

Glenn Nilsen

Paraglasiale prosesser på Gråhøa, Sunndal, Norge

En studie i geomorfologiske prosesser på ustabile
fjellparti

Masteroppgave i Geografi
Veileder: Ivar Berthling
Trondheim, juni 2016

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
Fakultet for samfunnsvitenskap og teknologiledelse
Geografisk institutt

Abstract

This study is looking at the paraglacial deformation of mountain slopes in deglaciated valleys in order to gain further insight into processes that lead to the development of these landforms. The research question is three fold: 1. Can a gravitational failure planes explain the present deformation and morphology at the site? 2. What earlier slope process are there? 3. Can earlier slope-, permafrost, freeze-thaw activity or glacial retreat processes explain deformation or present day morphology? An unexplained deformation and morphological expression on the plateau and northern slope on the mountain Gråhøa in Sunndal, Møre og Romsdal, Norway. Fieldwork conducted on the site in the period June 2015-October 2015. Several methods try to gain insight into the research question by combining them into one holistic approach. By using kinematic analysis on daylighting discontinuities from the unstable area to explore gravitational failure planes. Remote sensing data by InSAR measurements try to determine present day deformation at the study area. Statistical analysis on field temperature data to determine temperature regime at the site. A morphostratigraphic analysis on DEM. The results of these methods show that the present movement to be less than 2mm/y and discontinuities cannot explain the deformation and morphological expression at the site. The side is likely predisposed for permafrost at lower temperature regime during glacial periods. The morphostratigraphic data indicate that slope processes were probably most active during early Holocene and rates of rock wall retreat is at extreme maximum 881m³/y. The main result show the deformation and morphology at Gråhøa is consistent with paraglacial adjustment from the last ice age. Further research needed on the site in order to establish greater correlation to an example of a landform with paraglacial adjustment.

Forord

Denne masteroppgaven er gjennomført ved Geografisk institutt ved Norges teknisk-naturvitenskaplige universitet (NTNU) høsten 2015 – våren 2016. Omfanget av oppgaven er 60 studiepoeng og er avslutningen på en 5-årig masterutdanning i geografi.

Oppgaven tar for seg paraglasiale deformasjoner på Gråhøa i Sunndalen, Møre og Romsdal. Arbeidet med å knytte ulike fagretninger inn i en helhet har vært en stor utfordring. Og gitt fantastiske naturopplevelser som jeg sent vil glemme med et utilgjengelig feltområde som har blitt besøkt en rekke ganger. En stor takk til Johannes Flesjø og Joakim Todnem som gikk med opp. Det har vært svært lærerikt å arbeide med denne oppgaven og har ikke vært mulig å gjennomføre uten mye hjelp ifra veilederne Ivar Berthling ved Geografisk institutt og Thierry Oppikofer ved Norges geologiske undersøkelse.

Jeg ønsker bare å si tusen takk Ivar fordi at du klarer å inspirere meg til å grave stadig dypere i naturgeografien. Det må være en stor utfordring å holde meg på den smale sti når ideene drar i alle retninger. Du har lært meg utrolig mye, mer enn du tror, det går mye usagt. Det hadde ikke vært mulig å komme i havn med denne oppgaven uten dine klare tilbakemeldinger og ideer. Geografisk institutt har dyktige personer som alle bør ha blitt løftet fram for å hjelpe med det faglige og praktiske. Jeg kan ikke skrive alle, men spesielt vil jeg si en tanke til Geir Vatne, Radmil Popovic, Bodil Wold, Per Ivar Chutko, Rita Hokseggen og Anette Knutsen som alle har bidratt til at denne oppgaven praktisk mulig.

Denne oppgaven kom i stand fordi Thierry hadde en god ide til en oppgave. Det er jeg svært takknemlig for at du gjorde. Det har vært en utfordring som jeg ikke ante rekkevidden av når jeg startet. Jeg regner med du har ristet på hode etter mange av våre møter og mine ideer. Uten mange av disse møtene hadde jeg rett og slett ikke vist hva jeg skulle ha gjort. Du er åpenbart faglig svært dyktig. En stor takk til NGU som har stilt opp med kildematerialet, utstyr og programvare som er grunnmuren for oppgaven. En spesielt takk går til Reginald Hermanns, John Delhs og Ola Fredin for gode faglige innspill tilgang til kildemateriale.

Til slutt vil jeg gi en tanke til kjære mor Annfrid Nilsen. Du har alltid vært min personlig støtte og gitt meg en enorm drivkraft, innsatt i meg gleden i å lære og nysgjerrigheten for å vite og se hva som er over horisonten. Det eksisterer ikke å gi opp tross utfordringer. Du har gjort meg til den jeg er.

Trondheim 10 Mai 2016

Glenn Nilsen

Innholdsfortegnelse

Abstract	I
Forord	III
Innholdsfortegnelse	V
Figurliste.....	VIII
Liste over tabeller.....	X
Liste over grafer	X
Liste over vedlegg	X
1. Introduksjon	1
1.1. Problemstilling og tilnærming	1
1.1.1. Tilnærming til oppgaven	2
1.2. Studieområde	3
1.2.1. Geologi på område	4
1.2.2. Område under siste istid	4
1.2.3. Klimatiske grunnforhold i Vest-Norge	5
1.2.4. Morfologi på feltområde	5
1.2.5. Tidligere skredhendelser nedenfor Gråhøa og i Sunndalen	6
2. Teori	7
2.1. Prosesser sin påvirkning på stabiliteten i paraglasiale skråninger.....	7
2.2. Isostatisk oppløft etter istiden.....	8
2.3. Seismiske rystelser og fjellskred	9
2.4. Dilatasjon av berggrunnen.....	9
2.5. Fraktuering gjennom stress-avlastning.....	11
2.6. Tine-fryse aktivitet	12
2.7. Tining av permafrost	13
2.8. Økt porevannstrykk	15
2.9. Kronologi i skråningsprosesser	16
3. Metoder	19
3.1. Struktur kartlegging og kinetisk analyse	19
3.1.1. Ulike brudd mekanismer	19
3.1.2. Kartlegging av struktur.....	20
3.1.3. Kinematisk analyse	20
3.1.4. Fjernmåling av massebevegelsen på det ustabilt område.....	21

3.2.	Temperaturanalyse av sprekkssystemet	21
3.2.1.	Temperaturmålinger i feltområde.....	22
3.2.2.	Justering av adiabatisk temperaturgradient	24
3.3.	DEM Analyse	25
3.3.1.	SLBL metoden for volumberegning av skredmaterialet	26
3.3.2.	Verktøy for SLBL metoden.....	27
3.3.3.	Avgrensning på område for volumestimat	27
3.3.4.	Valg av toleranseverdi for videre volumberegninger.....	30
3.3.5.	Volumekspansjon fra berggrunn til skredavsetning.....	30
3.3.6.	Rekonstruksjon av initialvolum fra planflater.....	31
3.3.7.	Volum på ustabil område	32
3.3.8.	Utløp av steinsprang med Alfa-Beta metoden	33
3.3.9.	Skråningsgradient for Alfabet utløp	34
3.3.10.	Beregning av steinsprang oppbygging	35
3.4.	Statistisk Analyse	35
3.4.1.	Pearson koeffisient	35
3.4.2.	Determinantkoeffisienten	36
3.4.3.	Årsakssammenheng og korrelasjon.....	36
3.4.4.	Verktøy brukt i statistisk beregninger	36
3.4.5.	Datering av oppløft i Giklingtrinnet.....	36
4.	Resultat og analyse.....	39
4.1.	Struktur på Gråhøa.....	40
4.1.1.	Kinetisk analyse av det ustabile område	42
4.1.2.	Beregning av volum til ustabil område	43
4.1.3.	Bevegelse av masser i det ustabile område	45
4.2.	Temperatur på feltområde	46
4.2.1.	Korrelasjonsberegning mellom temperaturdata	48
4.3.	Avsetningene nedenfor Gråhøa	51
4.3.1.	Geomorfologisk kartlegging	51
4.3.2.	Volum med SLBL metoden	52
4.3.3.	Tidligere overflater og tapt initialvolum	54
4.3.4.	Alfa Beta beregning av masseutløp fra skrent.....	56
4.3.5.	Rate av steinsprang.....	57
4.3.6.	Grad av landheving mot sekvensen av etterlatte elveterrasser.....	57
5.	Diskusjon.....	61

5.1. Struktur og aktive bevegelser på partiet	61
5.2. Indikasjon på temperaturregime	62
5.2.1. Aktive tine-fryse prosesser i det ustabile område	64
5.3. Skredavsetninger i skråningen	65
5.3.1. Volum og rekonstruksjon	66
5.3.2. Landheving i Giklingtrinnet	67
5.4. Tilknytning til paraglasial justering	69
6. Konklusjon	71
7. Anbefalinger til videre arbeid	73
Referanseliste	75
Vedlegg	80

Figurliste

Figur 1: Lokalisasjon av det ustabile område på Gråhøa. Avgrensning i rødt på skyggerelieff.	3
Figur 2: Tolkning av Løstøltrinnet for Sunndalen basert på sidemorener i Reinå og Løstøl (blå pil). Alder er ukjent, men mulig sen Eldre Dryas (Østergaard, 2013). Hoåstrinnet som danner Yngre Dryas maksimum går til Grøa (grønn pil). Gråhøa markert med (rød pil). Isstrømretningen markert med svart pil. Figur hentet fra Østergaard (2013).	5
Figur 3: Panoramabilde fra feltområde på Gråhøa. Sett mot Nord/Øst. Bakskrent sees i forgrunnen på bildet. Panoramabilder er tatt og redigert av Oppikofer, T. (2013).	6
Figur 4: Konsept for syklisk utviding av glasierte daler med fjellskred i "zone of paraglacial relaxation" av Jarman, D. (2009).	10
Figur 5: Ulike årsaker for hvorfor dalsiden ikke får en unison utviding fra Jarman, D. (2009).	10
Figur 6: Mekanisk modell for berg-is relasjon fra Krautblatter (2013).	15
Figur 7: Hobo Pendant® Temperature/Light 64K Data Logger fra Onset Computer Corporation(ONSET, 2016).	22
Figur 8: Viser utplassert temperaturmåler 1 (T1) markert med rød ring i til venstre. Nedsenkning av temperaturlogger 4 (T4) til høyre.	23
Figur 9: Fordeling av temperaturloggere på feltområde til Gråhøa. Hovedsprekk til venstre. Oversiktsbildet til høyre.	24
Figur 10: Stegforklaring for iterasjon beregning. I plan til venstre, romlig til høyre. Fra Jaboyedoff, Baillifard. & Couture (2004).	26
Figur 11: Oversikt av inndelingen av polygoner brukt for avgrensning på SLBL avsetning beregninger.	29
Figur 12: Viser profil av ulike toleranseverdi. 4 ulike SLBL utregninger gjennom iterasjon på utvalgt representativ profil i skråningen. Svart er overflaten på terrengmodell. Rød er toleranseverdi 0.012. Variasjoner av blå med andre toleranseverdier.	30
Figur 13: Metode for rekonstruksjon av flater i Polyworks. A-C viser sekvens.	31
Figur 14: Rekonstruksjon av tidligere overflater.	32
Figur 15: Metode i rekonstruksjon av glideplan for scenario 3 med Polyworks.	32
Figur 16: Arealfordeling av Scenario på det ustabile partiet.	33
Figur 17: Gradientfordeling i skråningen nedenfor det ustabile fjellpartiet. Alfa-Beta utløpsprofiler i svart. Viser	34
Figur 18: Giklingtrinnet markert med rødt i forhold til landhevingsområde fra Svendsen og Manglerud (1987). Etter denne fordelingen ligger trinnet 120km fra 0 punktet i landhevingskurven.	37
Figur 19: Skyggerelieff med fordelingen av 5 ulike horisontprofiler på Giklingtrinnet.	38
Figur 20: Fordelt stereografisk plot av diskontinuiteter fra ulike punkter på Gråhøa. Overlagt skyggerelieff i grått og lineasjon i rødt på partiet. Data fra Norges Geologiske Undersøkelse (Vedlegg 1).	40
Figur 21: Viser samlet poler for alle diskontinuiteter for hele det ustabile fjellpartiet på Gråhøa. Overflaten på skråningen markert i gult plan.	41
Figur 22: Kinetisk analyse av det ustabile område på Gråhøa.	42
Figur 23: Rekonstruksjon på avgrensende plan for Scenario 1 i A. Med overliggende ustabile masser over i B.	43

Figur 24: Rekonstruksjon av plan i grunnen for Scenario 2. Illustrert med B. og uten ustabile masser i A.	44
Figur 25: InSAR måling av Gråhøa i perioden 2011-2015. Grønn farge viser ingen bevegelse, rød farge viser større bevegelse.	45
Figur 26: Type avsetninger nedenfor Gråhøa.	51
Figur 27: Viser hele utstrekningen av avsetningsberegninger ned til underkuttingen med toleranseverdi på 0,012, Uten blotninger til venstre, med til høyre. Mer intens farge gir høyere høyde verdi.	52
Figur 28: Viser hele fordeling av avsetninger med toleranse 0,012 ned til dagens elveslette. Uten blotninger til venstre, med til høyre. Mer intens farge gir høyere høyde verdi.	53
Figur 29: Romlig visning av ny overflate på dalsidene nedenfor Gråhøa. Gjort med SLBL metoden. Beregningene er gjort uten indre blotninger i avsetningene. A. Dagens morfologi. B, Ned til underkutting med indre blotninger. C. Ned til dagens elveslette uten indre blotninger.	53
Figur 30: Romlig fordeling av Rekonstruksjon A, B og C.	55
Figur 31: Viser den romlige fordeling av utløpsområde på de ulike profilene gjennom alfa-beta metoden i rødt.	57

Liste over tabeller

Tabell 1: Volumestimater for ulike scenario i det ustabile område på Gråhøa.	43
Tabell 2: Korrelasjon mellom temperaturloggere i felt og stasjoner justert for høyde. Analysert for perioden 3.Sept - 24.Okt	49
Tabell 3: Korrelasjon mellom temperaturloggere i felt og stasjoner justert for adiabatisk temperaturgradient	49
Tabell 4: Korrelasjon av gjennomsnittlig målinger på stasjonsmålinger korrigeret for høyde og temperaturloggere i perioden etter første 0°C måling til venstre. For hele måleperioden 3.Sept-24.Okt til høyre.	50
Tabell 5: Resultat av ulike avsetningsberegninger. Verdier gitt i millioner m ³ .	54
Tabell 6: Ulike volumberegninger for rekonstruksjoner av dalsiden nedenfor Gråhøa.	56
Tabell 7: Alfa vinkel utarbeider fra Alfa-Beta beregninger på profiler i avsetningen	56
Tabell 8: Statistikk for horisontprofiler sin høyde over havet i Giklingtrinnet. Verdier i meter.	58

Liste over grafer

Graf 1: Viser temperaturserier fra bakkeloggere og stasjonene justert for adiabatisk temperaturgradient til feltområde. Søylar viser på høyre akse med nedbørsmengde fra målestasjonene.	46
Graf 2: Temperaturmålinger fra Sunndalsøra, Innerdalen justert for adiabatisk temperaturgradient. Søylar viser nedbørsmengde fra stasjonsmåling i perioden.	47
Graf 3: Gjennomsnitt av temperatur på loggere i feltområde og stasjoner korrigeret for ELA. Samme periode som Graf 2. Gjennomsnittlig trendlinje på 24timer for hver temperaturfaktor. Nedbør i søylar.	48
Graf 4: Maksimum og minimumshøyde med snittverdi for ulike horisontprofiler fra Giklingtrinnet.	58
Graf 5: Alder på landheving av profiler i Giklingtrinnet overlatt graf etter Svendsen og Manglerud (1987).	59

Liste over vedlegg

Vedlegg 1: Tabell for strukturdata på Gråhøa
Vedlegg 2-10: Bilder fra feltområdet

1. Introduksjon

Norge er et topografisk variert landskap. Høye fjell, dype daler, store vidder, lange fjorder. Historien om hvordan landformen Norge har oppstått og blitt sånn den er i dag er ikke klart forstått. Hvordan kan man forklare at store iskapper over Fennoskandinavia i den siste istiden har erodert dype fjorder noen få kilometer fra fjellområder som virker uberørt av glacial erosjon i titalls tusen år? Undersøkelser om hvordan landskapet har blitt til kan fortelle oss om forutsetningene til ulike prosesser og hvorfor endringer i landskapet (Berthling, Ivar & Etzelmüller, 2011; Etzelmüller & Hagen, 2005; Kerguellec, 2014). Slike lange geomorfologiske prosesser kan predisponere landskapet. Når brå hendelser som skred, flom og jordskjelv får i kontakten med mennesker større samfunnsmessige konsekvenser og blir til geofarar. I Norge er skred av de fremste naturfaremomentene vi har. De kan påføre stor skade i form av tap av liv og kan gjøre store økonomiske skader på kritisk infrastruktur (Blikra, L. et al., 2006; DSB, 2014; Hermanns, R. et al., 2012). Usikkerhetsmomentene er store for hvorfor skred utløses. Spesielt gjelder dette i kontakten med kryotiske prosesser (Ballantyne, Sandeman, Stone, & Wilson, 2014; Crosta et al., 2014; Krautblatter & Moore, 2014; McColl, 2012). En bedre kunnskap om slike lange landskapsutviklingene, prosessene og mekanismene som driver dem og det å forstå bedre den reelle risikoen naturfarer utgjør. Undersøkelser av paraglasiale fjellformasjoner hvor det ikke er en klar sammenheng til hva som er årsaken bak dem kan være med å gi innblikk disse spørsmålene.

1.1. Problemstilling og tilnærming

Problemstillingen tar utgangspunkt i undersøkelser som er gjort av skredeneheten på Norges Geologiske Undersøkelser (NGU) av fjellparti som kan utgjøre en risiko for fjellskred. Oppe på Gråhøa i Sunndal er det et slikt uforklart ustabilt fjellpartiet. På dette partiet har det oppstått en rekke åpne diskontinuerlige baksprekker. Sammen utgjør dem en parallell linje til baksrenten omtrentlig 200 meter inn fra fjellsiden. Med en innsynkning av massene langs flankene og med løse blokker på fronten utgjør dette et samlet fjellpartiet som har beveget seg. Partiet virker overfladisk å stå i kil med at retningen på planene i flanken er trapes med innsnevringen ned. Kinematisk burde overfladisk ikke en slik deformasjon være mulig.

Følgende spørsmål ønskes å besvares med oppgaven:

- Er det mulig å forklare fjellpartiet deformasjon og dagens morfologi med de observerte strukturer?
- Hvilke skredprosesser har skjedd før på område?
- Kan tidligere skred-, permafrost-, tine og fryse- eller is avsmeltingsprosesser forklare fjellpartiets deformasjon og dagens morfologi?

1.1.1. Tilnærming til oppgaven

For å kunne finne ut av denne problemstillingen er det knyttet ulike analyser sammen for å skape et helhetsbilde. Hensikten er å knytte kjente landformer nedenfor i dalen til avsetninger i skråningen og partiet over for å se om det gir forklaring på morfologien i det ustabile område på Gråhøa. For å vite om fjellpartiet har en struktur som tillater en slik deformasjon, er det gjort en kinematisk undersøkelse av strukturdata fra NGUs sine feltundersøkelser.

Strukturanalysen vil kunne fortelle om det eksisterer plan hvor det er kinematisk mulig å gi en deformasjon på.

En temperaturanalyse av feltområde vil gi ett innblikk i temperaturregimet på det ustabile område. Hensikten i en slike analyse er å fortelle om det er et negative temperatur forhold i grunnen hvor permafrost og tine og fryse prosesser kan opptre i dag eller har opptrådt tidligere. For å kunne fortelle om dette eksisterer er det utført feltundersøkelser med temperaturloggere som er plassert i baksprekker på område.

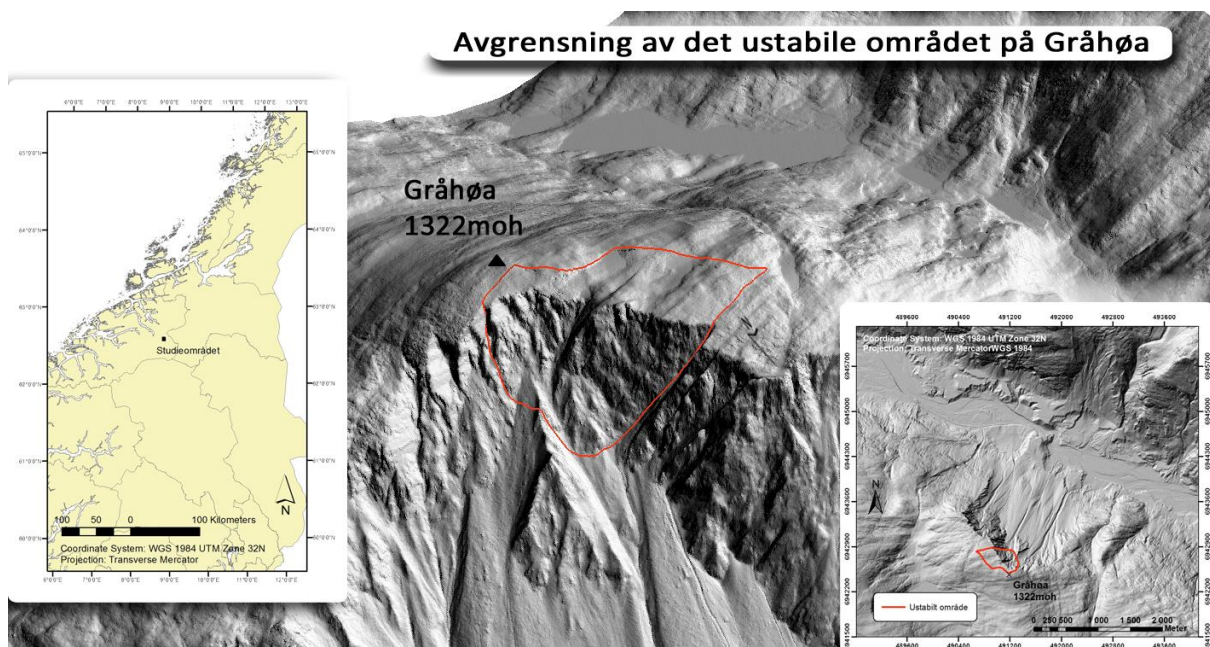
Morfostratigrafisk undersøkelse gjennom analyse av terrengmodell forteller om oppbygningen av skredmaterialet i skråningen, både i volum, type og utstrekning er knyttet til prosessene i kildematerialet over. For å kunne beregne volum på disse avsetningene må det vites hvor dype dem er. Dette kan estimeres gjennom å beregne hvordan dalsiden er under skredavsetningene. En kartlegging av type skredavsetning i skråningen forteller noe om sekvensen i dem. Utstrekningen over annet avsatt materialet i dalen forteller om hendelsesforløp i skråningen. Kildematerialet i talusen stammer i fra innsnittet i dalsiden. Dette innsnittet virker stort i forhold til materialet som ligger nedenfor. For å undersøke korrelasjonen mellom disse to er det utført en rekonstruksjon av dalsiden og beregnet volum på dette. Det har blitt sammenlignet med volumet på det avsatte materialet.

I dalbunnen rett nedenfor område er det en kjent endemoreneavsetning. Hvordan skredmaterialet fra dalsiden knytter seg til denne endemorenen kan fortelle om sekvensene i prosessene og når dette har hendt. Koblingen mellom avsetningene på dette trinnet og

isavsmelting fra siste istid kan kartlegges gjennom at det estimeres det fluviale innsnittet fra landhevingen på dette trinnet. Sammenfatningen av alle disse ulike analysene kan ha større forklaringskraft på problemstillingen enn enkelt momentene hver for seg alene. Potensielt vil gi en helhetlig forståelse av dette ustabile område på Gråhøa.

1.2. Studieområde

Gråhøa er en del av de nord-vestlige Sunndalsfjella og er en del av Dovrefjell-Sunndalsfjella nasjonalpark. Fjellet ligger i Sunndal kommune i Møre og Romsdal og strekker seg til 1322 meter over havet (moh.) på en fjellparti som går mellom Grødalen til sør og Sunndalen til nord. (Kartverket, 2016). Det ustabile område på Gråhøa dekker et planområde Nord/Nord-Vest for høyeste punkt. Dette deformerte område ligger på 1290moh. \pm 5m. Hovedområde er 350m langt og 250m bredt. Avgrenset med en ikke kontinuerlig baksprekk og gradvis innsyknede flanker mot front (Figur 3). Åpning i baksprekk er målt til maksimalt 6m bred og maksimalt 10m dyp. Partiet har områder med ulik deformasjoner. Tre områder er delet inn i partiet (Figur 16). Hvor størst deformasjon er i Scenario 2 med 3-6m innsynkning i forhold til elevasjonen på flankene. Overflaten til skråningen har en fall vinkel på 61° , fall retning på 56° , en største utstrekning på 270m fra toppen av skråningen ned til tallus. Deformasjonen fortsetter langs høyre flanke i skråningen.



Figur 1: Lokalisasjon av det ustabile område på Gråhøa. Avgrensning i rødt på skyggerelieff.

1.2.1. Geologi på område

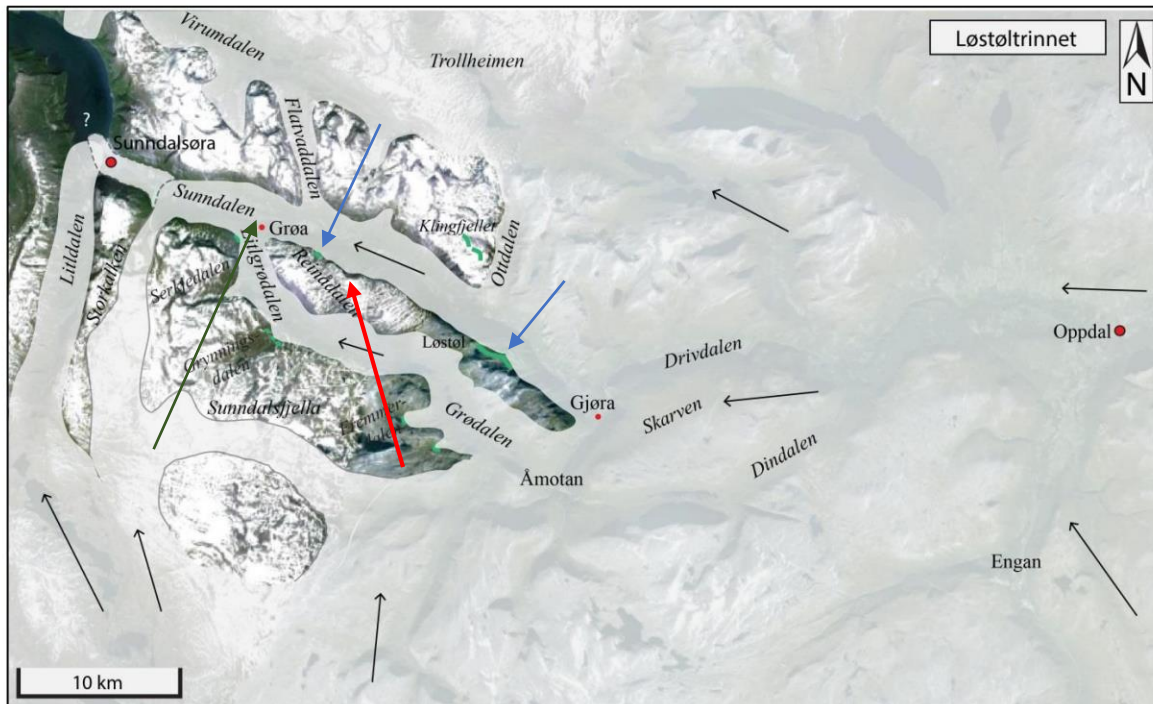
Berggrunnen på Gråhøa er en del av det de kaledonske bergartene som ble dannet når det Kanadiske skjoldet skjøv deler av havbunnsplaten opp på det Baltiske skjoldet. Hovedsakelig bestod disse lagene av den metamorfiske bergarten Gneis. I dette område er diorittisk til granittisk type Gneis, som stammer fra magmatisk bergart dannet i havbunnsplaten og endret under tektonisk trykk (Follestad, Bjørn A., 1987; NGU, 2016a; Sollid, Carlson, & Torp, 1980). Den geologiske strukturen på Gråhøa er blitt kartlagt av NGU i August 2013 og blir gjennomgått senere i oppgaven.

1.2.2. Område under siste istid

Isranden i Yngre Dryas strekker seg ned i Sunndalen. Det er noe uenighet om hvor nøyaktig isranden gikk under Yngre Dryas. Follestad (1987), Solli og Sørbel (1979) og Solli (1980b) har markert isranden for maksima under Yngre Dryas til Hoåstrinnet ved Grøa. Uten at dette videre er utdypet. Dette er utgangspunktet faglitteraturen bygger på. I denne rekonstruksjonen går isranden fra Hoåstrinnet gradvis opp til Løstøl avsetningene (Figur 2). Dette er laterale moreneavsetninger til ismassene i Sunndalen. Det er noe uenighet om Løstølavsetningene egentlig er morene avsetninger fra Yngre Dryas, siden fallhøyden på brefronten er unaturlig bratt sammenlignet med andre kjente breer. Et mer naturlig fall på brefronten vil knytte til seg Reinåmorenen. Vie (2012) og Østergaard (2013) i deres masteroppgaver peker på at det er mulig at avsetningene ved Løstøl og Reinå stammer fra før Yngre Dryas og danner et eget trinn. Løstøltrinnet som mulig ender i Sunndalsfjorden. Potensielt kan disse moreneavsetningene knyttes til andre moreneavsetninger i Tingvolltrinnet lengre ute i fjorden (Follestad, Bjørn A., 1987; Sollid et al., 1980; Sollid & Sørbel, 1979; Svendsen & Mangerud, 1987; Vie, 2012; Østergaard, 2013).

Gråhøa ligger med en høyere elevasjon enn både Løstøl og Reinå avsetningene. Disse er brukt for beregning av elevasjon og utstrekning til isdekket fra sen Eldre Dryas (Figur 2). Gråhøa har dermed mest sannsynlig vært en nunatakk over isdekket på dette stadiet i sen Eldre Dryas. Fra Allerød interstadialen og utover har Gråhøa vært utenfor isdekket. Deglasiasjon av det generelle isdekke fra Gråhøa er mulig har hendt mellom Tingvolltrinnet 12 000 år siden og Løstøltrinnet. Potensielt før Tingvolltrinnet om Løstøl og Reinå avsetningene er en del av dette trinnet (Follestad, Bjørn A., 1987; Østergaard, 2013).

Giklingtrinnet som ligger i Sunndalen rett nedenfor Gråhøa kan knyttes til Litjdaltrinnet med en datering på 11 200 år (Follestad, Bjørn A., 1987). For Hoåstrinnet er ikke funnet direkte datering på i faglitteraturen.



Figur 2: Tolkning av Løstøltrinnet for Sunndalen basert på sidemorener i Reinå og Løstøl (blå pil). Alder er ukjent, men mulig sen Eldre Dryas (Østergaard, 2013). Hoåstrinnet som dammer Yngre Dryas maksimum går til Grøa (grønn pil). Gråhøa markert med (rød pil). Isstrømretningen markert med svart pil. Figur hentet fra Østergaard (2013).

1.2.3. Klimatiske grunnforhold i Vest-Norge

Permafrost modeller viser at utbredelsen av permafrost i Vest-Norge i dag er knyttet til høyereliggende fjellområde over 1400moh (Gisnås, Eitzelmüller, Farbrot, Schuler, & Westermann, 2013). Undersøkelser med borehull på Dovrefjell viser at noen områder kan det være permafrost ned til 1300moh for områder som ikke er snødekte og 1450-1150moh om de er snødekte i sesonger av året (Sollid, Isaksen, Eiken, & Ødegård, 2003). Permafrostgrensen i Norge har variert i stort regionalt omfang gjennom termisk maksimum og termisk minimum i Lille istid (Little Ice Age - LIA). Gråhøa ser ikke til å være berørt av permafrost i gjennom Holosen (Lilleøren, Eitzelmüller, Schuler, Gisnås, & Humlum, 2012). På feltområde er en fordypningen i landskapet og det er lav gradient med stor ruhet i struktur og sprekker egenskaper som gir stor mulighet for lagring av snø på område (Figur 3).

