter ved Q95, mens Rockyfor3D viser 1,4 meter ved Q95.

Tabell 7: Viser statistikk for simulerte verdier fra parameter (2- 4) målt ved sikringsvoll, der funksjonen «Barrier plot» er benyttet for RAMMS::Rockfall og «rockfall net» med Rockyfor3d.

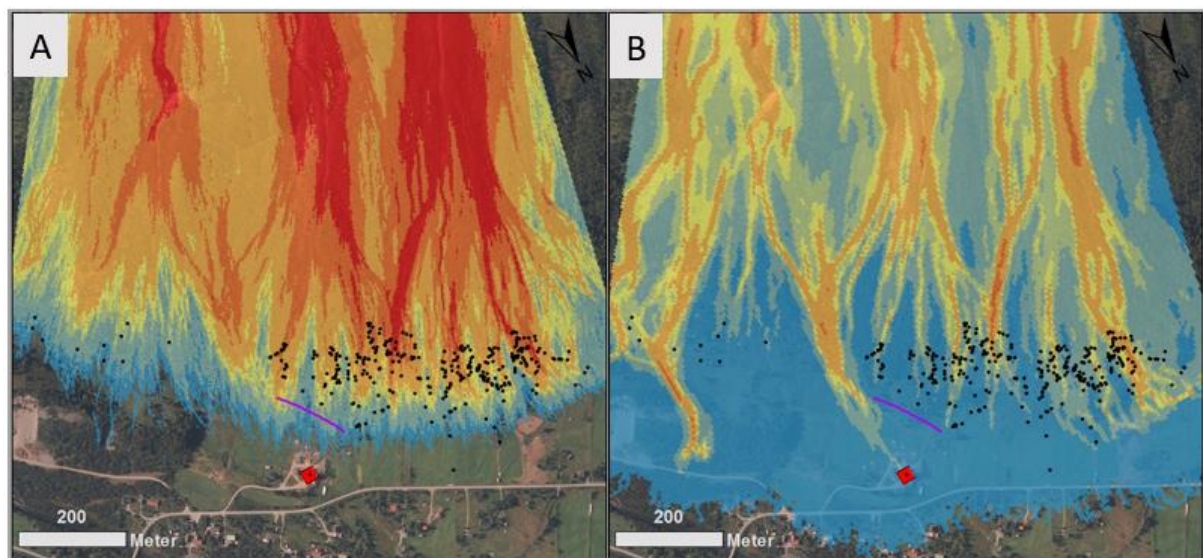
	RAMMS::Rockfall	Rockyfor3D
2	398 treff av totalt 50100 simuleringer	38392 treff av totalt 7145000 simuleringer
3	Q95= 4881kJ	Q95 = 10 174 kJ
4	Q95 = 3,73m	Q95 = 1,4 m

Rekkeviddesannsynlighet modellert i RAMMS::Rockfall viser at driftsbygning ligger innenfor simulert rekkevidde (blå sone) av enkelte steinsprangbaner, men utenfor majoriteten av simulerte utløp med en sannsynlighet på 0- 0,2 % (figur 4.35 og 4.36: A). Rockyfor3D (figur 4.35 og 4.36: B) viser lengre rekkevidde, der driftsbygning i tillegg til vei kommer innfor blå sone med sannsynlighet 0-

0,4%. NØ for sikringsvoll er en gul til lysegrønn sone (1-1,5 %), som går tett på driftsbygning. Majoritet av markerte steinsprang ligger i gul til oransje sone for RAMMS::Rockfall og lysegrøn til gul sone for Rockyfor3D. Lengste utløp befinner seg i blå sone for Rockyfor3D, men går utenfor blå sone i RAMMS::Rockfall.

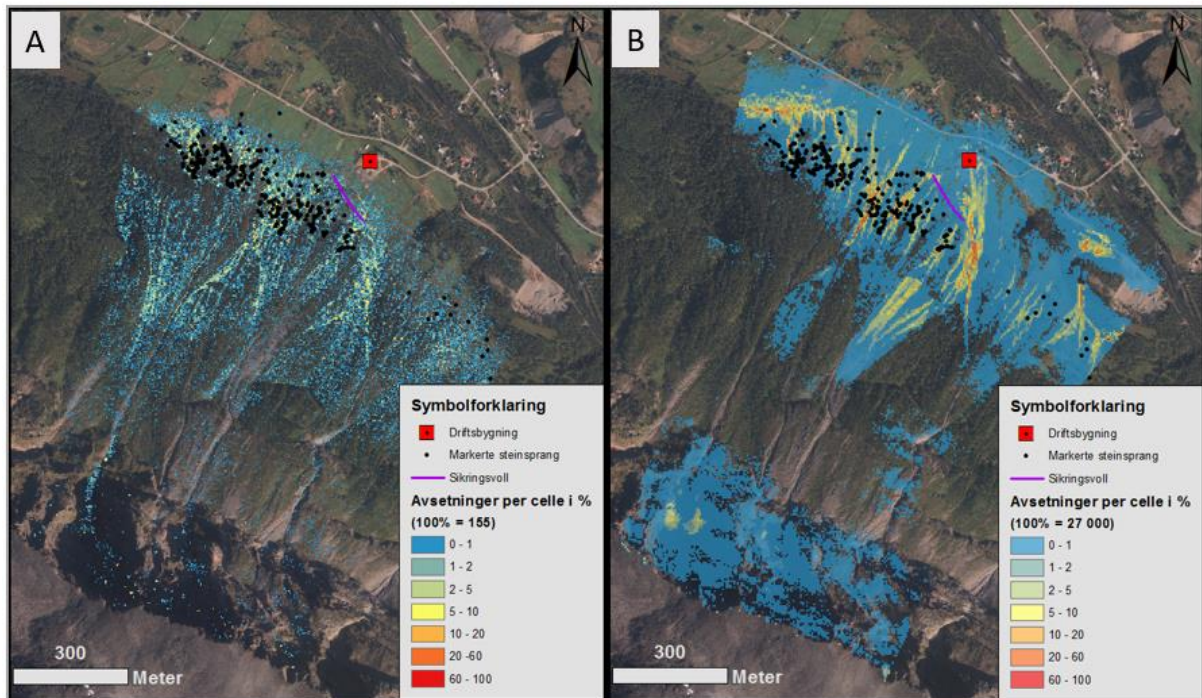


Figur 4.35: Simulering av rekkevidde sannsynlighet med RAMMS::Rockfall (A) og Rockyfor3D (B).

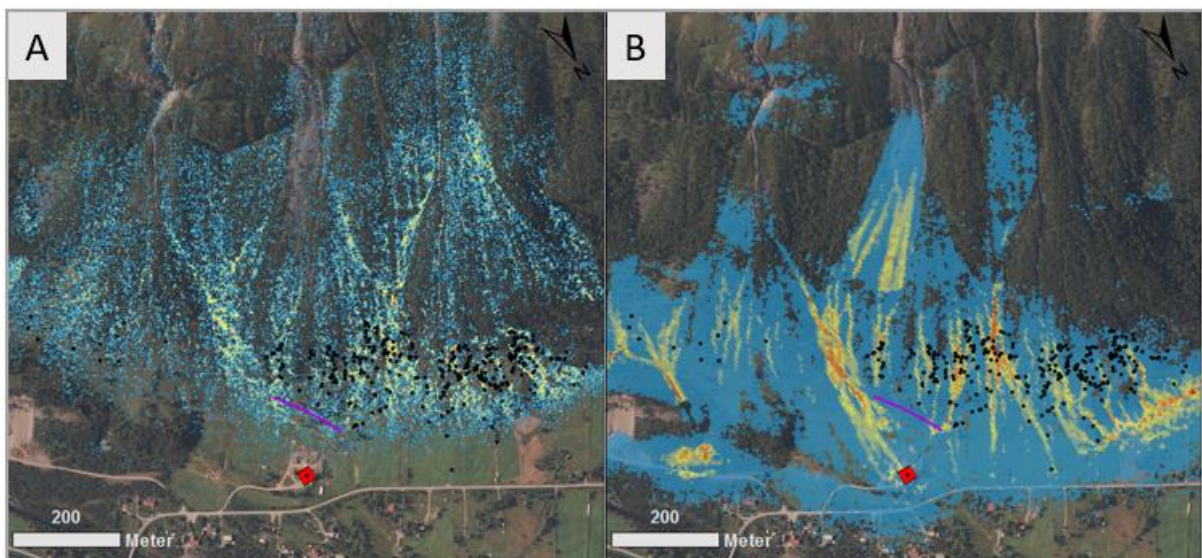


Figur 4.36: Nærbilde av figur 4.35. sett fra nord, og viser simulering av rekkevidde sannsynlighet med RAMMS::Rockfall (A) og Rockyfor3D (B).

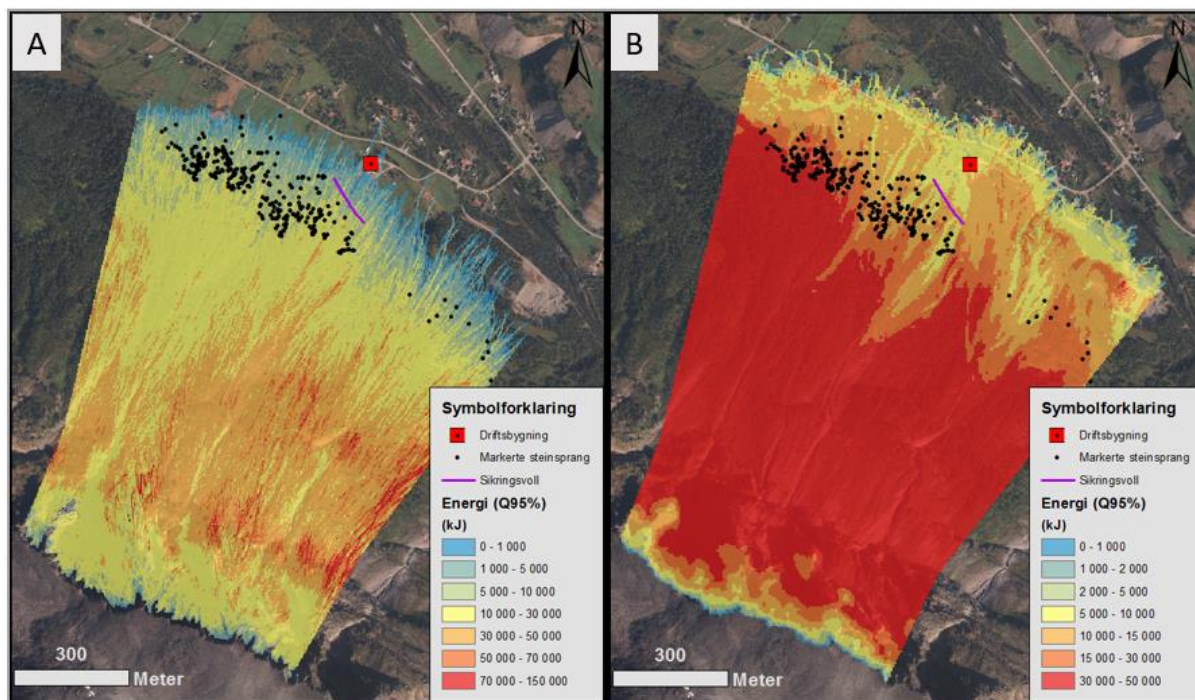
I RAMMS::Rocfall avsettes majoritet av simulerte steinsprang omkring majoritet av markerte steinsprang, der enkelte ekstremutløp går like langt som lengste markerte steinsprang (figur 4.37 og 4.38: A). Rockyfor3D viser at en stor andel av simulerte avsetninger går utenfor ansamling av markerte steinsprang (figur 4.37 og 4.38: B) og området NØ for sikringsvoll samt driftsbygning viser celler med betydelig høyere avsetnings andel (5- 10 %).



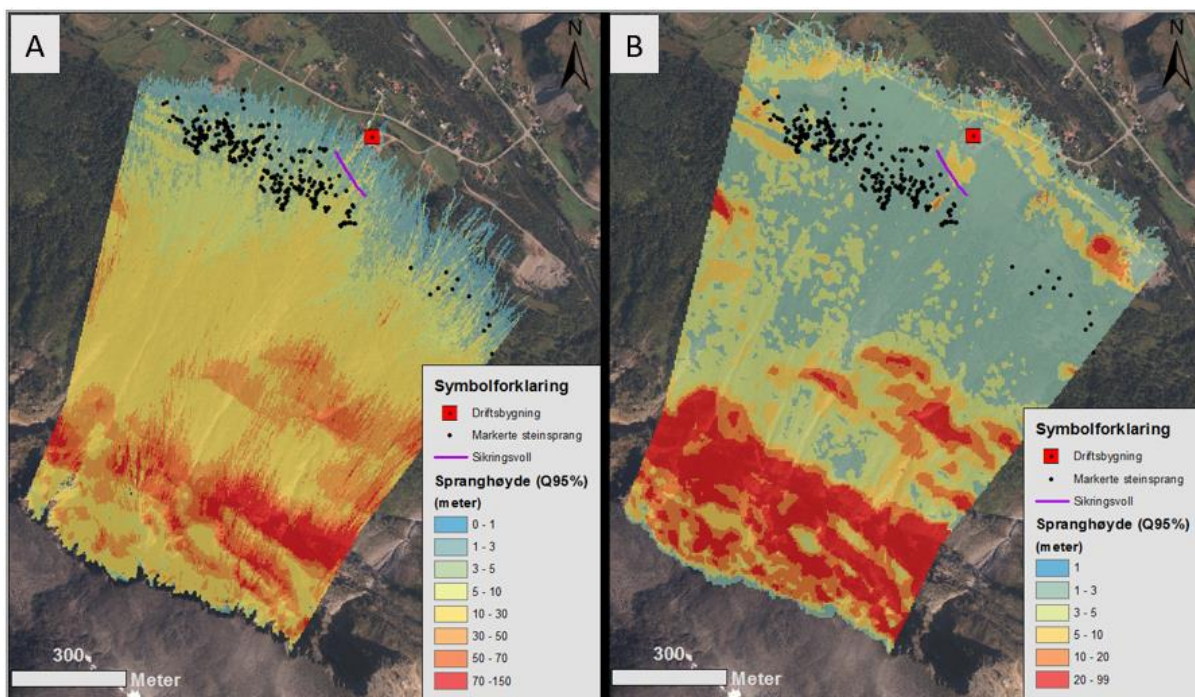
Figur 4.37: Simulering av avsetninger per celle oppgitt i prosent av totalt mulige avsetninger per celle med RAMMS::Rockfall (A) og Rockyfor3D (B).



Figur 4.38: Nærbilde av figur 4.37. sett fra nord, med simulering av avsetninger per celle oppgitt i prosent av totalt mulige avsetninger per celle med RAMMS::Rockfall (A) og Rockyfor3D (B).



Figur 4.39: Simulering av energi ved 95% persentil med RAMMS::Rockfall (A) og Rockyfor3D (B).



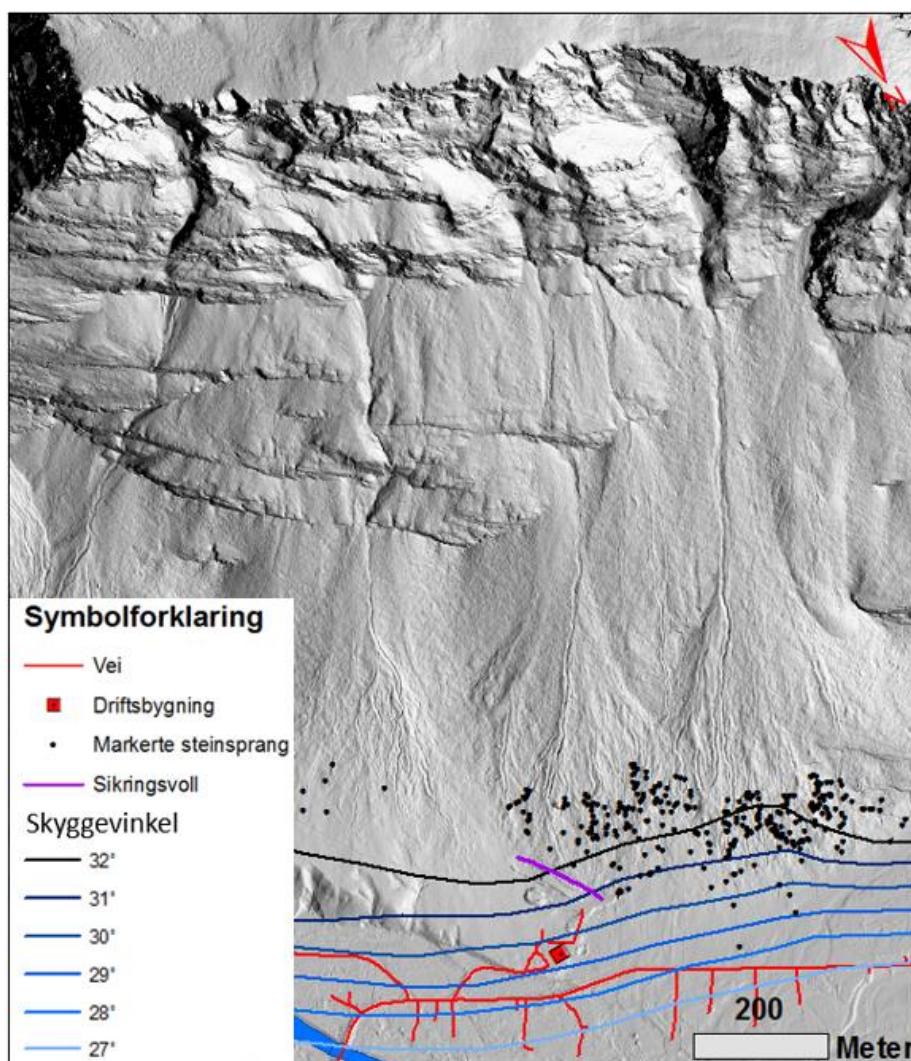
Figur 4.40: Simulering av spranghøyde oppgitt i meter med RAMMS::Rockfall (A) og Rockyfor3D (B).