1.2.4. Morfologi på feltområde

Vegetasjon på det ustabile område er svært sparsommelig. Små sprette områder med mose og enkelt steiner med lav. Noe finkornet løsmateriale, hovedsakelig eksponerte store steinblokk som vist i Figur 3, Figur 8 og Figur 9 som er forenelig med blokkmark (Nesje, Dahl, Anda, & Rye, 1988). Tallus nedenfor strekker seg 1 300m er har stor vegetasjon, med mye løsmaterialet i overflaten, det er lite angulær



Figur 3: Panoramabilde fra feltområdet på Gråhøa. Sett mot Nord/Øst. Bakskrent sees i forgrunnen på bildet. Panoramabilder er tatt og redigert av Oppikofer, T. (2013).

I dalbunnen ligger fluviale avsetninger over eldre glisiale avsetninger. Her har det vært en rekke undersøkelser av moreneryggen som strekker seg over dalen (Follestad, B.A., 2014; Sollid et al., 1980; Østergaard, 2013). Marin Grense her i Sunndalen ligger på 147moh som er helt i grensen til disse fluviale avsetningene (NGU, 2016b).

1.2.5. Tidligere skredhendelser nedenfor Gråhøa og i Sunndalen

Nasjonal database for skredhendelser viser at det har vært steinspranghendelser og snøskred som har gått i skråningen som har gitt skader. Databasen registrerer ofte hendelser som er registrert i eldre kirkebøker, offentlige myndigheter og forsikringsselskap når det forsaker skader på mennesker, tap av liv eller økonomiske ødeleggelser. På den sørlige siden av Drive er det få hendelser som er registrert. I innsnittet på Giklingtrinnet hvor Riksvei 70 går, er det registrert 4 små steinsprang hendelser og ett uspesifisert Steinskred, alle stammer trolig fra veiskjæringen til Riksvei 70 basert på posisjon. Det er to større snøskredhendelser nedenfor for Gråhøa som har forårsaket tap av liv eller økonomiske skader. En i 1855 og en i 1868. Det er ikke registrert større fjellskred hendelser i denne databasen som kan stamme fra Gråhøa. Andre deler av Sunndalen fra Sunndalsøra til Gjøra har hatt flere fjellskred. På Furu, Vinjevoll, Romfo, Ottem og Gravem er det alle registrert med fjellskred over 10 000m³. Henholdsvis fra 1676, 1684, 1702, 1692 og 1625. Alle fjellskredene er innenfor tidsperioden for LIA. En rekke steinsprang, løsmasseskred og snøskred er registrert i databasen. Sunndalen er dermed et aktivt område med skredprosesser i Norge (Skrednett, 2016).

2. Teori

Periglasiale og glasiiale prosesser har stor erosjonskraft på landskapet. Hvordan de påvirker andre erosjonsprosesser er i utstrakt grad ukjent og det gjenstår mye forskning (Hall, Thorn, Matsuoka, & Prick, 2002; McColl, 2012). I Norge vet vi at slike områder med kalde prosesser i grunnen har hatt stor innflytning på utviklingen i høyereliggende partier. Områder hvor interaksjonen mellom slike periglasiale, glasiiale og generelle geomorfologisk prosesser opererer betegnes som kryo-kondisjonert. Hvor det oppstår gjensidig påvirkning mellom alle prosessene og forsterker dem (Berthling, Ivar et al., 2011). I Norge har slike kryotiske prosesser vært en dominerende faktor for landskapsendringen. Glasial erosjon har skapt store topografiske endringer på landformen Norge (Dowdeswell, Ottesen, & Rise, 2010; Vorren & Mangerud, 2006). Intervaller mellom glasiering og deglasiering har gitt mulighet for ulike prosesser å ha forskjellig påvirkning på denudasjonen av overflaten (Lokrantz & Sohlenius, 2006). Glasiering påvirker ikke bare det landskapet isdekket har ligget på gjennom disse istidene. Isbreer er koblet mot erosjonsprosesser ut over dette, både i rom og i tid ved at det endrer formen og gradient på landskapet, men også ved tilgjengeligheten av nye løsmasser. Dette predisponerer landskapet for nye erosjonsprosesser som massebevegelser. Slike endringer som er direkte betinget av koblingen til glasiering eller deglasiering betegnes som paraglasiale (Ballantyne, Colin K., 2002).

2.1. Prosesser sin påvirkning på stabiliteten i paraglasiale skråninger

Deformasjoner av skråninger som kan utløse fjellskred er en viktig paraglasial erosjonsprosess. Forholdene som kontrollerer stabiliteten i en skråningen varierer over tid. Sykliske endringer i de glasiiale forholdene gjennom istiden gir ulik ismasse fordelingen, vegetasjonsdekket, hydrologiske forhold, glasiial erosjon og seismisk aktivitet. Det påvirker distribusjonen, størrelsen og frekvensen av paraglasiale fjellskred i tid og i omfang (Cossart, Braucher, Fort, Bourlès, & Carcaillet, 2008; McColl, 2012).

Paraglasiale skred kan utløses fra ustabile fjellparti med berggrunn som er geologisk og geometrisk predisponert for destabilisering (Gruber & Haeberli, 2007). Slike ustabile fjellparti er forekommende trekk i deglasierte daler. I Norge er fjellskred forekomne trekk i områder med høy topografisk variasjon som i Sør-, Vest-, og Nord-Norge (Hermanns, R. et al., 2012). Det eksisterer ikke en enhetlig teori om genesen til slike paraglasiale ustabile fjellparti (Ballantyne, C. K., 2002; Jarman, D., 2009; McColl, 2012; Wilson & Smith, 2006).

Ballantyne, et al (2014) viser til at det er 6 ulike hovedprosesser som bidrar til at berggrunnen sprekker opp i slike overfordypet deglasierte daler. Som over tid utløser paraglasiale fjellkred ut fra disse ustabile fjellpartiene. Disse prosessene kan sammenfattes til: Stress-avlastning sprekkers i berggrunnen, dilatasjon og isostatisk oppløft av berggrunnen, glasial avlastning av dalsiden, tine-fryse prosesser, ut tining av permafrost og økt porevannstrykk (Ballantyne et al., 2014). Dette blir i det følgende omtalt i mer detalj.

2.2. Isostatisk oppløft etter istiden

Tap av overliggende ismasser fra isavsmelting av store iskapper når istider trekker seg tilbake, som etter Siste Glasiale Maksimum «Last Glacial Maximum» (LGM), gjør at den samlede massen til jordskorpen synker og forskyvningsgraden mot mantelen avtok i de områdene hvor ismassene befant seg. For å oppnå ny likevekt mellom disse to faktorene stiger jordskorpen gradvis til en balanse er gjenoppstått. Denne forståelse av prosessene bak det isostatiske oppløftet vi observerer i Norge betegnes ofte som Glasial Isostatisk Justering «Glacial Isostatic Adjustment» (GIA). Denne isostatiske prosessen starter umiddelbart med massetapet, men tar tid forplante seg på grunn av mantelens elastiske og viskøse egenskaper. Dermed oppstår en stor tidsforskyvning på massetapet og resultatet med det isostatiske oppløftet. Denne responstiden gjør at prosessene fra glasial avlastning fra tidligere istider fremdeles pågår i dag med landheving i ulike deler av landet (Steffen & Wu, 2011).

Graden av isostatisk oppløft har ikke vært lineær og har variert ulikt både i tid og gjennom den romlige avlastningen over de skandinaviske landmassene. En måte å få innsikt i den historiske graden av isostasi har vært å se på avsatte strandavsetningen i landskapet over dagens havnivå. Samtidig som isavsmeltingen etter LGM tapte ismasser som førte til landheving, transporterte store mengder lagret vann fra land til verdenshavene. Sammen med termal ekspansjon i verdenshavene gjennom temperaturøkning skapte dette en eustatiske endringen i jordens havnivå. Strandavsetninger er på denne måten knyttet både til eustasi og isostasi. Over tid vil regresjon av strandlinjen også avsette strandformer gradvis i landskapet. Ved å bruke daterings metoder som C^{14} metoden, kan bidra både å datere når avsetningene ble dannet i tillegg til å gi innblikk i raten av oppløft (Svendsen et al., 1987).

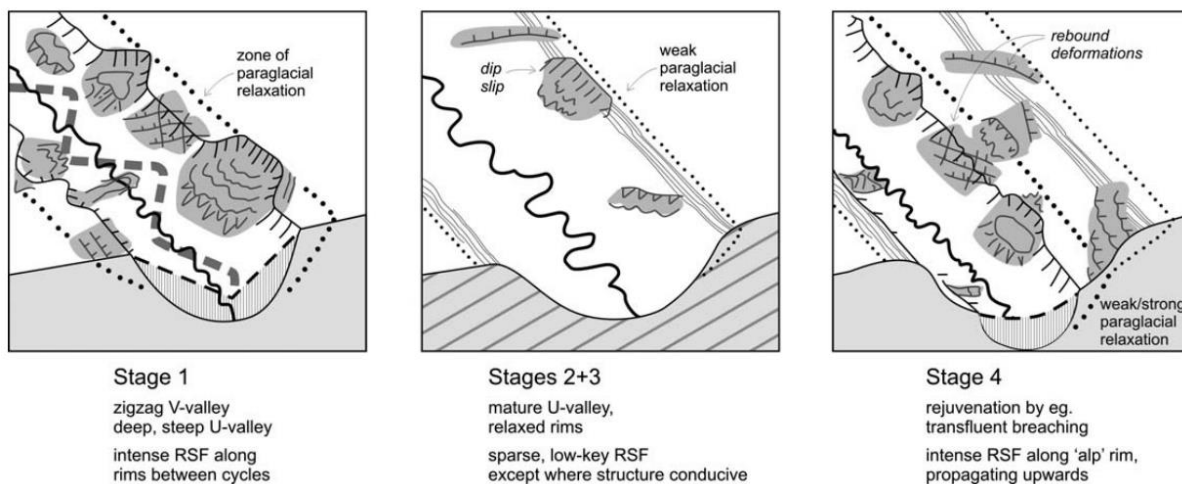
2.3. Seismiske rystelser og fjellskred

Jordskjelv kan være en utløsende årsak til fjellskred (Ballantyne & Stone, 2013). Seismiske rystelser er et trekk ved isostatisk justering og skapes av differensiell avlastning gjennom istiden. I Norge er seismisk aktivitet generelt lav med sjelden overstigning av 5.5 i styrke for en kjent periode fra 1758 til 2007. Det er kjent at en rekke større seismiske hendelser kan knyttes til en tidlig fase av hurtig oppløft i deglasiasjonsfasen (Bungum et al., 2010).

2.4. Dilatasjon av berggrunnen

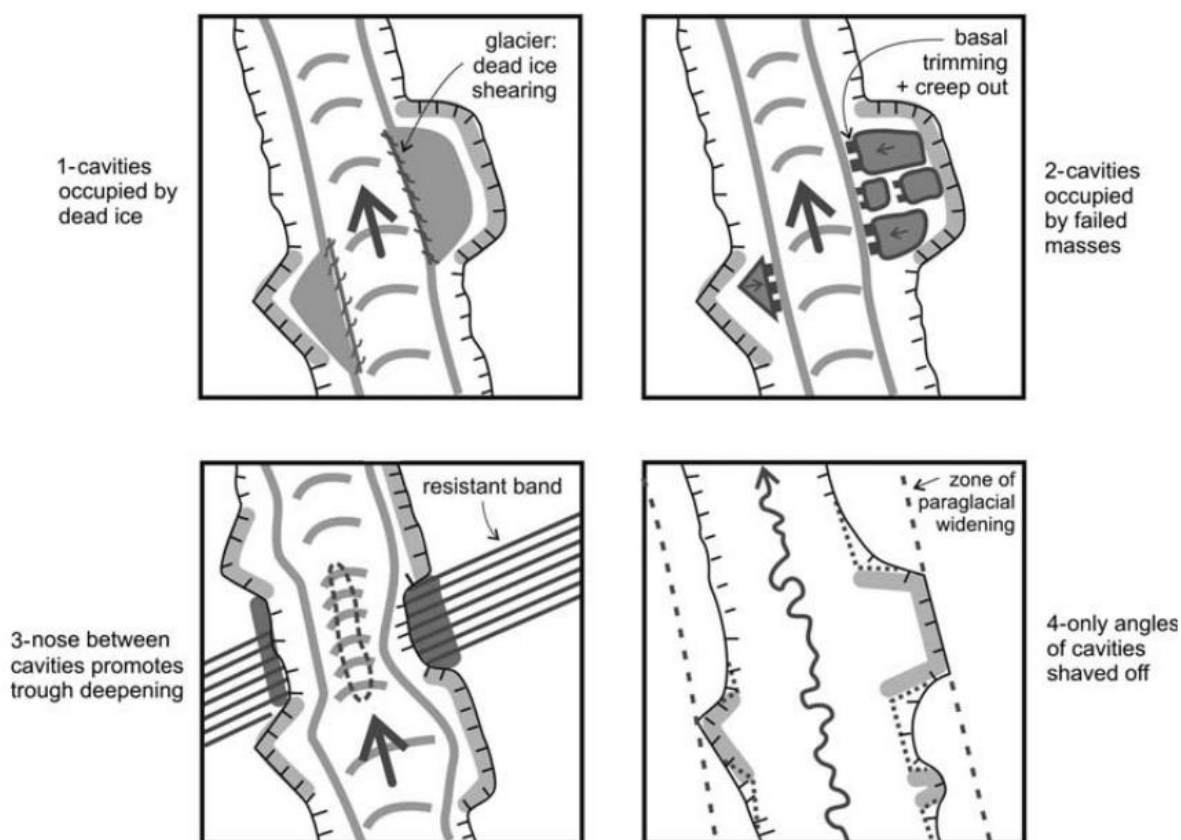
Paraglasial justering er et begrep på ulike prosesser som påvirker en skråning når isbreen er i ferd med eller har smeltet ut fra dalen. Mekanismen for paraglasial justering knytter seg til skråningsstabilitet på ulike måter. Den første er predisponering eller forberede faktor for skråningssvikt ved å redusere stabiliteten i skråningen. Den andre er som utløsende faktor når skråningen er under en sikkerhetsfaktoren på 1 for videre stabilitet. Noe av kritikken mot paraglasial justering som konsept har vært at det ikke er godt fundamentert hva som skiller de ulike prosessene fra hverandre. Og i større grad opptrer som et samlebegrep for prosesser som påvirker til en destabilisering av dalsiden. Uten av at man videre har kvantifisert mellom dem for å gi gode forklaringer (McColl, 2012).

Det er ulike måter for predisponering av skråninger. Økning av relieffet kan skje i glasiert landskap som følge av glasial erosjon under isbreen. Det øker gradienten på skråningene i dalsiden som kan predisponere den for svikt. Mens isbreen fremdeles ligger i dalen, har den enda normalstress som utøver lateralt trykk mot skråningen. Når ismassene smelter ut avtar dette mottrykket og potensialet for utglidning og sig av bergmassene i skråningen kan oppstå (Ballantyne, Colin K., 2002). Nivået av motstress isbreer yter mot skråningen er en funksjon av isbreens normalstress. McColl (2012) viser også til at vanntrykk ved sålen på isbreen kan påvirke verdien på dette motstress ved at noe av isbreens egenvekt er løftet av hydraulisk trykk. Lokale ulikheter med hydrauliske variasjoner på grunn av topografi kan kunne gi ulik påvirkning på fordeling av glasial mottrykk mot en skråningen (McColl, 2012).



Figur 4: Konsept for syklisk utviding av glasierte daler med fjellskred i "zone of paraglacial relaxation" av Jarman, D. (2009).

Område hvor disse variasjonene påvirker egenskaper til at berggrunnen endres er kalt zone of paraglacial relaxation. Dette område oppstår i et belte langs fjellsiden i dalen. Fra disse områdene er det svakere partier hvor fjellskred kan utløses. Glasiere sykluser i dalen kan dermed utvide gradvis dalsiden (Figur 4).



Figur 5: Ulike årsaker for hvorfor dalsiden ikke får en unison utviding fra Jarman, D. (2009).

Fra tidligere innsnitt er det mulig videre propagering av nye fjellskred gjøres videre bak i fjellsiden. Områder hvor dalsiden ikke glir ut kan være forårsaket av at dette område har sterkere struktur i grunnen, at det er død-is eller andre avsatte masser som minsker erosjonspåtrykket mot siden, eller potensielt har breen kun avrunder kanter av slike gjenværende partier (Figur 5). Avstanden fra dalsiden denne sonen oppstår er ofte 200-500m bred (Jarman, D., 2009).

2.5. Frakturing gjennom stress-avlastning

Overflatenære parallelle sprekker er også vanlige trekk i deglasierte daler. Slike avskalling og flankedannelse oppstår som følge av tensjonsbrudd når berggrunnen avlastes etter kompresjon, enten gjennom glasial avlastning, tektoniske skyvekrefter eller overliggende masseavlastning som følge av glasiale erosjonsprosesser (Hencher, Lee, Carter, & Richards, 2010). I tillegg må det være et kompresjonsstress i primærretningen, da som følge av tektoniske eller gravitasjons krefter. Når det avtar lateral stress mot berggrunnen mens det er komprimert, bidrar avlastning kreftene sammen med kompresjonskrefter langs normalstresset til at det er mulig å overvinne tensjonsstyrken til berggrunnen og det oppstår små tensjonsbrudd i grunnen. Et videre påtrykk av kompresjonsstress forplanter utbredelsen av sprekken og det oppstår et tensjonsbruddplan. Siden kompresjonskrefte følger normalstresset i grunnen, forplanter planet seg parallelt med overflaten. Dermed følger slike sprekker overflatekonturen. Responstiden på denne prosessen er forventet å være kort ifra tidspunktet på avlastningen til tensjonssprekker oppstår (Nichols, 1980). Observasjoner viser at slike sprekker kan oppstått før deglasjon av dalen. Variasjonene i glasiasjon og deglasiasjon i seg selv kan derfor ikke forklarer hele bildet. Gjenværende består en usikkerhet om hvorfor tidsfordelingen av denne prosessen ikke samsvarer mellom observasjon i felt og laboratorieundersøkelser (McColl, 2012).

Cossart, et al (2008) viser til at det er en romlig fordeling i hvordan prosessene påvirker til at skråninger destabiliseres. På regionalt plan er fordelingen av områder hvor majoriteten av fjellskred i studien har blitt utløst nærmere tilknyttet de områdene hvor isbreer har hatt forventet størst påtrykk mot skråningen, og en høyere frekvens av paraglasial justerings er forventet. Som ved y-seksjoner til isstrømmer og under israndkanten i dalsiden. I lokale områder er fordelingen i større grad korrelert mot egenskaper i berggrunnen og hvor det har oppstått sprekke formasjoner. Responstiden mellom disse prosessene kan derfor være ulik

mellom lokale områder, men vil konsentrere seg i regionale områder hvor det glasiale stresset har vært størst (Cossart et al., 2008).

2.6. Tine-fryse aktivitet

Frostforvitring er en grunnleggende geomorfisk prosess som oppstår i ved syklisk frysing og tining av materialer i tilknytning til vann. Tilgangen til vann og kalde temperaturer er dermed et premiss for denne type forvittringsprosess skal kunne oppstå. (Hall et al., 2002; Matsuoka, N. & Murton, 2008).

Frostforvitring er en mekanisk prosess og kan knyttet til to primær mekanismer (Matsuoka, N. et al., 2008). Dilatasjon i is oppstår når vann fryser og får en volumøkning på 9%. Det er tre måter denne ekspansjonen påvirker grunnen. ¹Når porene i et materialet er mettet med vann og temperaturen synker, påfører dilatasjon et is-indusert stress mot materialet. Dette tensjonspresset i materialet har potensialet til å overvinne bergmaterialet sin egen tensjonsstyrke. ²I sammenkoblede porer eller sprekker hvor issegresjon og cryosuction oppstår lett, kan lommer med fanget vann eller begrenset avrenning oppstå gjennom hurtig tilfrysing av åpningene. I slike scenario vil en dilatasjon fra de ulike prosessene gi ytterligere porevannstrykk (se seksjon 2.1.8). Dermed kan hydrofrakturering oppstå i porestrukturen. Da ofte i sprekker hvor hydrogradienten allerede er høy og kryostatisk press øker presset ytterligere. ³Når små enkelt mineraler har sprekker hvor vann kan infiltrere kan frostkil være med å forvitte kildematerialet ved at volumøkning splitte enkelt partikler i flere deler (Matsuoka, N. et al., 2008).

Issegresjon oppstår når is fryser i porer med tilknyttet kapillært vann. Mellom det nå fryste vannet og det gjenværende flytende vannet oppstår en temperaturgradient. I gunstige forhold oppstår det ved slik temperaturgradienten et negativt pore-vanntrykk og muliggjør et tilsig mot is-overflaten hvor det kan fryse på ny lag med is. Et slikt tilsiget kalles cryosuction. Fortsetter en tilgangen til vann vokser en is-linse gradvise med nye lag opp i grunnen. Det skaper is-indusert stress mot det nærliggende materiale på lik måte som volumekspansjon (Matsuoka, N. et al., 2008).

En sykliske variasjon mellom tining og frysing kan med disse prosessene deformere strukturer i grunnen permanent. Sprekker kan også utvides stegvis gjennom denne sekvensen, da hovedsakelig i fryseperioden (Matsuoka, Norikazu, 2001). Frysingen av is i sprekker bidrar derimot å styrke berggrunnen med at det oppstår adhesive krefter mellom is og det mineralske materialet. Dette øker stabiliteten til skråninger som har is-fylte sprekker og porer.

Laboratoriestudier viser at en motsatt effekt oppstår når oppvarming mot 0°C foregår i is fylte sprekkesystemer. Ved temperaturøkning til mellom -1°C og 0°C kan det oppstå stå lavere stabilitet enn når samme skråningsparti er isfri (Davies, Hamza, & Harris, 2001).

Jia, Xiang, og Krautblatter (2015) viser også til at berggrunnen svekkes over tid når tretthet i materialet oppstår ved gjentatte termale variasjoner. En slik påkjenningen er både gjennom antall sykluser og styrken på variasjonen. Slik termal stress kan påvirke dypere ned i grunnen. Å kan være med å forklare dyptliggende forvitring over lengre tidsskala (Jia et al., 2015).

Kortvarige kraftige frostperioder er en viktigere kontroll for frostkil og brudd frekvensen i berggrunnen (Plug & Werner, 2002). Variasjonene i temperatur og tilgangen på vann over tid har både diurnale, sesong og klimatisk stor innvirkning i hvilken graden disse prosessene virker i landskapet (Hasler, Gruber, & Beutel, 2012; McCarroll, Shakesby, & Matthews, 2001). En usikkerhet i hvordan termisk variasjoner nøyaktig påvirker landskapet gjenstår fremdeles fordi laboratorieresultater og observasjoner i felt samsvarer ikke (Hall & Thorn, 2014). Usikkerhet til tross. Tine-fryse prosesser er nært knyttet både som utløsningsmekanisme og mot underliggende prosesser som predisponerer til destabilisering av skråninger (Hall et al., 2002).

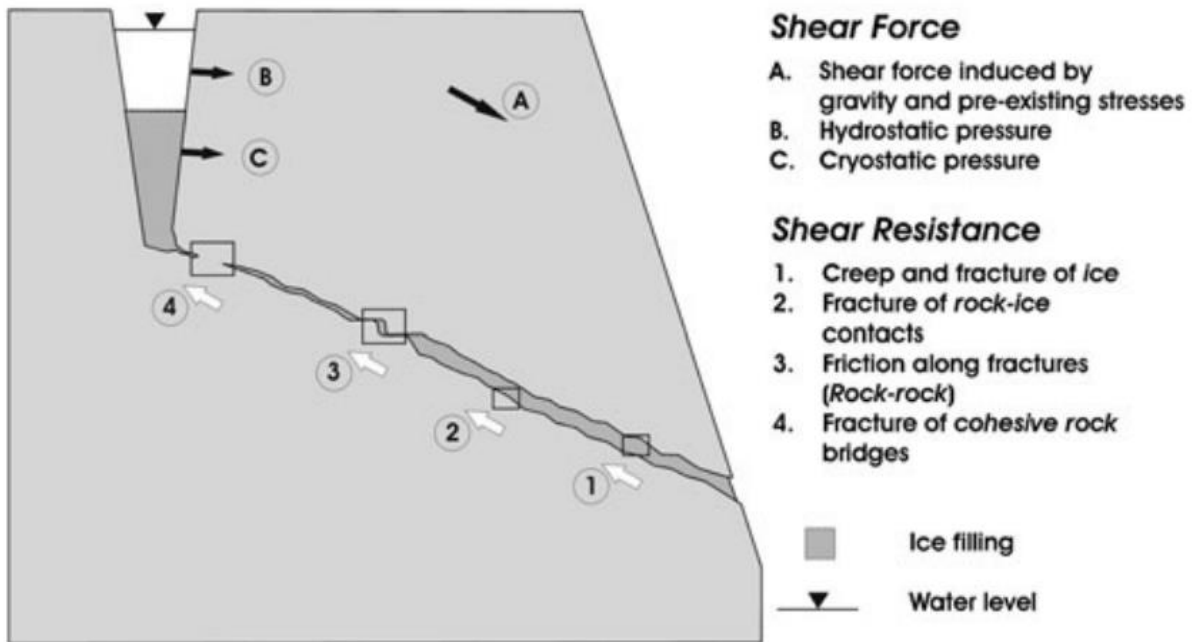
2.7. Tining av permafrost

Når temperaturen i grunnen i gjennomsnitt over to år er kaldere enn 0°C er det permafrost i grunnen (IPA, 1988). Temperaturen i overflaten (ground surface temperature, GST) er nært knyttet til termal utveksling mellom atmosfæren og grunnen. Dypere nede i grunnen er konveksjon et viktigere forhold enn nærmere overflaten. I overflaten er balansen mellom netto tilførsel energi eller netto tap av energi fra grunnen kontrollert av tilførselen av stråling, ambient lufttemperatur og tilførselen av ekstern energi fra vannbevegelser. Isolasjon av overflaten med snødekke og vegetasjon endrer den termiske påvirkningen og blir betegnet i mange modeller som overflatelag. Forhold i grunnen selv, som egenskaper i materiale, porevolum og metning av flytende vann har stor påvirkning på fordelingen av termisk energi. Dybden de varmeste sesong temperaturene kan utveksle til grunnen følger temperaturgradient basert på disse forholdene. Område i grunnen hvor det termiske regimet varierer gjennom sesong betegnes som aktivt lag (Gruber et al., 2007; Haeberli, 2005; Riseborough, Shiklomanov, Etzelmüller, Gruber, & Marchenko, 2008). Permafrost må derfor ha kalde lag i grunnen som ligger dypere enn det er mulig å tine i det aktive laget over gjennom sesongvariasjoner (Riseborough et al., 2008).

Det er store romlige variasjoner i terrenget hvordan den termiske utvekslingen mellom overflaten og atmosfæren er. Geometrien av overflaten spiller en viktig rolle ved at den påvirker hvordan den ambient lufttemperaturen endres med lapse raten i høyden, dybden til materiale og retning av skråningen endrer strålingseksponering. I tillegg vil en romlig fordeling av overflatelag på grunnen være fordelt ulikt over et område ved endring av geometrien. Hovedsakelig ved at gradient påvirker vegetasjonsdekket og muligheten for lagring av snø. Som begge er isolerende faktorer mot termisk utveksling til atmosfæren fra grunnen og strålingens tilgang til å varme opp overflaten (Fischer, Purves, Huggel, Noetzli, & Haeberli, 2012; Gruber et al., 2007; Riseborough et al., 2008).

Issegresjon er en tilfrysing av vann på islinser og kan dannes i permafrost og sesongfrossen jord. Resultatet er at overflaten heves i en deformasjon kalt frost heave. Avhengig av retningen på den termiske frysingene i det aktive laget, ovenfra og ned (enveis) eller sammen med en nedenfra og opp (tosidig) oppstår det ulike lag med sprekk systemer i det aktive laget. I bergmateriale som er lite porøs kan dette først initiere microbrudd, som over tid utvikler seg til sprekkformasjoner over sekvensvise sykluser (Murton, Peterson, & Ozouf, 2006).

Tinging av permafrost er destabiliserende for fjellpartier hvor skråningen er avhengig av is i porene for stabiliteten. Overgangen ifra kontinuerlig is i permafrostlag til sesongbasert is i et aktivt lag er de samme som i destabilisering fra tine-fryseprosesser. Dette kan ha innvirkning på frekvensen av skråningssvikt sammen med økte erosjonsrater i fjellvegger i et område. Det overstemmer godt med observasjoner gjort i felt (Gruber et al., 2007; Haeberli, 2013; Hasler et al., 2012; McCarroll et al., 2001). Tester i laboratorier viser at lufttemperatur er en kontrollerende faktor på stabiliteten av bergskråninger som er is-fylte (Davies et al., 2001). Modelleringer viser at skråninger med permafrost utgjør tilstedeværelse av et snødekke ikke bare en stor påvirkning på geometrien til permafrost under platået av skråninger. Men også forskjellen på bevaring og tining ved marginale negative temperaturer ved at snøfrie områder bidrar relativt med snødekte områder til å kjøle grunnen.



Figur 6: Mekanisk modell for berg-is relasjon fra Krautblatter (2013).

Krautblatter (2013) har foreslått en forenklet modell for permafrost sin påvirkning i skråning stabiliteten hvor drivende krefter kan summer til 3 ulike stresspåvirkninger: ^A. Gravitasjon og allerede eksisterende stress langs skjærplanet. ^B. Hydrostatisk press og ^C. Kryostatisk press. De stabiliserende kreftene er sammenfattet i 4 ulike krefter: ¹Kryp og deformasjon av is i porene. ²Svikt mellom berg-is koblingen. ³Friksjon mellom berg og berg overflater. ⁴Friksjon mellom enhetlig berg broer. Stabiliteten i skråningen med denne modellen blir dermed en funksjon av denne ligningen: $A + B + C = 1 + 2 + 3 + 4$ (Krautblatter, Funk, & Günzel, 2013).

2.8. Økt porevannstrykk

Hydrologisk press er viktig for stabiliteten for skråninger. Økt porevann press er kjent at det kan skape kryp av ustabile skråningsmasser og er en viktig trigger i utløsningen av fjellskred og steinskred (Crosta et al., 2014; Gruber et al., 2007; Haeberli, 2005; Huggel, Caplan-Auerbach, Molnia, Wessels, & Gruber, 2008). Det er gjort observasjoner av høyere deformasjonsrater av fjellparti under sesongvariasjoner ved økt nedbør eller ved tilgangen til smeltevann i tineprosessen (Groneng, Christiansen, Nilsen, & Blikra, 2011). Høyt porevannstrykk påvirker normalstresset i skråningen ved at det minsker friksjonen mellom glideplanet og de overliggende massene i tillegg til et hydrostatisk påtrykk fra egenvekt til vannkolonnen på de ustabile massene (Krautblatter et al., 2013). Et slikt porevannstrykk er også knyttet til sprekk progresjon gjennom hydrofrakturering (Matsuoka, Norikazu, 1990).

Det er påvist at infiltrasjonen av vann i sprekkesystemet synker når frost tilføres og is dannes. Permeabilitet går ned med 1/3 i mindre is-fylte sprekker (Krautblatter et al., 2013). Langvarig endringer i temperaturregime med degraderende permafrost kan derfor forventes å ha konsekvenser for tilgangen på vann i slike permafrostområder. Partier med slike endringer har dermed andre kontroller og sensitivitet til endring ved at den endrer den hydraulisk påvirkningen i sprekkesystemet (Gruber et al., 2007). Men det er ikke en klar sammenheng mellom varmere perioder og forventet større tilgjengelighet av hydrologisk trykk i porene og raten av fjellskred. Hvordan de klimatiske faktorene direkte påvirker som utløsende faktor av ustabile fjellpartier er derimot teoretisk klarhet i (Ballantyne et al., 2014).

2.9. Kronologi i skråningsprosesser

Kartlegging av avsetninger i skråninger har lenge vært brukt til å gi vitenskapelig innblikk i utviklingen av landskapet (Selby & Hodder, 1993). I de siste tiårene har mye av forskningen på talus vært konsentrert rundt de klimatiske påvirkningene på oppbygging en av skråninger som paleoklimatiske indikatorer. Ved å kartlegge større antall tallusskråninger i en region har det vært det mulig å påvise klimapåvirkning. Sammenfallende endringer i den kronostratigrafiske oppbyggingen mellom de ulike skråningene dermed gi markører for viktige klimatiske hendelser (Ballantyne, C. K., 2002; Blikra, L. H. & Nemeč, 1998; Böhme et al., 2013; Hales & Roering, 2005; Hinchliffe & Ballantyne, 2009; McCarroll et al., 2001; Sass & Krautblatter, 2007).

Lokale forhold er viktige kontroller for produksjonen og oppbygging av enkeltskråninger sine avsetninger. Lokale variasjoner gjennom morfometri (fallhøyde, kildetilgang i bakvegg, retning, vannskille, gradient), vegetasjon, egenskaper i bergart, porevolum, matrise. Produserer ulike prosesser som resulterer i ulik stratigrafi i avsetningene (Blikra, L. H. et al., 1998). Avsetningsprosesser i skråninger kommer gjennom ulike massebevegelser ut fra overliggende fjellvegger. Cruden & Varnes (1996) har videreutviklet klassifikasjonen fra Varnes (1978), hvor klassifikasjonene for slike ulike typer massebevegelse er delt inn i: Fall, Blokk velt, Glidning, Lateral spredning, Flytende og Kompleks (Cruden & Varnes, 1996). Hovedsakelig består avsetningsprosesser i skråninger som ligger i Vest-Norge fra mindre skala skråningsprosesser som steinsprang, flomskred og snøskred. I tillegg til noen fluvialtransport og jordkryp (Blikra, L. H. et al., 1998). Gjennomsnittlig rater på steinsprang gjennom Holosen er fra Svalbard gitt til en øvre grense på 0.62mm/år (Berthling, I. & Etzelmüller, 2007). Paleoskred i Norge er under kartlegging. I hvor stor grad større skredprosesser påvirker oppbyggingen av skråningsavsetninger er derfor ukjent. (Hermanns,

R. et al., 2012; Schleier, Hermanns, Rohn, & Gosse, 2015). Hvor steinsprang i slike fjellpartier er en av de viktigste prosessene for generell denudasjon av landskapet og oppbygging av tallus (Moore, Sanders, Dietrich, & Glaser, 2009).

3. Metoder

Kapittelet vi gjennomgå valget av ulike metodisk tilnærminger for å prøve å gi svart på de ulike problemstillingen i oppgaven. Det er en rekke måter å kunne få forklaringer til deformasjonen på Gråhøa har oppstått med det inntrykket det har på område i dag. Først gjennom en strukturell analyse av det ustabile partiet ved toppen av Gråhøa. Videre er det gjort en temperatur analyse som gir en indikasjon på det termiske regime. En omfattende terrenganalyse av ulike deler av feltområde prøver å vise prosess, sekvens og alder.

3.1. Struktur kartlegging og kinetisk analyse

Strukturell kartlegginger av berggrunnen kan gi klare indikatorer på årsaken til formasjonen. De danner utgangspunktet for kinetisk analyse av kritiske strukturer som kan gi større massebevegelser (Fossen, Gabrielsen, & Fossen, 2005). Kinematisk analyse kan gi indikasjoner på mulig glideplan som predisponerer berggrunnen og gi innblikk i hvilke sviktmekanismer har gitt massebevegelse for partiet.

3.1.1. Ulike brudd mekanismer

Det er tre ulike sviktmåter for massebevegelse i skråningen, velt, kil og plan utglidning. Wyllie & Mah (2004) har sammenfattet ulike kriterier for at disse mekanismene skal kunne utløses. Det er fem ulike kinetisk forutsetninger for at planarutglidning skal kunne skje i en skråning. Glideplanet må være orientert innen 20° av retningen på skråningsflaten. En sideavgrensning hvor det ytes minimal lateral friksjon mot massene i bevegelse. Diskontinuitetene for glideplanet må bryte overflaten på skråningen. Friksjonsvinkelen til berggrunnen må være lavere enn gradienten på glideplanet for å tillate glidning. Til slutt må enten enden av glideplanet bryte overflaten på toppen av skråningen eller ha tensjonssprekker ned og møter glideplanet i øvre del av partiet.

Kileutglidning kan oppstå om fire faktorer er til stede. Gradienten på skråningen må ha større gradient enn krysslinjen mellom to møtende glideplan. Denne krysslinjen må bryte overflaten i skråningen. Gradienten på krysslinjen må kunne overstige skjærstyrken til de to glideplanene. Og glideplanene må bryte overflaten eller ende i tensjonssprekk i overkant som ved planutglidning (Wyllie & Mah, 2004).

Velt av masser i ytterkant av skråningen kan skje om fall retningen på diskontinuitetene er inne 30° av fall retningen på skråningen. Gradienten på diskontinuitetene må overstige friksjonsvinkelen i berggrunnen. Blokken må være fri fra andre påvirkninger og senterlinjen

for blokken er utenfor grunnflaten på blokken. Geometrien mellom blokken og overflaten bestemmer om bevegelsen blir glidende eller veltende (Hermanns, R. et al., 2012).

Om lagdelingen i berggrunnen ligger til rette kan velt oppstå som bøyevelt. Det skaper glidning om gradienten overstiger friksjonsvinkelen mellom lagene lateralt mot overflaten (Wyllie et al., 2004).

3.1.2. Kartlegging av struktur

Strukturdata stammer fra konvensjonell feltkartlegging av diskontinuitetene på feltområde. I ettertid er lineamenter kartlagt fra overflate strukturer gjennom fjernmåling. Dette datamaterialet er utarbeidet av Norges Geologiske Undersøkelse (NGU). Hver data inneholder hvilken type diskontinuitet, fall vinkel, fall retning og hvilket punkt målingene er tatt på (Vedlegg x). Disse ulike punktene er geografisk referert i egen tabell. Diskontinuitet dataene er så blitt klargjort i Microsoft Excel 2013 hvor det er delt opp etter punktmåling for videre importering inn i programmet RocScience DIPS 6.0. Fra dette datamaterialet er det utarbeidet polarstrukturplot for hvert enkelt av punktene, ulike scenario og for hele område. Plottet er klassifisert etter type diskontinuitetene, manuelt sammenfattet inn i nærliggende grupper for å utarbeide plan for settet.

Helning på overflaten i skråningen er utarbeidet fra den digitale terrengmodellen.

Utrekningen på de ulike flatene er beregnet fra toppen av skrent til starten av tallus, lateralt avgrenset mot lineamenter som også inndeles mellom de ulike skråningsoverflatene.

Utarbeidede strukturplottene er eksportert i bildefilformat.

Geografisk fremvisning av strukturdata er utarbeidet i ArcGIS. Så eksportert som bildefil.

Disse ulike bilde elementene er tilført Photoshop Elements 11 for inndeling i en helhetlig presentasjonskart (Figur 20). Dette er et profesjonelle bildebehandlingsprogram som er utviklet av Adobe Systems Incorporated (Adobe, 2012) og gjør det mulig å redigere alle elementer i et bilde. Dette programmet er også brukt for siste bearbeiding og sammenfatting av ulike kilder til en presentasjon i enhetlige figurer for denne oppgaven.

3.1.3. Kinematisk analyse

Sprekker, lagdeling og forkastninger kartlegges gjennom feltobservasjoner. De gis verdier etter helningsgrad (Fall vinkel) fra horisontal (0°) til vertikal (90°) og retning (Fall retning) mot nord fra 0° i en sirkel fra høyre til 360° (Fossen et al., 2005). Berggrunnen på Gråhøa består hovedsakelig av diorittisk til granittisk gneis (NGU, 2016a). Egenskaper til materialet i grunnen bestemmer evnen til motstå kompresjonskrefter før brudd oppstår. Nivået av

kohesjonskrefter mellom ulike soner av strukturer i materialet gir egenskaper for friksjonsvinkel. I metamorfiske bergarter som Gneis bestemmes slike strukturer av den metamorfiske foliasjonen (Fossen et al., 2005). Friksjonsvinkelen for diorittisk til granittisk gneis har store variasjoner fra 18° - 34°. Laginndeling i berggrunnen på Gråhøa er ikke kartlagt. Den er her satt til 30°. En lavere friksjonsvinkel kan kunne gi kritiske verdier for diskontinuiteter som med denne verdien ikke tar høyde for.

Den kinetiske analysen er utarbeidet med strukturdataene fra feltområde i DIPS 6.0. For å visualisere og utarbeide kinetisk analyse er slik programvare fra RocScience spesielt tilrettelagt. DIPS 6.0 sorterer retningsorienterte geologiske strukturdata inn i stereografisk kartprojeksjoner. Av dette materiale kan videre kinetisk analyse utføres for planar og kil utglidning, bøye og direkte velt basert på skråningsretning (RocScience, 2016).

3.1.4. Fjernmåling av massebevegelsen på det ustabil område

Bevegelse i overflaten kan beregnes fra Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR). Denne metoden bruker fjernmålinger med mikrobølger fra satellitten Radarsat-2, til å beregne bevegelse på overflaten over tid. Mellom slike to bilder kan det måles hvor mye identifiserbare objekter i bildet beveger seg relativt til et arbitrært punkt fra et bilde til ett annet. Det gjøres gjennom å beregne svært nøyaktig romlige og temporal posisjon i satellitten og endringer i den reflekterte bølgelengde fra overflaten mellom bildene. Beregningen gjøres med SBAS multitemporal InSAR algoritme som gjøres av spesialtilpasset programvare. Med flere bilder blir atmosfæriske forstyrrelser mindre og nøyaktigheten større. I datamaterialet brukt i denne oppgaven er eksponeringstiden fra 2011 til 2015. Metoden gir deformasjonsnøyaktighet på mm/år nivå. Områder med vegetasjon forstyrrer nøyaktigheten med disse målingene siden de ofte har store endringer i bildene. Høyere liggende bare områder er bedre egnet for denne type bevegelsesmåling (Booth et al., 2014; Hermanns, R. L. et al., 2011; Lauknes, Zebker, & Larsen, 2011). Dette datamaterialet er ferdig beregnet og supplementært til oppgaven fra NGU og inngår i DEM analysen (Figur 25).

3.2. Temperaturanalyse av sprekkssystemet

Tine-fryse prosesser og permafrost er en viktig stabiliserende faktor i fragmentert fjellparti. I utsmeltingen av is som opptrer kohererende kan dette være destabiliserende og gi massebevegelser. En undersøkelse av temperaturregime på feltområde kan gi innblikk om dette har spilt en rolle i massebevegelsene på partiet. Temperatur analyse kan kartlegges gjennom fjernmåling fra satellitter med stor arealfordeling. Feltnmålinger gir direkte målinger

for enkeltområder men er tidkrevende og en utfordring å få lengre kontinuerlige tidsserier. I oppgaven er det brukt feltmålinger supplementært med stasjonsmålinger som så er etterbehandlet med en statistisk analyse for korrelasjon i forholdet mellom temperaturregime.

3.2.1. Temperaturmålinger i feltområde

Estimering av temperatur i grunnen er i denne oppgaven utarbeides fra direkte temperaturmålinger i feltområde med temperaturlogger. Gråhøa ligger på 1295 moh og er værutsatt. For å kunne registrere temperaturdata er det behov for målere som tåler belastningen. Type temperaturmålere som er brukt på feltområde er en vanntett minilogger HOBO Pendant fra Onset som vist i Figur 7.



*Figur 7: Hobo Pendant® Temperature/Light 64K
Data Logger fra Onset Computer Corporation
(ONSET, 2016).*

Loggeren registrerer temperaturer i luft fra -20° til 70°C med en nøyaktighet på $\pm 0.53^{\circ}\text{C}$ ved 0°C til 50°C . I vann er skalaen noe mindre fra -20°C til 50°C . Responstiden på endring er opp til 10 min i luft og 5 min i vann. Intervaller for måling kan ha en rate ned til hver sekund opp til hver 18 time etter brukerinntstilling. Batteriets levetid er normalt 1 år (ONSET, 2016). Temperaturloggerne er overflate montert mot stein som så er senket ned i utilgjengelig baksprekk som vist på Figur 8.



Figur 8: Viser utplassert temperaturmåler 1 (T1) markert med rød ring i til venstre. Nedsenkning av temperaturlogger 4 (T4) til høyre.

Høyden over havet temperaturloggere ligger på er fra 1274-1293moh. Plasseringen av temperaturloggere i feltområde er valgt ut fra å oppnå størst mulig varians og spredning på overflatetemperaturen i baksprekkene som vist i Figur 9. Variasjoner i målingene er forventet fra egenskaper til sprekke. For målinger i lavest mulig elevasjon i sprekksystemet er temperaturlogger T1 plassert ved nedre del av baksprekk. Økt mulighet for påvirkning av stråling er forventet i størst åpning hvor temperaturlogger T2 er plassert. Dypest mulig innsnitt i berggrunnen er temperaturlogger T3. For å oppnå større spredning og ha en referanse mot annet sprekksystem er temperaturlogger T4 plassert. Tidsintervallene for målepunkt er justert til hvert 15 minutt for å spare levetid på batteri og maksimere lagringslengde av data som er de begrensende faktorene. Høyere resolusjon i dataserien enn dette er ikke forventet å gi større sikkerhet i variasjonene siden loggeren har en responstid på 10 minutter.



Figur 9: Fordeling av temperaturloggere på feltområde til Gråhøa. Hovedsprekk til venstre. Oversiktsbildet til høyre.

De 2 mest nærliggende målestasjonene til feltområde er valgt. Sunndalsøra: ~16km unna studieområde. Her er høyde over havet 10m. Innerdalen: ~12km fra studieområde med en høyde over havet på 405m (Kartverket, 2016; Met.Inst, 2016). Måleperioden er fra 3 September kl.15 til 24 Oktober kl.11. Hvor temperaturserien er målt hver hele time. Nedbørsmålinger er en gang daglig kl.08. Det er ikke målt noe snøfall i perioden (SeNorge, 2016).

3.2.2. Justering av adiabatisk temperaturgradient

Temperaturen i atmosfæren endres med elevasjon. For å ha sammenlignende dataserier må data fra stasjoner korrigeres til høyden til feltområde. Adiabatisk temperaturgradient er justering av temperaturen kun på grunn av trykkendringer. Tørradiabatisk og fuktigadiabatisk temperatur gradienter er ulik i atmosfæren. Atmosfæren er veldig sjeldent helt tørr eller helt mettet. Ved å bruke en enkelverdi som representerer gjennomsnitt for atmosfæren gjennom hele året «Environmental lapse rate, ELR». Dette gir en enklere gradient i forholdet mellom tørr- og fuktig luft i atmosfæren for bruk i oppgaven. Det er brukt U.S. Standard Atmosphere Lapse Rate. ELR verdiene for troposfæren i denne modellen viser at temperaturen synker med -6.5Kelvin/km (United States Committee on Extension to the Standard Atmosphere, 1976). Stasjonsmålingene justeres til denne ELR etter høyde på feltområde 1290moh. Dette resulterer i -8.4°C med høydejustering av 1280m for temperaturserien målt i Sunndalsøra og -5.8°C av 885m høydejustering for temperaturserien målt i Innerdalen. For at dataseriene i temperaturloggerne på feltområde og datamaterialet i stasjonsmålingene fra Meteorologisk Institutt skal være sammenlignbart er det kun valgt målepunktene i hver hele time fra dataseriene fra feltområde til videre utregning. Meteorologisk kildemateriale for

lufttemperaturer og nedbør er hentet ifra SeNorge.no og eKlima.no. SeNorge.no er en nettbasert portal for meteorologiske og klimatiske data for Norge i samarbeid mellom tre offentlige etater, NVE, MET og Kartverket (SeNorge, 2016). eKlima.no er nettbasert portal for meteorologiske data fra alle værstasjoner som opereres av Meteorologisk Institutt (Met.Inst, 2016).

3.3. DEM Analyse

Analyse av digitale elevasjons modeller (DEM) er en viktig metode som kan belyse hvilke skråningsprosesser som har pågått i feltområde og resultatet av dem. DEM analyse er brukt i denne oppgaven til å identifisere skråningsprosesser, beregne volum på det ustabile område, volum på avsetningene, høyde på landheving, rekonstruksjon av tapt masser i innsnittet på skråningen, gradient, høydeprofiler, utløpsområde, visuell kartlegging av landformer i overflaten og presentasjon av figurer.

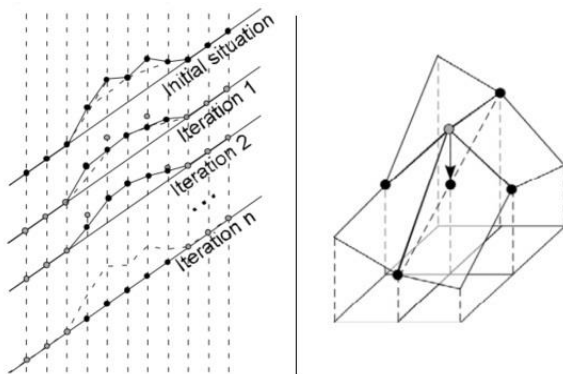
Høydeverdiene til DEM kommer fra «Light Detection And Ranging, (LiDAR)» målinger i 1m nøyaktighet fra Statens Kartverk og er tilpasset koordinatsystem WGS 1984 UTM sone 32N. LiDAR bruker nær infrarød stråling i sensorene. Nær infrarød stråling har ulike refleksjoner i bølgelengder når egenskaper i overflaten endres som mellom bakkeoverflaten og vegetasjon. Dette gjør det mulig brukt for å skulle ut forskjellige punkt registreringer. Dermed er det mulig å fjerne vegetasjonen fra digitale terrengmodeller som er utarbeidet på denne måten. I oppgaven er denne overflaten DEM representert med skyggerelieff. Denne type overflate bygger på visualisering av skygger i overflaten basert på retning og gradient av overflaten fra en gitt lysningsvinkel og gir svarte og hvite områder. Denne overflaten er illustrert eksempelvis i Figur 11 (ESRI, 2016; Glenn, Streutker, Chadwick, Thackray, & Dorsch, 2006; Jaboyedoff, Michel et al., 2010).

ArcGIS 10.3.4 er programpakke beregnet for kartlegging, redigering og analysere romlige data (ESRI, 2016). DEM analysen er hovedsakelig utført i ArcMap 10.3.4. Ulike verktøy i programvaren er brukt i analyse og statistiske beregninger. Verktøyene Slope og Aspect gir gradient og retning på flatene i rastersettet på terrengmodellen. Zonal Statistics as Table, Stack Profile og Minus er brukt for å få ut statistiske data fra ulike rastersett. Visualiseringen av terrengdata i romlig dimensjoner er utført i ArcScene 10.3.4. For å kunne vise resultatene i en slik romlig presentasjon er terrengmodellene fra resultatene sammenflettet med

eksisterende DEM med verktøyet Mosaic. Som fra dette er laget skyggerelieff med verktøyet Hillshade.

3.3.1. SLBL metoden for volumberegning av skredmaterialet

For å gjøre et estimat av volum på deponert materiale i en skråning må det vites avstanden overflaten og hvor dypt tallusdekket strekker seg. Dette kan gjøres gjennom å beregne en overflate av berggrunnen på dalsiden. Erosjonsbasis er laveste gradient et landskap vil erodere til ved fluvial erosjon når det er uendelig tid tilgjengelig. På lik måte er det mulig å konstruere en overflate etter glasial erosjon i en dal. Siden den glasiale gjennomstrømning i tverrsnittet av dalen idealisert sett eroderer gradvis utfra isstrømsenteret vil dette utjevne konturene i dalen å gjøre den til uformet. I skråningene er det mulig å bruke denne adopterte modellen Slope Local Base Level (SLBL) for å konstruere en overflate på dalsiden uten løsmasser.



Figur 10: Stegforklaring for iterasjon beregning. I plan til venstre, romlig til høyre. Fra Jaboyedoff, Baillifard & Couture (2004).

SLBL metoden kan beregnes manuelt eller automatisk ved å bruke en iterasjons utregning av en ligning mot høydeverdien enkelt punkter på en digital terrengmodell (Jaboyedoff, M. & Derron, 2005). Iterasjon kalkuleres fra det horisontale avviket på et sentralt punkt til gjennomsnittet mellom de to nærmeste punkter (Z_{i-1} og Z_{i+1}) i 2-dimensjonal (linje) eller fire punkter for 3-dimensjonal (flate) og utjevner forskjellen dem (Figur 10). Formel prosedyre blir denne:

$$\text{Om;} \quad Z_i > \left(\frac{Z_{i-1} + Z_{i+1}}{2} \right) \quad \text{gjøres den til;} \quad Z_i = \left(\frac{Z_{i-1} + Z_{i+1}}{2} \right)$$

Ved å legge til ytterligere toleranse kan man enten fordype eller heve punktet relativt til punktene som beregnes mot. I formelprosedyren tilføres en verdi C for toleranse.

$$\text{Om; } Z_i > \left(\left(\frac{Z_{i-1} + Z_{i+1}}{2} \right) - C \right) \quad \text{gjøres den til; } Z_i = \left(\left(\frac{Z_{i-1} + Z_{i+1}}{2} \right) - C \right)$$

For å beregne flate gjøres den samme beregningen. Da ved å velge ut høyeste og laveste nærliggende punkt og innføre dem som verdier i Z_{i+1} og Z_{i-1} (Jaboyedoff, Michel, Baillifard, & Couture, 2004). Fordelen er at denne metoden er kjappere enn andre metoder som seismiske eller gravimetrisk estimater (Jaboyedoff, M. et al., 2005).

3.3.2. Verktøy for SLBL metoden

Å kalkulere hele område med avsetningene gjennom iterasjon kan det brukes tilpassede program for å utregne alle punktene mot iterasjonslikningen. For å gjøre SLBL metoden på terrenngmodellen er det brukt et spesialtilpasset program utviklet ved Universitetet Lausanne i Sveits. Demutil bruker z-verdier fra nodene i digitale terrenngmodeller for å justere ned eller opp middel noden. For å gjøre dette trenger programmet en avgrensning av område som ønskes beregnet. For at resultatet på skråningen ikke skal bli helt lineær må det tilføres en toleranseverdi. Programvaren utarbeider differensen mellom den nye konstruerte overflaten og terrenngmodell automatisk (Jaboyedoff, M. et al., 2010).

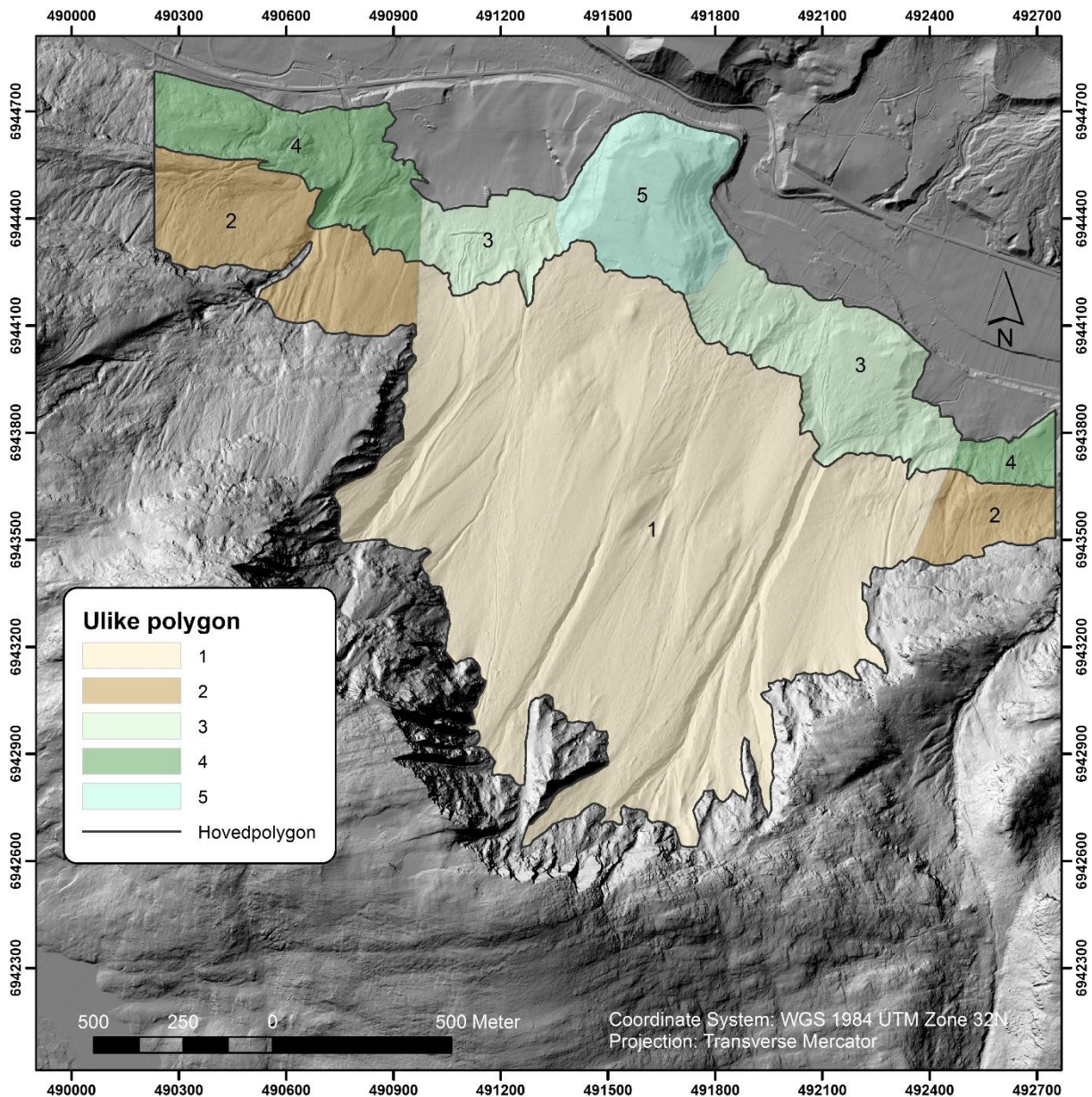
For å få resultat fra dette programmet trenger det å tilføres geografiske punkter fra en terrenngmodell med z verdier som det kan kalkulere ligningen mot. Terrenngmodellen fra Statens Kartverk og NGU har en oppløsning på 1m x 1m celler. For arealet som skal beregnes for iterasjon er dette en for finkornet størrelse som vil gjøre kalkulasjonene for omfattende. En justert cellestørrelse med 5 x 5meter oppløsning er valgt for kalkulasjonene. Konverteringen til en større grid er gjort gjennom verktøyet «raster to TIN» og endring av cellestørrelse til 5m. Det kalkulerer alle 25 Z-verdiene i 1m cellene til en middelvei for en ny 5m celle gjennom hele rastersettet. Denne nye terrenngmodellen lagres som ASCII rasterfil og brukes sammen med en shapefil som avgrensner de ulike områdene for beregning. I tillegg må det være en avgrensning av hvilket område som ønskes beregnes mot. Her brukes de ulike polygonene for avsetningen. SLBL metoden med toleranser vil gjøre dypt innsnittet i skråningen (Figur 11). For å begrense dybden til relevante verdier settes en grense på 10000 iterasjons utregninger. Hvor minimum differanse i høydeverdier mellom de beregnende punktene må velge toleranseverdi.

3.3.3. Avgrensning på område for volumestimat

For å beregne volum på avsetningene i talus er det nødvendig å avgrense hvor materialet er avsatt. Det kan bli gjennomført ved manuell kartlegging av hvor berggrunns blotninger er synlige på skyggerelieffet i skråningen. Utstrekningen er korrigert mot flyfoto av område hvor

blotningene er synlige. Dette er gjort både i ArcGIS og i ArcScene for å best mulig spore blotninger på detaljene på en flate og synligheten i den romlig fordeling.

Det gir avgrensningen i overkant og flankene av talus. For å beregne utstrekningen er det nødvendig å tolke overgang fra skråningsavsetninger til fluvial/glasifluvial avsetninger i dalbunnen. Det gir en utfordring når talus er underkuttet i nedre partier hvor det eksisterer gjennomgående gradientsendring langs hele dalen og har tydelig høyere gradient på dette skråningspartiet enn høyere opp. Derfor er det valg å beregne to utstrekninger gjennom manuell sporing. Indre blotninger er blitt tilført på egne polygon for å avgrense avsetninger i ulike scenarier. Omfattende vegetasjonsdekket i talus bidrar til et usikkerhetsmoment i den manuelle prosedyren. To områder er identifisert som mulig indre blotninger. For å korrigere for denne faktoren, gjøres egne beregninger uten dette område. Disse fire utgjør hoved polygonene som iterasjonen kalkuleres mot. 1 for avsetninger ned til skråningen for underkutting. 1 for avsetninger ned til dagens elveslette. Hver med 2 variasjoner, med eller uten indre blotninger.

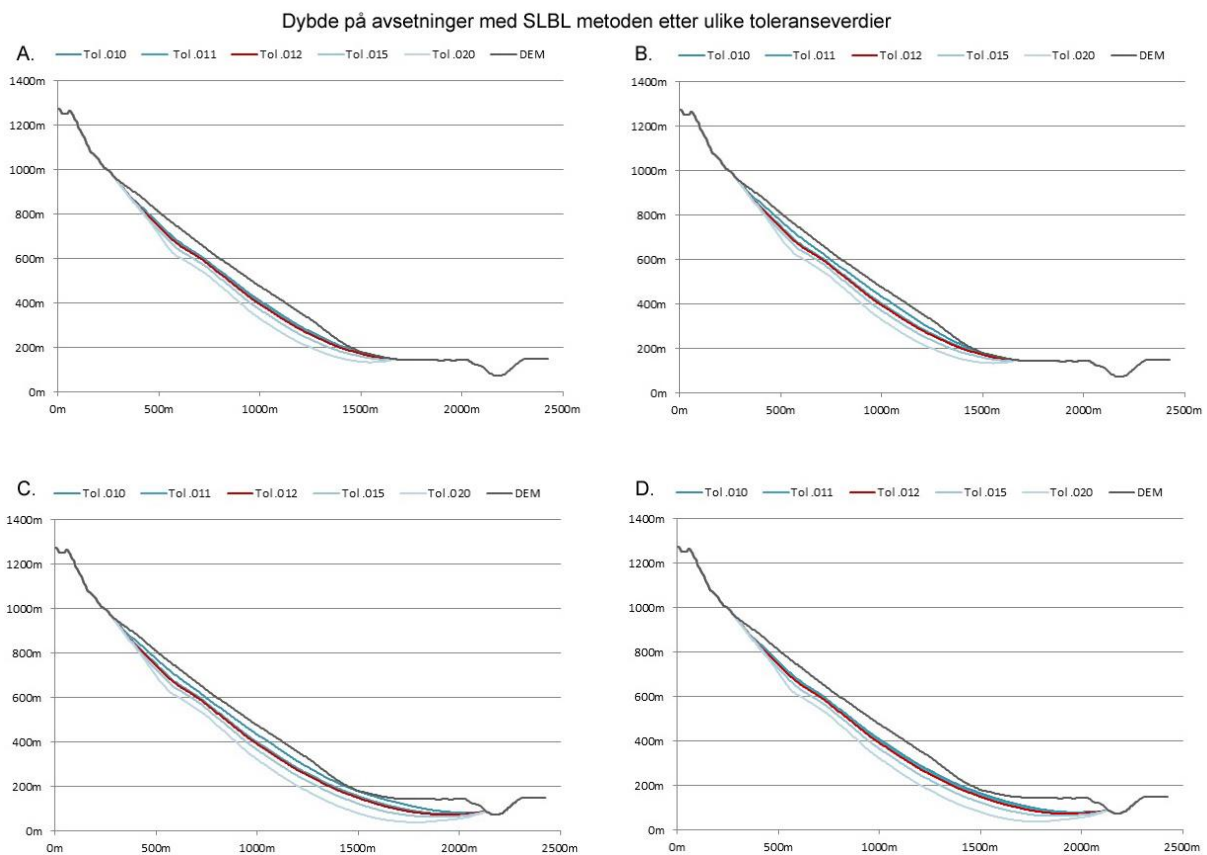


Figur 11: Oversikt av inndelingen av polygoner brukt for avgrensning på SLBL avsetning beregninger.