RAMMS::Rockfall viser størst energi, 70 000- 150 000 kJ (figur 4.39: A) i sentrale deler av skredbanen og ved foten av fjellsiden og 1000- 30 000kJ distalt. Spranghøyden (figur 4.40: A) er størst i nedre del av kildeområdet (70- 150 m), klippepartiene i skredbanen (30- 79 meter) og minst spranghøyde er distalt, en til ti meter. Rockyfor3D viser størst energi ved nedre del av kildeområdet og store deler av skredbanen (30 000- 50 000 kJ) (figur 4.39: B) og 5000- 30 000kJ distalt. Største

spranghøyde for Rockyfor3D (figur 4.40: B) er omkring klippepartiene i skredbanen og nedre del av kildeområdet, 20- 99 meter. Distalt viser resultatene spranghøyde en til tre meter, men viser samtidig enkelte områder med betydelig større spranghøyde fem til ti meter.

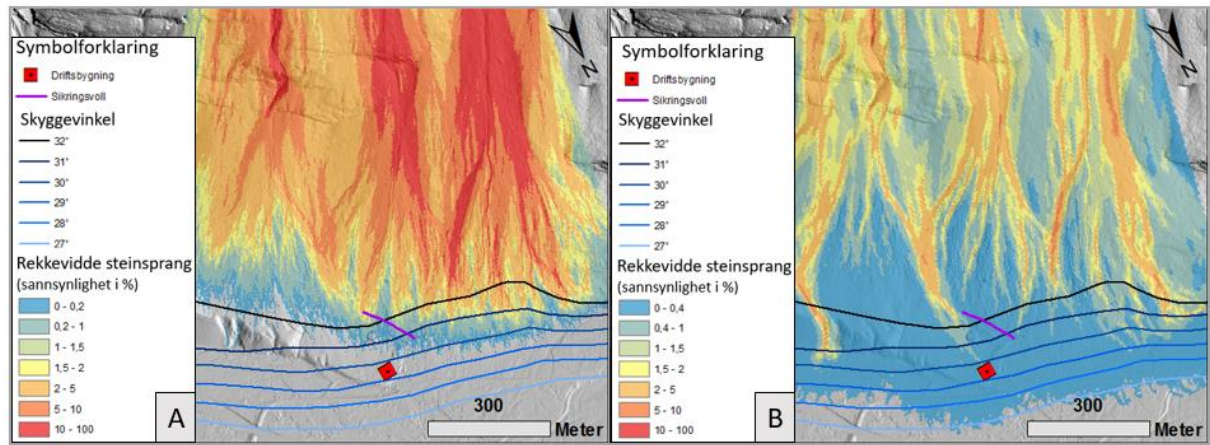
4.4.4 Skyggevinkel

Skyggevinkel for markerte steinsprang ved Holmen (figur 4.41) vest for sikringsvoll viser at lengste utløp er ved 28°. Totalt er 123 blokker krysset eller ligger på 32°, 23 blokker har krysset eller ligger på 31°, 5 blokker har krysset eller ligger på 30° og 2 blokker har krysset eller ligger på 29° derav lengste utløp ved 28°. I østlige område ligger derimot maksimal rekkevidde av markerte steinsprang 60 meter proksimalt for 32° linjen. Driftsbygning ligger på 29,5°, mens sikringsvoll ligger proksimalt for 31°.



Figur 4.41: Steinsprangområdet og inndeling av skyggevinkler (27- 32°), basert på funksjonen vewshed i arcmap.

Maks rekkevidde ved blå sone i simulering med RAMMS::Rockfall og Rockyfor3D (figur 4.42: A og B) ligger hhv. ved 29° og 27° vest for sikringsvoll og 31° og 28° øst for sikringsvoll.



Figur 4.42: Sammenstilling av skyggevinkel (27- 32°) og modellert rekkevidde fra RAMMS::Rockfall (A) og Rockyfor3D (B).

5 Diskusjon

5.1 Prosesser og geomorfologisk utvikling

Med utgangspunkt i resultater og funn beskrevet i kapittel 4.1. vil morfologisk utvikling av platået og dominerende skråningsprosesser ved steinsprangområdet over Holmen bli diskutert i forhold til relevant litteratur.

Platået er lokalisert 1000 - 1100 moh. ved den nordlige delen av Oksfjellet, og er avgrenset av bratte fjellsider. Steinsprangområdet strekker seg fra platåkanten og ned til dalbunnen (20 moh.) og karakteriseres av en bratt fjellside, og en skråning med basal konkavitet og store skredvifter. I historisk sammenheng har Kåfjorddalen under siste istids maksimum (LGM), sammen med flere andre daler, fungert som store dreneringskanaler for ismassene som da strakte seg ut til eggakanten (Olsen et al., 2013). Høyereleggende plataer var derimot mindre utsatt for erosjon av ismassene, noe som trolig er tilfelle ved platået ved Oksfjellet. Ismassene eroderte og utgjorde et stort press på dalsidene, som forsvant da isen trakk seg tilbake og blottla et terreng mottakelig for ulike typer massebevegelser (McColl, 2012, Ballantyne, 2002).

5.1.1 Platået

Funn ved platået viser at berggrunnen kjennetegnes av stein- og blokkrikt forvittringsmateriale og et skrentsystem orientert NV-SØ. Funnene viser også at enkelte områder har karakteristiske mønstre i blokkoverflaten, som danner sirkulære øyer av finere fraksjoner.

Stein- og blokkrikt forvittringsmateriale blir ofte betegnet blokkfelt og er et vanlig fenomen i polare regioner i tillegg til alpine områder (Rea et al., 1996). Blokkfelt viser akkumulasjon av blokkmateriale uten synlig kildeområde i form av en klippe eller blotning i overkant (White, 1976) og er ifølge Dahl (1966) relatert til terreng slakere enn 25°. Dette kjennetegner funn ved platået av Oksfjellet. Blokkfelt er resultat av in-situ forvitring (kjemisk og mekanisk) av den lokale berggrunnen og betegnes autoktone (stedegne), men kan også være alloktone (transport nedover skråningen) (Rea et al., 1996). Autoktone blokkfelt er relatert til høyereleggende områder, som i mindre grad er påvirket av glacial erosjon (Rea et al., 1996, Nesje et al., 1988, Ballantyne, 2010), og kan være tilfelle ved Oksfjellet.

Opprinnelsen av autoktone blokkfelt er derimot omdiskutert og det vises til to hovedforklaringsmodeller, den neogene- og den periglasiale modellen. Den neogene modellen hevder at blokkfelt er et resultat av kjemisk forvitring før kvartær tid (under varmere forhold), mens den periglasiale modellen viser til forvitring og frost-sorteringsprosesser under kaldere klima i kvartær tid (Ballantyne, 2010). Studier av blokkfelt ved høyereleggende plataer (900 - 1500 moh.) i Troms, som Øksfjordjøkulen nord for Kåfjorden og Lyngen i vest indikerer at flere blokkfelt kan ha sin

opprinnelse før kvartær tid (Rea et al., 1996). Teorien til Rea et al. (1996) bygger på funn og karakteristikk av finmateriale (silt og leire) i dypereliggende lag av blokkfeltene. Finmateriale tyder på kjemisk forvitring, men sier samtidig at blokkfeltene også er påvirket av frostsoringsprosesser i kvartær tid. Plataået ved Oksfjellet har samme høyde over havet og breddegrad som de studerte blokkfeltene og kan dermed ha sin opprinnelse før kvartær tid. For å dokumentere dette er det imidlertid nødvendig med analyse av finfraksjoner i dypereliggende lag av blokkmaterialet, noe denne oppgaven ikke inkluderer. Rennende vann i blokkfeltet kan være tegn på tilstedeværelse av finere materiale dypere i blokkmaterialet, og at dette sannsynligvis er frosset, noe som kan forklare at vannet ikke dreneres lenger ned.

Flere områder med lav terrenghelning viser mønster i blokkmaterialet som danner sirkulære øyer (kapittel 4.1.1) av finmateriale og langsgående forsenkninger, mens brattere områder med stor mektighet av blokkmateriale viser sig i massene. Sirkulære øyer av finere materiale og langsgående forsenkninger er ifølge Dahl (1966) typisk for vertikale frostsoringsprosesser. Mønster i overflaten som følge av frostprosesser er et vanlig fenomen i områder med permafrost (Mellon, 1997). Dette er derimot ikke bekreftet med nærmere undersøkelser dypere i blokkmaterialet ved plataået. Mønstrene i blokkmateriale kan derfor være dannet for lenge siden ved andre klimatiske forhold enn i dag. Grensen for permafrost i indre deler av fjorder og i kontinentale strøk er 600 - 700 moh. ifølge Christensen et al. (2010), der plataået befinner seg 1000 – 1100 moh. Studiene til Christensen et al. (2010) viser dermed at tilstedeværelse av permafrost og frostsoringsprosesser ved plataået er realistisk.

Dahl (1966) betegner også områder karakterisert av frostsoringsprosesser, som mer velutviklede deler av blokkfeltet. Berggrunn med begynnende sprekkdannelse og løse blokkformasjoner viser imidlertid til mindre utviklede deler av blokkfeltet. Med utgangspunkt i denne tolkningen viser blokkfeltet ved plataået av Oksfjellet flere utviklingsstadier. For eksempel viser skrentsystemene som strekker seg NV-SØ mer definerte blotninger av berggrunnen i nord. Skrentsystemet lengre sør er mindre definert, ettersom berggrunnen er vanskelig å skille fra løse blokker, og kan forklares med at forvitringen er kommet lenger i dette området.

I følge tolkningen kan plataået være en gammel overflate og sprekkene på plataået, som viser tegn på innsenkning/gravitativ bevegelse, kan være utviklet over lang tid (pre siste istid). Det er mye som tyder på at det kan være permafrost på plataået og dermed også i de bratte nordøstvendte fjellsidene. Dette vil være med å påvirke utløsningsmekanismer og stabilitetsforholdene i kildeområdet for steinsprang.

5.1.2 Steinsprangområdet

Datering av morenemateriale ved Holmen viser at Kåfjorddalen og området omkring Holmen har vært utsatt for glasial erosjon inntil $11\,400 \pm 200$ år (Stokes et al., 2014). De eldste avsetningene fra steinsprangaktivitet ved Holmen kan dermed antas å være yngre enn $11\,400 \pm 200$ år, ettersom isen tidligere ville erodert/transportert bort materialet. Men elveslettene er yngre og kan indirekte dateres ved å se på havnivåendringene/havnivåkurve for området.

Skredviftene langs den NØ vendte dalsiden av Oksfjellet over Holmen har nedslagsfelt fra en bratt fjellside over, der flere skredbaner i fast fjell er formet. Ved foten av fjellsiden omkring 600 moh. er helningen på skråningen $35 - 45^\circ$ og viser til proksimalsiden av skråningen omkring apex (kapittel 4.1.2). Skråningsmorfologien viser en konkav form, med en rettlinjert helning $30 - 35^\circ$ i øvre deler og blir gradvis mindre bratt fra $15 - 25^\circ$ omkring urfoten og $5 - 15^\circ$ distalt, som er typiske for kolluviale vifter (Blikra & Nemec, 1998) eller talus-skråninger (Luckman, 2013, Evans & Hungr, 1993).

Morfologien kan forklares ved at proksimale deler av skråningen fungerer som transportoverflate med lite avsetning, mens distale deler både transporterer og avsetter skredmateriale og fører til utflating av terrenget (Dorren et al., 2011, Luckman, 2013).

Kolluviale landformer er et resultat av ulike skråningsprosesser som i hovedsak er relatert til steinsprang, jordskred (debrisflow) og snøskred ifølge Blikra et al. (1989). Hvilke prosesser som dominerer kan variere og påvirker helningsgraden langs skråningen. Skråninger dominert av steinsprang er generelt brattere enn skråninger dominert av jordskred eller snøskred (Blikra et al., 1989). Morfologien ved skråningen over Holmen indikerer dermed at steinsprang dominerer i øvre og midtre deler av skråningen, mens prosesser som jordskred er av større betydning for avsetning og transportering av løsmasser i distale deler av viftene.

Den oppsprukne fjellsiden over Holmen er kilde til små og store steinsprang der avsetningsmønsteret av skredmaterialet viser tydelig fallsortering (kapittel 4.4.1) med største blokker distalt, noe som er karakteristisk for skråninger utsatt for steinsprang (Kirkby & Statham, 1975). De største blokkene i utløpsområdet antas å være avsatt ved steinspranghendelser uavhengig av andre skråningsprosesser, slik det finnes eksempler på i årene 2013, 2015 og 2016. Blokkene kan være kommet enkeltvis eller i samlinger på flere, der avsetningsmønsteret distalt viser sporadisk spredte blokker som er typisk for steinsprang. Mindre fraksjoner som akkumuleres mer proksimalt i skråningen, på flater i fjellsiden eller ved utløp av skredbaner i kildeområdet, kan mobiliseres på nytt av steinsprang, nedbør eller snøskred (Luckman, 2013, Blikra & Nemec, 1998).

Nedbør og snøsmelting om våren vil også kunne danne sørpeskred, som er en blanding av snø, is, stein, jord og annet skråningsmateriale. Det er en glidende overgang mellom sørpeskred og andre

massestrømmer som jord- og flomskred og beveger seg på en massestrømsliknende måte i kanaler ifølge Blikra et al. (1989), som det er flere eksempler på over Holmen. Resultatet av snøskred er ofte at skråningens proksimale deler er erodert med lite avsetninger, slik tilfellet er over Holmen, mens størstedelen av materiale vil avsettes blant det grovere materiale distalt, som Luckman (2013) beskriver. Funn av snøskredavsetninger distalt er derimot vanskeligere å definere og skille fra andre prosesser som steinsprang og jordskred. Observasjon av kanaler med veldefinerte leveer og forgreninger, som ender i loper enkeltvis eller stablet over hverandre distalt tyder på utbredt aktivitet fra ulike massestrømmer (Blikra et al., 1989). Kanaler med mye vegetasjon parallelt med aktive kanaler med ferske avsetninger viser at aktiviteten i kanalene har endret seg med tiden og migrerer lateralt som bidrar til utbygging av viftene.

Kartleggingen og observasjonene i både kildeområdet og i selve skredviftene indikerer at skråningen over Holmen er påvirket av både steinsprang, jordskred, sørpeskred og snøskred. Det er derfor viktig å være oppmerksom på at mye av steinsprangmaterialet i utløpsområdet kan være kamuflert av andre prosesser.

5.2 Strukturgeologi og bruddmekanismer

I dette kapittelet vil resultater fra kapittel 4.2., vedrørende kartlegging av berggrunn og indre strukturer ved Oksfjellet, først plasseres i en regional kontekst. Deretter vil interne forskjeller og karakteristiske trekk lokalt ved plataet og kildeområdet diskuteres. Strukturgeologien vil videre bli sammenliknet med studier av det ustabile fjellpartiet lenger sør ved Oksfjellet, for å se hvordan strukturene varierer langs Oksfjellet.

Til slutt diskuteres orientering av foliasjon og sprekkesett i forhold til fjellskråningen, spesielt med hensyn til hvordan strukturene har medvirket til skredhendelser ved Oksfjellet. I arbeidet vil tolkede geologiske profiler og kinematiske analyser fra kildeområdet presenteres og brukes sammen med observasjoner av oppsprekingsgraden i fjellsiden. Informasjonen blir brukt for å vurdere dominerende bruddmekanismer, hvilke indre faktorer som er av størst betydning og hvilke deler av kildeområdet som har potensiale til å danne steinsprang med volum til å nå utløpsområdet.

5.2.1 Oppsummering av berggrunnens strukturer

Den kaledonske berggrunnen ved Oksfjellet består av flere strukturer, som trolig er resultat av duktil deformasjon under fjellkjedefolding og innskyvning av skyvedekkenene i tidlig til midt paleozoikum (Andresen, 1988, Corfu et al., 2014, Bredal, 2016). Foliasjonen er orientert N-S med svakt fall mot vest. Orienteringen sammenfaller dermed med målinger regionalt, som følge av at Kaledonske bergarter i Troms ligger i en mektige NØ-SV-strykende dekkpakke (Zwaan et al., 1998).

Berggrunnen ved Oksfjellet og områdene omkring inneholder sprekker som kutter foliasjonen, og er tolket å være sprø deformasjonsstrukturer dannet lenge etter den kaledonske fjellkjedefolding (Indrevær et al., 2013). Deformasjonsstrukturene er resultat av sprø deformasjon i mesozoikum til kenozoisk tid (Indrevær et al., 2013, Bergh et al., 2007, Faleide et al., 2008). Feltmålinger viser tre dominerende sprekkesett, et steilt NV-SØ strykende, et steilt NNV-SSØ strykende med fall hhv. NØ og ØNØ og et annet steilt NØ-SV strykende med fall mot SØ. Sprekkesystemene viser dermed liknende geometri, som regionale målinger av sprekker og forkastninger i sørvestre deler av Barentshavmarginen (Bergh et al., 2007).

5.2.2 Bruddmekanismer og sammenlikning av strukturer

Undersøkelsene ved sentrale deler av platået nord ved Oksfjellet viser godt utviklet foliasjon i vertsbergarten glimmerskifer. Foliasjonen har N-S strykende orientering med svakt fall (15- 20°) mot vest og regnes som subhorisontal (kapittel 4.2.1). Foliasjonen i sentrale og nordlige deler av kildeområdet er lik og viser svakt vestlig fall, med en vinkel inn i fjellsiden. Sør ved kildeområdet er foliasjonen brattere (20 - 30°), og har fall VNV. Det må her presiseres at foliasjonsmålingene ved kildeområdet er basert på avstandsmålinger fra platåkanten og nærbilder av berggrunnen, ettersom kildeområdet var for bratt til å gjøre målinger i felt. Foliasjonen innad i det ustabile fjellområdet ved sørøstlige deler av Oksfjellet (figur 4.1) er også brattere (25 - 30°), med fall mot NV (Bredal, 2016) og styrker observasjonene av brattere foliasjon sør i kildeområdet. Bredal (2016) forklarer den brattere foliasjonen ved at sørlige deler sammenfaller med en kaledonsk skyveforkastning og at områder ved denne kontaktsonen viser brattere foliasjon som flater ut mot nordlige deler av Oksfjellet. Langsnøen nord for Oksfjellet (figur 4.1) har svakt hellende foliasjon mot SV-NV (Bunkholt et al., 2013) og viser dermed tilsvarende orientering som nordlige deler av Oksfjellet.