Til sammen er det utarbeidet 12 ulike utregninger på avsetningene (Tabell 5). De 4 hovedområdene. På disse er det så avkuttet for avsetninger kun av skråningsprosesser som er fra innsnittet i dalen. På dette igjen er det i tillegg er område med endemorene avsetningen som er korrigert for i polygon nr.5.

Figur 11 viser utstrekning av ulike polygoner som er brukt for å utregne volum i avsetningene. Dette område inkluderer avsetningen med endemorene i Giklingtrinnet fra Yngre Dryas (Sollid et al., 1980). Polygon 5 gjør det mulig å korrigere for disse løsmassene. For å kunne få ut verdier av volum må det tilføres i dette datasettet verdier for volum før det kan brukes i Demutil.

3.3.4. Valg av toleranseverdi for videre volumberegninger



Figur 12: Viser profil av ulike toleranseverdier. 4 ulike SLBL utregninger gjennom iterasjon på utvalgt representativ profil i skråningen. Svart er overflaten på terrengmodell. Rød er toleranseverdi 0.012. Variasjoner av blå med andre toleranseverdier.

Valget av iterasjonstoleranse må gjøres manuelt for å tilpasse mest realistisk morfologisk setting. Beregnet fra profil gjennom avsetningene i skråningen som vist i Figur 17. Ut fra disse fem toleransene 0.01, 0.011, 0.012, 0.015 og 0.02 er mest naturlig å gå videre med toleranse 0.012. Det er små variasjoner mellom 0.011 og 0.012. Hvor 0.012 gir forventet størst utslag, 0.015 og 0.02 gir graving ved enkelte profiler.

Volum av skredmateriale gjøres gjennom en beregning av høyden på terrengmodellen i hvert polygon mot høyden av den nye beregnet overflaten gjennom iterasjons kalkulasjonen for hvert polygon. Demutil gjør dette automatisk ved å lage en differanse raster som inneholder høydeforskjellen for hvert polygon som z verdi.

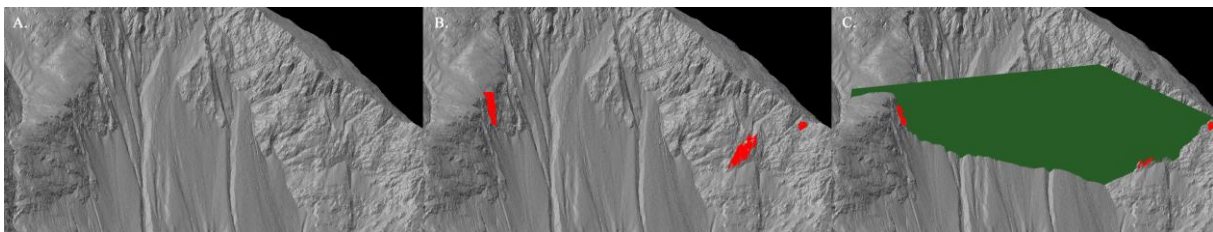
3.3.5. Volumekspansjon fra berggrunn til skredavsetning

Masser i et fjellskred vil oppleve ulike hastigheter og bevegelser. Det åpner for porevolum mellom materialet som øker ettersom massene starter å oppløses fra hverandre. For å ta høyde

for volumekspansjon av materiale til høyere porevolum i talus kalkuleres en ekspansjon på 25% (Hungri & Evans, 2004).

3.3.6. Rekonstruksjon av initialvolum fra planflater

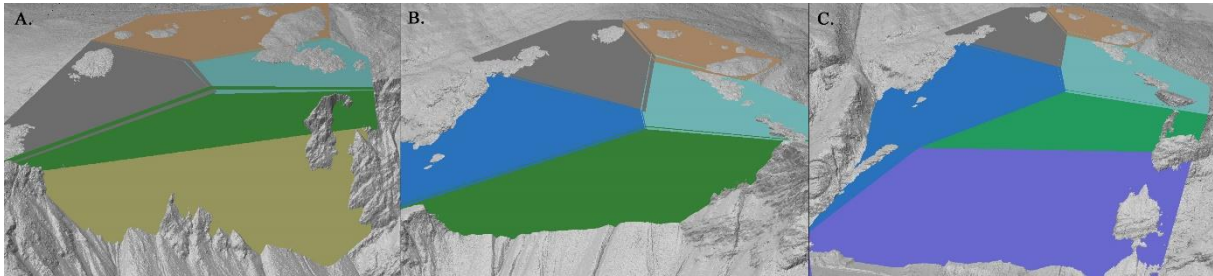
Rekonstruksjon av dalsiden er mulig ved å bruke overlater fra den geologiske strukturen som den er i dag. Det er mulig gjennom å ekstrapolere overflatene. For å gjøre dette må en punktskyer fra terrengmodeller importert inn egen programvare. Polyworks ImInspect er programvare fra Innovmetric som er tilpasset modellering av punkter i en romlige fordeling. Egentlig ment for design av industri artikler, derimot er denne programvaren mulig å bruke på alle romlige objekter. Svakheter er at programmet ikke tar hensyn til kartprojeksjon. Programvaren er derfor svært lite egnet for større geografiske områder og er avhengig av korrigerede terrengdata som utgangspunkt (Innovmetric, 2016). Ved å laste inn konvertert punktsky av terrengmodellen for område til Polyworks har det vært mulig å bygge en overflate for tapte masser i innsnittet på skråningen. Det er nødvendig med tolking av tidligere overflate ved å markere manuelt eksisterende flater som sammen danner overflateplan på flankene i skråningen som den ser ut i dag. Dette gjøres gjennom manuell sporing og markering av plan som indikerer gjennomgående flater i skråningen. Programmet kalkulerer en «best fit» overflate mellom disse flatene gjennom middelverdier. Dette repeteres for alle flater som kan møtes. For å inneslutte et område må enkelte flater ekstrapoleres ut og møte i kryssningen av dem. Dette lukker initialvolumet og gi en helhetlig overflate.



Figur 13: Metode for rekonstruksjon av flater i Polyworks. A-C viser sekvens.

Denne rekonstruksjonen er ikke kompatibel med ArcGIS som skal gjøre utregningen av volum. For at den kan eksporteres lages det linjestruktur på krysslinjene mellom flatene strekkes linjer og avgrensning av strukturen med oppstreking av omriss i egen shapefil. Eksportert til ArcGIS er disse linjene verdiene som det kan konstrueres en triangulated irregular network (TIN) flate av i verktøyet Feature to TIN. Denne nye TIN flaten beregnes så mot terrengmodellen i verktøyet Minus. Dette verktøyet lager en ny rasterfil hvor differansen på høyden mellom disse to flatene blir gitt som Z verdi. Ved å bruke verktøyet Zonal Statistics to Table på resultatet av minus beregningen oppnås verdier for initialvolum på de

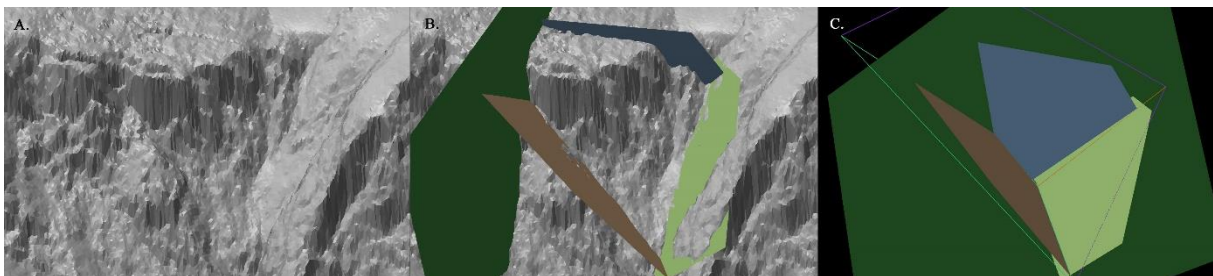
tapte massene i partiet.



Figur 14: Rekonstruksjon av tidligere overflater.

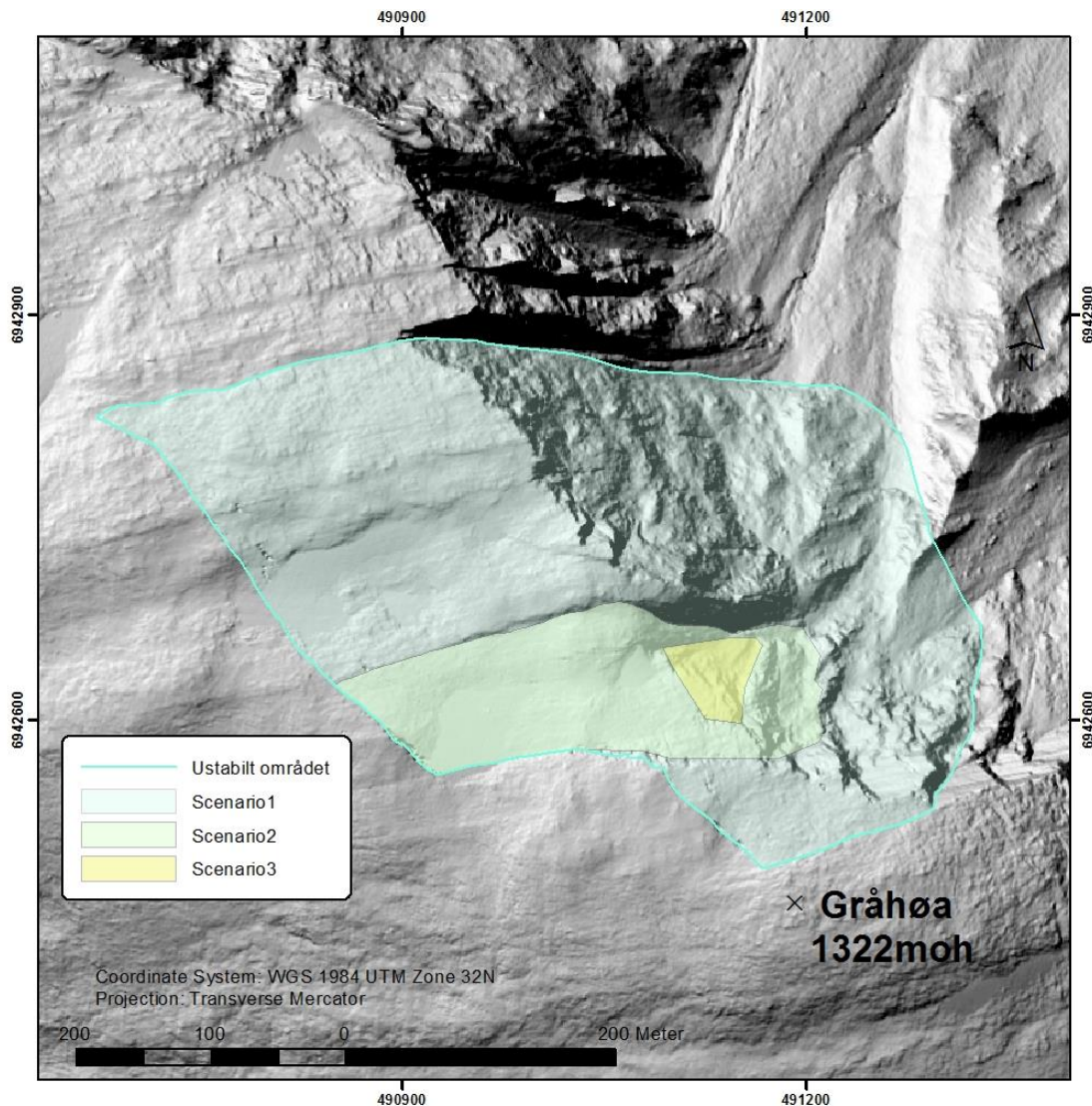
3.3.7. Volum på ustabil område

For å kalkulere et tenkt glideplan som kan danne grunnlaget for volumestimer i det ustabile område er tilsvarende metode brukt fra Polyworks programvaren. Prosessen er kun annerledes ved at det er revansjert ekstrapolasjon med plan i overflaten som nå går inn i grunnen (Figur 15). For på kunne estimerer initial volum av tapte masser må det rekonstrueres en overflate. Eksisterende flater i terrengmodellen kan ofte knyttet til eksisterende strukturer i grunnen. Disse flatene indikerer dermed dagbryting av diskontinuiteter som er mulig å ekstrapolere tilbake inn i grunnen ved å følge retning, fall og utstrekning. I det ustabile område er det brukt foliasjoner, forkastninger som danner grunnlaget for avgrensning i flankene. Åpne baksprekker danner grunnlaget for avgrensning bak. Overflate som dagbryting i skråningen er brukt som glideplan. Hvor disse planene krysser i grunnen er brukt til avgrensning. Det slutter om volumet på de ulike scenarioene på det ustabile område.



Figur 15: Metode i rekonstruksjon av glideplan for scenario 3 med Polyworks.

Tre ulike områder på det ustabile partiet er identifisert og inndelt i 3 scenario. Scenario 1 er hele det ustabile område som ett parti. Scenario 2 er inndelt basert på større deformasjon av overflaten. Dette partiet avgrenses av forkastningen midt i område. I termini på dette partiet er det et mindre parti med identifiserbare med parallell åpen baksprekk. Dette område utgjør scenario 3 (Figur 16).



Figur 16: Arealfordeling av Scenario på det ustabile partiet.

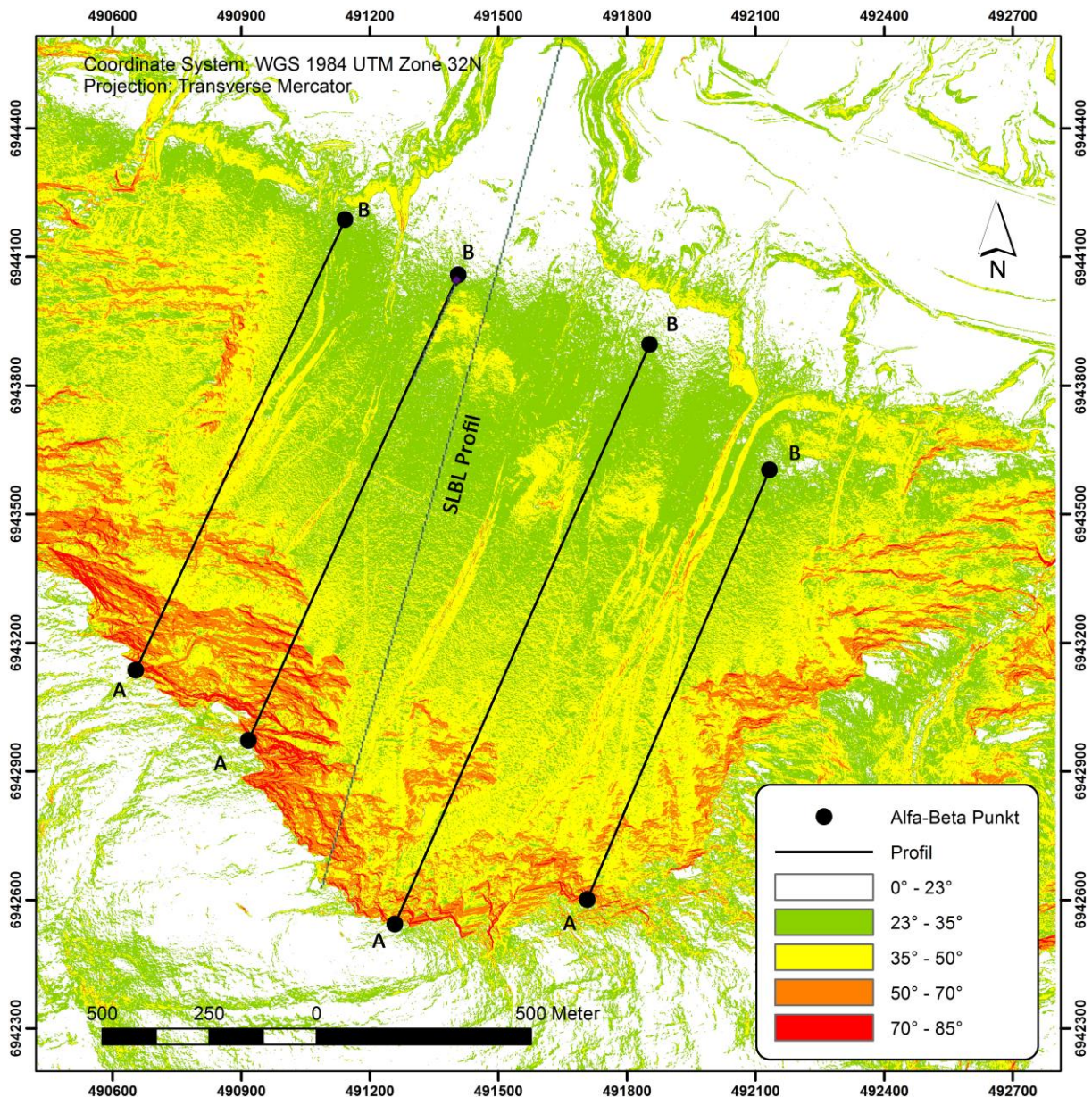
3.3.8. Utløp av steinsprang med Alfa-Beta metoden

Utrekningen av skredmaterialet kan fortelle forventet type prosess og hendelsesforløp i avsetningene av dem. Utløpsområde for steinsprang kan kalkuleres gjennom ulike metoder. Alfa-Beta metoden er en friksjonsvinkel modell som baserer seg på det utløpsområde kampesteiner har kommet fra energien i den. Og kan utarbeides ved å se på korrelasjonen mellom den gjennomsnittlige energien i de største hendelsene og gjennomsnittlige energien i vanlige hendelser. Alfa-Beta metoden er dermed en kinetisk metode hvor en regelasjonsligning beregner et forventet utløp basert på høyden i til utløsningspunktet (Dorren, L. K. A., 2003). Modellen uttrykkes med ligningen:

$$\alpha = m \cdot \beta - n$$

Hvor α er utløpsvinkelen fra punkt A. Punkt A er toppen av utløsningspunktet på kampesteinen. B indikerer punktet i profilen hvor tallusgradienten første gang når 23° . Betavinkelen blir dermed gradienten fra dette punktet målt mot horisonten (0°) til punkt A. m og $-n$ er koeffisienter basert på observasjon. I Norge bruker vi 0.77 og $+3.9^\circ$ i fall som er i U-daler (Dorren, L., Domaas, Kronholm, & Labiouse, 2011).

3.3.9. Skråningsgradient for Alfabetta utløp



Figur 17: Gradientfordeling i skråningen nedenfor det ustabile fjellpartiet. Alfa-Beta utløpsprofiler i svart. Viser

Proessen for å beregne maksimalt utløp med Alfa-Beta metoden blir resultatet avhengige av hvor man plasserer linjen for undersøkelse. Proessen starter ved valg av utløses punkt. Profilen langs utløpsretningen til den når beta punktet som markerer gradientsending på

skråningen ved 23° . Gradienten mellom punktene AB fra punkt B gir Beta vinkelen. Den multipliseres mot 0.77. På denne gradienten tilføres koeffisienten $+3.9^\circ$ som gir den endelige alfa vinkelen som utgjør helningen på utløpet fra punkt A.

3.3.10. Beregning av steinsprang oppbygging

For å beregne hvor langt tid skredprosesser tar for å bygge opp tallus med kontinuerlig utfall av steinsprang. Er det beregnet overflate av bakskrent (Figur 26) mot kjente rater for steinsprang gjennom Holosen på 1mm/år. Dette er justert opp fra resultatene på Svalbard fra 0.63mm/år og gir en langt større produksjon enn realistisk. Dette er beregnet mot volum på minste avsetning i Tabell 5. For å kunne beregne areal mot gradient i bakskrenten for å få overflate er det nødvendig å bruke verktøyet Interpolate Polygon to Multipatch. Dette beregner arealet i et område med det topografiske arealet som gir en verdi av overflaten i bakskrenten.

3.4. Statistisk Analyse

I oppgaven er det brukt statistisk analyse på ulike områder. I temperaturdata er det brukt til å korrelere mellom temperatur regime i feltområde og frekvensanalyse av høyden i innsnittprofiler til avsetningene på Giklingtrinnet.

3.4.1. Pearson koeffisient

Forholdet mellom overflate temperatur i sprekk systemene på feltområde og lufttemperaturen er viktig å kontrollere for å vite hvordan temperaturen i sprekkene påvirkes av ambient luftforhold. For å utregne relasjonen mellom to variabler er det mulig gjøre en korrelasjons beregning. Korrelasjon mellom ulike intervall variabler som temperatur kan kalkuleres med Pearsons' bivariat koeffisient. Fra denne utregningen er det mulig å få vite det lineære påvirkningen mellom to valgte variabler. Ved endringer i den ene variabelen får grad av samtidig endring i den andre. Relasjonen varierer i en skala mellom -1 til +1, hvor 0 gir ingen korrelasjon i relasjonen. Resultatet på denne skalaen gir styrken på forholdet mellom dem også retningen på relasjonen. -1 gir en sterk negativ korrelasjon, relasjonene mellom variablene vil motsatt, når en går opp vil den andre gå ned. +1 en vil være lik, når den ene går opp vil den andre gå like mye opp (Bryman & Cramer, 2005). For at relasjonen skal ha trygghet på at det statistiske resultatet ikke bygger på statistiske tilfeldigheter. Regnes ofte ut P-nivå signifikans av beregningen mellom variablene. En lavere verdi vil gi høyere signifikans. Et P-nivå på 0.10 vil indikere at det er 10% mulighet for at resultatet bygger på statistiske tilfeldigheter. Utregningen baserer seg på at det antas at null hypotesen er korrekt

ved at det ikke finnes en korrelasjon mellom verdiene. Fra det regnes ut frekvenser når to variabler i datasettet ikke korresponderer med et forventet tilfeldig resultat men følger hverandre. Dette p-verdien utregnes samtidig gjennom Pearsons koeffisient analysen i SPSS (Bryman et al., 2005).

3.4.2. Determinantkoeffisienten

I en regresjonslinje for et datamateriale gis det en indikator hvor godt datamaterialet passer linjen gjennom en r verdi. For å utregne determinasjonskoeffisienten mellom variablene brukes verdien r fra Pearsons resultatet for å gjøre videre utregning med formelen $r^2 * 100 = x$. Hvor x gir resultatet i prosent. En r verdi på 0.6 er ikke dobbel så sterk som 0.3. For å gi en forklaring på hvor sterkt styrkeforholdet en variabel kan forklares av endringen i en annen er det mulig å bruke en determinantkoeffisient r^2 som multipliseres med 100 for å gi en prosent verdi på styrkeforholdet (Bryman et al., 2005).

3.4.3. Årsakssammenheng og korrelasjon

Med å gjennom å påvise høy korrelasjonsverdi er dermed ikke det samme som å påvist årsakssammenheng. Om relasjonen mellom bakketemperatur og lufttemperatur tas som et eksempel. Et fiktivt resultat kommer tilbake etter utregning med verdi +1. Er det dermed ikke mulig å kunne si at fordi resultatet har en sterk korrelasjon på +1 at økningen i lufttemperaturen er årsaken til at temperaturen i overflaten også øker. Underliggende faktorer som stråling fra solen kan påvirke begge variablene. En slik kobling er ikke tatt høyde for i korrelasjonen. Forsiktighet i hvordan korrelasjon og årsakssammenheng knyttes må derfor utvises (Bryman et al., 2005).

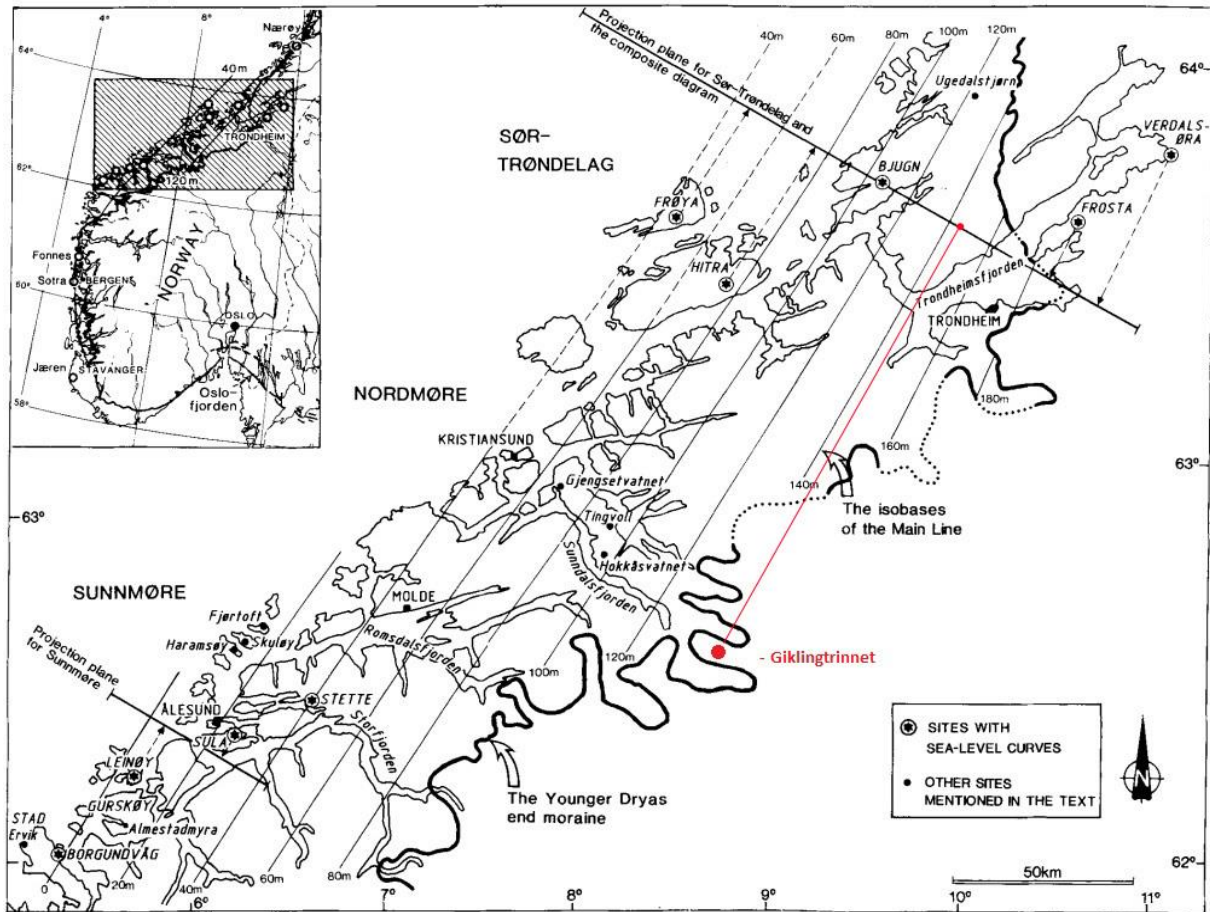
3.4.4. Verktøy brukt i statistisk beregninger

Statistiske analyse i denne oppgaven er gjort i eget tilpasset statistisk program fra IBM. SPSS 21 er mulig å gjøre avanserte statistiske beregninger. I oppgaven er det brukt for å beregne Pearsons korrelasjons utregning, statistisk relevant og utarbeiding av resultatene i tabeller (IBM, 2016). MS Excel 2013 er brukt for konstruksjon og fremstilling av dataserier i grafer brukt i oppgaven (Office, 2013).

3.4.5. Datering av oppløft i Giklingtrinnet

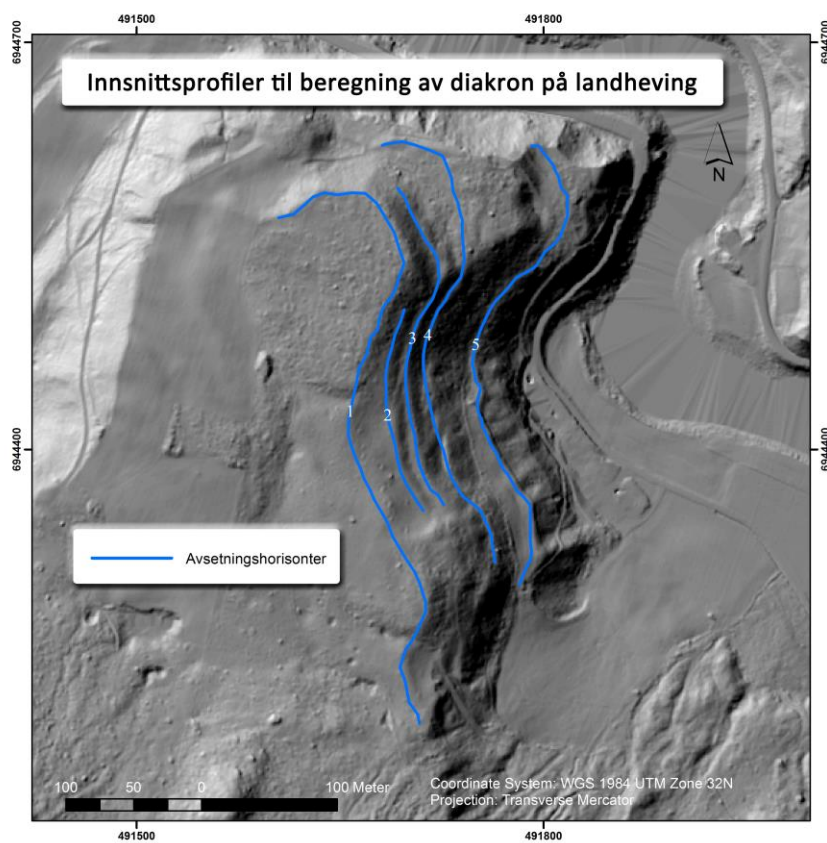
Med antagelser om at innsnitt på elveterrasser langs Driva ikke kan være skapt av prosesser som er under den marine grense. Ved at det antas at der er gjort med fluviale underkutting fra Driva. Er det mulig å koble innsnitt i elveterrassene på Giklingtrinnet med landhevingen. Landheving har store regionale koblingen. Ved å koble marine grense i Sunndalen til

landhevingen ved andre kjente daterte områder i Nordvest Norge er det mulig å få grove diakron beregninger for når innsnittet opptrådte. Dette kan igjen gi innblikk i sekvensen på hendelser i skråningen nedenfor Gråhøa. For Møre og Trøndelags kysten er det laget en landhevingskurve av Svendsen et al. (1987) som brukes i denne oppgaven.



Figur 18: Giklingstrinnet markert med rødt i forhold til landhevingsområde fra Svendsen og Manglerud (1987). Etter denne fordelingen ligger trinnet 120km fra 0 punktet i landhevingskurven.

Kobles Giklingstrinnet i forhold til landhevingskurven til Svendsen et al. (1987) viser det at endemorenen er tilnærmet midt mellom Bjugn og Frosta, som utgjør 120km fra 0m vist i Figur 18.



Figur 19: Skyggerelieff med fordelingen av 5 ulike horisonterprofiler på Giklingtrinet.

På avsetningene i Giklingtrinet er mulig å identifisere klare horisontale profiler i materialet fra skyggerelieffet illustrert i Figur 19. Disse profilene er kalkulert høyde og lengdeverdier i tabell med verktøyet stack profile i ArcGIS. Videre er dette datamaterialet brukt i frekvensanalyse for å fordele ulike profilhøyder som vises på diagrammet i Graf 4.

4. Resultat og analyse

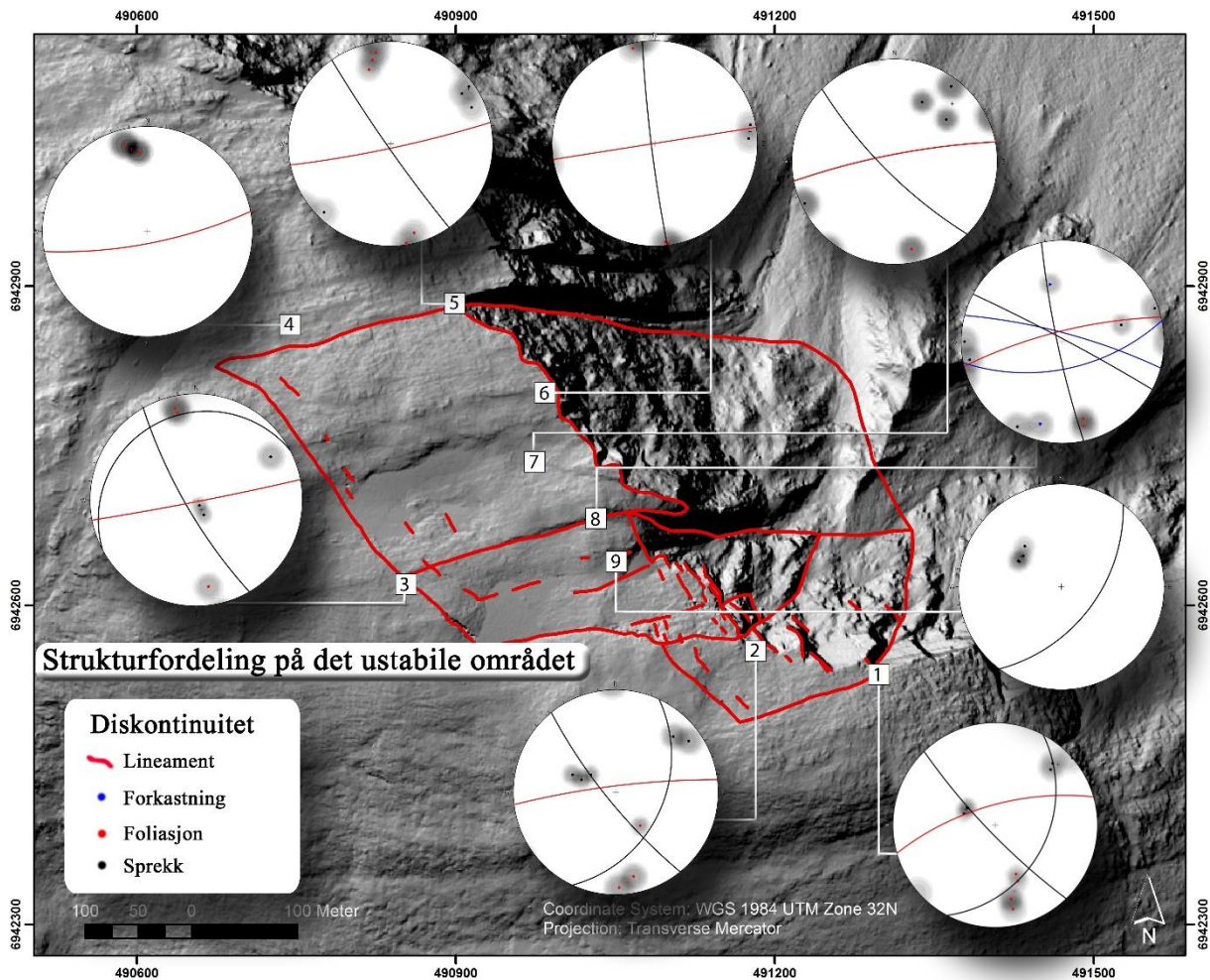
I dette kapitlet vises først resultatene fra struktur analysen på det ustabile område på Gråhøa. Den analysen er basert på resultatene i stereografisk plotting av de samlede diskontinuitetene på feltområde og den romlige fordelingen på de ulike målepunktene. For raten av deformasjon er det brukt InSAR data. Det er videre utarbeidet volumestimerer for det ustabile område.

Temperatur analysen av feltdata fra studie området har gitt noen indikasjoner på temperaturregime på området. Dette sammenlignes med modeller som er gjort for Norge på permafrost grense gjennom Holosen.

Den geomorfologisk kartleggingen av skråningen viser inndeling av ulike skredprosesser i tallus. Utrekningene av SLBL metoden volum på løsmateriale i skråningen har gitt estimatverdier for hvor mye avsatt skredmaterialet det eksisterer nedenfor Gråhøa. Det har vært mulig å sammenligne dette volumet med estimerer på tapt initialvolum fra rekonstruksjoner i dalsiden. Ut fra denne sammenligningen er det kombinert utløpsberegninger som sammen gir en indikatorer på sekvensen og oppbyggingen i avsetningene. Dette er prøvd koblet mot dateringene i diakron på etterlatt terrasse fra landheving etter siste istid.

4.1. Struktur på Gråhøa

Basert på strukturdata fra feltområde er det utarbeidet en romlig fordeling av de 9 ulike punktene utover det ustabile område. Resultatet viser at de ulike diskontinuitetene hovedsakelig har mindre variasjoner gjennom område som vist i Figur 20.



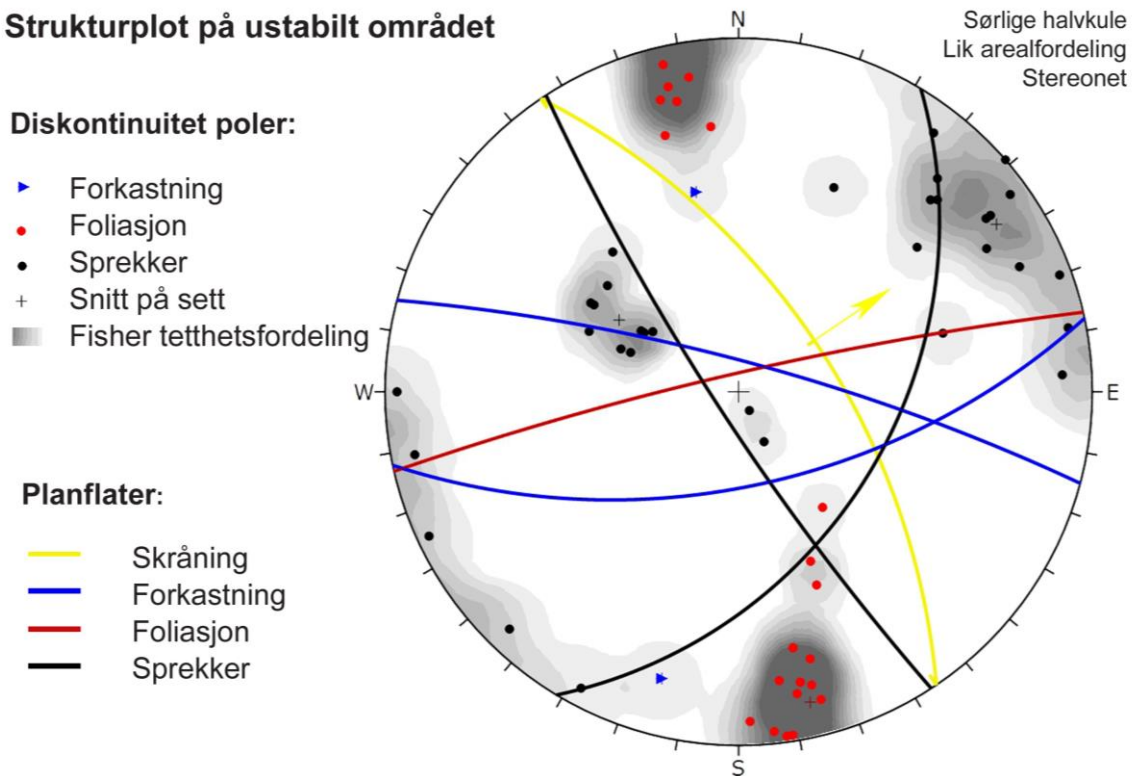
Figur 20: Fordelt stereografisk plot av diskontinuiteter fra ulike punkter på Gråhøa. Overlagt skyggerelieff i grått og lineasjon i rødt på partiet. Data fra Norges Geologiske Undersøkelse (Vedlegg 1).

Foliasjonen er svært likt orientert i samtlige punkter. Samlet for hele område har foliasjonen en mer gjennomgående fall vinkel på 84° og en fall retning på 347° men kun små variasjoner. Foliasjonen viser at lagdelingen i berggrunnen er subvertikalt orientert ned i grunnen og en retningen svært nær øst-vest. Disse strukturene er mulig å spores videre ut i terrengmodellen.

Videre viser resultatene at det på punktene 1, 2 og 8 har svært lik sprekk retning med gjennomsnittlig på $40^\circ/115^\circ$ innenfor en variasjon på $\pm 5^\circ$. I punktene 1, 2, 3, 5 og 7 har alle subvertikale sprekkssystemer som er lik orientert med $80^\circ/235^\circ \pm 10^\circ$. Dette settet har ulik helning enn skråningen (Figur 21). Punktene 6 og 8 som er nært tilknyttet skråningen, viser

subvertikale sprekksystemer med $86^{\circ}/263^{\circ}$ og $84^{\circ}/258-263^{\circ}$. Disse er svært nært 90° lateralt på foliasjonen. Som er noe ulik retningen på punkt 1 og 2 på $78^{\circ}/227^{\circ} \pm 5^{\circ}$, som er mer avsatt til høyre flanke fra hovedområde. Det er sammenfattende mer orientert mot lokale skråningsretninger.

Strukturplot på ustabil område



Figur 21: Viser samlet poler for alle diskontinuiteter for hele det ustabile fjellpartiet på Gråhøa. Overflaten på skråningen markert i gult plan.

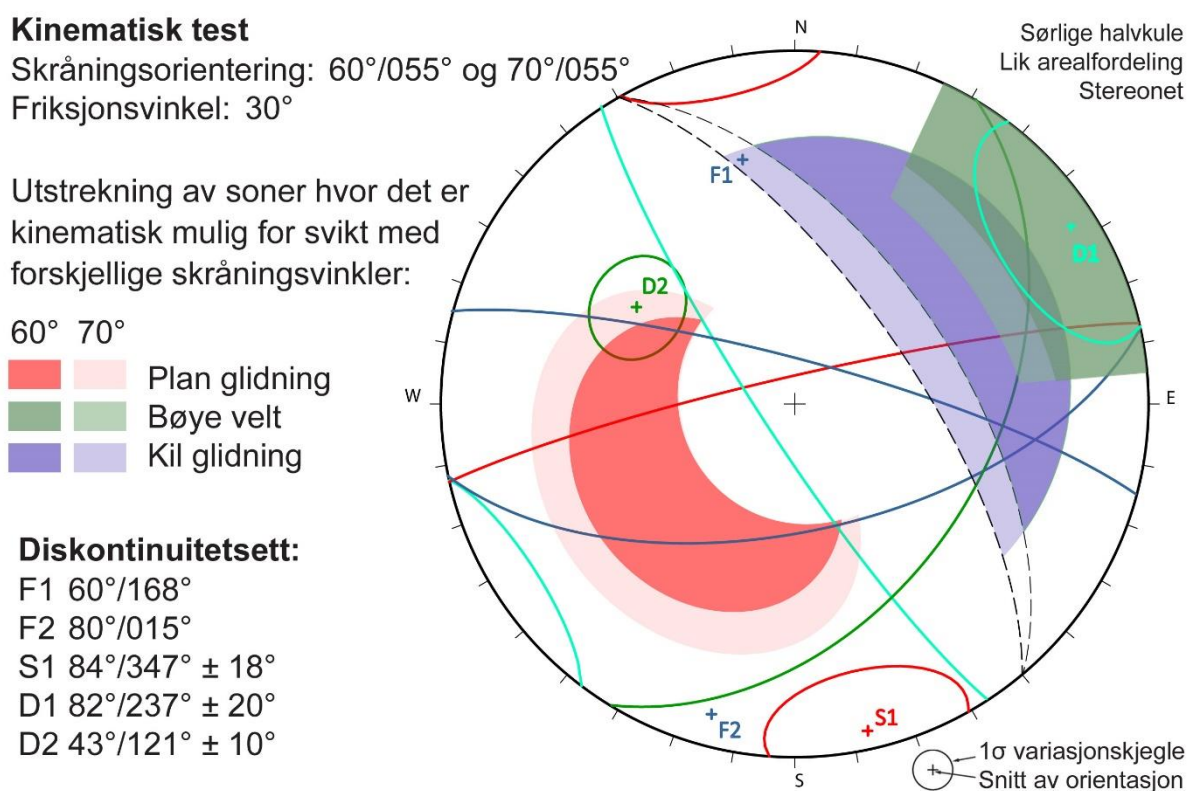
Punkt 9 har to målte forkastningsplan på respektive $80^{\circ}/15^{\circ}$ og $60^{\circ}/169^{\circ}$. I skyggerelieff på område er det mulig å visuelt identifisere at det er to forkastninger som krysses i termini på det ustabile område. Dette brytningspunktet er dermed i det ustabile område.

De samlede punktene for hele det ustabile område er samlet i ett stereoplot som vist i Figur 21. Totalt er det 59 poler lagt inn i strukturplottet. Hovedretningen på overflaten til skråningen er markert i gult plan og viser en fall vinkel på 61° og fall retning på 56° . Denne verdien er en middelværdi av hele overflaten i skråningen innenfor lineamentet. Åpenbart er det store variasjoner i fall vinkel og fall vinkel i overflaten. Spesielt nært apex av skråningen. Dette kan gi mindre områder som er predisponert for massebevegelser langs ulike plan av diskontinuiteter. Utrekningen av disse er av mindre verdi. Fra denne stereografiske analysen

er det mulig å identifisere fem ulike diskontinuitet sett. De to forkastningene ved F1 og F2. Foliasjonen i sett DS. Og to sprekk sett i D1 og D2 som vist i Figur 20.

4.1.1. Kinetisk analyse av det ustabile område

Resultatene av den kinetiske analyse på de samlede diskontinuitet dataene er vist i Figur 22. I analysen er det utarbeidet to ulike overflaten på skråningen med verdiene $60^{\circ}/55^{\circ}$ og $70^{\circ}/55^{\circ}$. Dette for å gi en indikasjon på påvirkningen av endringen i skråningens fall vinkel i de ulike resultatene. Terskelverdiene for den laterale toleransen er satt til 30° for å øke muligheten for diskontinuiteter som kan danne glideplan. Friksjonsvinkelen på berggrunnen er også satt til 30° .

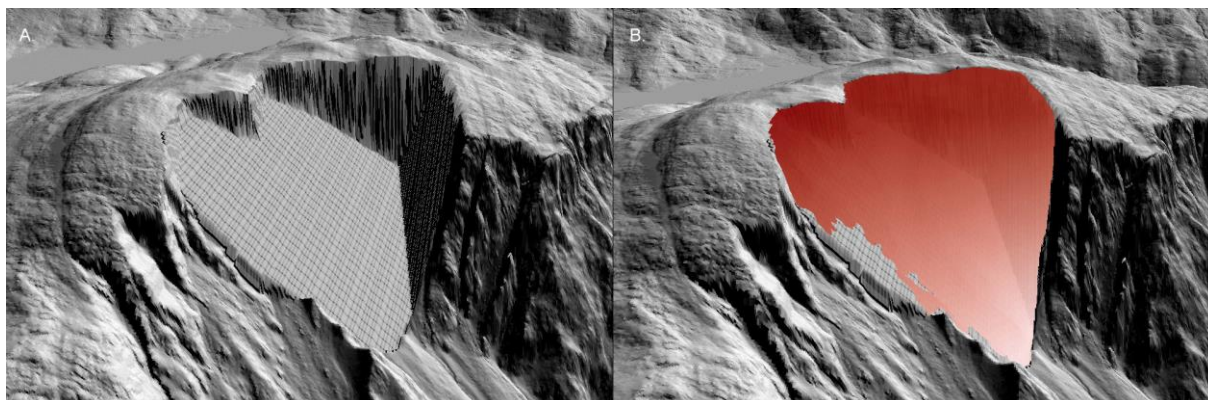


Figur 22: Kinetisk analyse av det ustabile område på Gråhøa.

Med disse ulike helningene på skråningen viser det ingen diskontinuiteter er i risikozonen for direkte velt, plan utglidning, kil utglidning eller bevegelser gjennom bøyings velt siden foliasjonen ikke predisponerer skråningen for dette. Hovedresultatet fra den kinetiske analysen i det ustabile område viser at hoved partiet er stabilt siden det ikke eksiterer et plan relativt til skråningen som det kan danne svakhetssoner og et mulig glideplan.

4.1.2. Beregning av volum til ustabil område

Diskontinuitetene er utgangspunkter for å avgrense det ustabile område i grunnen gjennom Polyworks. Identifiserbare plan i skråningen er ekstrapolert inn i grunnen og er utgangspunktet for volum beregningen.



Figur 23: Rekonstruksjon på avgrensende plan for Scenario 1 i A. Med overliggende ustabile masser over i B.

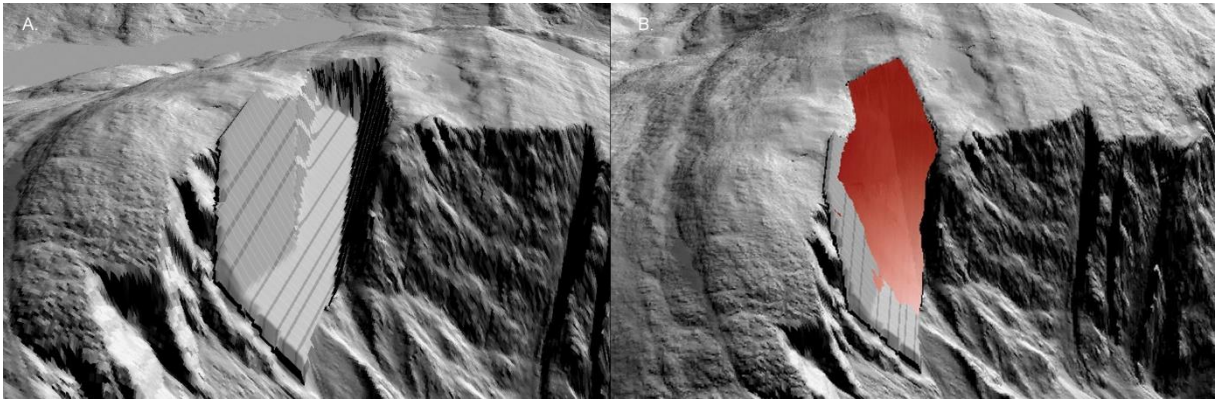
Foliasjonen i punkt 5 (Figur 20) og danner den nord-vestlige avgrensingen. Baksprekk som er en del av D1 og stammer fra punkt 5 settet avgrensning i sør-vest. Foliasjon av S1 i punkt 1 som danner avgrensingen sør-øst. Glideplanet dannes av S1 avgrensingen som følger utbrytning i skråningen og møter foliasjonen i punkt 5. Volumberegningen for hele område utgjør 14,5 millioner m³.

Tabell 1: Volumestimer for ulike scenario i det ustabile område på Gråhøa.

	Scenario 1	Scenario 2	Scenario 3
Volum	14,5 millioner m ³	1,5 millioner m ³	135 000 m ³

Det er ikke lik innsynkning over hele det ustabile område. I scenario 2 er det dypere innsynkning enn andre deler av partiet. Avgrensingen av denne går langs diskontinuiteter i punkt 1, 3 og 8. Dette avgrensede område og gir et volum på 1,5 millioner m³. I grunnen viser Figur 24 at krysningen mellom glideplan og laterale plan. Det er ikke mulig for dette partiet å gli ut med disse diskontinuitetene som glideplan og. Kinematisk analyse av strukturen gir ingen forklaring på hvorfor dette partiet har større deformasjon enn andre deler av det ustabile

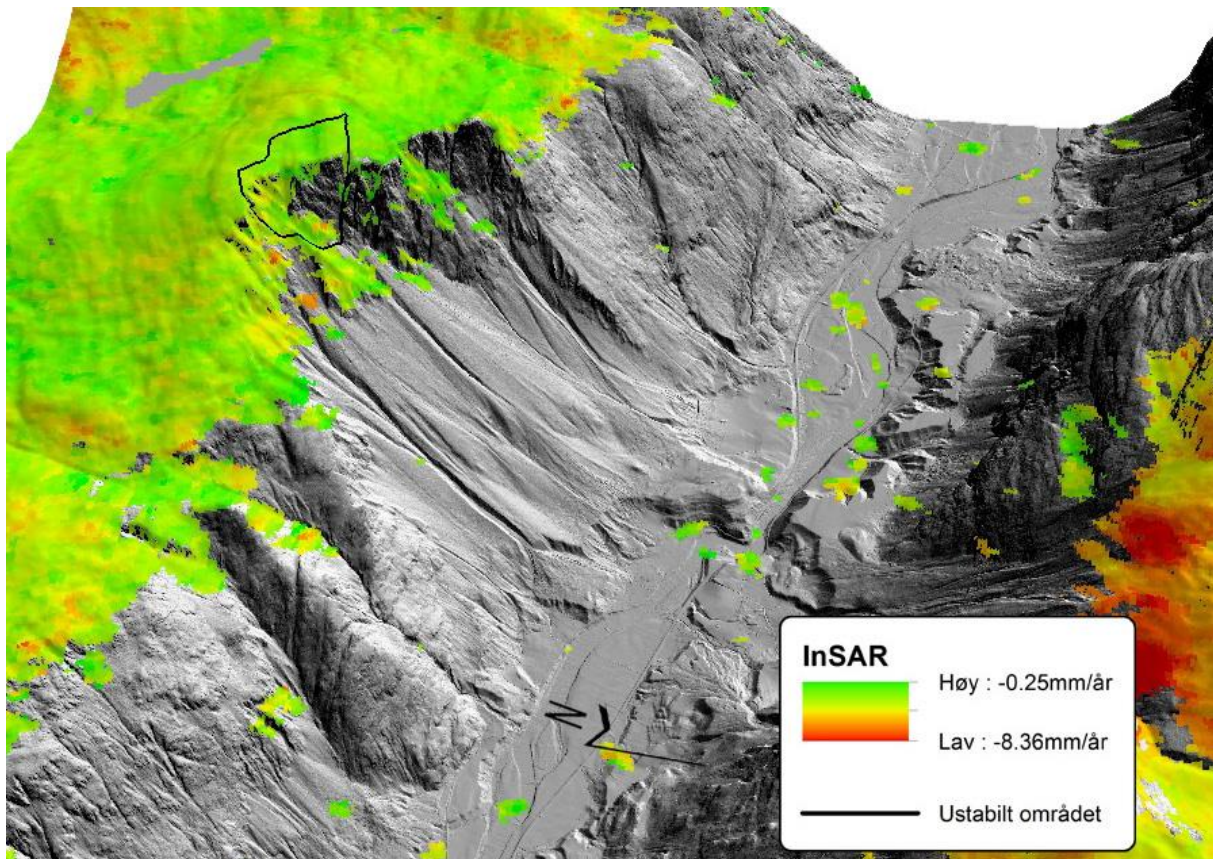
område.



Figur 24: Rekonstruksjon av plan i grunnen for Scenario 2. Illustrert med B, og uten ustabile masser i A.

I scenario 3 er volumet på partiet $135\,000\text{m}^3$. Dette område er mest sannsynlig å skape utglidning fra massebevegelser siden område har minimal lateral begrensinger og klart glideplan fra sprekker og allerede står i overgangen. Det er avhengig av høy gradient på skråningen over 85° helning før sprekk sett D1 vil kunne gi en planutglidning. Bevegelse i dette partiet kan ikke forklares med lokale skråningsforhold sett i sammenheng med gradientsfordelingen i Figur 17.

4.1.3. Bevegelse av masser i det ustabile område

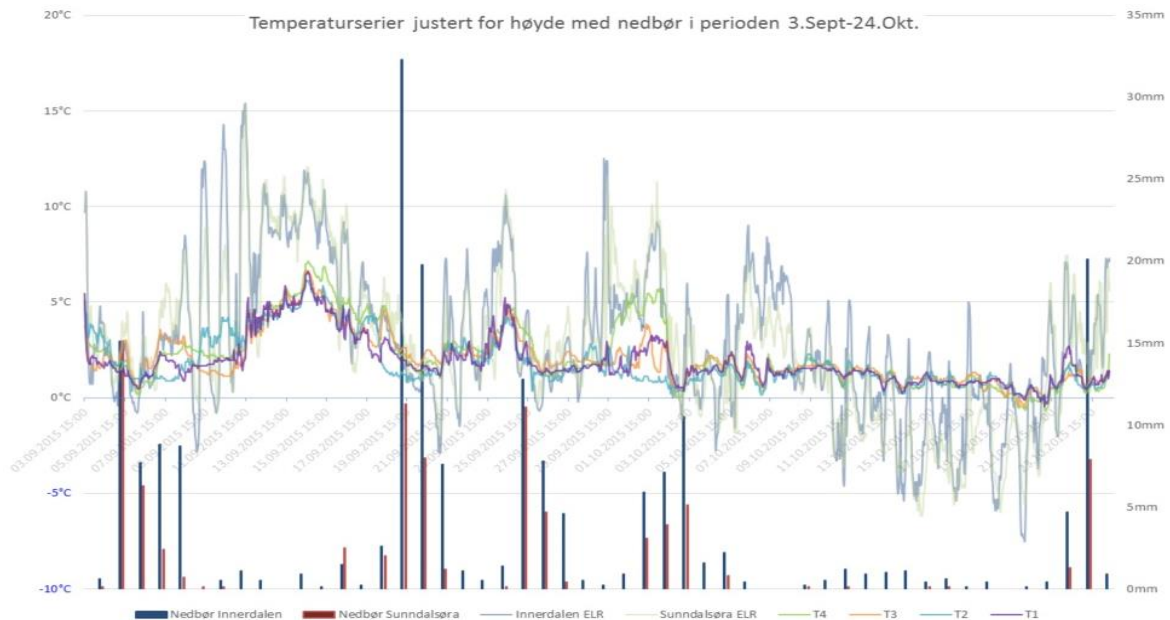


Figur 25: InSAR måling av Gråhøa i perioden 2011-2015. Grønn farge viser ingen bevegelse, rød farge viser større bevegelse.

Bevegelses beregninger på InSAR målinger er utført med Zonal Statistics as Table. Figur 25 viser fordelingen av bevegelsene. Beregningene viser ingen betydelig bevegelse av det ustabil område i perioden 2011 til 2015. Resultatet fra disse målinger viser at gjennomsnittlig bevegelse på partiet er 2mm i året. Hvor minste verdi er 0.9mm og høyeste er 4.1mm. Hvor område med størst bevegelse er i tallus. Ved baksprekken er bevegelsen 0.9mm, plataet er gjennomgående svært lite aktiv. Fra disse målingene er det ingen indikasjoner på at prosesser som har skapt deformasjonen på område er aktive i dag. Bevegelsene i partiet fra 2011-2015 er med margin under 2mm/år.

4.2. Temperatur på feltområde

Når de stasjonære målingene justeres med en fast adiabatisk temperaturgradient på elevasjonen til feltområde. Viser at diurnale variasjoner er langt større i stasjonsmålingene enn variasjonene som er målt i temperaturloggerne i perioden fra 3.September til 24.Oktober 2015.



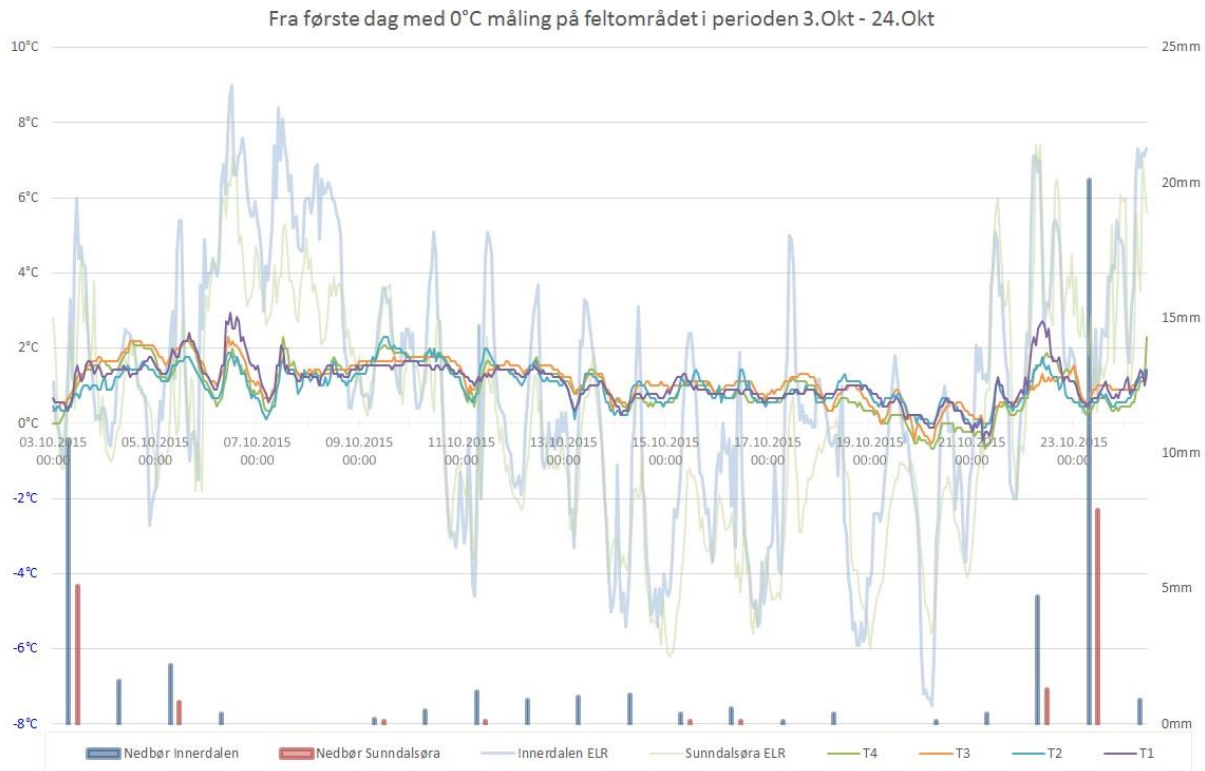
Graf 1: Viser temperaturserier fra bakkeloggere og stasjonene justert for adiabatisk temperaturgradient til feltområde. Søyler viser på høyre akse med nedbørsmengde fra målestasjonene.

Temperaturvariasjonene i stasjonsmålingene samsvarer bedre med variasjonene i felt når de er justert for elevasjon. Perioder med store daglig temperaturvariasjon har ikke tilsvarende lik respons i sprekksystemene.

Høyeste registrerte måling for feltloggerne er den 14.September kl.17 i logger T4. Den målte 7.2°C . Denne loggeren ligger for seg selv i en annen sprekken enn den hvor de tre andre ligger. På samme tidspunkt er det registrert tilsvarende høyeste temperatur i to andre logger. T1 på 6.6°C og T3 på 6.7°C . T2 er svært nær høyeste måling 6.2°C med en måling på dette tidspunktet på 6.1°C . Sunndalen har 11.9°C , som er den høyeste målingen denne dagen. Derimot er dette ikke høyeste måling fra stasjonsmålingene i serien. Den finner sted den 11.September kl:14 i Innerdalen med $15,4^{\circ}\text{C}$.

Minimumstemperaturene som er registrert i feltområde er -0.7°C i T4 den 21.Oktober kl.07. Begge ekstrem resultatene er dermed i T4. Laveste temperatur i stasjonsmålingene er Innerdalen med -7.5°C .

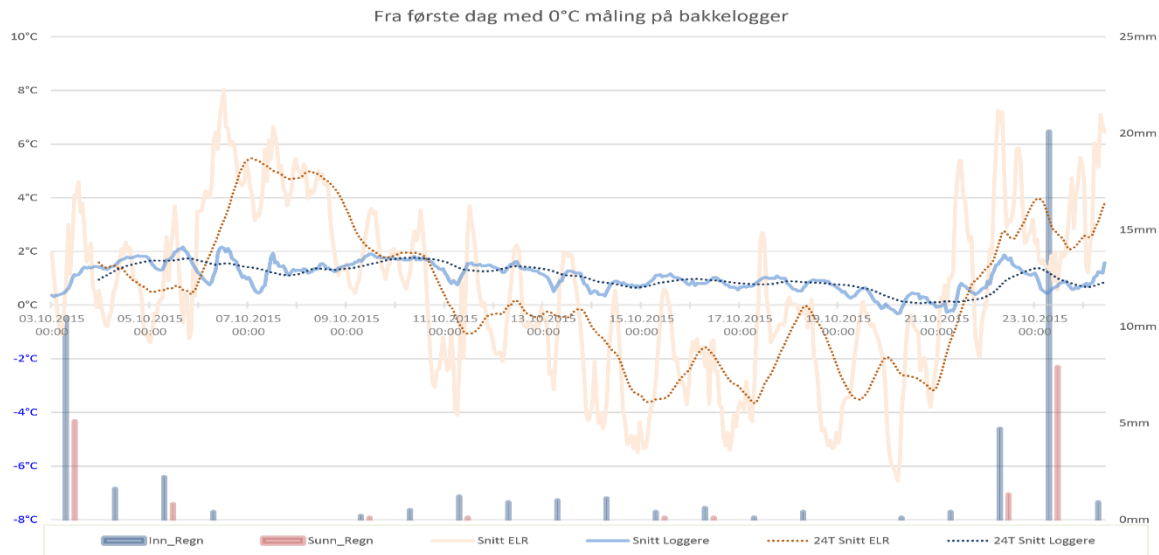
Spektre i maksimum og minimum temperaturer i loggerne strekker seg 7.9°C. I stasjonseriene er variasjonen 22,9°C.