Undersøkelser ved platået viser tre dominerende sprekkesett, et NV-SØ strykende, et NNV-SSØ strykende som faller bratt (50 - 80°) hhv. NØ og ØNØ og et annet NØ-SV strykende, med bratt fall (50 - 80°) mot SØ. Sistnevnte er mest dominerende i nordlige deler av platået (figur 4.10) og viser et karakteristisk sikksakk-mønster, som også kan observeres i øvre deler av kildeområdet (figur 4.17). Hvor godt målingene reflekterer underliggende berggrunn, må sees i lys av et begrenset antall strukturmålinger. Nordlige deler av platået har mer veldefinerte blotninger av berggrunnen, noe som gir en mer troverdig representasjon enn målinger lenger sør der berggrunnen er mer oppsprukket. Det kan bety at sprekkesettet, som er bedre representert i nord også befinner seg lengre sør, men pga. et begrenset antall blotninger vises de ikke like bra i datasettet.

Data genererte målinger av alle potensielle sprekkesett i kildeområdet (figur 4.18) med programvaren Coltop3D, viser også at dominerende orientering er NV-SØ til NNV-SSØ strykende med bratt fall, brattere enn 45° mot NØ til ØNØ. Målinger av fremtredende sprekkesett ved fjellsiden viser imidlertid

større variasjon, som vist i figur 4.18. og tabell 2. Det er sprekkeseett med orientering N-S og NNV-SSØ med bratt fall over 60° mot Ø og ØNØ, som krysses av sprekkeseett med orientering NV-SØ og ØNØ-VSV med bratt fall over 50° hhv. mot SV og NNV.

Undersøkelser av det ustabile fjellpartiet ved sørlige deler av Oksfjellet viser NV-SØ og NØ-SV-orienterte sprekkeseett (Bredal, 2016) og har dermed et liknende sikksakk mønster, som er observert ved nordlige deler av plataået og øvre del av enhet fire i kildeområdet. Sprekkeseettene i det ustabile fjellpartiet i SØ er derimot brattere og veksler mellom å falle NØ-SV og NV-SØ (Bredal, 2016).

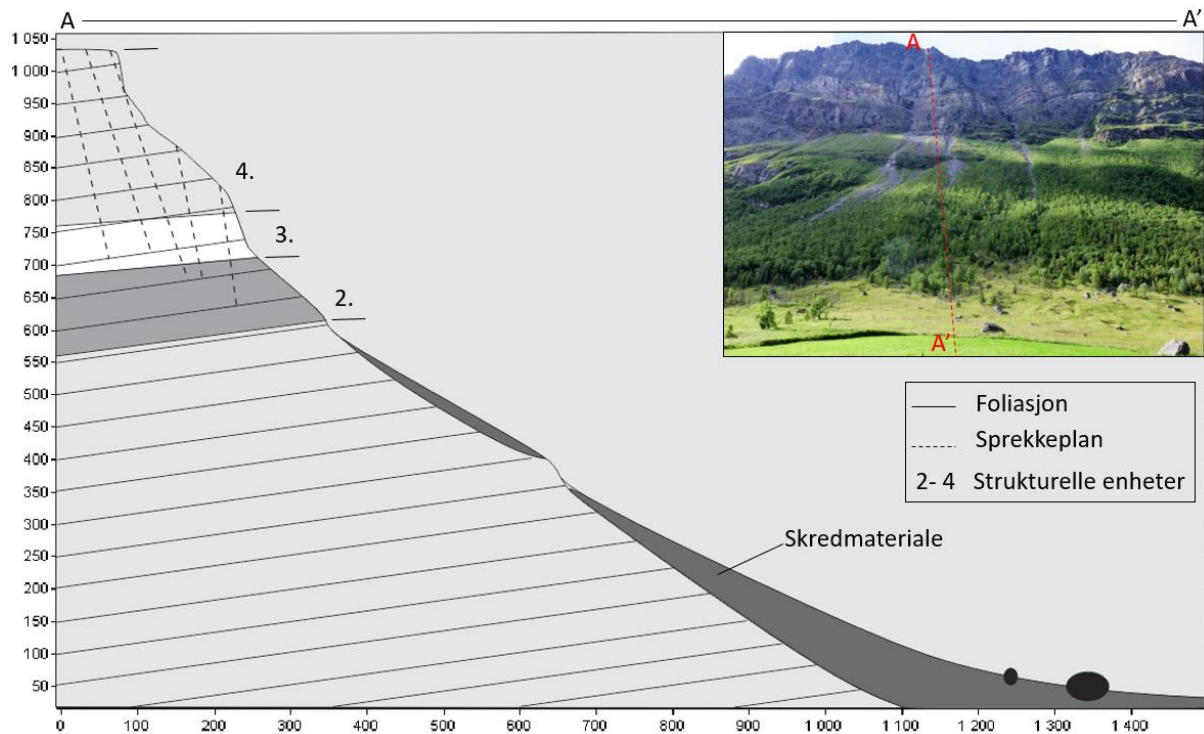
Dominerende orientering av alle potensielle plan målt i kildeområdet viser samme orientering; NV-SØ til NNV-SSØ, som skrentsystemet inne på plataået, med bratt fall NØ til ØNØ. Nærmere analyse i Coltop3D av fremtredende sprekkeseett, viser derimot at det finnes flere kryssende sprekkeseett. Ingen av sprekkeseettene er imidlertid orientert NØ-SV med bratt fall mot SØ, som var tilfelle nord på plataået og ved det ustabile fjellpartiet i SØ. En forklaring på dette kan være det store antallet målinger Coltop3D genererer som er flere enn 100 000, sammenliknet med antall målinger gjort i felt som er mindre enn 100. Sprekkesettet med orienteringen NØ-SV med fall mot SØ er trolig for lite utbredt i kildeområdet til at det synes i de store datasettene fra Coltop3D. Målingene fra plataået, øvre deler av kildeområdet og det ustabile fjellområdet lenger sør tyder likevel på at de kryssende sprekkeseettene NV-SØ og NØ-SV med fall hhv. NØ og SV er utbredt i øvre deler av berggrunnen ved Oksfjellet. Andre sprekkeseett, som vist i resultater fra Coltop3D, er imidlertid antatt å dominerer dypere i berggrunnen og dermed lavere i kildeområdet. Samlet sett viser målingene i felt og fra Coltop3D at fjellsiden består av flere bratte sprekkeseett som i ulik grad har vinkel ut av fjellsiden ettersom fallretning på fjellsiden varierer fra NNV, N, NNØ, NØ og ØNØ.

Nærbilder av kildeområdet viser videre at fjellsiden kan deles inn i ulike strukturelle enheter basert på oppsprekkingsgrad, der den generelle litologien av fjellsiden består av glimmerskifer (Norges geologiske undersøkelser, 2018). Bergartsprøver fra blokkene i utløpsområdet viser imidlertid litologi av typen kvartsittisk gneis, som er mer hardføre enn glimmerskiferen og dermed tåler transporten bedre uten å brette opp i mindre blokker. Dette indikerer variasjoner i litologien, der blokker av typen gneis når lengst i utløpsområdet. Oppsprekkingsgraden varierer også som følge av ulik avstand og orientering mellom strukturene, som påvirker størrelse og form av blokkutfall ifølge Wyllie & Mah (2004). Teorien stemmer godt med observasjoner av store sprekkelplan, nedsunkne blokker og arr fra steinspranghendelser langs plataåkanten (se kapittel 4.2.2 og 4.2.3), og at flere store steinspranghendelser som har nådd distale deler av skredviftene stammer fra enhet fire. Enhet en til tre er mer oppsprukket og er trolig kilde til mindre blokkutfall som akkumuleres mer proksimalt i skråningen enn større blokkutfall fra enhet fire, som følge av fallsortering.

Ulik orientering av strukturene i berggrunnen relativt til hverandre og fjellsiden danner utgangspunkt for flere bruddmekanismer ifølge Wyllie & Mah (2004), og er tilfelle ved Oksfjellet.

Friksjonsvinkelen til glimmerskifer er ifølge Wyllie & Mah (2004) 20 - 27°. Dette indikerer at utglidning langs foliasjonen er lite sannsynlig i sentrale deler av kildeområdet der foliasjonen viser svak helning inn i fjellsiden. Foliasjonen i sørlige deler av kildeområdet er antatt å være brattere (20 - 30°), noe som gjør utglidning kinematisk mulig. Foliasjonen har generelt en vinkel inn i fjellsiden, som tilsier at foliasjonen alene ikke kan være avgjørende for ustabilitet, men at andre strukturer i fjellsiden er av større betydning for blokkutfall. Den sørlige delen av kildeområdet viser likevel tegn på at blokker kan være glidd ut langs foliasjonen, men at disse er avgrenset av brattere sprekesett. Nordlige deler av kildeområdet i område en (figur 4.14), viser derimot hvordan kolonner av oppsprukken berggrunn avgrenset av bratte sprekker ikke viser like tydelige tegn på utglidning. Dette kan forklares som følge av mindre bratt foliasjon (15- 20°) med vinkel inn i fjellsiden.

Observasjoner av kileformete arr fra steinsprang langs platåkanten, deriblant kileutglidningen i 2013, viser at kileutglidning er en potensiell bruddmekanisme (figur 4.13). Steinspranget i 2016 (figur 4.29) viser derimot at toppling/utvelting også er tilfelle, noe som betyr at sprekkene i enkelte områder er orientert bratt inn i fjellsiden. Det er også observert lineære forsenkninger i forlengelse av åpne sprekker langs platåkanten og forsenkninger i blokkmateriale parallelt med kanten (kapittel 4.2.2), som er tolket å være begynnende sprekkdannelse. Enkelte steder avgrenser sprekkene nedsunkne blokker eller går parallelt med gamle arr fra steinsprang. De observerte sprekkene kan tyde på bakover-steppende sprekkesystemer (Braathen et al., 2004). Bakover-steppende sprekker er typisk for kildeområder der bratte sub-parallele sprekesett avgrenser en eller flere blokker med en vinkel ut av fjellsiden. I følge Braathen et al. (2004) kan volumet av blokkene variere fra m³ til flere millioner m³, der registrerte blokkutfall ved nordlige deler av Oksfjellet begrenser seg til < 4000 m³, basert på grove estimeringer i felt. Den kinematiske analysen av kildeområdet (kapittel 4.2.5) stemmer godt med observasjonene, der dominerende bruddmekanisme ifølge analysen er kileutglidning deretter toppling/utvelting, med minst potensiale for planutglidning. Blokkutfall med volum som har potensiale til å nå distale deler av skredviftene er på bakgrunn av ulik oppsprekkingsgrad, litologi samt steile og kryssende sprekesett antatt å være mest fremtredende i enhet fire. Resultatene av denne tolkningen er vist i figur 5.1 langs profil A-A'.



Figur 5.1: Tolkning av steinsprangområdet, langs profil AA'.

5.3 Meteorologi og bevegelse i ustabil område

Kapittelet bygger på undersøkelser fremstilt i resultatkapittelet, 4.3 fra meteorologiske forhold og bevegelsesmålinger av det ustabile området i årene 2015, 2016 og 2017.

Bevegelsesmålinger fra bakkebasert InSAR av det ustabile området over Holmen vil bli sammenliknet og diskutert opp mot statistikk av meteorologiske data av nedbør og temperatur. Dette er analogt til sammenhengen mellom ytre faktorer og bevegelse av potensielt ustabile blokker og i hvilken grad nedbør og temperatur er av betydning for økende steinsprangaktivitet.

Videre presenteres en detaljert bevegelsesanalyse av hovedblokken i det ustabile området, der potensielle bruddmekanismer vil bli diskutert opp mot bevegelsesforløpet av blokken og hvilke utløsende faktorer som er av betydning.

Til slutt diskuteres det om det er mulig å spå fremtidige steinsprang basert på akslerasjonsfaser med utgangspunkt i metoden om invers hastighet.

5.3.1 Bevegelse vs økt temperatur og nedbør

Bevegelsesmålinger fra 2015 (6.9.–11.11.) og 2016 (19.4.–1.11.) viser økt bevegelse i det ustabile området i løpet av september og oktober (figur 4.22 og 4.27), samtidig med to steinspranghendelser (2.10.2015 og 11.9.2016). Totalforflytning i området med størst bevegelse for 2015 og 2016 er hhv. 1333mm i nedre område ved P1 og P3 og 422mm i øvre område ved P6 (figur 4.20).

Bevegelsesmålinger i 2017 (1.9.–30.9.) viser betraktelig mindre bevegelse med totalforflytning på 16 mm.

I 2015 og 2016 sammenfaller periodene med økt bevegelse med store nedbørsmengder, der nedbørsmålingene i 2015 er vesentlig mindre enn i 2016. I 2015 er det derimot kun meteorologiske målinger fra Jettan, mens det i 2016 og 2017 også finnes målinger fra Holmen. Sammenlikning av nedbørsmålinger ved Jettan og Holmen for 2016 og 2017 (figur 4.22 og 4.27) viser at døgnperioder med nedbør på Jettan sammenfaller konsekvent med betydelig større nedbørsmålinger ved Holmen. I tillegg er det registrert flere perioder med nedbør på Holmen, hvor det ikke er registrert nedbør på Jettan. I 2017 er det registrert vesentlig mindre nedbør i samme periode som bevegelsesmålingene enn de to foregående årene, som kan være forklaring på små bevegelsesutslag i denne perioden.

En annen viktig faktor er temperatur. Området ligger ved 970 moh. i en NØ vendt fjellside med lite soltilførsel, i en region der permafrostgrensen er mellom 600 moh. og 700 moh. (Christiansen et al., 2010). Observasjonene på plataået og at de nordøstvendte skråningene generelt er kalde indikerer permafrost i det ustabile området, men dette er ikke bekreftet. Dermed kan oppsprukket berggrunn og løsmasser, som blant annet er observert i front av hovedblokken (se figur 4.25), inneholde is.

Frostforvitring og oppbygning av iskiler i sprekker utgjør et stort press på berggrunnen omkring og er et vanlig fenomen i kalde fjellområder, noe som kan bidra til ytterligere oppsprekking (Gruber & Haeberli, 2007). Davies et al. (2001) peker på at oppsprukket berggrunn fylt med is kan være mer stabil enn om det ikke var is til stede og dersom stabiliteten er avhengig av styrken på isen vil den reduseres med økende temperatur. Flere studier (Krautblatter et al., 2013, Gruber & Haeberli, 2007, Matsuoka & Sakai, 1999, Matsuoka & Murton, 2008) støtter denne teorien. Gruber & Haeberli (2007) poengterer at tilførsel av vann vil hurtigere destabilisere og tine større områder enn kun temperaturøkning. Vann bidrar også til å bryte ned mineraler og danne svakhetsplan, noe som kan redusere skjærstyrken mellom kontaktflater ifølge Braathen et al. (2004). Is i den oppsprukkete berggrunnen i front av hovedblokken vil bidra til mekanisk forvitring og ytterligere oppsprekking av materiale, men samtidig være en stabiliserende faktor store deler av året når temperaturen er under 0 °C. Temperaturøkning og særlig tilførsel av vann, som er typisk under snøsmelting om våren og nedbørsperioder på høsten vil derimot redusere styrken av isen og vaske bort løsmateriale som igjen vil svekke stabiliteten og redusere sikkerhetsfaktoren F (se kapittel 2.4). Ettersom bevegelsene oppstår sent på sommeren og høsten, støtter dette antagelsene om permafrost i det ustabile området. Dette kan forklares ved at den aktive sonen i permafrosten, er mektigst og går dypest inn i fjellet i løpet av sommer og høstmånedene før temperaturen igjen faller utover vinteren. Den aktive sonen viser da til området som tines til temperatur over null grader (Allen et al., 2009, Gruber & Haeberli, 2007).

I det ustabile området er de største bevegelsene registrert i øvre område ved P6 og nedre deler av området omkring P1 og P3. Generelle bevegelsesendringer for de tre punktene, P1, P3 og P6, i løpet av måleperiodene løper parallelt for de tre årene. Det vil si at bevegelsesendring som registreres i P6 også registreres i P1 og P3, med tilnærmet lik bevegelseskurve (fig 4.22, 4.27 og 4.31). Dette kan tyde på at bevegelser i de to områdene responderer likt på ytre forhold, som kan forventes ettersom de ligger ved samme høyde og himmelretning. En annen likhet er perioden før første akslerasjonsfase i 2015 og 2016. Perioden viser definert bevegelsesendring (10- 20 mm/døgn) inntil ti døgn før start på akslerasjonsfasene. Andre akslerasjonsfase i 2015 viser også bevegelse i forkant, men der bevegelsen er registrert som kortere intervaller med økt bevegelse inntil tre dager før. I tillegg viser akslerasjonsfasene at området med størst registrert bevegelse også er det området hvor hastigheten først øker, med forsinket respons i det andre område. Dette mønsteret er spesielt tydelig i 2015, men kan også finnes igjen ved målingene fra 2016.

Imidlertid er akslerasjonsfasene ulike mellom øvre område (P6) og nedre område (P1 og P3) i 2015 og 2016. I 2015 akselerer nedre område mest (350 mm/døgn) i først akslerasjonsfase som kulminerer i steinsprang fra mindre blokker omkring hovedblokken, mens øvre område akselererer mest (290 mm/døgn) i andre akslerasjonsfase det samme året uten at steinsprang utløses. I 2016 er det øvre område som akselererer mest (46 mm/døgn) og det kulminerer i et steinsprang, selv om bevegelsen er betydelig mindre enn den var i 2015 da det ikke oppsto steinsprang.