Graf 2: Temperaturmålinger fra Sunndalsøra, Innerdalen justert fro adiabatisk temperaturgradient. Søylar viser nedbørsmengde fra stasjonsmåling i perioden.

Durnal temperaturvariasjoner følger ikke hverandre i like stor grad etter at temperaturen i feltområde når 0°C for første gang. Graf 2 med gjennomsnitt data viser at lufttemperaturen målt på stasjonene og målinger på temperaturlogger på bakken i feltområde responderer forskjellig over tid. Overgangen mellom pluss- og minusgrader har ikke lik utslag i målingene på bakken når temperaturen i samme periode øker og minsker i lufttemperaturseriene. Vedvarende minustemperaturer i luftmålinger fra 11.-21.Oktober sammenfatter med en gradvis nedadgående temperatursenkning på bakketemperaturer. Avbrutt av en svak temperaturøkning i bakkemålingene når lufttemperaturen økes markant 21.Oktober. Mellom 6.-8.Oktober følger bakkemålingene nærmere temperaturvariasjonen i stasjonsmålingene. I graf 2 viser temperaturserien i T1 enkelthendelser den 6. og 22. oktober som har høyere temperatur enn i andre temperaturlogger. T1 er en måler som ligger dypere i baksprekk. Derimot er dette en noe videre åpning i overkant som muliggjør i større grad luftmasse

utveksling. Vind kan derfor være en påvirkning i dette resultatet. Differansen mellom loggeseriene minimal i denne tidsperioden.



Graf 3: Gjennomsnitt av temperatur på loggere i feltområde og stasjoner korrigert for ELA. Samme periode som Graf 2. Gjennomsnittlig trendlinje på 24 timer for hver temperaturfaktor. Nedbør i søyler.

Nedbør sammenfatter ved temperaturnedgang i noen perioder (18-21sept, 25-26sept, 2-4okt) og temperaturøkning i andre perioder (6-8sept, 1okt og 22-24okt). Det er ikke et entydig bilde på at nedbør utjevner temperaturvariasjonen. Gjennomgående i alle måleseriene har variasjoner i nedbør liten påvirkning på temperaturmålingene på bakken som er i feltområde.

Det er ikke rapportert om snøfall i perioden (Met.Inst, 2016). En enkelthendelse av endring snømengder er meldt den 15okt. på feltområde som smelter ut påfølgende dag. Denne hendelsen er ikke kommet som nysnø (SeNorge, 2016).

4.2.1. Korrelasjons beregning mellom temperaturdata

Pearson koeffisient beregninger er delt inn i to områder. Hele måleperioden og etter temperaturloggerne i felt når 0°C. Resultatene viser store forskjeller mellom ulike måleenheter. I Tabell 2 Tabell 3 er korrelasjonen signifikant på 0.01nivå mellom alle variablene som er beregnet. Selv om variasjonen i korrelasjon er store. Er de langt mindre mellom dataserien fra de stasjonære målestasjonene og temperaturloggerne i felt. Internt mellom temperaturloggerne i felt er det større korrelasjon. Det samme gjelder også internt mellom de to stasjonære målestasjonene når de er justert for høyde.

Tabell 2 og 3 viser korrelasjon mellom ulike dataseriene i felt og i stasjoner

Tabell 2: Korrelasjon mellom temperaturloggere i felt og stasjoner justert for høyde. Analysert for perioden 3.Sept - 24.Okt

		T1	T2	T3	T4	Innerdalen	Sunndalsøra
T1	Pearson Kor.	1	.852	.916	.894	0.699	.750
	Sig. (2-tailed)		0	0	0	0	0
	N	1221	1221	1221	1221	1221	1221
T2	Pearson Kor.	.852	1	.785	.782	.659	0.655
	Sig. (2-tailed)	0		0	0	0	0
	N	1221	1221	1221	1221	1221	1221
T3	Pearson Kor.	.916	.785	1	.893	.623	.708
	Sig. (2-tailed)	0	0		0	0	0
	N	1221	1221	1221	1221	1221	1221
T4	Pearson Kor.	.894	.782	.893	1	.679	.762
	Sig. (2-tailed)	0	0	0		0	0
	N	1221	1221	1221	1221	1221	1221
Innerdalen	Pearson Kor.	.699	.659	.623	.679	1	.901
	Sig. (2-tailed)	0	0	0	0		0
	N	1221	1221	1221	1221	1221	1221
Sunndalsøra	Pearson Kor.	.750	.655	.708	.762	.901	1
	Sig. (2-tailed)	0	0	0	0	0	
	N	1221	1221	1221	1221	1221	1221

Tabell 3: Korrelasjon mellom temperaturloggere i felt og stasjoner justert for adiabatisk temperaturgradient

		T1	T2	T3	T4	Innerdalen	Sunndalsøra
T1	Pearson Kor.	1	.808	.820	.838	.503	.520
	Sig. (2-tailed)		.000	.000	.000	.000	.000
	N	516	516	516	516	516	516
T2	Pearson Kor.	.808	1	.817	.869	.407	.381
	Sig. (2-tailed)	.000		.000	.000	.000	.000
	N	516	516	516	516	516	516
T3	Pearson Kor.	.820	.817	1	.930	.384	.371
	Sig. (2-tailed)	.000	.000		.000	.000	.000
	N	516	516	516	516	516	516
T4	Pearson Kor.	.838	.869	.930	1	.441	.437
	Sig. (2-tailed)	.000	.000	.000		.000	.000
	N	516	516	516	516	516	516
Innerdalen	Pearson Kor.	.503	.407	.384	.441	1	.877
	Sig. (2-tailed)	.000	.000	.000	.000		.000
	N	516	516	516	516	516	516
Sunndalsøra	Pearson Kor.	.520	.381	.371	.437	.877	1
	Sig. (2-tailed)	.000	.000	.000	.000	.000	
	N	516	516	516	516	516	516

Determinasjonskoeffisienten mellom stasjonsmålingene er 76.9%. For bakkeloggerne er den laveste verdi 65.3% for T1 og T2, høyeste verdi er 86.5% mellom T3 og T4. Mellom stasjonene og bakkeloggerne er laveste verdi på 13.8% mellom Sunndalsøra og T3. Høyeste verdi er 27% mellom Sunndalsøra og T1.

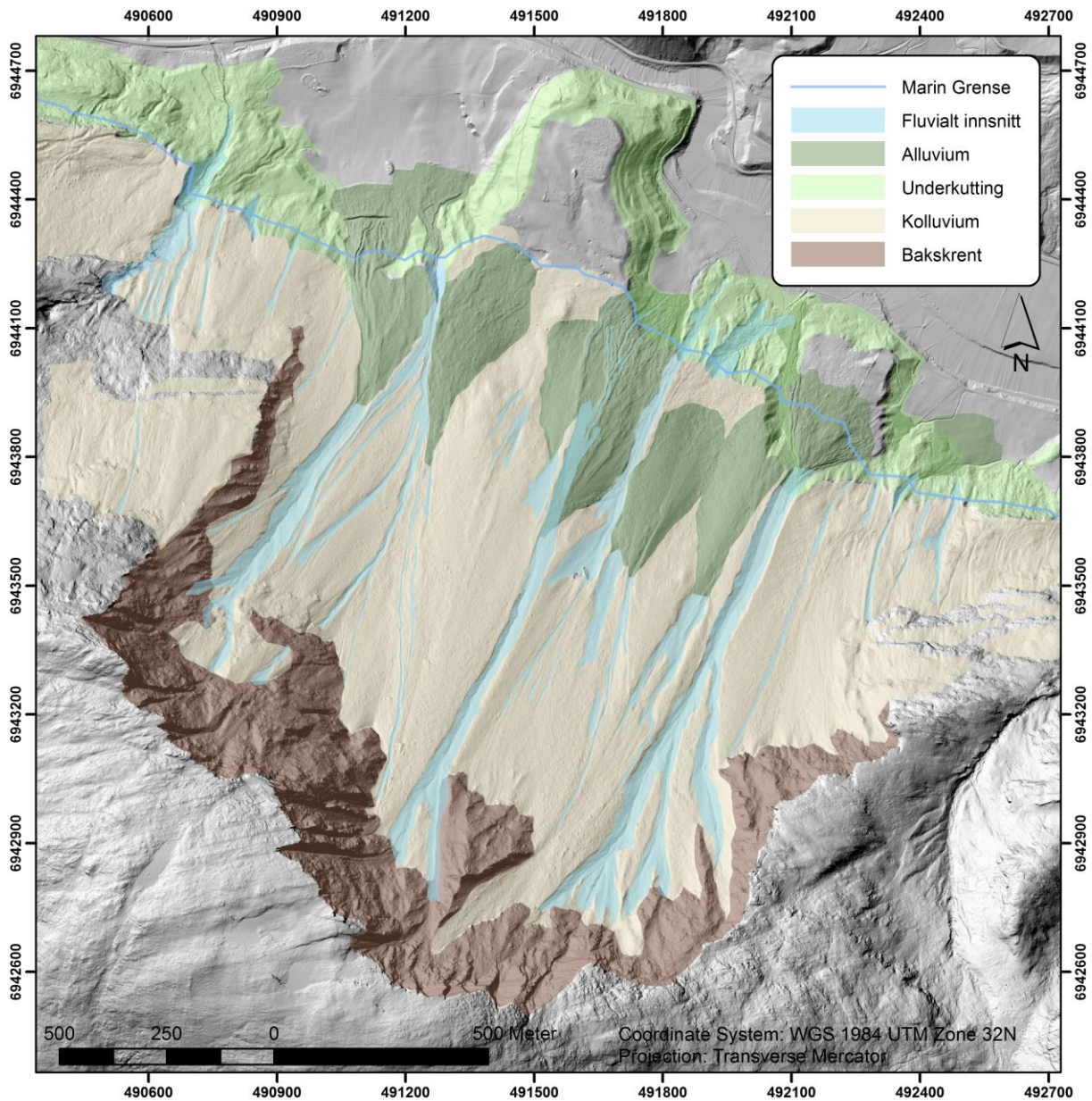
Tabell 4: Korrelasjon av gjennomsnittlig målinger på stasjonsmålinger korrigert for høyde og temperaturlogger i perioden etter første 0°C måling til venstre. For hele måleperioden 3.Sept-24.Okt til høyre.

		Stasjoner	Feltloggere			Snitt Stasjoner	Snitt Feltloggere
Stasjoner	Pearson Kor.	1	,473	Snitt	Pearson Kor.	1	,754
	Sig. (2-tailed)		,000	Stasjoner	Sig. (2-tailed)		,000
	N	516	516	N	1221	1221	
Feltloggere	Pearson Kor.	,473	1	Snitt	Pearson Kor.	,754	1
	Sig. (2-tailed)	,000		Feltloggere	Sig. (2-tailed)	,000	
	N	516	516	N	1221	1221	

Resultatet i Tabell 4 viser at graden av korrelasjon av temperaturloggerne seg imellom og stasjonsmålingene justert for adiabatisk gradient i snitt er på 0.473. Omregnet i R^2 resultater gir dette en determinasjonskoeffisient på 23%. Ambient lufttemperatur har gjennomgående lav korrelasjon mellom feilmålingene og stasjonsmålinger etter at overflate temperaturen når 0°. For hele perioden er denne korrelasjonen på 0.754 som gir et R^2 resultat på 57%. Det viser at andre temperaturforhold mellom settene etter at temperaturen har beveget seg ned til 0°C.

4.3. Avsetningene nedenfor Gråhøa

4.3.1. Geomorfologisk kartlegging

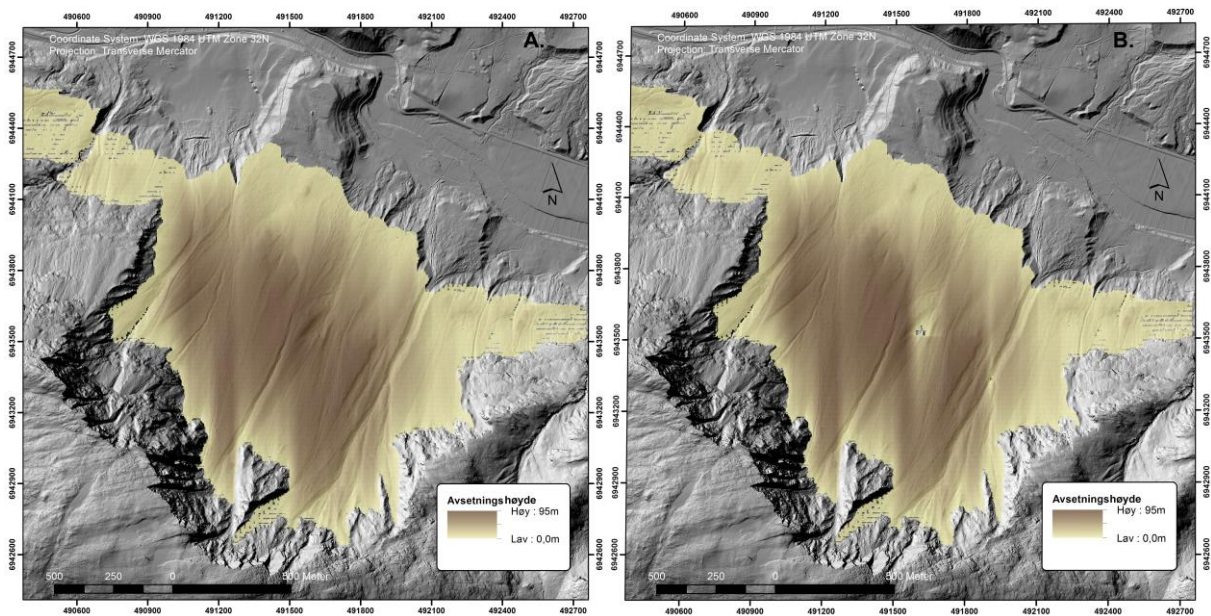


Figur 26: Type avsetninger nedenfor Gråhøa.

Avsetningene i skråningen nedenfor Gråhøa preges av fire hovedmomenter. 1. Det er mye løsmateriale i et bredt lateralt dekke. 2. Skråningsprosesser som snøskred, flomskred, overflateavrenning, små raviner og bekker er fremtredende ved at de danner en rekke alluviale vifter. Enkelte av kanalene i avsetningene har et preg av å være suspenderte eller fossile. 3. I nedre del av skråningen er gjennomgående underkutting langs hele dalsiden. Denne underkuttingen er i nær tilknytning til marin grense (148moh). Det spores ikke en strandsoner i overgang til stillestående vann, hverken i kildematerialet eller fra terrenget. Men det eksistere

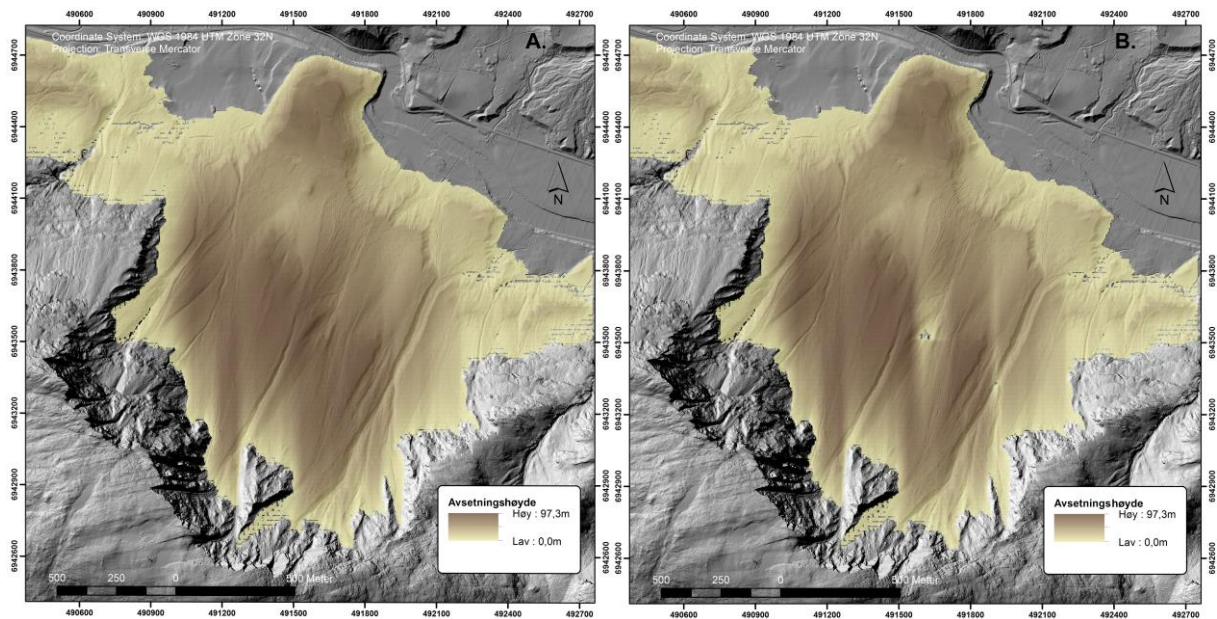
en rekke sekvenser av elveterrasser som kan spores helt ned til dagens elveløp for Driva. 4. Flere av de alluviale viftene må ha kommet på plass etter at underkutting mot det tykke dekket av løsmasser har blitt forårsaket.

4.3.2. Volum med SLBL metoden



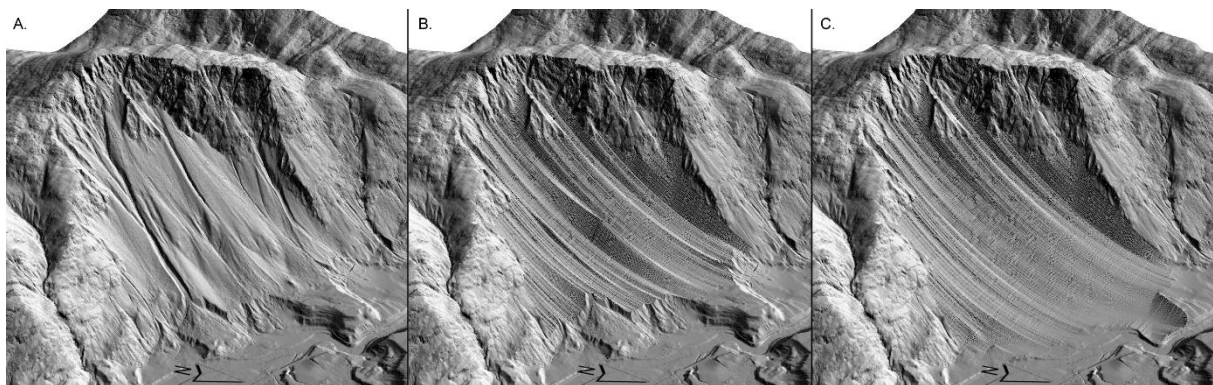
Figur 27: Viser hele utstrekningen av avsetningsberegninger ned til underkuttingen med toleranseverdi på 0,012, Uten blotninger til venstre, med til høyre. Mer intens farge gir høyere høyde verdi.

Ved å bruke en toleranseverdi på 0,012 i iterasjonsberegningen er det gitt et estimat av skredavsetninger i skråningen nedenfor Gråhøa (Tabell 5). Det har videre vært mulig å vise den romlige fordelingen av massene i figur 17. Her viser det at avsetningene er fra centimeter tykkelse i nivå nært tilknyttet til randsonen og opp til 95m tykt i midtre deler av avsetningene. En indre brytning av berggrunnen har kun små påvirkning på høydeforskjellen i noen små områder nært blotningene. Volumet i disse to avsetningene er på 62,4 mill. m³ for beregningen uten indre utbrytning av berggrunnen. 58,4 mill. m³ om det er blotninger av grunnfjell. Differansen er 4 mill. m³ som utgjør 6,3%. Resultatene viser både at i den romlig fordeling av avsetningene og volumestimatene har tilstedeværelsen av indre blotningene mindre påvirkning på avsetningen i disse utregningene.



Figur 28: Viser hele fordeling av avsetninger med toleranse 0,012 ned til dagens elveslette. Uten blotninger til venstre, med til høyre. Mer intens farge gir høyere høyde verdi.

De samme trekkene ser vi i Figur 28. Innflytelsen av indre blotninger på avsetningsdybden har en mindre påvirkning på resultatet. Det er kun i mindre områder rundt selve blotningene at det er nevneverdig romlig endring i avsetningene. De store variasjonen er ikke mellom utgående grunnfjell eller ikke i disse avsetningene. Det er i større grad mellom utstrekning til kanten av underkutting og mot nivået av dagens elveslette. Resultatene mot dagens elveslette viser at med en innsnevring til områder innenfor dal innsnittet, at det er 86.1 mill. m³ for beregningen uten indre blotning og 82 mill. m³ med utbrytning av grunnfjell. Differansen i disse to avsetningene ned til elvesletten er 4,2 mill. m³ som utgjør en prosentvis forskjell på 4,4%. Avsatt materialet utenfor innsnevringen er dermed mindre viktig for det totale volumet på skredavsetningene i skråningen.



Figur 29: Romlig visning av ny overflate på dalsidene nedenfor Gråhøa. Gjort med SLBL metoden. Beregningene er gjort uten indre blotninger i avsetningene. A. Dagens morfologi. B. Ned til underkutting med indre blotninger. C. Ned til dagens elveslette uten indre blotninger.

Dette resultatet forsterker det inntrykket som profilene viser i Figur 12. Maks dybde på avsetningene mellom utregningen er svært lik, 95 meter for område ned til underkuttingen, og 97,3 meter for område ned til dagens elveslette. Derimot får dette stort utslag i volum mellom utstrekningene. Mellom avsetningene 1 og 3 hvor det er tatt med innsnevring inn til område innenfor dalinnsnittet, er det en volumforskjell på 27.1 mill. m³ som utgjør 30,3% forskjell.

I dette er det viktig å påpeke at denne beregningen inkluderer kjente breelv- og moreneavsetninger i Giklingtrinnet (Sollid et al., 1980). Ved å utelukke dette område på 8,3 mill. m³. Gir det et resultat på 82,2 mill. m³ uten blotinger og 77 mill. m³ med blotninger for avsetninger ned til dagens elveslette. Ekskluderes dette område utgjør differansen i volum mellom utstrekningene 1 og 3 på 19,8 mill. m³ som er en prosentvis forskjell på 24%.

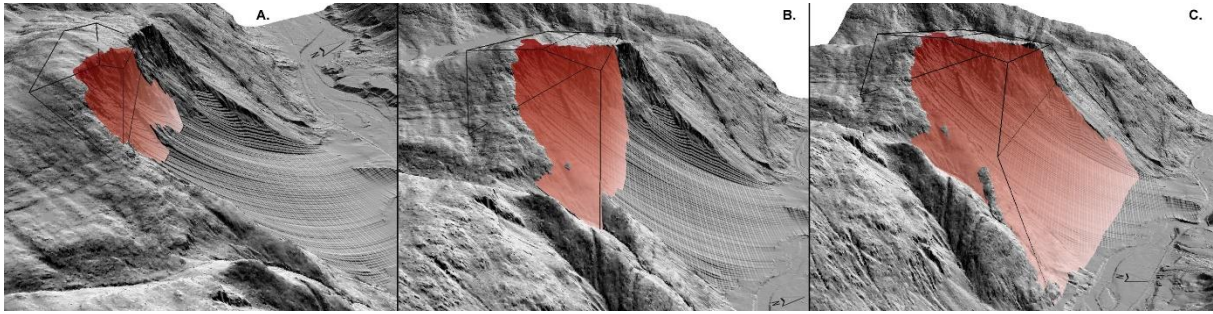
Tabell 5: Resultat av ulike avsetningsberegninger. Verdier gitt i millioner m³.

	Hele utstrekningen	Med innsnevring	Hele utstrekningen uten Giklingtrinnet	Med innsnevring uten Giklingtrinnet
Avsetning 1	63,5	62,4	N/A	N/A
Avsetning 2	59,6	58,4	N/A	N/A
Avsetning 3	94,2	89,5	86,1	82,2
Avsetning 4	90,1	85,3	82	77

Avsetning 3 og 4 tar ingen hensyn til glasial/glasifluvialt materiale langs dalsiden ut over det som er innsnevring fra Giklingtrinnet. Det er forventet at dette materialet dekker mye av dalbunnen før Driva har gjort fluvialt innsnitt avsetningene gjennom Holosen (Follestad, Bjørn A., 1987; Østergaard, 2013).

4.3.3. Tidligere overflater og tapt initialvolum

Forsøket med å estimere innrykk i fjellveggen gjennom Holosen er gjort ved å rekonstruere tidligere overflater. Resultatene er utarbeidet ved å bruke eksisterende flate plan i dalsiden som er identifiserbar i terrengmodellen (Figur 14). Dermed har det vært mulig å rekonstruere sammenhengende partier med tre ulike scenario av tapt masser som vist i Figur 30. Helningen på overflaten i partiet er på fall vinkel 69° og fall retning på 30°. Dette gir overflaten på skråningen en tilnærmet parallell retning med den overordnede dalretningen i Sunndalen som er på 290°.



Figur 30: Romlig fordeling av Rekonstruksjon A, B og C.

Oppbygging av Figur 30 viser at et betydelig volum av masser som er tapt i skråningen. Fra de statistiske beregningene av partiet gir estimatet av initialvolum til rekonstruksjon 1 et resultat på 21,6 millioner m³ (Tabell 6). Beregninger som utelukker avsetningsestimatene på ,012 toleranse og uten indre blotninger, viser at for dette partiet økes det med 1,8 mill. m³ til et totalt volum på 23,4 mill. m³ tapt i skråningen. Med en volumekspansjon på 25% (Hungr et al., 2004). Gir dette et forventet avsatt materiale på 27mill. m³ i tallus. Dette er ikke nok til å fylle volumet til noen av de beregnede avsetningene hvor det minste estimatet er på 58.5 mill. m³. Det er store deler av materialet i skråningen ut over markerte volum som mangler i form av at det ikke rekonstruerer innsynkningen langs dalen med denne rekonstruksjonen.

Rekonstruksjon 2 er basert på kartlagt forkastningsplan i skråningen (Figur 20)(NGU, 2016a). Det er større usikkerhet med overflaten på dette område ved at det er større variasjon mellom ulike plan på flankene som er med å bygge opp overflaten. Derimot er den nærmere korrelert med strukturen i berggrunnen. Retning på rekonstruksjon 2 er på 70°/11°. Resultatet i volum på dette område er langt større enn rekonstruksjon 1 med 101 mill. m³. Ekskluderes avsetningene fra beregningene så blir dette volumet på 112 mill. m³. Med volumekspansjon gir dette et forventet avsatt skredmateriale i skråningen på 127 mill. m³. Langt høyere enn beregnet skredmateriale i skråningen. Uten noen form for avgrensing er det maksimalt avsatt skredmateriale beregnet til 94.2 mill. m³ (Tabell 5). Dette materialet dekker langs hele skråningen og er mindre sannsynlig kilder fra innsnittet. Denne rekonstruksjonen er ikke nok til å fylle opp dalsiden, dermed er det ytterligere masser som mangler.

Rekonstruksjon 3 bruker planflaten på utsiden av innsnittet. Denne overflaten har en retning på 58°/14°. Resultatet av denne volumberegningen er på 303 mill. m³. 378 mill. m³ når dagens avsetninger ned til elvesletten er tatt bort. Med volumekspansjon gir dette et tapt volumestimat på 473 mill. m³ i dalsiden. Topografien i dalen følges dårligere i denne rekonstruksjonen. Konveks overflate langs dalsiden er ikke spesielt godt ivaretatt i modellen.

Ytterligere er sammenkoblingen dårlig i overgangen fra toppflaten til dalsiden, som begge problemstillingene øker potensialet for feilberegning i volumestimatene. Derimot viser rekonstruksjon 2 allerede et langt større volum enn det som er beregnet ned til dagens elveslette. Volumet i rekonstruksjon 3 for å fylle inn dalsiden til en mer naturlig overflate er 502% større enn største beregnet avsetning i skråningen. Store variasjoner i rekonstruksjonen vil ikke kunne forklare dette forholdet.

Tabell 6: Ulike volumberegninger for rekonstruksjoner av dalsiden nedenfor Gråhøa.

	Rekonstruksjon 1	Rekonstruksjon 2	Rekonstruksjon 3
Tapt volum med avsetninger	21,6 millioner m ³	101 millioner m ³	303 millioner m ³
Tapt volum uten avsetninger	23,4 millioner m ³	112 millioner m ³	378 millioner m ³
Med volumekspansjon på 25%	29,2 millioner m ³	140 millioner m ³	473 millioner m ³

4.3.4. Alfa Beta beregning av masseutløp fra skrent

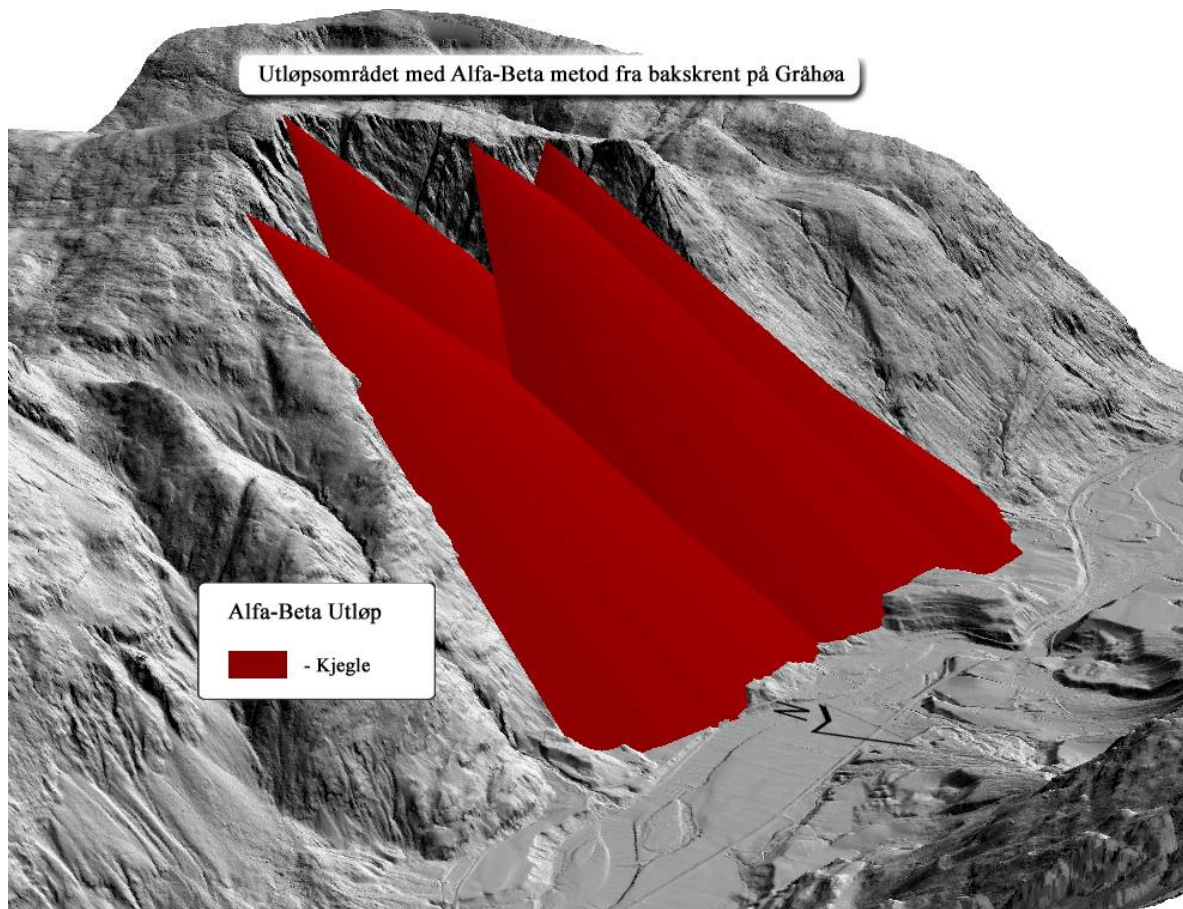
Resultatet av utregningen av alfa vinkelen langs profilene i Figur 17 går fra 32.4° - 38.6° (Tabell 7).