Ulik akselerasjonshastighet og responstid mellom områdene under akslerasjonsfasene kan bety at ustabiliteten eller sikkerhetsfaktoren (F) i hver av områdene er ulik. Begge områdene registrerer økt bevegelse i akslerasjonsfasene, men forskjeller i ustabilitet ved områdene kan forklare hvorfor et område fortsetter å akselerere, mens det andre området som er mer stabilt har mindre akselerasjon. Dette kan forklares ved at nedre område (P1 og P3) er mer stabilt etter steinspranget i første akslerasjonsfase i 2015 og beveger seg derfor mindre enn øvre området i de neste to akslerasjonsfasene. Det øvre området viser derimot økt akselerasjon for de to fasene i 2015, der steinspranghendelsen i 2016 initieres ved en tydelig mindre akselerasjon enn området tolererte i 2015. En forklaring er at ustabiliteten i øvre område var nådd et kritisk punkt i 2016, som følge av blant annet bevegelsene i 2015 og dermed mindre motstandsdyktig enn året før. Fra bildeserien av steinspranget i 2016 (figur 4.29), vises det hvordan blokken går i brudd ved toppling/utvelting, som kjennetegnes av utover rotasjon fra fjellsiden omkring et pivotal punkt under tyngdepunktet (Highland & Bobrowsky, 2008). Blokken ved P6 har dermed gradvis rotert utover og når gravitasjonskreftene er større enn kreftene som holder blokken på plass går den i brudd.

Steinspranget ved nedre området i 2015 viser derimot en annen karakteristikk, der flere mindre blokkavsetninger inntil hovedblokken løsner (figur 4.25) og har dermed ikke en like definert

bruddmekanisme som steinspranget i 2016. Årsaken til steinspranget i 2015 er trolig tilknyttet bevegelser i hovedblokken og at stabiliteten til de omkringliggende blokkene er sensitive for bevegelser her. Det er fremdeles flere løse blokkavsetninger som støtter seg på hovedblokken og kan rase ut dersom hovedblokken beveger på seg.

Steinspranghendelsene i 2015 og 2016 viser ulike bruddmekanismer, men har begge definert bevegelsesendring flere dager i forkant av akselerasjonsfasene, der to av tre akselerasjonsfaser kulminerte i steinsprang. Periodene med størst bevegelse i 2015 og 2016 registreres samtidig med mye nedbør, mens det i perioden med lite bevegelse i 2017 er betydelig mindre nedbør. Dette tyder på at bevegelsene og steinspranghendelsene i området påvirkes av nedbør. Guzzetti et al. (2003) sin studie fra USA i Yosemite Valley underbygger denne påstanden der undersøkelser av 153 steinsprang viste at 78 ble utløst som følge av nedbør.

Fra studier av når på året steinsprang er vanlig viser Jørstad (1979) at det er størst steinsprangaktivitet på våren i månedene april-mai og om høsten i månedene oktober-november. Steinsprangaktiviteten ved Holmen i 2015 og 2016 skjedde i september og oktober, og underbygger nevnte studier. Jørstad (1979) påpeker også at dette er perioder der temperaturen svinger omkring frysepunktet, noe som kan tyde på at frostsprengning er av betydning. Moen & Humstad (2009) viser derimot at det er stor grad av usikkerhet knyttet til årsaker for utløsning av steinsprang (figur 2.3).

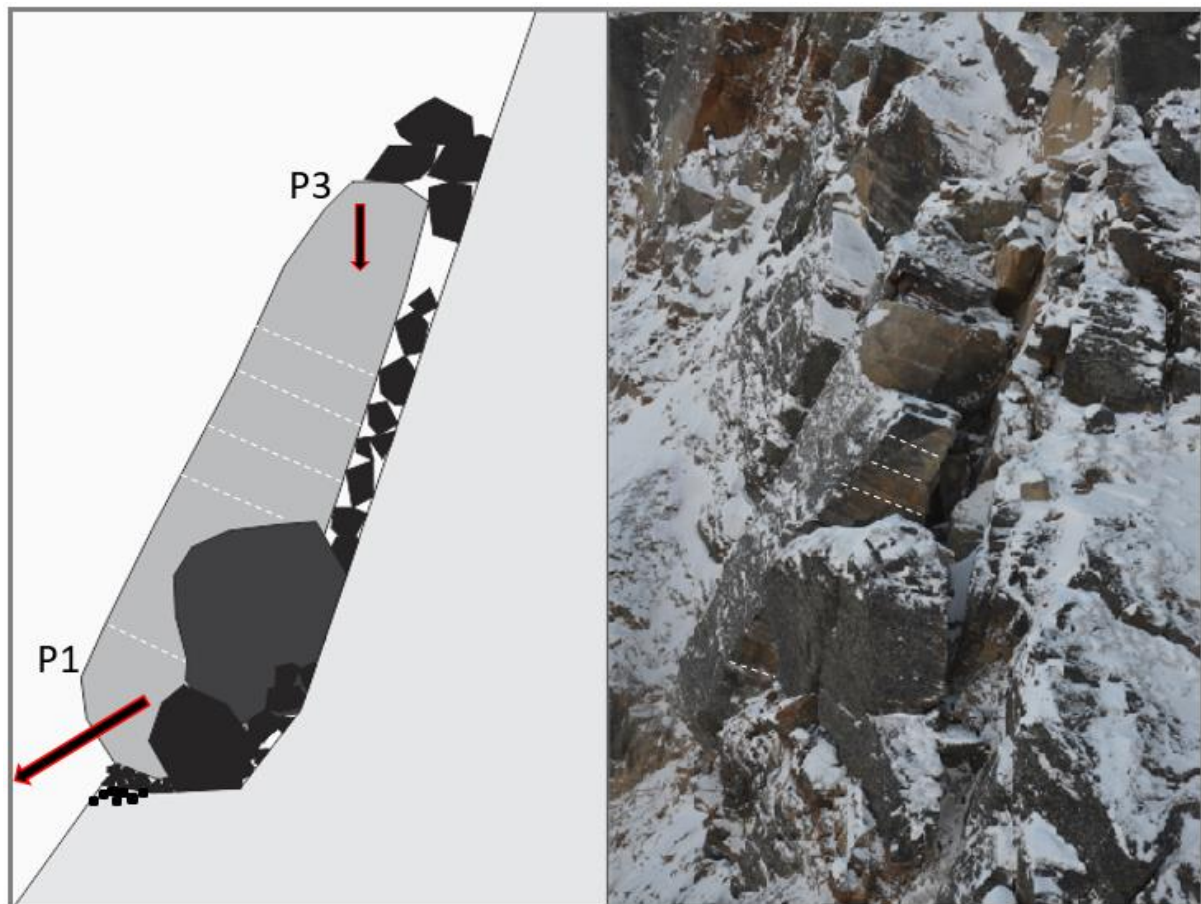
Ved nærmere analyse av datasettet fra Holmen er korrelasjonen mellom meteorologiske forhold og bevegelse mindre definert enn først antatt. Tidspunkt for bevegelsesendringer og akselerasjonsfaser sammenfaller ikke med tidspunkt for de største nedbørsmengdene, men oppstår generelt før eller etter perioder med nedbør. Ved ett tilfelle i 2016 er det en deselerasjonsfase samtidig med 80mm nedbør over et døgn (figur 4.28), som er den største nedbørsmengden målt for alle periodene. Dette underbygger Moen & Humstad (2009) sine funn, knyttet til usikkerhet om utløsningsårsaker. Deselerasjonsfasen i 2016 og ulik responstid mellom store nedbørsmengder og tidspunkt for bevegelsesendringer viser at bevegelse ikke nødvendigvis er direkte relatert til økt nedbør, men kan være en forsinket respons. Felles for alle akselerasjonsfasene og periodene med økt bevegelse er temperatur over 0 °C, mens reduksjon i hastighet ser ut til å følge fall i temperatur. Dette er særlig tilfelle i 2015 der 3 av 3 deselerasjonsfaser skjer parallelt med fall i temperatur til under 0 °C. I 2016 er det derimot temperatur over null grader hele perioden med akselerasjon og deselerasjon. Målingene i 2017 viser ingen tydelig trend, men mot slutten av måleperioden er det økt nedbør samtidig med fall i temperatur til under 0°C. Dette gir imidlertid ingen store utslag på bevegelsesmålingene, som enten kan tolkes at bevegelsene kom senere eller at bevegelsene uteble på grunn av fall i temperatur samtidig med nedbøren.

I hvor stor grad bevegelse og steinspranghendelser er resultat av temperatur og/eller nedbør er vanskelig å si ettersom det statistiske grunnlaget er lite, med bare tre måleperioder. Periodene samlet sett viser likevel korrelasjon mellom økt bevegelse i perioder med nedbør og temperatur over 0°C og deselerasjon ved fall i temperatur til under 0°C, der steinspranghendelser er tilknyttet periodene med størst bevegelse. Det er imidlertid flere store nedbørsmengder som ikke har ført til signifikant endring i bevegelse eller steinspranghendelser, og understreker usikkerheten i koblingen mellom økt nedbør og bevegelse/ steinsprang. Sammenhengen mellom fall i temperatur og reduksjon i hastighet viser dermed sterkere korrelasjon. Ustabiliteten ved området som er i bevegelse er derfor antatt å bygge seg opp over tid der nedbør og temperatur gradvis påvirker stabiliteten gjennom forvitring og erosjon. Dersom det er permafrost i det ustabile området vil mektigheten til den aktive sonen reduseres utover sensommeren og høsten og bidra til ytterligere redusert stabilitet før temperaturen igjen faller under frysepunktet.

5.3.2 Bevegelse og varsling av steinsprang

Bevegelsesanalyse av hovedblokken viser at størst bevegelse skjer i P1 (nedre del av blokken) i 2015 (fig 4.23), mens bevegelsesmønsteret mellom P1 og P3 er tilnærmet likt i 2016 og 2017 (figur 4.27 og 4.31). Målingene viser likevel at det foregår bevegelse av hovedblokken både i 2016 og 2017. Nærbilder omkring blokken tyder på at blokken ligger inntil en bratt baksprekk fylt med mindre blokker og at blokken er vinklet inn mot baksprekken, mens det foregår tydelig nedknusing av finere materiale i front og under blokken (figur 4.25). Dette indikerer at styrken av blokken ligger i nedre del og ved bevegelse blir den allerede oppsprukket berggrunnen i front ytterligere knust opp, som er antatt å øke ustabiliteten i nedre del (tolkningen illustreres i figur 5.2). Dersom oppknusingen fortsetter og materialet som støtter opp om hovedblokken gradvis eroderer bort, vil den trolig gå i brudd ved utglidning i nedre del og dra med seg flere av blokkene omkring. Hovedblokken har en avlang form som ikke favoriserer lange utløp ettersom evnen til å bevege seg som et hjul er liten (Domaas, 1994, Domaas & Grimstad, 2014). Dersom blokken går i brudd er det likevel høyst sannsynlig at blokken vil dele seg langs foliasjonen på tvers av blokkens lengderetning før den når øvre del av skråningen 300 meter lengre nede. Steinblokkene vil trolig lande i området mellom de to midtre kanalene vist i figur 4.5., for så å fortsette nedover uren. Rekkevidden på utrasingen i 2016 nådde ikke dyrket mark. Det er derfor lite sannsynlig at hovedblokken når dyrket mark ettersom formen er mindre favoriserende for lange utløp enn den mere kubiske formen til blokken som raste i 2016. Det er likevel mulig at de største blokkene kan nå skyggeområdet. Estimert blokkvolum fra arret etter steinspranget i 2013 som nådde sentrale deler av skyggeområdet er ca. 3600 m³. Estimert blokkvolum av hovedblokken er mindre, ca. 1500 m³ og det er derfor nærliggende å anta at hovedblokken i det ustabile området ikke vil nå like langt som steinspranget i 2013 pga.

volumforskjellen. Dette er imidlertid vanskelig å vurdere da mange faktorer kan påvirke blokkens bane nedover skråningen.



Figur 5.2: Illustrasjon av relativ bevegelse for hovedblokken ved P1 og P3 indikert med røde vektor piler og antatt foliasjon vist med hvit stiplede linjer.

Begge steinspranghendelsene i 2015 og 2016 er tilknyttet akselerasjonsfaser, der området eller blokken med størst akselerasjon er det området hvor steinspranget er løst ut fra. Områdene viste også tydelig bevegelsesendring inntil ti dager før akselerasjonsfasene, mens det i 2017 da det ikke ble registrert steinsprang heller ikke viste noen definert bevegelsesendring. Resultatene her indikerer at potensielle steinspranghendelser ved Holmen viser bevegelsesendringer flere dager i forkant, som gjerne utløses av en ytterligere akselerasjonsfase en til tre dager før hendelsen i det mest ustabile området. Det er derimot ikke sikkert at en videre akselerasjon vil kulminere i et steinsprang, som andre akselerasjonsfase i 2015 viste. Akselerasjonsfasene som kulminerte i steinsprang i 2015 og 2016 viser også stor variasjon i hastighet, noe som gjør det problematisk å anslå hvor mye bevegelse som skal til for å løse ut et steinsprang. Bruk av invers hastighet har vist seg å være en praktisk tilnærming ved tolkning av akselerasjonsfaser for å estimere tidspunkt for utrasing (Rose & Hungr, 2006). Figur 4.26 og 4.30 (kapittel 4.3.2) viser den inverse døgnhastigheten av bevegelsesmålingene i 2015 og 2016. Informasjonen fra denne analysen tyder på en linjær trend i akselerasjonshastigheten før de to

steinspranghendelsene som går mot null, men viser samtidig at det er flere mindre akselerasjonstrender som også går mot null. En estimering av tidspunkt for utrasing i det ustabile området basert på invers hastighet viser at det er mulig, men at det vil være med en stor grad av unøyaktighet på grunn av store variasjoner i bevegelsesforløpet. Ettersom perioden med bevegelser er over et kort tidsrom og bevegelsene i dette tidsrommet varierer for det enkelt området men også mellom områdene må bevegelsesforløpet og antatt tid for utrasing kontinuerlig revideres. Det ustabile området har lite volum sammenliknet med fjellskred og antas å være styrt av bratte sprekkese (sprø strukturer). Studiet til Rose & Hungr (2006) påpeker at dette er faktorer, som gjør det ekstra utfordrende å benytte metoden med invers hastighet og bemerker at dette må tas særlig hensyn til.

Resultatene fra InSAR-data ved Holmen i 2015–2017, viser at bevegelsesmålinger i en fjellside kan påvise områder med ustabilitet. Målingene kan også gi verdifull informasjon om hvilke del av område som er mest stabil, noe som gjør det mulig å anslå volumet av skredscenarioet ved nærmere analyse. Dersom utløpsanalyser tilsier at skredscenarioet har potensiale til å nå bebyggelse må videre tiltak vurderes. Målingene ved Holmen indikerer at steinsprang i det ustabile området skjer i etterkant av definerte bevegelsesendringer, der området med størst akselerasjonsfase viser størst sannsynlighet for å rase ut. Bevegelsesendringer med ytterligere akselerasjonsfaser, vil dermed indikere mulig steinsprang innen dager, der nedbør- og temperaturprognoser vil kunne påvirke hendelsesløpet. Bruk av invers hastighet for å vurdere tidspunkt for utrasing vil være mulig, men også kunne gi falske utrasingstidspunkt på grunn av store variasjoner i bevegelse.

5.4 Utløpsanalyse

I dette kapittelet skal resultat fra utløpssimulering ved Holmen (kapittel 4.4) diskuteres opp mot empiriske data og teori for å vurdere realistisk utløpslengde av fremtidige steinsprang. Først vil modellenes styrker og svakheter bli diskutert med vekt på brukervennlighet og egenskaper ved programvaren. Dette vil gi oversikt over grunnleggende forskjeller mellom programmene, som kan være av betydning for tolkning av resultatene.

I sammenlikningen av simuleringsresultatene mellom RAMMS::Rockfall og Rockyfor3D vil modellenes troverdighet vurderes opp mot historiske steinsprang og hvordan resultatene stemmer overens med teori. Rekkevidden av simuleringsresultat og historiske steinsprang vil bli presentert ved skyggevinkler og diskutert opp mot liknende studier for sammenlikning.

På bakgrunn av utløpsanalysen vil effekten av sikringsvollen bli vurdert.

5.4.1 Styrker og svakheter ved modellene

Foregående kapitler viser at det er steinsprangaktivitet ved Holmen og at flere historiske steinsprang er registrert i utløpsområdet tett på bebyggelse. For å bedømme hvor vidt fremtidige steinsprang vil utgjøre en fare for bebyggelse ved Holmen er det viktig med realistiske utløpsanalyser, der steinsprangsimulering er et nyttig verktøy. Studier viser at det er flere faktorer tilknyttet skråningsmorfologien og steinsprangblokkene og interaksjonen mellom de, som påvirker utløpslengden av steinsprang (kapittel 2.5). Modellenes evne til å fremstille faktorene så realistisk så mulig er dermed avgjørende for å få troverdige resultater og er avhengig av nøyaktig kartlegging av faktorene i felt (Volkwein et al., 2011). RAMMS::Rockfall og Rockyfor3D vektlegger egenskaper ved skråningsmorfologien og steinsprangblokkene ulikt og benytter seg av forskjellig tilnærming i beregningen av steinblokkens bane og interaksjon med underlaget. Den praktiske betydningen er forskjeller i resultatene, ulike utfordringer ved innsamling av data i felt og ved prosessering og kalibrering av inndata.

I arbeidet med de to steinsprangmodellene er det tydelig at RAMMS::Rockfall krever mer datakapasitet ved simulering av steinsprangbaner enn Rockyfor3D. For å begrense tidsbruken ved simuleringene, ble kildeområdet i RAMMS::Rockfall definert ut fra valgte punkter langs en linje (kapittel: 3.3.4), mens det i Rockyfor3D er definert av polygon (kapittel: 3.3.5). Antall simulerte skredbaner i RAMMS::Rockfall er derfor 50 100 mens det i Rockyfor3D er 7 145 000. Forskjellig datagrunnlag er en faktor som resultatene må vurderes opp mot, ettersom antall simulerte blokker vil påvirke rekkeviddesannsynligheten og de andre parameterverdiene brukt ved steinsprangsimulering i denne oppgaven (kapittel: 3.3.3).