Tabell 7: Alfa vinkel utarbeider fra Alfa-Beta beregninger på profiler i avsetningen

Profil 1	Profil 2	Profil 3	Profil 4
34,54°	38,55°	32,38°	34,85°

Den romlige fordelingen av utløpskjeglen over avsetningene viser at de strekker seg helt ned til dalbunnen (Figur 31). Kampestein feltet oppe på Giklingtrinnet strekker seg noe utenfor disse beregningene. Jordene i dalbunnen er fri for kampesteiner. Det ligger få store

kampesteiner nedenfor underkuttingen av skråningen og ut. De eneste områdene som viser skredmateriale med fallsortering er på Giklingtrinnet.



Figur 31: Viser den romlige fordeling av utløpsområde på de ulike profilene gjennom alfa-beta metoden i rødt.

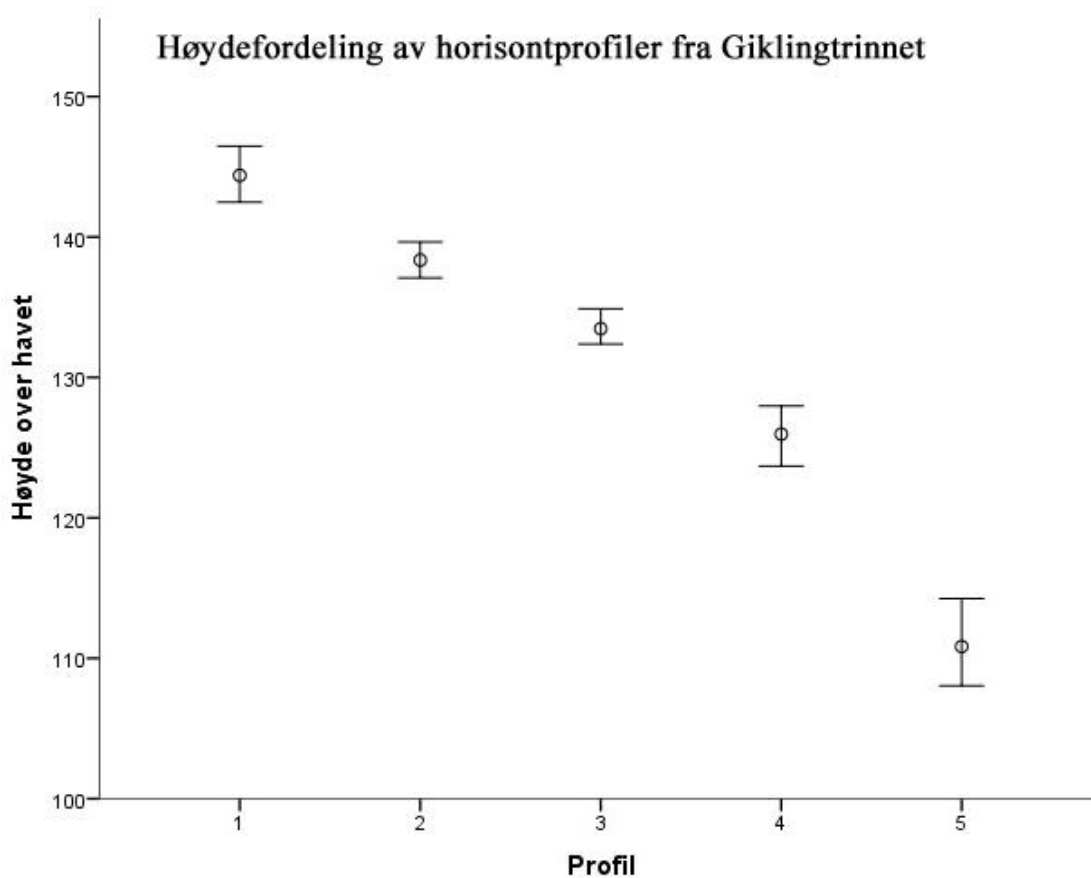
4.3.5. Rate av steinsprang

Ved å knytte kjente rater av steinsprang gjennom Holosen mot overflaten på baks-krenten i Figur 26: Type avsetninger nedenfor Gråhøa. Figur 26. Overflaten i baks-krenten på skråningen er beregnet til $881\,000\text{m}^2$ fra DEM. Dette gir en årlig volum på steinsprang fra dette område til $881\text{m}^3/\text{år}$. Beregnet mot minste volum i avsetningene på 58.4m^3 . Med en lineær utfall gjennom hele perioden uten avstiging trenger det 59 400 år tilgjengelig. For at dette skal være tilfellet må glacial erosjon på løsmaterialet ha vært minimal gjennom sen Weichsel om avsetningsberegningene reflekterer riktig volum på skredmateriale.

4.3.6. Grad av landheving mot sekvensen av etterlatte elveterrasser

Siden et fluvialt innsnitt ikke er forventet å være lavere enn havnivået på et gitt tidspunkt er det mulig å bruke øvre verdier i en beregnet avsetning for å gi et innblikk i diakron på landheving. Graf 5 viser derfor kun det tidligste tidspunktet de ulike terrassene kan ha blitt avstatt i landskapet på Giklingtrinnet. Det er ikke en forventet representative datoen for disse

terrassene fordi det ville være det samme som å si at det fluviale innsnittet fra Driva i avsetningene er det samme som hastigheten på landhevingen. Det er mulig det er en forsenket effekt mellom disse to prosessene som ikke er korrigert for.



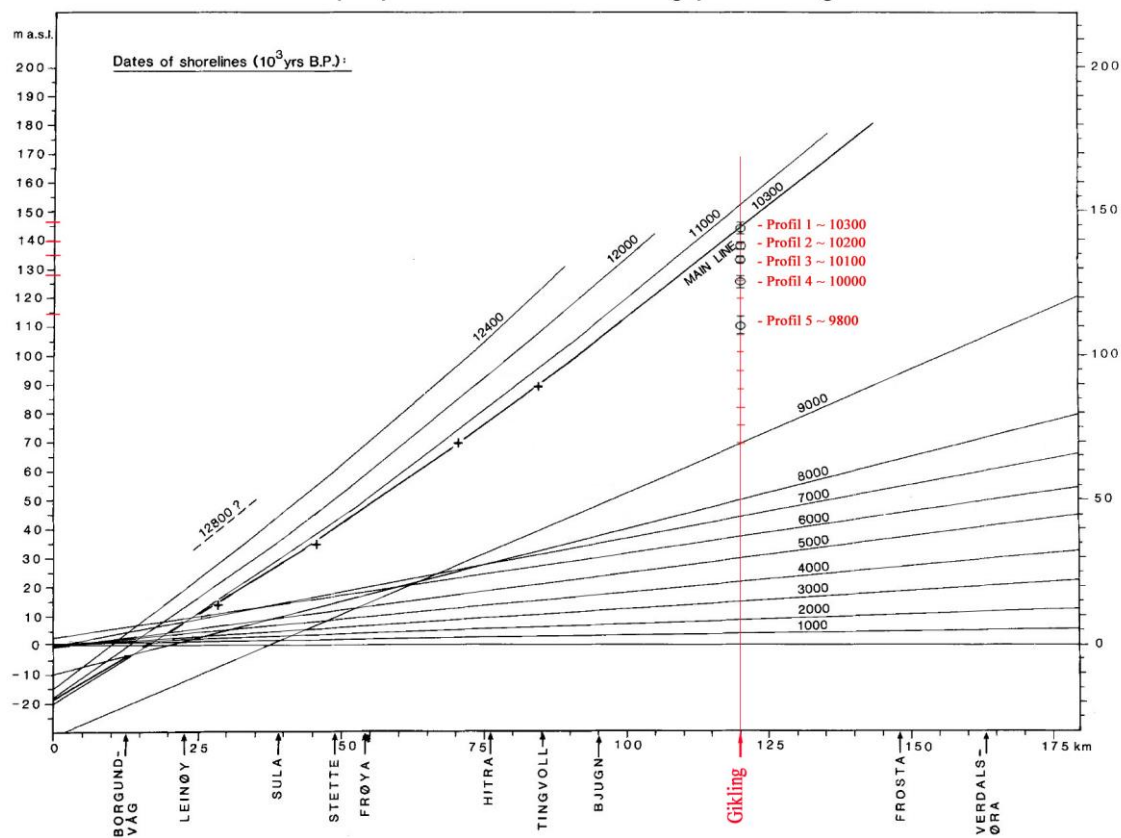
Graf 4: Maksimum og minimumshøyde med snittverdi for ulike horisontprofiler fra Giklingtrinnet.

Resultatet i trinnene fra Figur 19 viser av høydeverdiene for de ulike trinnene på moreneavsetningene nedenfor Gråhøa passer godt med forventet innsnitt. Det høyeste liggende profilen er profil 1 hvor det er en høyde fra 146-142m med en gjennomsnitt på 144,4m. Som er 1m fra marin grense i område (NGU, 2016b).

Tabell 8: Statistikk for horisontprofiler sin høyde over havet i Giklingtrinnet. Verdier i meter.

	Profil 1	Profil 2	Profil 3	Profil 4	Profil 5
Horisontal lengde	376	370	254	156	498
Maximum	146	140	135	128	114
Minimum	142	137	132	124	108
Gjennomsnitt	144,4	138,4	133,5	126	111
Median	144,5	138,3	133,3	126	110,8
Varians	4	3	3	4	6

Diakron på profil etter landheving på Giklingtrinnet



Graf 5: Alder på landheving av profiler i Giklingtrinnet overlagt graf etter Svendsen og Manglerud (1987).

Innsnittet i avsetningene på trinnet går gradvis ned i elevasjon til et nivå på 108m minimumsnivået i profil 5. Høyde variasjonen i profilene er små ved at de spenner seg fra mellom 3-6m, når lengden i profilene strekker seg 156-498m lange. Disse små variasjonene i høyde gir en liten variasjon i diakron beregningene i Graf 5. De ulike horisontene er justert etter maksimum høyde over havet i profilen. Antas det en lik hastighet i oppløftet mellom 10300 – 9000 år før nå. Gir dette en omtrentlige dateringer fra plassering i grafen fra 10300 år før nå i profil 1, til 9800 år før nå i profil 5. Profilene har en intervall på et århundre med unntak av intervall mellom profil 4 og 5 som er på 2 århundre. Det er mulig denne økningen i avstand reflekterer en økt rate av landheving i perioden. Derimot er usikkerheten i disse beregningene forventet å være store, uten at usikkerhetsanslaget er videre kvantifisert. Diakronberegningene må derfor betegnes som svært upålitelige og kun brukes til å gi et omtrentlig bilde av alderen på horisontene.

5. Diskusjon

Utfordringen med å knytte ulike elementer av faglige analyser inn i en helhetlig oppgave er at det mister spesialisert dybde som kan gi bedre innblikk. Valgene av metode i oppgaven er knyttet til å gi et helhetsbilde som relaterer seg til momenter med problemstillingen på Gråhøa.

5.1. Struktur og aktive bevegelser på partiet

Mulighet for at ustabile masser deformeres eller utløses til skred er hovedsakelig styrt av struktur i grunnen og kinematisk mulighet for utglidning fra plan. Resultatene i den kinematiske analysen fra Figur 22 og bevegelses i Figur 25 viser at det ikke eksisterer strukturelle plan som realistisk kan forklare deformasjonen i det ustabile område.

Diskontinuiteten i grunnen er ikke orientert på en måte som kinematisk tillater at massene beveger seg inn mot dalen. Sprekk sett i D2 er helt i flanken på områdene for planutglidning. Planutglidning trenger laterale flanker hvor friksjon er minimal for videre bevegelse. Med denne formen er hele NW flanke en friksjonsflate med subvertikal vinkel. Med denne friksjonsflaten er bevegelse ikke mulig ut fra analysen. Deformasjonen av område må komme av andre årsaker enn struktur for at denne bevegelsen skal ha oppstått. Svart på spørsmål 1 i problemstilling blir dermed: Nei. De observerte diskontinuiteten alene kan ikke forklare dagens morfologi på det ustabile område.

Valget med å sammenfatte alle strukturdataene til en strukturmåling ble gjort for å lage en helhetlig strukturanalyse for område. Det er mulig enkeltområder har større risiko for utglidning ved nøyere beregning. Hvor et mer utvalgt strukturdatasett ville gitt andre resultater mot egne skråninger. Derimot er den strukturdataene i områdene for Scenario 1 og 2 svært lik, hvor scenario 3 er samme skråningsoverflate. Et tilrettelagt utvalg av strukturdata ville ikke gitt større nøyaktighet eller vist funn av kritiske plan som forklarte utglidning i scenario 1 og 2 som er problemstillingen for oppgaven. Valg av inndeling av sett kan ha påvirkning på plan retning. Det vil derimot ikke ha påvirkning på poler sin plassering i kritisk soner på den kinematiske analysen.

Volumet på det ustabile partiet er samlet på 14,5 millioner m³ (Tabell 1 Tabell 5). Det baserer seg på å ekstrapolere avgrensende plan inn i massene fra diskontinuiteter på overflaten. Valg av andre flater ville gitt andre volumestimer på område. Det er noe usikkerhet om disse diskontinuiteten kan ekstrapoleres helt inn og sammenfatte en helhetlig struktur. Eller om det eksisterer ulike bergbruer inne i massene som knytter andre diskontinuiteter sammen. Derimot

viser ulike strukturer med sin dagbryting på Gråhøa at de er mulig å spore utstrekningen godt utenfor område (Figur 20). Utstrekningen på diskontinuiteten i grunnen er ikke forventet å avvike fra disse. Potensialet for avvik fra ekstrapoleringen eksisterer likefullt, det faller til en vurdering av sannsynlighet om avgrensede plan er representable eller ikke. Scenario 2 har en størrelsesfaktor mindre volum enn scenario 1. Med 1.5 millioner m³ er partiet en ~1/10 del av det ustabile område (Tabell 1). Dette område har hatt størst deformasjon. Scenario 3 helt i termini på det ustabile område har et betydelig volum med 135 000m³. Fra den kinematiske analysen vises det at verken planutglidning, kileutglidning eller direkte velt er mulig. Selv med en økning på gradienten av skråningen til subvertikal på 85° ville planutglidning, kileutglidning og direkte velt være innenfor sprekkssystemene som er kartlagt. Kun bøyevelt er innenfor verdiene, men retningen på lagdelingen eller foliasjon legger ikke til rette for dette (Wyllie et al., 2004).

Den største målte bevegelse fra kapittel 4.1.3. på partiet er 4.1mm/år siden 2011. Område hvor dette er gjeldende er i Tallus. Verdiene for område på plataet med berggrunnen er bevegelsene på 1mm/år. Ut fra disse målingene er det ingen tegn til at deformasjonen pågår i dag. Prosessen eller prosessene som har skapt morfologien i dag kan dermed sies å være enten relikte eller suspenderte. Det bilde passer med gradvis avstiging av paraglasiale skredprosesser fra andre deglaserte daler (Ballantyne et al., 2013). Hvor store skredprosesser er mest aktive i eller rett etter deglaseringen.

5.2. Indikasjon på temperaturregime

Gråhøa er nærliggende til grensen i elevasjon for det område som er beregnet å ha permafrost under den kaldeste perioden LIA gjennom Holosen fra Lilleøren (2012). Beregningene skal inkludere område med blokkmark. Det usikkerhet om det er med i kartgrunnlaget område blokkmark oppe på Gråhøa som utgjør disse beregningene. Det er ikke entydig ut fra kildegrunnlaget. Elevasjonen for partiet er plassert helt på grensen for laveste utstrekning.

Overflaten på det ustabile område er dominert av store steiner forenelig med blokkmark dannet av in situ frostforvitring. I seg selv er blokkmark tegn på tidligere temperaturregime hvor det har vært forhold for frostforvitring og muligheter for kald is på dette område (Berthling, Ivar et al., 2011). Blokkmark representerer negativ temperatur anomalier som predisponerer partiet for videre negative temperaturer i forhold til landskapet rundt. Det er derfor mulig at permafrost har representert en rolle i stabiliteten av dette partiet uten at det er med i disse beregningene fra Lilleøren et al. (2012). Ved ytterligere kaldere perioder enn LIA

gjennom glasiasjons perioder som YD og Sen Weichsel er det overveidende sannsynlig at det har vært permafrost i grunnen på Gråhøa.

Perioden med temperaturdata som er målt på feltområde strekker seg over 52 dager. En svært begrenset periode sammenlignet med tidsperioden på 2 år som det må være registrert gjennomsnitt temperatur under 0°C før grunnen kan klassifisere som permafrost. Dette er for lite tidsrom med registrert data for å kunne si at område har et temperaturregime som har permafrost. Det trengs en lengre dataserie som gir en gjennomsnittlig overflate temperatur. Ekstrapolering fra data til en årlig serie er utelukket med under 2mnd med data. Beregninger mot sammenlignbare overflatedata fra kjente områder med permafrost kunne gitt en indikasjon på avstand fra permafrost på område i Gråhøa. Det har ikke vært mulig å oppdrive. Sammenligning med andre kjente stasjonsmålinger har derfor vært valget mot metoden. De nærmeste stasjonsmålingene for Gråhøa var Sunndalsøra og Innerdalen. Det er mulig stasjoner i kjente permafrostområder som er lengre unna hadde vært et bedre alternativ å korrelere mot.

I temperaturmålingene på feltloggerne er først tidspunkt for 0°C den 3. Oktober. Det første negative temperaturmålingen i dataserien er langt senere den 20. Okt, og varer bare en kort periode til den 21. Okt når temperaturen i stasjonsmålingene stiger kraftig. En lengre periode med negative lufttemperaturer i stasjonsmålingene presiderer denne negative målingen på feltområde. Påvirkning av termisk konveksjon og utjevningen av latent varme kan gi denne avsatte effekten gjennom denne kaldere perioden. Det kan også være en indikator at variasjoner i direkte stråling gjennom perioden er en viktigere faktor på det termiske regime i grunnen. Med et svært minimalt isolerende dekke er overflaten på feltområde direkte eksponert for denne påvirkningen. Nivået av stråling er ikke tatt høyde for i metoden.

Påvirkningen kan også reflektere at det ikke blir godt nok modellert effekten av temperatur mot høyden ved å bruke en statisk ELR-verdi. Den statistiske beregningen av korrelasjon viser at det er avvik ifra responsen mellom stasjonene og feltområde. Bruk av en generell verdi kan ha gjort at adiabatisk temperaturgradient ikke følger nøyaktig nok faktiske variasjoner i forholdet mellom tørr og fuktig luftmasser gjennom perioden. Dermed kan være en metodefeil ha resulteret i noe av denne manglende korrelasjon.

Nedbør er gjennomgående ikke en stor faktor på målingene på bakkeloggerne. Det eksisterer ingen tydelige temperatur påvirkning som følge av nedbør. Dette kan være fordi måleskala er forskjellig. Durinal verdier for nedbør og time verdier for temperatur. Med justering kunne en

korrelasjon vært beregnet mot temperatur direkte. Mer trolig er beliggenheten til målerne i sprekkene som overliggende skjerm for direkte nedbør. Montering av temperaturmålerne gir svakheter mot nedbørpåvirkning som er viktig å korrigere for. Påvirkningen virker minimal, men størrelsesforholdet er ukjent til mer sammenlignbar materiale ligger til grunn.

Skråningen er nordvendt med potensiale for fønvinder. Denne påvirkningen er ikke beregnet og det gjenstår som et usikkerhetsmoment hvor stor påvirkning disse luftstrømmene har på temperaturforholdene. Det samme gjelder temperaturisolasjoner i baksprekkene fra katabatiske luftstrømmer.

5.2.1. Aktive tine-fryse prosesser i det ustabile område

Tine-Fryse prosesser er forventet å være mest aktiv med variasjoner rundt 0°C (Matsuoka, Norikazu, 2001). Aktive Tine-Fryse prosesser trenger tilgang på flytende vann. Det er ikke mye tilførsel av overliggende vann på det ustabile område annet enn in situ på selve område. Hasler et al. (2012) viser til at kalde prosesser ikke trenger mye vann annet enn in situ nedbør på overflaten før kuldeprosesser kan starte. Enten som regn eller smeltet snø og rim. Størrelsen på nedbørsfelt og eksternt tilført flytende vann vil dermed ha mindre å si så lenge det er tilgang på nedbør på platen.

Slike kuldeprosesser er forventet å gi større forvitring av berggrunnen og sprekk utviding som trolig vil skape deformasjon. Det er kalde temperaturer på område i temperaturdataene og det er tilgang på flytende vann. Hvorfor det ikke er aktiv deformasjon i område i dag fra InSAR målingene er ikke mulig å si fra datamaterialet. En mulighet er at porevolumet i sprekkene allerede er stort nok til å ivareta dilatasjonen fra is-ekspansjon. Stort porevolum skaper også vanskeligheter for danning av cryosuksjon og issegresjon for videre dilatasjon. Stort porevolum gjør at vann har større potensiale for å drenere av område. Et annet moment kan være at berggrunnen er så fragmentert at matrisen i seg selv holder det sammen etter utsmeltingen med minimale deformasjoner. Endringer gjennom sesongen er ikke mulig å se fra gjennomsnittsverdiene for bevegelsesmålingene i oppgaven. Døgn kontinuerlig ekstensometer må monteres i partiet før dette trolig kan påvise.

Den mekaniske modellen fra Krautblatter et al. (2013) er det ikke indikasjoner på er representable for aktive prosesser på område i dag.

5.3. Skredavsetninger i skråningen

Talus er velutviklet uten entydige spor etter steinskred eller fjellskred på overflaten. Kun kampesteiner, løsmaterialet overdekt av tykk vegetasjon i nedre deler med mer sparsommelig opp til bakskrenten. Det er få tegn til fallsortering på overflaten.

Steinsprang etter alfa-beta metoden utløper seg tilnærmet til dagens elveløp for Driva. Utløpet i disse beregningen for Steinsprang vil dekke hele område med avsetninger i skråningen. Et mindre område med kampesteiner som ligger på Giklingtrinnet er utenfor dette beregnede område. Det er mulig disse stammer fra en skredhendelse som ville gitt noe større energi til bevegelsen for massene. Alfa-Beta metoden bruker erfaringer fra andre steder i Norge (Dorren, L. et al., 2011). Denne erfaringen bruker snittverdier som basis i koeffisientene. Det har betydning for utstrekningen ved overføringen til andre konkrete områder og utregningen viser ikke maksimal utløpsområde, det viser snittområde. Forklaringer ved variasjoner i ruhet på overflaten, mindre vegetasjon på overflaten, tilfeldigheter i innslagpunkt og geometri på kampesteinene har gitt potensielt optimale forhold har gitt større utløpslengde. Kampesteinene er lite sannsynlig at disse stammer fra glacial transport siden de ligger oppå fluviale avsetninger. Fraværet av andre kampesteiner nede på elveslettene kan være forklart ved at de er ryddet vekk av antropogene agenter. Noe som støttes ved at det ikke ligger kampesteiner på dyrket mark oppe på Giklingtrinnet, men hvor det ligger kampesteiner på områder uten dyrket mark lengre ut. Det ligger kampesteiner som dette nede på horisontene i innsnittet til Giklingtrinnet. Disse er mulig har utløpt etter erosjonen på de fluviale avsetningene har hendt, eller de har vært på plass før innsnittet hvor annet løsmaterialet har erodert vekk rundt uten større bevegelser i kampesteinen. Disse to forklaringer gjenstår da for disse kampesteinene. Uten videre datamateriale kan ikke disse brukes til å indikere hendelsesforløp annet enn at de er avsatt etter at fluvialt materialet er avsatt på Giklingtrinnet

Kolluvium oppbyggingen i skråningen er har dype fluviale erosjonsinnsnitt i avsetningene. Flomskred og snøskred prosesser er hovedsakelig i konsentrerte i disse sesong aktive renner. Lav infiltrasjon i tallus vil kanalisere vann på overflaten inn i disse rennene (Figur 26). Flomskred trenger løsmasser og høyt porevannstrykk for å skapes. Tallus har ofte stor infiltrasjon evne fra høyt porevolum (Blikra, L. H. et al., 1998). Over tid vil forvitring perkolere finere materialet ned i tallus som vil gjøre større hindring på infiltrasjonen. Område nedenfor Gråhøa passer ikke inn i dette bildet. Løsmasser er godt oppbygd i matrisen. Disse innsnitt kanalene går i noen tilfeller helt ned til dagens elveslette. De fleste av disse innsnittene ender derimot spredt ut over alluviale vifter i nedre del av skråningen. Resterende

av kanalene ender i overgangen til underkuttingen på skråningen, hvor mye av materialet som er tapt fra disse innsnittene ikke er å spore nedenfor underkuttingen eller er mindre enn forventet. Trolig er dette materialet transportert bort av Driva. De alluviale viftene er veloppbygde, og i enkelte tilfeller i midtre deler av skråningen overbygger og sammenføyer med hverandre. Hvor enkelte kanaler virker fossile og nye alluviale vifter overbygger eldre vifter på disse.

5.3.1. Volum og rekonstruksjon

Høyere toleranseverdier i beregninger med SLBL metoden ville antageligvis gitt større volumanslag ved at iterasjonsutregningen hadde gått dypere. Dette ville ikke gitt en gradvis oppbygging av tallus fra glasiert dalside som er gjort i denne prosessen. Det ville vært nærmere en overflate som ville representere en overfordypet dalside fra et større rotasjonsskred. Dette valget representerer hva som tenkes er det realistiske scenario i utregningen. Ideelt sett ville begge disse blitt utregnet. I tillegg gjør valg av arbitrær avgrensning på 10.000 iterasjonskalkulasjoner i prosessen at volumestimatene blir begrenset. En fri grense av antall kalkulasjoner ville med stor sannsynlighet gi en dypere dalside og større volumberegning som resultat. Videre vil utstrekningen på avsetningene kunne strekke seg dypere enn dagens elveslette. En modellering av dette ved å kalkulere forventet dalbunn for en U-dal som Sunndalen er. Mot dette hadde det vært mulig for så å utregne avsetningene skråningen. Dette kunne gitt en mer realistisk oppbygging av avsetningene i skråningene mot en bre som ville stått mot Giklingtrinnet. Derimot er det usikkert hvor mye mer nøyaktig volumestimatene i disse vil være. Usikkerhetsmomenter ved dalside vil fremdeles være tilstede med andre avgrensning beregninger. SLBL metoden er en modellering av forventet dalside, med innebærende usikkerhet i seg ved at det kun er en estimering av forventet overflate (Jaboyedoff, M. et al., 2005). En geotekniske feltundersøkelser vil i større grad kunne gi bedre sikkerhet på riktige forhold i skråningen. Inkludert trykgheten i dagbrytning på berggrunnen i avsetningen.

Størrelsesforholdene mellom estimatene på volumet gir derimot en klar indikator for hvor mye som er realistisk å forvente i dalsiden. Størrelsesforholdet mellom dette og rekonstruert dalside gir en indikatorer på hva har skjedd i dalsiden nedenfor Gråhøa. Det må vises til at rekonstruksjoner er subjektive. Flatene som er valgt trenger ikke nødvendigvis være de som reflekterer tidligere overflate. Det kan være store variasjoner i volum. Rekonstruksjon 2 og 3 er mulig har en for høy elevasjon og mangler en naturlig dalside som bedre følger topografien. Rekonstruksjonene tar svært lite høyde for erodert overflate fra glasiale prosesser

gjennom YD og sen Weichsel. For å kunne oppnå dette må også krumning ekstrapoleres i overflateplanene, som ikke er mulig ved begrensninger i programvaren. Dette gir utslag på volum beregningene ved at de er større enn realistisk forventet. Derimot er det selv med store variasjoner i disse beregningene ikke nok materiale i avsetningene til å dekke opp tapt initialvolum fra dalsiden. Hverken i rekonstruksjon 2 eller 3. Resultatet er at disse massene mangler ved at store masser er tapt i dalsiden som ikke er mulig å finne i dalbunnen rett nedenfor.

Avsetningene som er i skråningen er trolig at en kombinasjon av materiale i rekonstruksjon 1 og rekonstruksjon 2 som har avsatt materiale over morenemateriale. Breen i Sunndalen gjennom YD er forventet å avsette noe materiale i topografivariasjoner langs dalen (Jarman, D., 2009). Det er heller ikke spor etter sidemorene langs randkanten mot Giklingtrinnet. Svært trolig er det avsatt morenemateriale i dalsiden. Spørsmålet er hvor dypt denne avsetningen er.

Det er lite trolig at initialvolum i rekonstruksjon 1 har blitt tapt i en enkelthendelse. Det er få tegn til dette i skåningen annet enn kampesteiner på Giklingtrinnet. En gradvis utfall av blokker samsvarer bedre med det oppbygde volum i avsetningene i skråningen. Det er mer sannsynlig at mindre områder med større enkeltblokker har løsnet ut fra dalsiden i form av steinsprang har stått for bakrykk i bakskrenten. Større skred i en tidlig fase kan ikke utelukkes. En slik hendelse må derimot være begravet over annet skredmateriale i dalsiden med minimal dagbryting av disse avsetningene.

Raten av steinsprang i kapittel 4.3.5 viser at det trolig ikke er tid tilgjengelig for at denne prosessen skulle begrave hele avsetningene i mindre utstrakt område med indre blotninger. Disse ratene tar ikke høyde for klimavariasjoner gjennom Holosen. Med overvurdering av ratene som er observert på Svalbard vil klimapåvirkningen ikke ha påvirkning på ekstreme estimatet av 881mm/år for bakskrenten. Skal produksjonen til tallus har vært høyere enn dette gjennom Holosen vil større skredprosesser være nødvendig å bidra til sammenheng med disse avsetningsestimatene.

5.3.2. Landheving i Giklingtrinnet

Graden av landheving passer med forventningene i område på 10 300 år før nå. Om endemorenematerialet kom på plass i Giklingtrinnet samtidig med Litjaldaltrinnet ca. 11 200 år før nå, som gjengitt i Follestad, Bjørn A. (1987). Gir det omtrentlig 900 år med muligheter for oppbygging av fluviale avsetninger i dalbunnen over trinnet. Mot dette kan det samtidig gradvis ha bygget seg opp skråningsmaterialet i dalsidene. Dette vil kunne gi en sone med

gradvis oppbygging av sammenflettet materiale mellom skredavsetninger og fluvialavsetninger i dalsiden under denne perioden. Det scenario er representert i volumberegningene for avsetningene 3 og 4 (Tabell 5) uten Giklingtrinnet.

Mens brekanten enda lå i endemorenen vil skråningsprosesser kunne bygge seg opp langs isranden. Hvor dypt dette materialet er avhengig av hvor lang tid isbreen stod i trinnet og hvor mye produsert skredmateriale som ble avsatt i perioden. Overganger mellom skredmateriale og breelavsetninger i dalen er ukjent. Selv om hale skråningen er notert som morenematerialet i Follestad, B.A. (2014). På diakron estimatene fra profil 5 viser disse at en høyde på 115 meter gir et tidligst estimat for dette trinnet på 9800 år før nå Graf 5. **Feil! Fant ikke referanseilden.** Dette trinnet er samme høydenivå som elveterrassen i Figur 26 grid 6943800N-492200E. På dette trinnet er det avsatt en alluvial viften på. Siden dette er det tidligste tidspunktet denne terrassen kunne ha oppstått, vil innsnittet i massene over ha hendt før dette. Skråningsmaterialet over som gjøres innsnitt i vil hovedsakelig ha vært på plass før dette innsnittet.