Forskjellen mellom modellene er relatert til måten blokkene er representert på i programvaren, og hvordan bevegelsene og interaksjonen mellom blokken og terrengoverflaten beregnes. I RAMMS::Rockfall er blokken representert av virkelige geometriske former, som muliggjør beregning av mere komplekse og naturlige bevegelser og interaksjoner med underlaget enn Rockyfor3D (Vo, 2015, Volkwein et al., 2011). Rockyfor3D har en annen tilnærming der blokken i fritt fall er representert ved et dimensjonsløst punkt, mens ved interaksjon med terrengoverflaten ansees blokken som en sfære, som gjør beregningene enklere (Volkwein et al., 2011). Styrken til Rockyfor3D i denne sammenhengen er at alle potensielle løsneområder er tatt med. På grunn av mer krevende beregninger i RAMMS::Rockfall var dette ikke mulig med tilgjengelig datakapasitet. På den annen side er blokkene brukt i simuleringen med RAMMS::Rockfall en virkelig representasjon av volum og form for blokkdistribusjonen ved Holmen (kapittel: 3.3.4), mens det i simuleringen med Rockyfor3D er benyttet en forenklet representasjon av blokkdistribusjonen (kapittel: 3.3.5). Dette vil ha betydning for resultatet ettersom form og volum av blokkene påvirker utløpslengden ved steinsprang (Domaas, 1994, Domaas & Grimstad, 2014, Kirkby & Statham, 1975).

En annen faktor som skiller modellene fra hverandre, er måten terrenget er representert på. RAMMS::Rockfall tilbyr syv terrengetyper og en for snø, mens Rockyfor3D tilbyr åtte terrengetyper og tre høydevariasjonsparametere (rg10, rg20 og rg70), nærmere beskrevet i kapittel 3.3.5. Dermed må flere variabler vurderes i felt med Rockyfor3D enn i RAMMS::Rockfall. I praksis medførte dette mer tidkrevende datainnsamling av terrengetyper for Rockyfor3D enn RAMMS::Rockfall. Samtidig har det vært enklere å beskrive terrengvariasjoner med variablene til Rockyfor3D. Imidlertid er detaljnivået som Rockyfor3D krever utfordrende å kartlegge over et stort område, noe som gjør kalibrering av inndata mer komplisert ettersom variasjoner i terrenget er store ved Holmen. Erfaringer fra feltarbeidet og bruk av modellene uten spesifikk forkunnskap er at RAMMS::Rockfall er enklere i bruk. Årsaken er færre terrengvariabler som må vurderes i felt, samt at det er enklere og mindre tidkrevende å lage en realistisk representasjon av blokkdistribusjonen i utløpsområdet enn detaljkartlegging av terreng over et stort område (slik Rockyfor3D krever). Oppsett av programvaren er mer intuitiv og det var enklere å teste ut ulike terrengkombinasjoner under kalibrering av inndata, noe som er viktig for å få realistiske resultater.

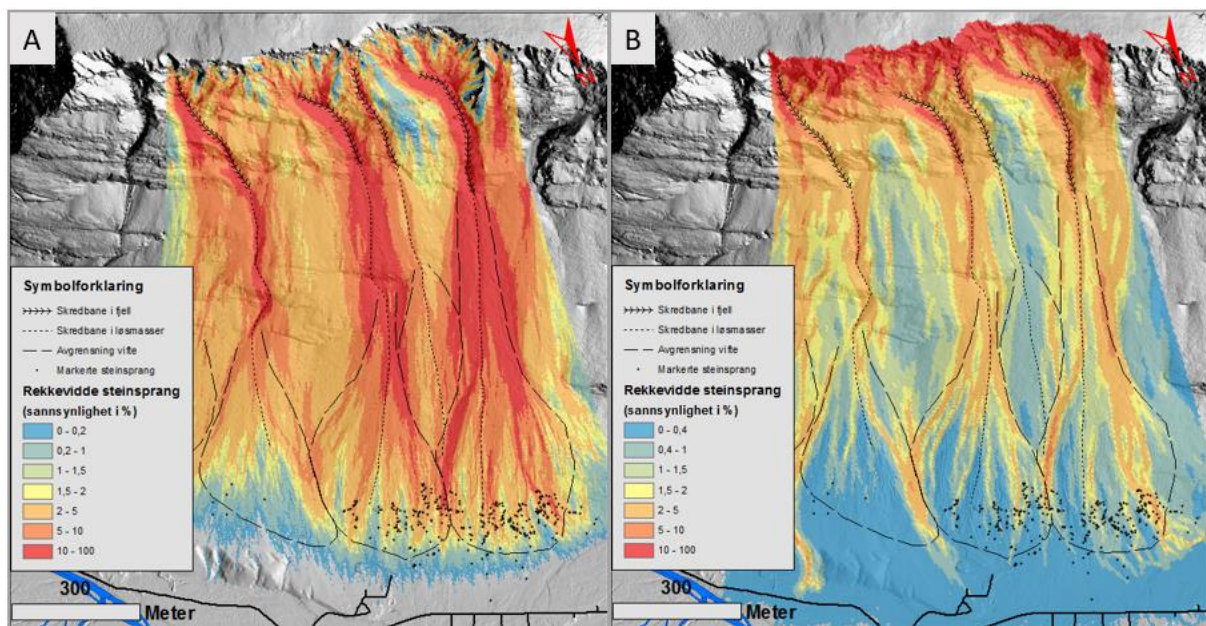
5.4.2 Sammenlikning av resultater

I dette kapittelet vil modellenes troverdighet bli vurdert opp mot evnen til å representere morfologien i kilde- og utløpsområdet samt distribusjonen av historiske steinsprang ved Holmen. I den forbindelse presenteres tre figurer (5.3, 5.4 og 5.5) basert på resultater i kapittel 4.1 og 4.4. Figur 5.3 og 5.4 illustrerer sentrale trekk av morfologien, historiske steinsprang og rekkeviddesannsynligheten for hver av modellene, mens figur 5.5 illustrerer rekkevidde av modellerte steinsprang og empiriske funn vist med skyggevinler.

Steinsprangområdet består av en bratt fjellside med definerte skredbaner i fjell og en skråning kjennetegnet av steinur med tydelige skredbaner i løsmassene og enkelte klippebånd. Skredbanene langs skråningen viser at kornstørrelsen blir mindre med økt utløpsdistanse, mens steinuren hovedsakelig viser grovere materiale. Distale deler av skråningen viser gradvis større mektighet av finmateriale og overgang til dyrket mark, samtidig med at blokkavsetninger blir mer sporadisk fordelt og har større volum. Azzoni & De Freitas (1995) viser at restitusjonen varierer mellom ulikt terrengmateriale, der mykere underlag, som løsmasser absorberer mer energi enn for eksempel bart fjell. Ifølge Pfeiffer & Bowen (1989), er høydevariasjon langs underlaget av stor betydning for friksjonen mellom blokken og terrenget. Terrenget i steinsprangområdet vil dermed ha varierende restitusjonskoeffisient og ruhet på grunn av høydevariasjoner langs underlaget, som i ulik grad reduserer den kinetiske energien til fallblokkene og påvirker utløpsdistansen. Generelt viser distribusjonen av terrengetyper over Holmen, at dempingeffekten øker med utløpsdistansen og at det er laterale variasjoner langs skråningen.

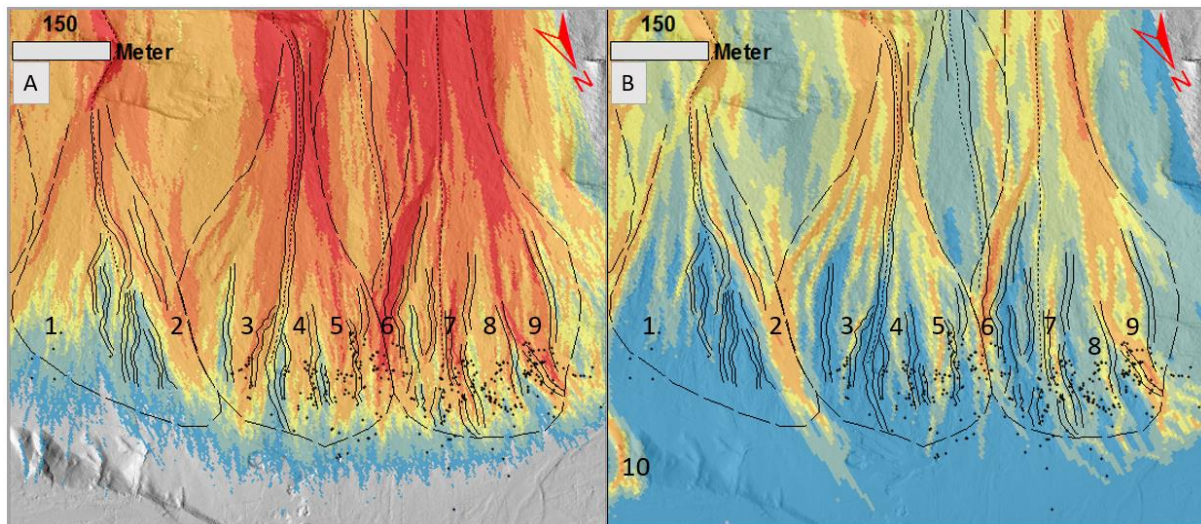
Begge modellene simulerer steinsprangbaner ved Holmen på en troverdig måte, der konsentrasjon av simulerte steinsprang ser ut til å følge naturlig dannede skredbaner i fjell og løsmasser proksimalt i steinsprangområdet (figur 5.3). Rekkeviddesannsynligheten er størst i kildeområdet og proksimale deler av skråningen og blir gradvis redusert med økende utløpsdistanse, noe som er å forvente i områder utsatt for steinsprang (Evans & Hungr, 1993). Skredbanene i kildeområdet er ikke registrert som polygon i inndata, noe som viser at begge modellene gjengir naturlige skredbaner i kildeområdet på bakgrunn av den digitale terrengmodellen.

Simuleringene proksimalt i skråningen viser videre at rekkeviddesannsynligheten er høyest langs tre soner i forlengelse av de fire skredbanene i kildeområdet. Sonene følger markerte skredbaner i løsmasser ved sentrale deler av skråningen og forgrener seg videre ut i flere smalere soner distalt, som grovt sett følger morfologien av de kolluviale viftene (illustrert i figur 5.3). Dette gir et naturlig bilde av transportmønsteret til steinsprangene, ettersom fallblokkene i kildeområdet mest sannsynlig følger allerede etablerte skredbaner i fjellsiden før de fortsetter videre nedover skråningen ved utløpet av skredbanene.



Figur 5.3: Sammenstilling av morfologiske elementer tilknyttet skredprosesser og simulert rekkeviddesannsynlighet ved RAMMS:Rockfall (A) og Rockyfor3D (B).

Distalt i utløpsområdet viser Rockyfor3D smale soner med høyere sannsynlighet, som gir inntrykk av større lateral variasjon av rekkeviddesannsynligheten enn RAMMS:Rockfall (figur 5.4. A og B). Liknende soner finnes igjen i resultatet fra RAMMS:Rockfall, men er generelt bredere og viser høyere sannsynlighet over et større område.

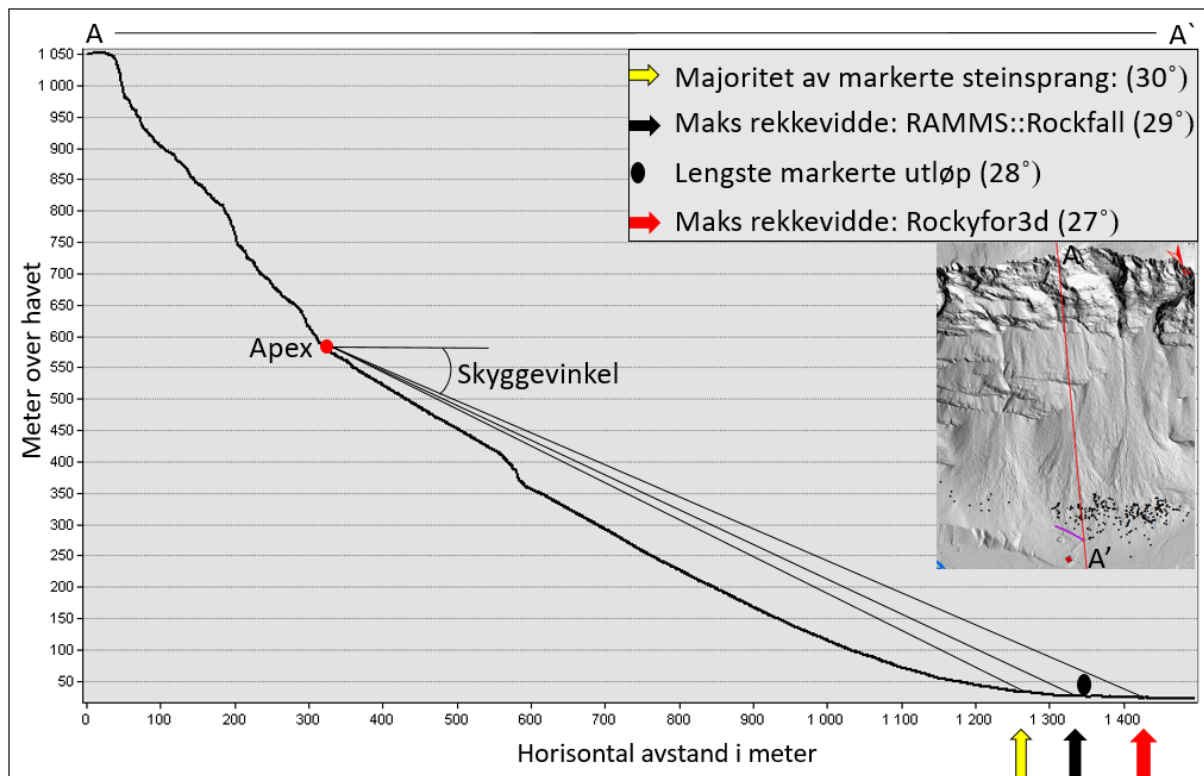


Figur 5.4: Distal del av skråningen med inntegnet leveer av gamle kanaler (hel strek) og nummererte soner med høyere rekkeviddesannsynlighet. Resultat fra RAMMS::Rockfall (A) har soner en til ni, mens Rockyfor3D (B) har soner en til ti.

Flere av sonene til Rockyfor3D når likevel lenger, som sone to, ni og ti i figur 5.4. B, der særlig sone to og ti korrelerer dårlig med markerte steinsprangblokker i felt. RAMMS::Rockfall viser heller ikke like lang rekkevidde ved sone to, ni og ti, som samlet sett kan bety at modellerte ekstremutløp fra Rockyfor3D i disse områdene er mindre sannsynlig. Begge modellene viser derimot mindre rekkevidde av modellerte steinsprang i sone en, som ligger øst for sikringsvoll, og stemmer bra med observasjoner i felt. I sone en er det færre observerte steinsprangavsetninger og de har mindre rekkevidde enn lenger vest i utløpsområdet. En mulig forklaring er mindre steinsprangaktivitet i dette området, eller lengre tid siden sist området viste aktivitet og at gamle steinsprangavsetninger er kamouflert av andre skredprosesser. Steinsprangblokker som er fjernet eller kamouflert av andre skredprosesser vil være en sentral feilkilde ved evaluering av resultatene, ettersom kalibrering og vurdering av resultatene i begge modellene bygger på observert blokkdistribusjon i utløpsområdet. Nyere tids steinsprangaktivitet som det er eksempler fra i årene 2013, 2015 og 2016, viser likevel liknende rekkevidde for utløpssonen som majoritet av blokkdistribusjonen ved Holmen og har ca. 200 meter kortere rekkevidde enn lengste utløp. Blokkdistribusjonen som er observert i utløpsområdet er derfor antatt å gi en realistisk representasjon av potensielt fremtidige scenarioer.

Majoritet av markerte steinsprang ligger i gul til oransje sone for RAMMS::Rockfall og lysegrønn til gul sone i Rockyfor3D, som befinner seg proksimalt for en skygevinkel på 30° (figur 5.5). Lengste rekkevidde av markert steinsprang viser skygevinkel på 28° . Vinkelen befinner seg proksimalt for blå sone i Rockyfor3D med skygevinkel 27° , men ligger distalt for blå sone i RAMMS::Rockfall med skygevinkel 29° (figur 5.5). Driftsbygning ligger ved $29,5^\circ$ og er dermed innenfor en minimum skygevinkel av 28° målt i felt.

Sammenlikning av modellerte steinsprangavsetninger (figur 4.37. og 4.38: A) viser videre at RAMMS::Rockfall modellerer majoriteten av avsetningene omkring majoritet av markerte steinsprang, men der enkelte modellerte ekstremutløp når like langt som markert ekstremutløp med en skyggevinkel på 28°. RAMMS::Rockfall modellerer dermed avsetninger som går lenger enn hva modellert rekkevidde er. Rockyfor3D viser derimot at en stor andel av modellerte avsetninger (figur 4.37 og 4.38: B) går utenfor majoritet av markerte steinsprang og lengste markerte utløp, men der modellerte avsetninger ikke når lenger enn modellert rekkevidde ved 27°.



Figur 5.5: Viser skyggevinkler for simulert rekkevidde langs profil A-A' og ekstremutløp av markert steinsprang vest for sikringsvoll.

Samlet sett tyder resultatene på at maksimalt simulert rekkevidde er lenger i Rockyfor3D enn i RAMMS::Rockfall, noe som samsvarer med undersøkelsene til Vo (2015). RAMMS::Rockfall viser imidlertid høyere rekkeviddesannsynlighet over et større område distalt enn Rockyfor3D, foruten enkelte soner. Modellene har økt sannsynlighet i like soner, som stort sett korrelerer med ansamlinger av steinsprangblokker distalt og gjør begge modellene troverdige i sin representasjon av steinsprangområdet. RAMMS::Rockfall viser en bedre representasjon av steinsprangområdet ettersom Rockyfor3D har unaturlig høy rekkeviddesannsynlighet og distribusjon av modellerte avsetninger i enkelte områder. Sammenlikning av simulerte skredbaner og markerte steinsprang med foreslåtte minimumsverdier for skyggevinkler viser at Evans & Hungr (1993) sitt forslag om en minimum skyggevinkel på 27,5° vil være for konservativ ved Holmen. Det ville medført at store deler av veien og annen bebyggelse på nordsiden av veien ville ligge innenfor denne sonen (figur 4.41), på tross av at

lengste utløp har en skyggevinkel på 28°. Lied (1977) setter grensen for minimums skyggevinkel mellom 28° og 30°, der 30° hadde ført til at fem blokker ville krysset sonen og er kanskje en mere realistisk tilnærming. Bruk av skyggevinkelen er en enkel tilnærming for maksimal utløpssone, men blir samtidig lite nyansert med tanke på laterale variasjoner i utløpsområdet. Ved Holmen er rekkevidden av markerte steinsprang ulikt fordelt fra vest mot øst, der rekkevidden er tydelig lengre i overkant av driftsbygningen og vestover og vil ha lavere skyggevinkel i vest enn lengre øst for driftsbygningen (figur 4.41). Variasjonene som er nevnt her fremkommer derimot i begge simuleringene, noe som viser styrken ved simuleringmodellene. Resultatene fra simuleringene og utløp av historiske steinsprang viser at driftsbygning potensielt ligger i utløpsområdet for ekstremutløp, men ved svært lav sannsynlighet 0- 0,2% for RAMMS::Rockfall og 0- 0,4% for Rockyfor3D. Sannsynligheten for at steinsprang når veien er ifølge simuleringene mulig. Største parten av blokkene er stoppet 110 meter over driftsbygningen, mens enkelte når ut på dyrket mark. Den dyrkede marken er tilnærmet flat og vil absorbere mye energi, som tilsier at blokker som når dyrket mark raskt vil bremses opp i tillegg til at de sannsynligvis allerede er i ferd med å stoppe om de beveger seg utover dyrket mark nord for veien.

Sammenlikning av simulert energi og spranghøyde viser store ulikheter mellom programmene. RAMMS::Rockfall simulerer størst energi ved foten av fjellsiden og omkring klippepartiene i skredbanen (70 000 - 150 000 kJ) og distalt (1000 - 10 000 kJ) (figur 4.39: A). Spranghøyden er størst i nedre del av kildeområdet (70 - 150 m) og proksimalt i skredbanen omkring klippepartier (30 - 70 m) og en til ti meter distalt (figur 4.40: A). Rockyfor3D viser mindre nyanser av simulert energi langs skredbanen og distal del av kildeområdet (rundt 30 000- 50 000 kJ) og distalt i utløpsområdet (5000- 30 000 kJ) (figur 4.39: B). Dette viser at Rockyfor3D generelt simulerer høyere energi enn RAMMS::Rockfall selv om maksimal energi er lavere. Begge modellene simulerer likevel steinsprang distalt i utløpsområdet med energi over 300 kJ, som ifølge den Sveitsiske intensitetsskalaen klassifiseres som høy intensitets steinsprang (Jaboyedoff et al., 2005). Rockyfor3D simulerer størst spranghøyde omkring klippepartiene i skredbanen og kildeområdet (20- 99 m), mens distale deler av utløpsområdet viser 1-3 meter med unntak av enkelte områder med betydelig større spranghøyde (figur 4.40: B). Rockyfor3D viser dermed lavere spranghøyde enn RAMMS::Rockfall i største del av utløpsområdet, men viser samtidig områder med unaturlig stor spranghøyde distalt i utløpsområdet.

Med utgangspunkt i studier tilknyttet bevegelsesdynamikk og helningsgrad i terrenget, foregår bevegelse av blokken gjennom sprang mot underlaget hovedsakelig i terreng brattere enn 45° (Dorren, 2003, Ritchie, 1963, Heidenreich, 2004). Helningsgraden i distale deler av steinsprangområdet og omkring sikringsvollen er 5- 20° (figur 4.6), som tilsier at fallblokkens bevegelse hovedsakelig skjer ved rulling. Dette indikerer at RAMMS::Rockfall modellerer unaturlig stor spranghøyde distalt og at

enkelte områder med særlig høy spranghøyde i Rockyfor3D er lite sannsynlig. Ritchie (1963) påpeker likevel at ujevnheter langs underlaget kan fungere som skihopp for fallblokkene, og viser at blokken ikke nødvendigvis bare vil rulle i terreng under 45°.

5.4.3 Betydning av sikringsvollen

På bakgrunn av simulerte skredbaner registrert ved plasseringen av sikringsvollen (tabell 7) viser RAMMS::Rockfall en treffsannsynlighet på 0,8%, mens Rockyfor3D viser en treffsannsynlighet på 0,5%. Energi målt ved sikringsvoll er 4881 kJ ved Q95 for RAMMS::Rockfall, mens Rockyfor3D viser 10174 kJ. Spranghøyde simulert i RAMMS::Rockfall er 3,74 meter ved Q95, mens Rockyfor3D viser 1,4 meter. Energi intensiteten klassifiseres som høy for begge modellene og virker for høy, særlig for Rockyfor3D. Rapport fra utbygging av sikringsvollen ved Holmen estimerte at restenergi ved fallblokker ville være 500- 1500kJ for blokker med volum 4 - 8 m³ (Multiconsult, 2013a).

Volummålinger av blokkdistribusjonen ved Holmen viser at 10 % av blokkene i skyggeområdet har et volum over 10 m³ (figur 4.33), noe som indikerer at rapporten har underestimert potensielt volum av steinsprangblokker. Dette kan forklare hvorfor intensiteten i simuleringene med RAMMS::Rockfall og Rockyfor3D er høyere enn i rapporten fra Multiconsult, ettersom volum av enkelte simulerte blokker er større 10, 4- og 14 m³ for hhv. Rockyfor3D og RAMMS::Rockfall (se vedlegg 2 og 3). Majoritet av blokker har likevel et volum på under 10 m³ og er stoppet 110 meter ovenfor eksisterende driftsbygning, noe som indikerer at dersom liknende blokker eventuelt når driftsbygningen er disse i ferd med å stoppe. Simuleringsresultatene fra Rockyfor3D og RAMMS::Rockfall tar dermed utgangspunkt i et mer ekstremt scenario, men likevel realistisk scenario enn hva Multiconsult (2013a) la til grunn for bygging av sikringsvollen. Høyden på vollen er 5 meter og er dermed høyere enn beregningene av spranghøyde for begge modellene. I tillegg er spranghøyden modellert i RAMMS::Rockfall lite sannsynlig fordi terrenghelningen omkring vollen er 15°, noe som gjør rulling til den mest realistiske bevegelsesmekanismen. Modellene viser betydelig større intensitet enn hva forutsetningene for sikringsvollen var, men har samtidig mange ekstremutløp langt forbi majoritet av markerte blokker. Energien til disse blokkene vil være høyere, men blokkdistribusjonen i utløpsområdet viser samtidig at dette er lite sannsynlig, noe volumestimeringer av blokker i det ustabile området også tilsier. Sikringsvollen vil dermed høyst sannsynlig fange opp eventuelle ekstremutløp og sikre driftsbygningen forutsatt at høydeforholdene omkring sikringsvollen ikke endres eller at områder med større volum enn det ustabile området viser ustabilitet.

6 Oppsummering og konklusjon

Formålet med oppgaven har vært å forstå hvilke faktorer, som påvirker steinsprang og bevegelse i fjellsiden av Oksfjellet, og i den forbindelse vurdere sikringstiltakene ved Holmen. Undersøkelser av morfologi- og strukturgeologi er brukt for å bestemme dominerende skråningsprosesser og hvordan medvirkende faktorer tilknyttet strukturer i berggrunnen påvirker steinsprangaktivitet i fjellsiden over Holmen. Bevegelsesanalyse av det ustabile området er sammenliknet med nedbør- og temperatur statistikk for å se hvordan ytre faktorer virker inn på bevegelse og steinsprangaktivitet. I den sammenheng er potensiell bruddmekanisme for hovedblokken vurdert og om fremtidige steinsprang kan bestemmes på bakgrunn av akselerasjonsfaser. Til sist er det utført en utløpsanalyse basert på steinsprangsimulering for å vurdere rekkevidden av steinsprang og evaluere eksisterende sikringstiltak ved Holmen. Gjennom arbeidet er steinsprangmodellene sammenliknet og troverdigheten av resultatene er vurdert opp mot historiske steinsprang i utløpsområdet.

Morfologisk kartlegging av plataået og steinsprangområdet ved Oksfjellet viser at flere prosesser er aktive. Undersøkelser av plataået og sammenlikning med studier fra tilsvarende områder antyder at blokkfeltet på plataået kan ha sin opprinnelse fra pre kvartær tid. Tegn på frostsoringsprosesser, rennende vann i øvre lag av blokkmateriale og studier av permafrost i Troms gir indikasjoner for permafrost på plataået. Det er derfor nærliggende å anta at det kan være permafrost i de bratte nordøstvendte fjellsidene, som fungerer som kildeområdet for skråningen under. Kildeområdet og skredviftene over Holmen domineres av både steinsprang, jordskred, sørpeskred og snøskred, som er typisk for kolluviale landformer. Det betyr videre at steinsprangmateriale i utløpsområdet kan være kamuflert av andre skråningsprosesser.

Berggrunnen i studieområdet er hovedsakelig lokalisert i Kåfjorddekket og består av glimmerskifer. Kåfjorddekket befinner seg i øvre dekkserie av fire kaledonske skyvedekker, som ligger over den prekambriske berggrunnen i Troms. Under den kaledonske fjellkjedefoldingen ble strukturer i berggrunnen dannet under duktil deformasjon, og senere kuttet av sprø sprekker og forkastninger. Strukturene i studieområdet viser N-S strykende subhorisontal foliasjon med fall mot vest, som kuttet av steile sprekkesett. Et NV-SØ strykende, et NNV-SSØ strykende, som faller hhv. mot NØ og NNØ og et NØ-SV strykende med fall mot SØ. Sprekkeorienteringene er mest fremtredende ved plataået og øverst i enhet fire ved kildeområdet, mens andre bratte og kryssende sprekker er mer gjeldende lavere i kildeområdet. Foliasjonen viser generelt svakt fall inn i fjellsiden, som blir brattere lenger sør. Det indikerer at foliasjonen ikke er kontrollerende for bruddmekanismer i kildeområdet. Bratte kryssende sprekkesett med vinkel ut av fjellsiden er mest fremtredende i øvre deler av kildeområdet (enhet fire) og er antatt å være styrende faktor for utfall av steinblokker. Den kinematiske analysen tilsier at

kileutglidning er den dominerende bruddmekanismen, men at også toppling og planutglidning er mulig, som registrerte streinsprang og bevegelsesmålinger underbygger.

Sammenlikning av bevegelse og meteorologiske data av nedbør og temperatur viser korrelasjon mellom økt bevegelse og perioder med store nedbørsmengder og temperatur over 0 °C. Fall i temperatur til under 0 °C korrelerer derimot med redusert bevegelse. Temperaturendringer viser generelt sterkere sammenheng ettersom det er flere eksempler på store nedbørsmengder, som ikke har gitt utslag på bevegelsesmålingene. Antagelsene om permafrost i kildeområdet støttes av at bevegelsene oppstår på sensommer og høsten. Samlet viser dette at det er flere utløsende faktorer, som påvirker steinsprangaktiviteten over Holmen. Steinspranghendelser er tilknyttet definerte akselerasjonsfaser i allerede eksisterende bevegelsesutslag i området med ustabilitet. Dette viser at bruk av Gb-InSAR kan oppdage potensielle kilder til steinsprang i en fjellside og på bakgrunn av akselerasjonsfaser og værprognoser indikere sannsynlighet for steinsprang. Bruk av invers hastighet for å bestemme tidspunkt er en mulighet, men vil også kunne føre til falske tidspunkt på grunn av store variasjoner i bevegelse. Bevegelsesanalyse av hovedblokken i det ustabile området, tyder på at blokken vil gå i brudd ved utglidning i nedre del. Ved kollisjon med fjellsiden vil sannsynligvis blokken brette i mindre deler langs foliasjonen, og fortsette som mindre blokker nedover skråningen mot Holmen der enkelte større blokker kan nå skyggeområdet. Sammenlikning med registrerte skred viser at blokkene høyst sannsynlig vil stoppe omkring majoritet av blokkavsetningene ovenfor driftsbygningen.

Simuleringsprogrammene RAMMS::Rockfall og Rockyfor3D viser ulike styrker og svakheter. RAMMS::Rockfall krever mer datakapasitet, men er enklere i bruk på grunn av færre variabler som må kartlegges i felt. Modellen har mere realistisk tilnærming av simuleringsblokker og beregning av blokkenes bane og interaksjon med underlaget. Rockyfor3D på den annen side, muliggjør simulering av alle potensielle løseområder i kildeområdet med mindre datakapasitet. Begge modellene viser troverdige resultat, med sammenlikning av historiske steinsprang. Majoritet av markerte steinsprang ligger innenfor en skygevinkel på 30°, mens lengste utløp er ved 28°. Rockyfor3D modellerer lengst rekkeviddesannsynlighet med skygevinkel på 27° sammenliknet med RAMMS::Rockfall på 29°, men RAMMS::Rockfall viser samtidig enkelte ekstremutløp med skygevinkel 28°. Rockyfor3D gir større lateral variasjon av rekkeviddesannsynlighet og lavere spranghøyde distalt i utløpsområdet. RAMMS::Rockfall gir derimot høyere rekkeviddesannsynlig over et større område og lavere energiestimering distalt. Generelt viser RAMMS::Rockfall et mere realistisk bilde av steinsprangområdet ved Holmen. Resultater fra begge modellene og empiriske funn viser at driftsbygningen ligger innenfor utløpsområdet av ekstremutløp og har en skygevinkel på 29,5°, mens veien ligger utenfor rekkevidde av steinsprang. Majoritet av blokker i felt er stoppet 110 meter over

driftsbygningen, som indikerer at dersom liknende blokker eventuelt når driftsbygningen er disse i ferd med å stoppe. Terrenghelning omkring sikringsvollen tilsier liten spranghøyde ettersom rulling er den mest sannsynlige bevegelsen. Høyden på sikringsvollen er likevel større enn modellerte spranghøyder og vil derfor fange opp eventuelle ekstremutløp.

Referanseliste

- ALLEN, S., GRUBER, S. & OWENS, I. (2009). Exploring steep bedrock permafrost and its relationship with recent slope failures in the Southern Alps of New Zealand *Permafrost and Periglacial Processes*, 20, 345-356.
- ALVESTAD, E. (2016). *Analyse av faren for fjellskred/steinsprang langs Fv 715 Trolla-Flakk (Bynesveien)*. [Masteroppgave] Trondheim: Norges teknisk- naturvitenskapelige universitet NTNU.
- ANDRESEN, A. (1988). Caledonian terranes of Northern Norway and their characteristics. *Trabajos de geología*, 17, 103-117.
- AZZONI, A. & DE FREITAS, M. (1995). Experimentally gained parameters, decisive for rock fall analysis. *Rock mechanics and rock engineering*, 28, 111-124.
- BAKKHAUG, I. (2015). *Undersøkelse av ustabil fjellparti ved Adjat, Storffjord, Troms. Betydning av ulike kategorier av glideplan i berggrunnen og mekanismer for utglidning*. [Masteroppgave] Tromsø: UiT Norges arktiske universitet.
- BALLANTYNE, C. K. (2002). Paraglacial geomorphology *Quaternary Science Reviews*, 21, 1935-2017.
- BALLANTYNE, C. K. (2010). A general model of autochthonous blockfield evolution *Permafrost and Periglacial Processes*, 21, 289-300.
- BARTELT, P., BIELER, C., BUEHLER, Y., CHRISTEN, M., CHRISTEN, M., DREIER, L., GERBER, W., GLOVER, J., SCHNEIDER, M., GLOCKER, C., LEINE, R. & SCHWEIZER, A. (2016). RAMMS rapid mass movements simulation: a numerical model for rockfall in research practice, user manual v1.6 – Rockfall, in SLF, p. 102.
- BERGH, S. G., EIG, K., KLØVJAN, O. S., HENNINGSEN, T., OLESEN, O. & HANSEN, J.-A. (2007). The Lofoten-Vesterålen continental margin: a multiphase Mesozoic-Palaeogene rifted shelf as shown by offshore-onshore brittle fault-fracture analysis. *Norwegian Journal of Geology*, 87, 29-58.
- BJØRKLID, E. (2017). *Strukturgeologisk og geomorfologisk studium av fjellskred ved Skredan*. [Masteroppgave] Tromsø: UiT Norges arktiske universitet.
- BLAIR, T. C. & MCPHERSON, J. G. 1999. Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 6-19.
- BLIKRA, L. H., HOLE, P. A. & RYE, N. (1989). Rapid mass movements and related deposits in alpine areas, Indre Nordfjord, Western Norway. *Norges geologiske undersøkelse, Skrifter 92*, 1-17.
- BLIKRA, L. H. & NEMEC, W. (1998). Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45, 909-960.