Usikkerheten i landhevingskurvene gir store variasjoner i dette estimatet. Det er ikke funnet noen triangulerende dateringer av selve Giklingtrinnet som kan bedre diakron beregningene i faglitteraturen. Det gjenstår store usikkerhets momenter. De fluviale avsetningene på Giklingtrinnet er ikke sikkert reflekterer marin grense. Det fluviale innsnittet i trinnet trenger ikke å reflektere landheving. Og det eksisterer store problemer med metodikken i Svendsen og Manglerud (1987). Landhevingskurven fra 0 punktet gir landheving som vi beregner Giklingtrinnet mot. Denne origo virker svært arbitrært posisjonert. Store variasjoner eksisterer i dateringene fra dette kildematerialet i Svendsen et al. (1987) som vil gi variasjoner i plasseringen av denne. Det er ikke sikkert landhevingsratene i Trøndelag nøyaktig reflekterer ratene i Sunndalen. Det vil ha større følger for resultatene i utregningen desto lengre fra 0 punktet det beregnes i kurven. Metoden i oppgaven har videre tatt utgangspunkt i lik landhevingsgrad gjennom perioden 10 300 – 9 000 år før nå. Det ville ikke være i samsvar med akselerasjonen som er observert i landhevingsgraden (Svendsen et al., 1987). Samlet vil det derfor være svært spekulativt å si konkret om resultatene fra landheving. Resultatene bør kun tas som indikasjon. Et ubesvart spørsmål som gjenstår fra disse estimatene er om fluviale prosesser i Driva kan ha erodert med all materialet fra område i tiden tilgjengelig i Holosen om det har vært oppbygd til marin grense?

5.4. Tilknytning til paraglasial justering

Trykkavlastning av bre eller frafall av betydelige masser skråningen foran det ustabile partiet som har bidratt til motstress er kjent fra andre deglasierte områder (Ballantyne et al., 2014; Jarman, David, Crosta, & Clague, 2006). Strukturen på Gråhøa er svært oppsprukket (Figur 3). Diskontinuiteten er dominert av foliasjon på berggrunnen og to store forkastning.

Avskalling som kan indikere stress-avlastnings frakturing vil eksistere i plan som følger topografien. Avskallings burde derfor være nært orientert mot dalsiden langs skråningen (Nichols, 1980). Diskontinuiteter som representerer denne retningen er foliasjonen i settet S1 og forkastningen i F2. Om store områder er tapt utenfor det ustabile partiet vil partier som er tapt i skråningen være dette område som er mest berørt av avskalling. Punktene 1 og 2 i strukturdatasettet kan derimot danne et slikt område. Hvor foliasjon og forkastning har vært flanker hvor utglidning har vært mulig for disse partiene. Slike laterale avgrensninger vil være bruddplan for alle typer svikt mekanisme, ikke bare glideplan for områder med avskalling. Det er derimot ikke mulig å skille verken fra bildematerialet eller den kinematiske analysen å si om dette er et laterale bruddplan, glideplan i foliasjon fra overfordypet masser eller avskalling i foliasjonen fra glasial avlastning.

Baksprekke er det ikke gjennomgående i bakre del av område. Det er fragmentert og oppstår bruddvis. Som indikere en differensiert deformasjon. Områdene hvor baksprekke ligger er sammenfattende med område som er forventet åpning av sprekke gjennom zone of paraglasial relaxation etter Jarman, D. (2009) som vist i Figur 4. Det støttes av at det er mulig å spore diskontinuitetene av dette sprekkesystemet ut av partiet og fortsetter langs dalsiden. Tap av motstress vil tillate en dilatasjon mot denne retningen, i dette tilfellet ut mot skråningen. Tap av motstress i skråningen kan ha tillatt deformasjon å oppstå fra svakere partier med tesilsprekke langs dalsiden (McColl, 2012). Seismiske rystelser spiller en rolle for utløsningen og predisponeringen av fjellskred (McColl, 2012). Og kan deformasjoner som dette. Oppgaven har ingen metoder for å kunne gi et innblikk i dette momentet. Rollen av seismikk på område vil kun være spekulativt ut over at det er få avsetninger som er mulig avsatt i en stor enkelthendelse.

Et mulig scenario av deformasjonen på område kommer fra foliasjon i grunnen er orientert subvertikalt i venstre flanke av partiet, i punkt 4, 5 og 6. (Figur 22 og Figur 24). Kompresjon i dalsiden har vært mellom de ulike foliasjonen i grunnen kan retning på dilatasjonen i en kommet lateralt mot planretningen til strukturen. Gir det større mulighet for forplantning i øvre del av partiet mot skråningen ved at andre deler av partiet står med hindring. Denne

deformasjonen har potensialet til å opptre sammen med bøyevelt i NV retning. Enten ved overfordypning i skråningen eller is indusert stress ved is segregering og dilatasjon av ismasser i porene har gitt økt lateralt stress og kunnet forplantet massene. Forplantningen vil da ha vært i to retninger, mot avlastningen fra dalsiden og lateralt mot foliasjonen. I tiningen av permafrost kan ytterligere deformasjon funnet sted ved at massene har satt seg og dannet en kil i partiet. Denne forplantningen går en vei, ytterligere sykluser vil forsterke denne syklusen. Hoved partiet i scenario 1 er mulig har hatt stor kohesjon og opptrådd mer enhetlig i deformasjonen, Om dette er tilfellet vil dette ha muliggjøre større forplantning av deformasjon når denne kohesjonen ender. Det er mulig dette har oppstått i overgangen til forkastningen hvor scenario 2 starter. Som kan gi en sammenheng som har skaper en større deformasjon i scenario 2 enn andre deler av det ustabile område. En større kohesjon i hoved partiet er i samsvar med større stabilitet fra is i porene (Davies et al., 2001) men også motskreter er forenelig med dette bildet (McCull, 2012). Forkastninger er soner med fragmentering (Fossen et al., 2005). Is mellom mindre fragmenter må kunne forventes å ha mindre evne til å motstå skjærstress på grunn av større mulighet for dreiemoment mellom fragmentene. Med en større kohesjon i partiet vil en deformasjonen vil være størst diagonalt mot skråningen hvor baksprekkene er åpnet. Noe av deformasjonen kan være knyttet til økt sprekkåpning i strukturen. Under dette scenario vil en deformasjon av område vare over tid. Deformasjon og destabilisering kan ikke ha fortsatt etter denne perioden hvor massene har satt seg i kil. Oppstår det konklusjoner hvor disse momentene ikke kan være tilfellet vil ikke dette scenarioet ha en troverdig forklaring på deformasjonen på Gråhøa.

Resultatene fra strukturanalysen, temperaturanalyse og morfostratigrafisk analyse i oppgaven kan ikke konkluderende på hva som har skapt morfologien på Gråhøa. Samlet er det en mengde momenter som taler for paraglacial justering har vært med å skape deformasjonen på det ustabile område. Gjennom manglende plan som kan forklare deformasjonen i den kinetiske analysen. Bevegelsesmålinger fra 2011-2015 som viser små bevegelser under 2mm/år på plataet. Formen på dalsiden med innsnitt. Mengden tapt initialvolum i dalsiden. Volum på avsetningene med SLBL metoden. Raten av steinsprang som må til for å avsette dette. Velutviklet tallus med en rekke fluviale innsnitt og alluviale vifter. Israndkanten i Giklingtrinnet og avsatt morenematerialet. Skråningsmaterialet på trinnet. Fluvialt underkutting og sekvens i avsetningene. Alle forenelig med en syklisk glacial utvidelse modellert i Jarman, D. (2009) som vist i Figur 4 og Figur 5. Videre undersøkelser trengs for å gjøre disse indikasjonene om til et konkret eksempel på paraglacial justering.

6. Konklusjon

Problemstillingen som oppgaven ønsket å besvare var 3 hovedspørsmål:

- Er det mulig å forklare fjellpartiet deformasjon og dagens morfologi med de observerte strukturer?

Den kinematiske analysen viser at strukturen i det ustabile område på Gråhøa ikke kan forklare deformasjon på massene. Det eksisterer ingen glideplan som kinematisk gjør det mulig at dette partiet har beveget på seg. InSAR målinger viser at det er minimal bevegelse i dette partiet i dag med under 2mm/år og støtter konklusjonen over.

- Hvilke skredprosesser har skjedd før på område?

Nedenfor Gråhøa er det gjennom Holosen skredprosesser med steinsprang, snøskred og flomskredprosesser som er kanalisert i egne renner og avsetter på alluvium vifter i skråningen. Kampesteiner fra potensielt enkelthendelse eller steinsprang er utløpt på fluviale avsetninger i dalbunnen. Dette skredmaterialet må ha kommet på plass etter avsetningen av fluvial avsetninger i dalbunnen. Kolluvium må være avsatt før disse prosessene.

Steinsprang ratene gjennom Holosen er maksimalt $881\text{m}^3/\text{år}$ fra baksikanten. Denne raten kan ikke ha bygget opp tallusavsetningene som er beregnet nedenfor gjennom Holosen.

Rekonstruksjon av dalsiden viser store volum som er tapt i skråningen. Beregningene med SLBL metoden viser at det ikke er nok volum i avsetningene til å bygge opp tapt materiale i dalsiden. Store masser fra dalsiden må være utfelt og transportert vekk fra område før morenematerialet i Giklingtrinnet ble avsatt. Det er ikke kjent hvor dette materialet er.

- Kan tidligere skred-, permafrost-, tine og fryse- eller is avsmeltingsprosesser forklare fjellpartiets deformasjon og dagens morfologi?

Indikasjon fra resultatene er at skred-, permafrost-, tine og fryse- og is avsmeltingsprosesser sammenfatter til et holistisk bilde hvor paraglasial justering etter siste istid i tidlig Holosen har skapt deformasjonen og morfologi på Gråhøa. Det er ingen resultater i studien som tar konklusjonen ut over dette. Videre undersøkelser er nødvendig for å komme til fra indikasjoner til en tryggere forklaring.

7. Anbefalinger til videre arbeid

Det er en rekke områder med utforskning som kunne gitt videre kunnskap både om det ustabile område på Gråhøa og forhold som kan knytte seg til utenfor feltområde.

- Periodevis måling av avstanden i baksprekk på Scenario 3 over tid er anbefalt for å følge med om område begynner å bevege seg. Dette område har stort potensiale i å gli ut fra tine-fryse prosesser i diskontinuiteten.
- En numerisk analyse av partiet utenfor venstre flanke på det ustabile område vil gi informasjon om lateral deformasjon mot venstre flanke. Om dette er mulig gjennom egenvekt eller ytterligere stress må påføres før deformasjon.
- Tapt materiale i fluvialt innsnitt i skråningen mot avsatt materiale i alluvial vifte som er avsatt utenfor den fluviale underkuttingen. Dette resultatet kan gi et estimat på når materiale er transportert vekk om det kalkuleres mot innsnitt rater.
- En geoteknisk kartlegging av overgangen mellom Giklingtrinnet og skråningen kan gi tydelig avstand til berggrunnen i dalbunnen. Ytterligere vil det kunne gi innblikk i sekvensen mellom skråningsavsetninger, glasifluviale avsetninger og morenemateriale i trinnet for en historisk oppbygging. Resultatet av dette funnet vil potensielt gi innblikk i mengden tapt skråningsmaterialet som er avsatt i dalbunnen gjennom tidlig Holosen, Yngre Dryas, Allerød interstadialen og tidligere.
- Lengre temperaturmålinger av overflaten eller i grunnen på Gråhøa kan indikere termiske forhold i grunnen som kan gi innsikt på den reelle utstrekningen av permafrost gjennom Holosen og en kalibrering mot modell.
- Skyggerelieff fra høyoppløselig LiDAR data har vært uvurderlig i kartleggingen av skråningsavsetningene. Det har avslørt former som en rekke alluviale vifter og fluvial innsnitt som trolig ikke ville vært oppdaget uten på grunn av tett vegetasjon. Fremtidig arbeid som omfatter landformer enten i skråningen eller andre steder er anbefalt å innhente slik fjernmåling.

Referanseliste

- Adobe. (2012). Produktinformasjon Photoshop Elements 11. Hentet fra: <https://helpx.adobe.com/photoshop-elements/release-note/photoshop-elements-11-release-notes.html> den 13 April 2016
- Ballantyne, C. K. (2002). A general model of paraglacial landscape response. *Holocene*, 12(3), 371-376.
- Ballantyne, C. K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21(18–19), 1935-2017.
- Ballantyne, C. K., Sandeman, G. F., Stone, J. O., & Wilson, P. (2014). Rock-slope failure following Late Pleistocene deglaciation on tectonically stable mountainous terrain. *Quaternary Science Reviews*, 86, 144-157.
- Ballantyne, C. K., & Stone, J. O. (2013). Timing and periodicity of paraglacial rock-slope failures in the Scottish Highlands. *Geomorphology*, 186, 150-161.
- Berthling, I., & Etzelmüller, B. (2007). Holocene rockwall retreat and the estimation of rock glacier age, Prins Karls Forland, Svalbard. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 89(1), 83-93.
- Berthling, I., & Etzelmüller, B. (2011). The concept of cryo-conditioning in landscape evolution. *Quaternary Research*, 75(2), 378-384.
- Blikra, L., Longva, O., Braathen, A., Anda, E., Dehls, J., & Stalsberg, K. (2006). Rock slope failures in Norwegian fjord areas: examples, spatial distribution and temporal pattern *Landslides from massive rock slope failure* (pp. 475-496): Springer.
- Blikra, L. H., & Nemeč, W. (1998). Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45(5), 909-959.
- Booth, A. M., Dehls, J., Eiken, T., Fischer, L., Hermanns, R. L., & Oppikofer, T. (2014). Integrating diverse geologic and geodetic observations to determine failure mechanisms and deformation rates across a large bedrock landslide complex: the Osmundneset landslide, Sogn og Fjordane, Norway. *Landslides*, 12(4), 745-756.
- Bryman, A., & Cramer, D. (2005). *Quantitative data analysis with SPSS 12 and 13 : a guide for social scientists*. London: Routledge.
- Bungum, H., Olesen, O., Pascal, C., Gibbons, S., Lindholm, C., & Vestøl, O. (2010). To what extent is the present seismicity of Norway driven by post-glacial rebound? *Journal of the Geological Society*, 167(2), 373-384.
- Böhme, M., Hermanns, R. L., Oppikofer, T., Fischer, L., Bunkholt, H. S. S., Eiken, T., . . . Nilsen, B. (2013). Analyzing complex rock slope deformation at Stampa, western Norway, by integrating geomorphology, kinematics and numerical modeling. *Engineering Geology*, 154, 116-130.
- Cossart, E., Braucher, R., Fort, M., Bourlès, D. L., & Carcaillet, J. (2008). Slope instability in relation to glacial debuttressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and ¹⁰Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology*, 95(1–2), 3-26.
- Crosta, G. B., di Prisco, C., Frattini, P., Frigerio, G., Castellanza, R., & Agliardi, F. (2014). Chasing a complete understanding of the triggering mechanisms of a large rapidly evolving rockslide. *Landslides*, 11(5), 747-764.
- Cruden, D. M., & Varnes, D. J. (1996). Landslides: investigation and mitigation. Chapter 3-Landslide types and processes. *Transportation research board special report*(247).
- 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 and Periglacial Processes*, 12(1), 137-144.
- Dorren, L., Domaas, U., Kronholm, K., & Labiouse, V. (2011). Methods for Predicting Rockfall Trajectories and Run-out Zones *Rockfall engineering* (pp. 143-173).
- Dorren, L. K. A. (2003). A review of rockfall mechanics and modelling approaches. *Progress in Physical Geography*, 27(1), 69-87.

- Dowdeswell, J. A., Ottesen, D., & Rise, L. (2010). Rates of sediment delivery from the Fennoscandian Ice Sheet through an ice age. *Geology*, 38(1), 3-6.
- DSB. (2014). *Nasjonalt Risikobilde 2014* (2296). Hentet fra <https://www.dsb.no>
- ESRI. (2016). Produktinformasjon ArcGIS 10.3.4. Hentet fra: <http://esri.com/> den 11. April 2016
- Etzelmüller, B., & Hagen, J. O. (2005). Glacier-permafrost interaction in Arctic and alpine mountain environments with examples from southern Norway and Svalbard. *Geological Society, London, Special Publications*, 242(1), 11-27.
- Fischer, L., Purves, R. S., Huggel, C., Noetzi, J., & Haeberli, W. (2012). On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12(1), 241-254.
- Follestad, B. A. (1987). *Sunnalsøra 1420 III : beskrivelse til kvartærgeologisk kart, M 1:50000 (med fargetrykt kart)* (Vol. 79). Trondheim.
- Follestad, B. A. (Kartograf). (2014). ROMFO 1420 II - Kvartærgeologisk kart M 1:50000. *Norges Geologiske Undersøkelse*.
- Fossen, H., Gabrielsen, R. H., & Fossen, H. (2005). *Strukturgeologi*. Bergen: Fagbokforl.
- Gisnås, K., Etzelmüller, B., Farbro, H., Schuler, T. V., & Westermann, S. (2013). CryoGRID 1.0: Permafrost Distribution in Norway estimated by a Spatial Numerical Model. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(1), 2-19.
- Glenn, N. F., Streutker, D. R., Chadwick, D. J., Thackray, G. D., & Dorsch, S. J. (2006). Analysis of LiDAR-derived topographic information for characterizing and differentiating landslide morphology and activity. *Geomorphology*, 73(1), 131-148.
- Groneng, G., Christiansen, H. H., Nilsen, B., & Blikra, L. H. (2011). Meteorological effects on seasonal displacements of the Knes rockslide, western Norway. *Landslides*, 8(1), 1-15.
- Gruber, S., & Haeberli, W. (2007). Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research*, 112(F2).
- Haeberli, W. (2005). Investigating glacier-permafrost relationships in high-mountain areas: historical background, selected examples and research needs. *Geological Society, London, Special Publications*, 242(1), 29-37.
- Haeberli, W. (2013). Mountain permafrost — research frontiers and a special long-term challenge. *Cold Regions Science and Technology*, 96, 71-76.
- Hales, T. C., & Roering, J. J. (2005). Climate-controlled variations in scree production, Southern Alps, New Zealand. *Geology*, 33(9), 701.
- Hall, K., & Thorn, C. E. (2014). Thermal fatigue and thermal shock in bedrock: An attempt to unravel the geomorphic processes and products. *Geomorphology*, 206, 1-13.
- Hall, K., Thorn, C. E., Matsuoka, N., & Prick, A. (2002). Weathering in cold regions: some thoughts and perspectives. *Progress in Physical Geography*, 26(4), 577-603.
- Hasler, A., Gruber, S., & Beutel, J. (2012). Kinematics of steep bedrock permafrost. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F1).
- Hencher, S. R., Lee, S. G., Carter, T. G., & Richards, L. R. (2010). Sheeting Joints: Characterisation, Shear Strength and Engineering. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 44(1), 1-22.
- Hermanns, R., Hansen, L., Sletten, K., Böhme, M., Bunkholt, H., Dehls, J., . . . Høgaas, F. (2012). Systematic geological mapping for landslide understanding in the Norwegian context. *Landslide and engineered slopes: protecting society through improved understanding*. Taylor & Francis Group, London, 265-271.
- Hermanns, R. L., Fischer, L., Oppikofer, T., Böhme, M., Dehls, J. F., Henriksen, H., . . . Eiken, T. (2011). Mapping of Unstable and Potentially Unstable Slopes in Sogne og Fjordane.
- Hinchliffe, S., & Ballantyne, C. K. (2009). Talus structure and evolution on sandstone mountains in NW Scotland. *The Holocene*, 19(3), 477-486.
- Huggel, C., Caplan-Auerbach, S., Molnia, B. F., Wessels, R. L., & Gruber, S. (2008). *The 2005 Mt. Steller, Alaska, rock-ice avalanche: a large slope failure in cold permafrost*. Hentet fra: <http://dx.doi.org/10.5167/uzh-3097> den

- Hungr, D., & Evans, S. G. (2004). Entrainment of debris in rock avalanches: An analysis of a long run-out mechanism. *Geological Society of America Bulletin*, 116(9-10), 1240-1252.
- IBM. (2016). SPSS 21 produktdetaljer. Hentet fra: <http://www-01.ibm.com/software/analytics/spss/products/statistics/> den 13. April 2016
- Innovmetric. (2016). Produkt detaljer Polyworks Modeler. Hentet fra: <http://www.innovmetric.com/en/products/polyworks-modeler> den 14 April 2016
- IPA. (1988). *Glossary of permafrost and related ground-ice terms* (Vol. 142). Ottawa.
- Jaboyedoff, M., Baillifard, F., & Couture, R. (2004). Toward preliminary hazard assessment using DEM topographic analysis and simple mechanical modeling by means of sloping local base level.
- Jaboyedoff, M., Derron, M.-H., Rudaz, B., Oppikofer, T., Penna, I. M., & Daicz, S. (2010). *A review of geometrical methods for determination of landslide volume and failure surface geometry*. Paper presented at the GéoQuébec 2015, The 68th Canadian Geotechnical Conference, Quebec, Canada
- Jaboyedoff, M., & Derron, M. H. (2005). A new method to estimate the infilling of alluvial sediment of glacial valleys using a sloping local base level. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 28(1), 37-46.
- Jaboyedoff, M., Oppikofer, T., Abellán, A., Derron, M.-H., Loye, A., Metzger, R., & Pedrazzini, A. (2010). Use of LIDAR in landslide investigations: a review. *Natural Hazards*, 61(1), 5-28.
- Jarman, D. (2009). Paraglacial rock slope failure as an agent of glacial trough widening. *Geological Society, London, Special Publications*, 320(1), 103-131.
- Jarman, D., Crosta, G. B., & Clague, J. J. (2006). Large rock slope failures in the Highlands of Scotland; characterisation, causes and spatial distribution (Vol. 83, pp. 161-182). Amsterdam: Amsterdam, Netherlands: Elsevier.
- Jia, H. L., Xiang, W., & Krautblatter, M. (2015). Quantifying Rock Fatigue and Decreasing Compressive and Tensile Strength after Repeated Freeze-Thaw Cycles. *Permafrost and Periglacial Processes*, 26(4), 368-377.
- Kartverket. (2016). Norgeskart på nett. Hentet fra: <http://www.norgeskart.no> den 20 April 2016
- Kerguilec, R. (2014). Recent patterned grounds development on a glacier surface (Dovrefjell, central Norway): an ephemeral periglacial activity in a paraglacial context. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 96(1), 1-7.
- Krautblatter, M., Funk, D., & Günzel, F. K. (2013). Why permafrost rocks become unstable: a rock–ice-mechanical model in time and space. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(8), 876-887.
- Krautblatter, M., & Moore, J. R. (2014). Rock slope instability and erosion: toward improved process understanding. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(9), 1273-1278.
- Lauknes, T. R., Zebker, H. A., & Larsen, Y. (2011). InSAR Deformation Time Series Using an L_1 -Norm Small-Baseline Approach. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(1), 536-546.
- Lilleøren, K. S. (2012). Late-Pleistocene and Holocene mountain permafrost geomorphology of Norway and Iceland. (no. 1228), *Faculty of Mathematics and Natural Sciences, University of Oslo*, Oslo.
- Lilleøren, K. S., Etzelmüller, B., Schuler, T. V., Gisnås, K., & Humlum, O. (2012). The relative age of mountain permafrost — estimation of Holocene permafrost limits in Norway. *Global and Planetary Change*, 92-93, 209-223.
- Lokrantz, H., & Sohlenius, G. (2006). *Ice marginal fluctuations during the Weichselian glaciation in Fennoscandia, a literature review*: SKB.
- Matsuoka, N. (1990). Mechanisms of rock breakdown by frost action: An experimental approach. *Cold Regions Science and Technology*, 17(3), 253-270.
- Matsuoka, N. (2001). Direct observation of frost wedging in alpine bedrock. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(6), 601-614.
- Matsuoka, N., & Murton, J. (2008). Frost weathering: Recent advances and future directions. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(2), 195-210.

- McCarroll, D., Shakesby, R. A., & Matthews, J. A. (2001). Enhanced rockfall activity during the Little Ice Age: further lichenometric evidence from a Norwegian talus. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(2), 157-164.
- McCull, S. T. (2012). Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology*, 153-154, 1-16.
- Met.Inst. (2016). *Vær- og klimadata på nett*. Hentet fra: www.eklima.no den 01. Januar 2016
- Moore, J. R., Sanders, J. W., Dietrich, W. E., & Glaser, S. D. (2009). Influence of rock mass strength on the erosion rate of alpine cliffs. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(10), 1339-1352.
- Murton, J. B., Peterson, R., & Ozouf, J.-C. (2006). Bedrock Fracture by Ice Segregation in Cold Regions. *Science*, 314(5802), 1127-1129.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Anda, E., & Rye, N. (1988). Block fields in southern Norway: significance for the Late Weichselian ice sheet. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 68(3), 149-169.
- NGU. (2016a). Norges Geologiske Undersøkelse Berggrunnskart N250 Hentet fra: <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/> den 03 Januar 2016
- NGU. (2016b). Norges Geologiske Undersøkelse Løsmassekart og Marin grense Hentet fra: <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/> den 24 April 2016
- Nichols, T. C. (1980). Rebound, its nature and effect on engineering works. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 13(3), 133-152.
- Office, M. (2013). Produktdetaljer Microsoft Office 2013. Hentet fra: <https://products.office.com/nb-no> den 15 April 2016
- ONSET. (2016). Produktdetaljer Hobo Pendant Temperature/Light 64K Data Logger. Hentet fra: <http://www.onsetcomp.com/products/data-loggers/ua-002-64> den 09. April 2016
- Plug, L. J., & Werner, B. T. (2002). Nonlinear dynamics of ice-wedge networks and resulting sensitivity to severe cooling events. *Nature*, 417(6892), 929-933.
- Riseborough, D., Shiklomanov, N., Etzelmüller, B., Gruber, S., & Marchenko, S. (2008). Recent advances in permafrost modelling. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(2), 137-156.
- RocScience. (2016). Produktinformasjon DIPS 6.0: RocScience INC.
- Sass, O., & Krautblatter, M. (2007). Debris flow-dominated and rockfall-dominated talus slopes: Genetic models derived from GPR measurements. *Geomorphology*, 86(1-2), 176-192.
- Schleier, M., Hermanns, R. L., Rohn, J., & Gosse, J. C. (2015). Diagnostic characteristics and paleodynamics of supraglacial rock avalanches, Innerdalen, Western Norway. *Geomorphology*, 245, 23-39.
- Selby, M. J., & Hodder, A. P. W. (1993). *Hillslope materials and processes* (2nd ed. ed.). Oxford: Oxford University Press.
- SeNorge. (2016). *Snø, Vann, Vær og Klima data på nett*. Hentet fra: <http://www.SeNorge.no> den 03. Februar 2016
- Skrednett. (2016). Skredhendelser på nett. Hentet fra: <http://www.skrednett.no/> den 20 April 2016
- Sollid, J. L., Carlson, A. B., & Torp, B. (1980). Trollheimen – Sunndalsfjella – Oppdal Kvartærgeologisk kart 1:100 000 Kort beskrivelse til kartet Trollheimen – Sunndalsfjella – Oppdal Quarternary map 1:100000 Short description of the map. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 34(4), 177-189.
- Sollid, J. L., Isaksen, K., Eiken, T., & Ødegård, R. S. (2003). *The transition zone of mountain permafrost on Dovrefjell, southern Norway*. Hentet fra: <http://dx.doi.org/10.13140/2.1.3417.0561> den
- Sollid, J. L., & Sørbel, L. (1979). Deglaciation of western central Norway. *Boreas*, 8(2), 233-239.
- Steffen, H., & Wu, P. (2011). Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia—A review of data and modeling. *Journal of Geodynamics*, 52(3-4), 169-204.
- Svendsen, J. I., & Mangerud, J. (1987). Late Weichselian and holocene sea-level history for a cross-section of western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 2(2), 113-132.
- United States Committee on Extension to the Standard Atmosphere, C. (1976). Definition of the 1976 Standard Atmosphere to 86 km. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office
- Vie, E. (2012). Kvartærgeologisk kartlegging og rekonstruksjon av isavsmeltinga i Grødalen, Sunndalsfjella. *Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen, Bergen*.
- Vorren, T., & Mangerud, J. (2006). Istider kommer og går. *Landet blir til. Norges geologi*, 478-531.

- Wilson, P., & Smith, A. (2006). Geomorphological Characteristics and Significance of Late Quaternary Paraglacial Rock-Slope Failures on Skiddaw Group Terrain, Lake District, Northwest England. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 88(3), 237-252.
- Wyllie, D. C., & Mah, C. (2004). Rock slope engineering: CRC Press.
- Østergaard, C. D. (2013). Kvartærgeologisk kartlegging og isavsmeltingshistorie i Sunndalen, Møre og Romsdal. *Institutt for geovitskap, Universitetet i Bergen, Bergen*.

Vedlegg

Vedlegg 1: Tabell for strukturdata på Gråhøa

Obs. punkt	Strukturtype	Retning	Fall vinkel
GRA106	Foliasjon	348	73
GRA106	Foliasjon	338	61
GRA106	Sprekk	229	90
GRA106	Sprekk	223	79
GRA106	Sprekk	110	36
GRA106	Sprekk	122	35
GRA106	Foliasjon	348	73
GRA106	Sprekk	225	75
GRA106	Foliasjon	337	55
GRA106	Sprekk	122	36
GRA106	Foliasjon	348	80
GRA108	Sprekk	235	82
GRA108	Foliasjon	324	44
GRA108	Foliasjon	348	80
GRA108	Sprekk	110	39
GRA108	Sprekk	125	33
GRA108	Sprekk	226	76
GRA108	Sprekk	112	49
GRA108	Foliasjon	358	86
GRA113	Foliasjon	167	83
GRA113	Sprekk	330	7
GRA113	Foliasjon	168	80
GRA113	Sprekk	240	78
GRA113	Sprekk	333	18
GRA113	Foliasjon	352	79
GRA115	Foliasjon	174	74
GRA115	Foliasjon	165	81
GRA116	Foliasjon	164	74
GRA116	Foliasjon	171	84
GRA116	Foliasjon	168	80
GRA116	Foliasjon	345	84
GRA116	Foliasjon	351	89
GRA116	Sprekk	44	86
GRA116	Sprekk	234	87
GRA116	Sprekk	235	81
GRA116	Sprekk	246	82
GRA117	Foliasjon	354	88
GRA117	Sprekk	259	87
GRA117	Sprekk	267	85
GRA117	Foliasjon	167	87
GRA117	Foliasjon	352	89
GRA118	Sprekk	205	65
GRA118	Sprekk	231	66
GRA118	Sprekk	217	85
GRA118	Foliasjon	349	82
GRA118	Sprekk	65	88
GRA120	Foliasjon	346	81
GRA120	Forkastning	15	80
GRA120	Foliasjon	345	76
GRA120	Sprekk	28	87
GRA120	Sprekk	254	62
GRA120	Sprekk	79	86
GRA120	Forkastning	168	60
GRA120	Sprekk	90	88
GRA120	Sprekk	250	88
GRA121	Sprekk	121	51
GRA121	Sprekk	138	56
GRA121	Sprekk	129	51
GRA121	Sprekk	121	52

Vedlegg 2: Viser det ustabile området på Gråhøa utenfor termini. Bilde tatt av Oppikofer, T. (2011)



Vedlegg 3: Viser skråningen nedenfor Gråhøa. Bilde tatt av Bøhme, M. (2013)



Vedlegg 4: Viser venstre flanke deformasjon i partiet. Bilde tatt av Nilsen, G. (2015)



Vedlegg 5: Giklingtrinnet. Bilde tatt av Nilsen, G. (2015)



Vedlegg 6: Skråningen til Gråhøa sett fra Driva. Bilde tatt av Nilsen, G. (2015)



Vedlegg 7: Kampestein på skråningen. Bilde tatt av Nilsen, G. (2015)



Vedlegg 8: Kampesteinfelt på Giklingtrinet. Bilde tatt av Nilsen, G. (2015)



Vedlegg 9: Fluvialt innsnitt i tallus. Viser potensiell blotning av berggrunn. Med aktive fluvialprosesser i nedre høyre hjørne. Bilde tatt av Nilsen, G. (2015)



Vedlegg 10: Renne i tallus Gråhøa. Bilde tatt av Nilsen, G (2015).