- BLOTT, S. J. & PYE, K. 2008. Particle shape: a review and new methods of characterization and classification. *Sedimentology*, 55, 31-63.
- BOZZANO, F., CIPRIANI, I., MAZZANTI, P. & PRESTININZI, A. (2011). Displacement patterns of a landslide affected by human activities: insights from ground-based InSAR monitoring. *Natural hazards*, 59, 1377-1396.
- BRAATHEN, A., BLIKRA, L. H., BERG, S. S. & KARLSEN, F. (2004). Rock-slope failures of Norway; type, geometry and hazard. *Norwegian Journal of Geology*, 84, 67-88.
- BREDAL, M. (2016). *A structural, geomorphological and InSAR study of the unstable rock slope in Oksfjellet, Kåfjord, Troms*. [Masteroppgave] Tromsø: UiT Norges arktiske universitet.
- BUNKHOLT, H., OSMUNDTSEN, P. T., REDFIELD, T., OPPIKOFER, T., EIKEN, T., L'HEUREUX, J.-S., HERMANNNS, R. & Lauknes, T. R. (2011). ROS Fjell-skred i Troms: status og analyser etter feltarbeid 2010. *NGU-Rapport*, 2011:031. Trondheim: Norges geologiske undersøkelser.
- BUNKHOLT, H., OTTERÅ, S., YUGSI MOLINA, F. X., HERMANNNS, R. L., DEHLS, J., OSMUNDTSEN, P. T., REDFIELD, T., EIKEN, T. & BÖHME, M. (2013). Undersøkelser av ustabile fjellpartier i Troms: status og planer etter feltarbeid 2011 og 2012. *NGU-Rapport*, 2013:021. Trondheim: Norges geologiske undersøkelser.
- BÖHME, M., DERRON, M.-H. & JABOYEDOFF, M. (2014). Quantitative spatial analysis of rockfalls from road inventories: a combined statistical and physical susceptibility model. *Natural Hazards and Earth System Sciences. Discuss.*, 2, 81-121.
- CHRISTEN, M., BÜHLER, Y., BARTELT, P., LEINE, R., GLOVER, J., SCHWEIZER, A., GRAF, C., MCARDELL, B. W., GERBER, W., DEUBELBEISS, Y., Feistl, T. & Volwein, A. (2012). Integral hazard management using a unified software environment: numerical simulation tool "RAMMS" for gravitational natural hazards. *12th Congress Interpraevent*, 77-86.
- CHRISTIANSEN, H. H., ETZELMÜLLER, B., ISAKSEN, K., JULIUSSEN, H., FARBROT, H., HUMLUM, O., JOHANSSON, M., INGEMAN-NIELSEN, T., KRISTENSEN, L., HJORT, J., HOLMLUND, P., SANNEL, A. B. K., SIGSGAARD, C., ÅKERMAN, H. J., FOGED, N., BLIKRA, L. H., PERNOSKY, M. A. & ØDEGÅRD, R. (2010). The thermal state of permafrost in the Nordic area during the International Polar Year 2007–2009. *Permafr. Periglac. Process.*, 21, 156-181.
- COLTOP3D (2016). The Alpine Railway: a step by step study, Coltop3D Beginner's Support Courses. *In: MICHOU, C. & METZGER, R. (eds.)*. Bussigny, Switzerland: Terranum: Rock- solid Geosciences and Software solution.

- CORFU, F., ANDERSEN, T. B. & GASSER, D. (2014). The Scandinavian Caledonides: main features, conceptual advances and critical questions. *Geological Society, London, Special Publications*, 390, 9-43.
- CORNER, G. D. (1980). Preboreal deglaciation chronology and marine limits of the Lyngen-Storfjord area, Troms, North Norway. *Boreas*, 9, 239-249.
- CROSTA, G. B. & AGLIARDI, F. (2003). A methodology for physically based rockfall hazard assessment. *Natural Hazards and Earth System Science*, 3, 407-422.
- DAHL, R. (1966). Block fields, weathering pits and tor-like forms in the Narvik Mountains, Nordland, Norway. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 48 (2), 55-85.
- DAVIES, M. C. R., HAMZA, O. & HARRIS, C. (2001). The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. *Permafrost. Periglac. Process.*, 12, 137-144.
- DEVOLI, G., BARGEL, T., TAURISANO, A., WIIG, T., BERG, H., ØYDVIN, E., HERMANN, R. L. & HANSEN, L. (2013). Identifying Needs and Areas for Future Landslide Hazard Mapping in Norway. *Landslide Science and Practice*.7.
- DOMAAS, U. 1994. Geometrical methods of calculating rockfall range. *NGI-Rapport*, 585910-1, 1-21.
- DOMAAS, U. & GRIMSTAD, E. (2014). *Fjell- og steinskred. I: Høeg, K., Karlsrud, K. & Lied, K. (eds.) Skred- skredfare og sikringstiltak*, Oslo: Norges Geotekniske Institutt og Universitetsforlaget.
- DORREN, L. K., BERGER, F., JONSSON, M., KRAUTBLATTER, M., MÖLK, M., STOFFEL, M. & WEHRLI, A. (2007). State of the art in rockfall–forest interactions. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen*, 158, 128-141.
- DORREN, L. K., DOMAAS, U., KRONHOLM, K. & LABIOUSE, V. (2011). Methods for Predicting Rockfall Trajectories and Run - out Zones. In: LAMBERT, S. & NICOT, F. (eds.) *Rockfall engineering*, Hoboken: John Wiley & Sons, 143-173.
- DORREN, L. K. (2003). A review of rockfall mechanics and modelling approaches. *Progress in Physical Geography*, 27, 69-87.
- DORREN, L. K. & SEIJMONSBERGEN, A. C. (2003). Comparison of three GIS-based models for predicting rockfall runout zones at a regional scale. *Geomorphology*, 56, 49-64.
- DORREN, L. K. (2015). Rockyfor3D (v5.2) Revealed – Transparent Description of the Complete 3D Rockfall Model. *ecorisQ paper* (www.ecorisq.org), 32.
- DUNLOP, S. (2010). *Rockslides in a changing climate: Establishing relationships between meteorological conditions and rockslides in southwestern Norway for the purposes of*

- developing a hazard forecast system*. MSc. Thesis, Department of Geological Sciences and Geological Engineering Queen's University Kingston, Ontario, Canada.
- DYRRDAL, A. V., ISAKSEN, K., HYGGEN, H. O. & MEYER, N. K. (2011). Past changes in frequency, intensity, and spatial occurrence of meteorological triggering variables relevant for natural hazards in Norway. *Met. no report*, 3, 2011.
- EVANS, S. & HUNGR, O. (1993). The assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes. *Canadian geotechnical journal*, 30, 620-636.
- FALEIDE, J. I., TSIKALAS, F., BREIVIK, A. J., MJELDE, R., RITZMANN, O., ENGEN, O., WILSON, J. & ELDHOLM, O. (2008). Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea. *Episodes*, 31, 82-91.
- FELL, R., COROMINAS, J., BONNARD, C., CASCINI, L., LEROI, E. & SAVAGE, W. Z. 2008. Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning. *Engineering Geology*, 102, 85-98.
- FOSSEN, H., PEDERSEN, R. B., BERGH, S. G. & ANDERSEN, A. 2006. En fjellkjede blir til. In: RAMBERG, I. B., BRYHNI, I. & NØTTVEDT, A. (eds.) *Landet blir til*. Trondheim: Norsk geologisk forening.
- FREDIN, O., BERGSTRØM, B., EILERTSEN, R., HANSEN, L., LONGVA, O., NESJE, A. & SVEIAN, H. (2013). Glacial landforms and Quaternary landscape development in Norway. *Quaternary Geology of Norway. Geological Survey of Norway, Special Publication*, 13, 5-25.
- GIANI, G., GIACOMINI, A., MIGLIAZZA, M. & SEGALINI, A. (2004). Experimental and theoretical studies to improve rock fall analysis and protection work design. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 37, 369-389.
- GRAHAM, D. J. & MIDGLEY, N. G. (2000). Technical Communication-Graphical Representation of Particle Shape using Triangular Diagrams: An Excel Spreadsheet Method. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, 1473-1478.
- GRUBER, S. & HAEBERLI, W. (2007). Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface (2003-2012)*, 112.
- GRUMSTAD, A. (2017). *Geomorfologisk og strukturgeologisk undersøkelse av ustabile skråninger og skredavsetninger i fjellområdet mellom Tromsøysundet og Ullsfjorden i Tromsf.* [Masteroppgave] Tromsø: UiT Norges arktiske universitet.
- GUNDERSEN, O. (2017). *Rekkevidden av steinsprang utenfor urfoten, og faktorer som påvirker dette* En geomorfologisk faresonekartlegging i Lærdalen og Luster. [Masteroppgave] Universitetet i Oslo.

- GUZZETTI, F., REICHENBACH, P. & WIECZOREK, G. (2003). Rockfall hazard and risk assessment in the Yosemite Valley, California, USA. *Natural Hazards and Earth System Science*, 3, 491-503.
- HANSEN, J.-A. & BERGH, S. G. (2012). Origin and reactivation of fracture systems adjacent to the Mid-Norwegian continental margin on Hamarøya, North Norway: use of digital geological mapping and morphotectonic lineament analysis. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 92(4), 391-403.
- HEIDENREICH, B. (2004). Small-and half-scale experimental studies of rockfall impacts on sandy slopes. Thèse N 3059, École polytechnique fédérale de Lausanne.
- HERNES, I. (2014). *Fjellskred ved Indre Nordnes, Nordnesfjellet, Lyngen, Troms*. [Masteroppgave] Tromsø: UiT Norges arktiske universitet.
- HIGHLAND, L. & BOBROWSKY, P. T. (2008). The Landslide Handbook: A guide to understand landslides. *US Geological Survey Reston, VA, USA*.
- HOEK, E. & BRAY, J. D. (1981). *Rock slope engineering*, Taylor & Francis.
- HOYDEDATA. (2017). Available: <https://hoydedata.no/LaserInnsyn/> [Accessed 2017].
- HUNGR, O., LEROUEIL, S. & PICARELLI, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11, 167-194.
- HØST, J., NGU., Direktoratet for samfunnssikkerhet og beredskap., Statens landbruksforvaltning., Statens vegvesen., Statens jernbaneverk. & Statens kartverk. (2006). Store Fjellskred I Norge. 87.
- INDREVÆR, K., BERGH, S. G., KOEHL, J.-B., HANSEN, J.-A., SCHERMER, E. R. & INGEBRIGTSEN, A. (2013). Post-Caledonian brittle fault zones on the hyperextended SW Barents Sea margin: New insights into onshore and offshore margin architecture. *Norwegian Journal of Geology*, 93(3-4), 167-188.
- JABOYEDOFF, M., COUTURE, R. & LOCAT, P. (2009). Structural analysis of Turtle Mountain (Alberta) using digital elevation model: toward a progressive failure. *Geomorphology*, 103, 5-16.
- JABOYEDOFF, M., DUDT, J.-P. & LABIOUSE, V. 2005. An attempt to refine rockfall hazard zoning based on the kinetic energy, frequency and fragmentation degree. *Natural Hazards and Earth System Science*, 5, 621-632.
- JABOYEDOFF, M. & LABIOUSE, V. Preliminary assessment of rockfall hazard based on GIS data. 10th ISRM Congress, 2003. International Society for Rock Mechanics.
- JABOYEDOFF, M., METZGER, R., OPPIKOFER, T., COUTURE, R., DERRON, M., LOCAT, J. & TURMEL, D. New insight techniques to analyze rock-slope relief using DEM and 3D-imaging cloud points: COLTOP-3D software. *Rock mechanics: Meeting Society's Challenges and demands*, (2007). 61-68.

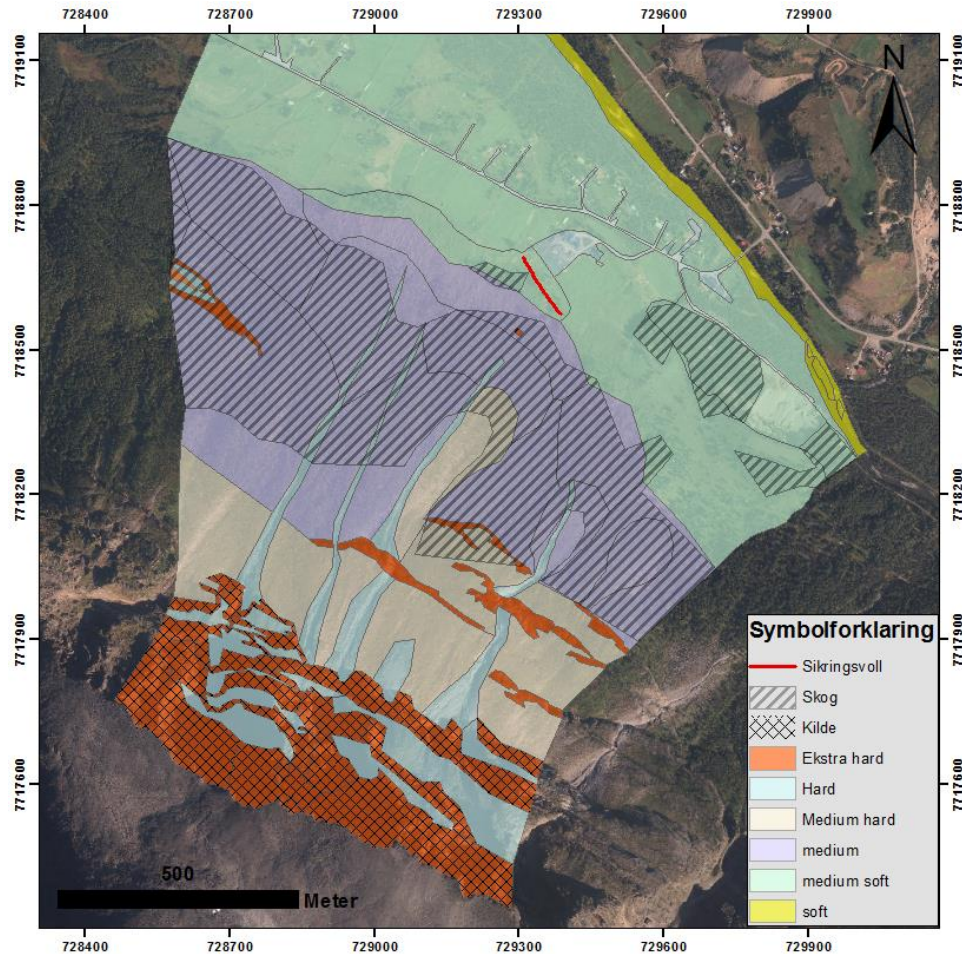
- JABOYEDOFF, M., OPPIKOFER, T., ABELLÁN, A., DERRON, M.-H., LOYE, A., METZGER, R. & PEDRAZZINI, A. (2012). Use of LIDAR in landslide investigations: a review. *Natural hazards*, 61, 5-28.
- JAEDICKE, C., LIED, K. & KRONHOLM, K. (2009). Integrated database for rapid mass movements in Norway. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 469-479.
- JØRSTAD, F. (1979). Veiledning ved undersøkelser av og sikring mot steinskred. *Norges Geotekniske Institutt NGI*, 54705-1, 139.
- KEYLOCK, C. & DOMAAS, U. (1999). Evaluation of topographic models of rockfall travel distance for use in hazard applications. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 31(3) 312-320.
- KIRKBY, M. & STATHAM, I. (1975). Surface stone movement and scree formation. *The Journal of Geology*, 83, 349-362.
- KRAUTBLATTER, M., FUNK, D. & GÜNZEL, K., FRIEDRIKE. (2013). Why permafrost rocks become unstable: a rock-ice-mechanical model in time and space. *Earth surface processes and landforms*, 38, 876-887.
- KRISTENSEN, L. (2016). PP: NVEs FoU-dager 2016. Skred- og vassdragsavdelingen/ Seksjon for fjellskred.
- LEINE, R. I., SCHWEIZER, A., CHRISTEN, M., GLOVER, J., BARTELT, P. & GERBER, W. (2014). Simulation of rockfall trajectories with consideration of rock shape. *Multibody System Dynamics*, 32, 241-271.
- LIED, K. (1977). Rockfall problems in Norway. *ISMES Publication*, 90, 51-53.
- LIED, K. (2014). *Kartlegging av skredfare. I: Høeg, K., Karlsrud, K. & Lied, K. (eds.) Skredskredfare og sikringstiltak*, Oslo: Norges Geotekniske Institutt og Universitetsforlaget.
- LUCKMAN, B. H. (2013). Talus Slopes. *The Encyclopedia of Quaternary Science*, 3, 566-573.
- LUZI, G. (2010). Ground based SAR interferometry: a novel tool for Geoscience. *Geoscience and Remote Sensing: New Achievements*. InTech.
- MATSUOKA, N. & MURTON, J. (2008). Frost weathering: recent advances and future directions. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, 195-210.
- MATSUOKA, N. & SAKAI, H. (1999). Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. *Geomorphology*, 28, 309-328.
- MCCOLL, S. T. (2012). Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology*, 153, 1-16.
- MELLON, M. T. 1997. Small - scale polygonal features on Mars: Seasonal thermal contraction cracks in permafrost. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 102, 25617-25628.
- MOEN, K. & HUMSTAD, T. (2009). Rv. 70 Oppdølstranda- Skredhendelser, risikovurdering, sikringstiltak. *Fjellsprengningsteknikk, Bergmekanikk, Bergmekanikk/Geoteknikk*, 27.
- MULTICONSULT (2012). Kåfjord kommune: Vurdering av skredfare og sikringstiltak. Rap-001.

- MULTICONSULT (2013b). Holmen i Birtevarre: Forprosjektering av sikringstiltak mot sørpeskred og steinsprang gnr/bnr: 24/12-2. Rap-003.
- 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, 149-169.
- NOPPER, H. (2015). *Geomorphological study of the rock-slope failure at Adjet, Storffjord, Troms*. [Masteroppgave] Tromsø: UiT Norges arktiske universitet.
- NORGE I BILDER. 2017. Available: <https://www.norgebilder.no/> [Accessed 2017].
- NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSER. 2018. *Berggrunnskart* [Online]. Available: www.geo.ngu.no/kart/berggrunn [Accessed 2017].
- Norges Geotekniske Institutt NGI (2013): Impacts of extreme weather events on infrastructure in Norway (InfraRisk) - Sluttrapport til NFR-prosjekt 200689. Utarbeidet av: Frauenfelder, R., Solheim, A., Isaksen, K., Romstad, B., Dyrredal, A.V., Gangstø, R., Harbitz, A., Harbitz, C.B., Haugen, J.E., Hygen, H.O., Haakenstad, H., Jaedicke, C., Jónsson, Á., Klæboe, R., Ludvigsen, J., Meyer, N.M., Rauken, R., Sverdrup-Thygeson, K., Aaheim, A. NGI rapport nr. 2009180801-R. 94 s.
- NORGES VASSDRAGS- OG ENERGIDIREKTORAT 2011a. Plan for skredfarekartlegging: Delrapport steinsprang, steinskred og fjellskred. *NVE-Rapport*. 2011:15 Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- NORGES VASSDRAGS- OG ENERGIDIREKTORAT (2015). Steinsprangområdet over Holmen i Kåfjorddalen: Geofaglig rapport fra Seksjon for fjellskred (SVF). Norges vassdrags- og energidirektorat.
- OLSEN, L., SVEIAN, H., BERGSTRØM, B., OTTESEN, D. & RISE, L. (2013). Quaternary glaciations and their variations in Norway and on the Norwegian continental shelf. *Quaternary Geology of Norway, Olsen L, Fredin O, Olesen O (Eds). Geological Survey of Norway Special Publication*, 13, 27-78.
- OSMUNDSSEN, P., HENDERSON, I., LAUKNES, T., LARSEN, Y., REDFIELD, T. & DEHLS, J. (2009). Active normal fault control on landscape and rock-slope failure in northern Norway. *Geology*, 37, 135-138.
- PEDERSEN, B. (2018). *Arkimedesloven* [Online]. Available: <https://snl.no/arkimedesloven> [Accessed].
- PFEIFFER, T. J. & BOWEN, T. D. (1989). Computer simulation of rockfalls. *Bulletin of the association of Engineering Geologists*, 26, 135-146.
- RAMBERG, I. B., BRYHNI, I. & NØTTVEDT, A. (2006). *Landet blir til*, Trondheim, Norsk Geologisk Forening.

- REA, B. R., WHALLEY, W. B., RAINEY, M. M. & GORDON, J. E. (1996). Blockfields, old or new? Evidence and implications from some plateaus in northern Norway. *Geomorphology*, 15, 109-121.
- RITCHIE, A. M. (1963). The evaluation of rockfall and its control: *Highway research record*, Number 17, Washington, DC, 13-28.
- ROSE, N. D. & HUNGR, O. 2006. Forecasting potential rock slope failure in open pit mines using the inverse-velocity method. *Rock mechanics and mining sciences*, 44, 308-320.
- SANDNES, G. H. (2017). *Geomorfologisk og strukturgeologisk undersøkning av ustabile skråninger og skredavsettingar. Regional analyse av fjellområdet mellom Tromsøysundet og Ullsfjorden-Troms, Norge*. [Masteroppgave] Tromsø: UiT Norges arktiske universitet.
- SKREDE, I. (2013). *Jettan, Nordnesfjellet, Kåffjord, Troms - indre geometri og struktur, kinematikk og styrande faktorar av eit ustabil fjellparti, basert på strukturanalyse, geomorfologi og overvåkingsdata*. [Masteroppgave] Tromsø: UiT Norges arktiske universitet.
- SKREDE, I. & KRISTENSEN, L. (2016). Måling med bakkebasert radar (InSAR) av Stavbrekka, Sjøk kommune. *NVE-Rapport 2016:12*.
- SNEED, E. D. & FOLK, R. L. 1958. Pebbles in the lower Colorado River, Texas a study in particle morphogenesis. *The Journal of Geology*, 66, 114-150.
- STATENS VEIVESSEN (2015). Skredsikringsbehov for riks- og fylkesveg: Nordland- Troms- Finmark. Bodø: Statens vegvesen.
- STATHAM, I. (1976). A scree slope rockfall model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1, 43-62.
- STOKES, C. R., CORNER, G. D., WINSBORROW, M. C. M., HUSUM, K. & ANDREASSEN, K. (2014). Asynchronous response of marine-terminating outlet glaciers during deglaciation of the Fennoscandian Ice Sheet. *Geology*, 42, 455-458.
- VARNES, D. J. (1978). Slope movement types and processes. *Special report*, 176, 11-33.
- VICK, L. M. (2015). Evaluation of field data and 3D modelling for rockfall hazard analysis. PHD, University of Canterbury.
- VO, T. D. (2015). *RAMMS:: Rockfall versus Rockyfor3D in rockfall trajectory simulations at the Community of Vik, Norway*. Master Thesis, University of Oslo.
- VOLKWEIN, A., SCHELLENBERG, K., LABIOUSE, V., AGLIARDI, F., BERGER, F., BOURRIER, F., DORREN, L. K. A., GERBER, W. & JABOYEDOFF, M. (2011). Rockfall characterisation and structural protection - a review. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11, 2617-2651.
- WALDER, J. & HALLET, B. (1985). A theoretical model of the fracture of rock during freezing. *Geological Society of America Bulletin*, 96, 336-346.




- WHITE, S. E. (1976). Rock glaciers and block fields, review and new data. *Quaternary Research*, 6, 77-97.
- WYLLIE, D. C. & MAH, C. W., (2004). *Rock slope engineering, Civil and mining, 4th Edition*.
- ZWAAN, K. B. (1988). *Nordreisa, berggrunnsgeologisk kart - M 1:250 000*. Norges geologiske undersøkelser.
- ZWAAN, K. B., FARETH, E. & GROGAN, P. W. 1998. *Geologisk kart over Norge, berggrunnskart TROMSØ, M 1: 250 000*. Norges geologiske undersøkelser.




Vedlegg 1: RAMMS::Rockfall – Terrenginndeling og innstillinger



Innstillinger:	Inndata:	Blokkdistribusjon: Rock builder
Nr_Source_Points: 296	General:	Real_Equant_1.25_3.8m3.pts
Nr_Simulated_Rocks: 17	Time Step (s): 0.010	Real_Equant_1.25_7.1m3.pts
Nr_Random_Orientations: 10	Dump Step (s): 0.020	Real_Equant_1.2_0.4m3.pts
Nr_Z-Offset_Iterations: 1	DEM Resolution (m): 3.00	Real_Equant_1.2_1.5m3.pts
(Nr_Simulations_Per_Source_Point: 170)	Friction:	Real_Equant_1.4_14.1m3.pts
Total_Nr_Simulations: 50320	Overall Type: Medium	Real_Equant_1.4_3.5m3.pts
Real_Nr_Simulations: 50100	Forest:	Real_Equant_1.4_5.0m3.pts
	Medium Forest (35 m2/ha)	Real_Flat_1.6_0.3m3.pts
		Real_Flat_1.6_1.0m3.pts
		Real_Flat_1.6_1.4m3.pts
	Release:	Real_Flat_1.77_1.6m3.pts
	Type: Line	Real_Flat_1.8_10.0m3.pts
	Automatic Z-Offset(s): 0.79 - 2.62 m	Real_Flat_2.35_3.0m3.pts
		Real_Flat_2.35_8.1m3.pts
		Real_Long_1.2_1.8m3.pts
		Real_Long_1.2_2.0m3.pts
		Real_Long_2.0_7.0m3.pts

Vedlegg 2: RAMMS::Rockfall - Terrengklasser

Category	Picture	Description	Example
Extra Soft		Very wet ground. Cannot cross without deep sink-in. No high vegetation.	Moor, turf, gley
Soft		Soft ground with many deep soil layers. Ground contains no large rock fragments. Often very moist. Foot inundations remain and are visible. Wet and deep surface soil.	Moist meadow
Medium Soft		Rocks penetrate meadow surface leaving impact scars. Soil is deep, few rock fragments. Rank vegetation.	Meadow

<p>Medium</p>		<p>Meadow is deep, but contains rock fragments. The meadow can be covered with vegetation. Soil structure of a medium deepness. Rank vegetation.</p> <p>Meadow</p>
<p>Medium Hard</p>		<p>Penetration depths are small. Ground is flat. Rocky debris is present. Shallow surface soil. Usually little (initial) vegetation.</p> <p>Non-paved mountain roads, mountain meadow, pebble</p>
<p>Hard</p>		<p>Rocks jump over ground. Mixture of large and small rocks. Usually without any vegetation.</p> <p>Rock scree, pebble, coarse rock, paved roads</p>

Extra Hard



Ground is very hard and is marginally deformed by rocks. No vegetation and no surface soil.

Bedrock, cliff

Snow

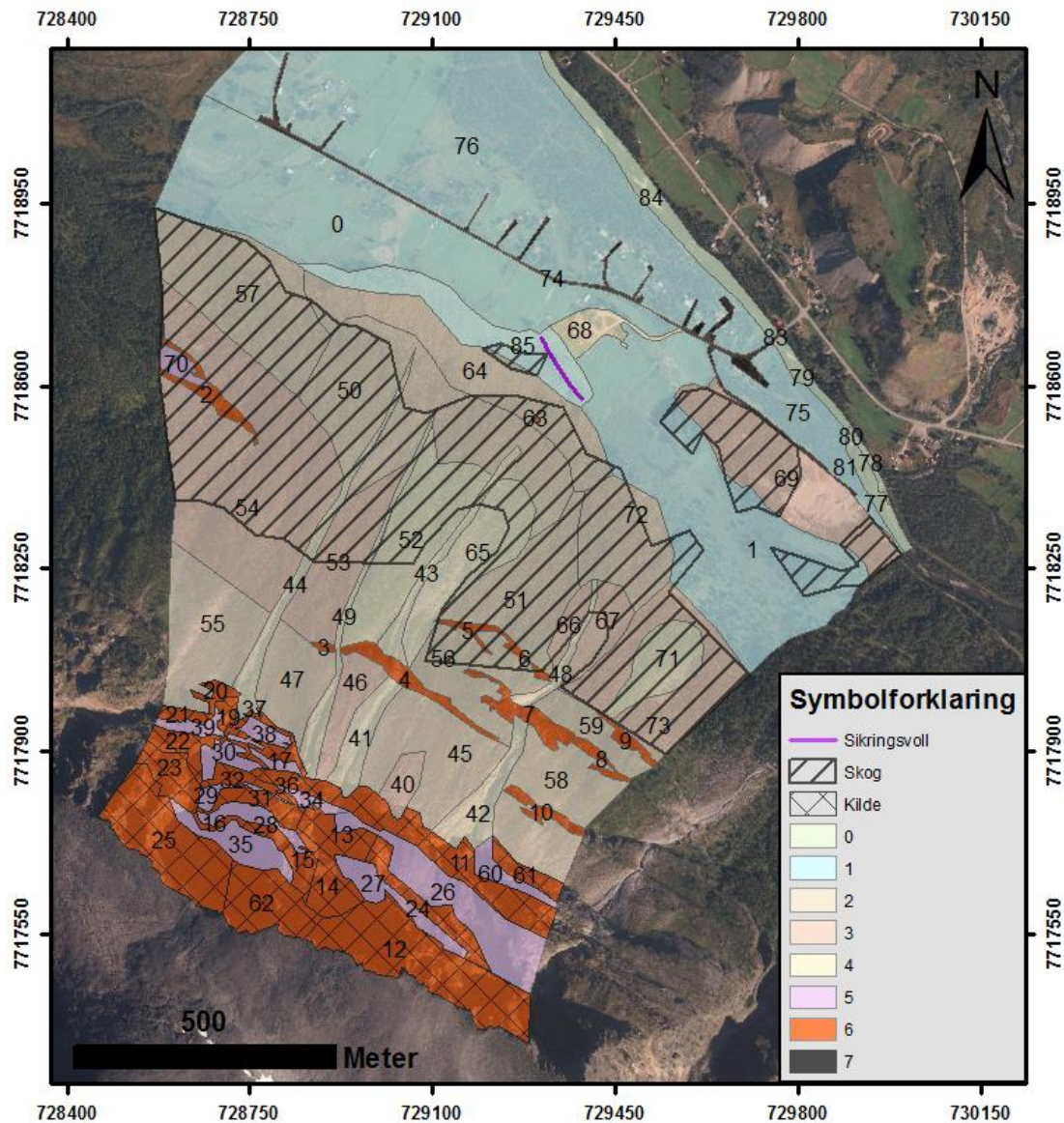


Rocks slide on snow surface.

Snow

Vedlegg 3: Rockyfor3D – terrenginndeling og innstillinger

Inndeling av terrenntyper 0- 7 vist med farge i kartet og forklaring av terrenntyper under. Polygon nummer i kartet gir informasjon om terrengegenskaper for gjeldende polygon vist i vedlegg 4.








Soiltype	General description of the underground	simulation settings:
0	River, or swamp, or material in which a rock could penetrate completely	- rock volume variation = +/- 50
1	Fine soil material (depth > ~100 cm)	- nr. of simulations per source cell = 1000
2	Fine soil material (depth < ~100 cm), or sand/gravel mix in the valley	- nr. of simulated falling rocks (total nr. simulations) = 7145000
3	Scree (Ø < ~10 cm), or medium compact soil with small rock fragments, or forest road	- additional initial fallheight = 0.000000 m
4	Talus slope (Ø > ~10 cm), or compact soil with large rock fragments	- Simulation with forest and with nets
5	Bedrock with thin weathered material or soil cover	Overall simulated block volumes:
6	Bedrock	- min = 4.400000 m ³
7	Asphalt road	- mean = 9.300000 m ³
		- max = 10.600000 m ³
		Overall simulated energy values:
		- maximum of the mean energy values = 27495.700000 kj
		- maximum energy value = 1358684.600000 kj







Vedlegg 4: Rockyfor3D - polygoninndeling



FID	Shape *	ROCDENSITY	BLSHAPE	D1	D2	D3	RG70	RG20	RG10	SOILTYPE
0	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0	1
1	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0	1
2	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0,05	6
3	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0,05	6
4	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0,05	6
5	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0,05	6
6	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0,05	6
7	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0,05	6
8	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0,05	6
9	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0,05	6
10	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0,05	6
11	Polygon	2700	1	2,6	1,7	1,6	0	0	0,05	6
12	Polygon	2700	1	2,6	1,7	1,6	0	0	0,05	6
13	Polygon	2700	1	2,6	1,7	1,6	0	0	0,05	6
14	Polygon	2700	1	2,6	1,7	1,6	0	0	0,05	6
15	Polygon	2700	1	2,6	1,7	1,6	0	0	0,05	6
16	Polygon	2700	1	2,6	1,7	1,6	0	0	0,05	6
17	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0,05	6
18	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0,05	5
19	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0,05	6
20	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0,05	6
21	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0,05	6
22	Polygon	2700	1	2,6	1,7	1,6	0	0	0,05	6
23	Polygon	2700	1	2,6	1,7	1,6	0	0	0,05	6
24	Polygon	2700	1	2,6	1,7	1,6	0	0	0,05	6
25	Polygon	2700	1	2,6	1,7	1,6	0	0	0,05	6
26	Polygon	0	0	0	0	0	0	0,05	0,1	5
27	Polygon	0	0	0	0	0	0	0,05	0,1	3
28	Polygon	0	0	0	0	0	0	0,05	0,1	5
29	Polygon	0	0	0	0	0	0	0,05	0,1	5
30	Polygon	0	0	0	0	0	0	0,05	0,1	5
31	Polygon	2700	1	2,6	1,7	1,6	0	0	0,05	6
32	Polygon	2700	1	2,6	1,7	1,6	0	0	0,05	6
33	Polygon	0	0	0	0	0	0	0,05	0,1	5
34	Polygon	0	0	0	0	0	0	0,05	0,1	5
35	Polygon	0	0	0	0	0	0	0,05	0,1	5
36	Polygon	0	0	0	0	0	0	0,05	0,1	5
37	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0,05	6
38	Polygon	0	0	0	0	0	0	0,05	0,1	5
39	Polygon	0	0	0	0	0	0	0,05	0,1	5
40	Polygon	0	0	0	0	0	0,02	0,03	0,1	3
41	Polygon	0	0	0	0	0	0,05	0,05	0,2	4
42	Polygon	0	0	0	0	0	0,05	0,05	0,2	4
43	Polygon	0	0	0	0	0	0,1	0,15	0,3	4
44	Polygon	0	0	0	0	0	0,1	0,15	0,3	4
45	Polygon	0	0	0	0	0	0	0,05	0,1	2
46	Polygon	0	0	0	0	0	0,05	0,05	0,15	3
47	Polygon	0	0	0	0	0	0	0,05	0,15	2
48	Polygon	0	0	0	0	0	0,05	0,1	0,2	4
49	Polygon	0	0	0	0	0	0,05	0,1	0,3	4
50	Polygon	0	0	0	0	0	0,05	0,1	0,2	2

51	Polygon	0	0	0	0	0	0	0,1	0,2	2
52	Polygon	0	0	0	0	0	0,1	0,1	0,5	4
53	Polygon	0	0	0	0	0	0,1	0,1	0,5	3
54	Polygon	0	0	0	0	0	0,05	0,05	0,1	3
55	Polygon	0	0	0	0	0	0,03	0,05	0,05	2
56	Polygon	0	0	0	0	0	0	0,05	0,1	2
57	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0,1	2
58	Polygon	0	0	0	0	0	0	0,05	0,1	2
59	Polygon	0	0	0	0	0	0	0,05	0,1	2
60	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0,05	5
61	Polygon	2700	1	2,6	1,7	1,6	0	0	0,05	6
62	Polygon	2700	1	2,6	1,7	1,6	0	0	0,05	6
63	Polygon	0	0	0	0	0	5	5	5	6
64	Polygon	0	0	0	0	0	0,05	0,1	0,3	2
65	Polygon	0	0	0	0	0	0,2	0,2	0,5	4
66	Polygon	0	0	0	0	0	0,1	0,1	0,4	3
67	Polygon	0	0	0	0	0	0,1	0,15	0,4	3
68	Polygon	0	0	0	0	0	0,02	0,02	0,02	3
69	Polygon	0	0	0	0	0	0,03	0,05	0,1	3
70	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0,05	5
71	Polygon	0	0	0	0	0	0,1	0,1	0,4	4
72	Polygon	0	0	0	0	0	0,05	0,1	0,2	2
73	Polygon	0	0	0	0	0	0,05	0,1	0,3	3
74	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0	7
75	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0,05	1
76	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0,05	1
77	Polygon	0	0	0	0	0	100	100	100	0
78	Polygon	0	0	0	0	0	100	100	100	0
79	Polygon	0	0	0	0	0	100	100	100	0
80	Polygon	0	0	0	0	0	100	100	100	0
81	Polygon	0	0	0	0	0	100	100	100	0
82	Polygon	0	0	0	0	0	100	100	100	0
83	Polygon	0	0	0	0	0	0	0	0	7
84	Polygon	0	0	0	0	0	100	100	100	0
85	Polygon	0	0	0	0	0	0	0,05	0,2	2

Vedlegg 5: Rockyfor3D – Terrengklasser

Photo	rg70	rg20	rg10	soiltype
	0	0	0.05	6
	0	0.05	0.1	5
	0.25	0.5	0.9	4
	0.03	0.05	0.05	3
	0.05	0.05	0.1	4

	0.05	0.1	0.2	4
	0.03	0.03	0.03	3
	0	0	0.05	3
	0	0	0	7
	0.15	0.15	0.25	4
	0.1	0.35	0.15	4

	0	0	0	1
	100	100	100	0