

Verkildalsskredet, et fjellskred i Rondane nasjonalpark. En naturgeografisk studie med fokus på utløsningsmekanismer og geomorfologisk kartlegging.



Torgeir Fiskum Hansvik



Masteroppgave i Naturgeografi

Institutt for Geografi

Universitetet i Bergen

Vår 2013

Forord

Da jeg var avgangselev på videregående visste jeg ikke hva jeg ville studere, men var ganske så klar på at en mastergrad, det trenger man. Jeg tok opp studiehåndboken fra NTNU og valget falt på geografi. Og for en fulltreffer! Gjennom bachelorgraden var jeg innom alle grenene innenfor geografien, og litt til. Da det var på tide med mastergrad falt valget naturligvis på naturgeografi, min fascinasjon for høye fjell og kjærlighet til naturen fikk endelig utløp. Gjennom feltkurs i naturgeografien har jeg fått sett så mange fantastiske steder. Høydepunktet var kanskje et 2 måneder langt opphold på Svalbard, vårsemestret 2012.

Gjennom arbeidet med denne masteroppgaven er det noen personer som har vært ekstra viktige for meg. Jeg vil takke veilederen min Håvard Juliussen (NVE) for at jeg fikk jobbe på prosjektet hans, og for et godt samarbeid i og utenfor feltområdet. Takk til biveileder Henriette Linge (Institutt for Geovitenskap) for tapper innsats under feltarbeidet 2011 og for at hun fikk eksponeringsdateringene ferdige før innlevering. Takk til feltassistentene Jørgen Harby Brochmann og Kristian-Oskar Brundtland for eksemplarisk innsats i godt og dårlig vær. Takk til Colin Ballantyne (Professor, University of St Andrews) for gode innspill og idéer rundt problemstillingen samt strukturen for masteroppgaven og Svein Olaf Dahl (Instituttleder, Institutt for Geografi) for nyttige innspill mot slutten av skriveprosessen. Mor og far må også takkes for generell støtte og lån av bil under feltarbeidet.

Mange timer er tilbragt på GIS-labben på institutt for geografi og tiden ville ikke vært den samme uten det gode selskapet. Jeg vil takke den harde kjernen (dere vet hvem dere er) for samarbeidet, pausene, joggeturene, ølsmakningen og "skitpraten". Det har vært en fornøyelse!

Sist men ikke minst, takk til min samboer Margrete for at tiden utenfor instituttet er så innholdsrik og fin.

Bergen 5. mai 2013

Torgeir Fiskum Hansvik

Abstract

The main objectives of this thesis are to clarify causes and triggers and the geomorphology of a ca. 12 kyr landslide in Verkilsdalen, Rondane National Park, Norway. A high resolution (33*33 cm) Digital Elevation Model (DEM) is constructed in Agisoft Photoscan Professional. The geomorphology is mapped by analyzing the DEM in a Geographical information system (GIS). Strike and dip measurements are performed on the bedrock to highlight weak schist zones. In addition ¹⁰Be exposure dating, temperature logging and weathering measurements help clarify the causes of the landslide and geomorphological processes of the feature.

The theoretical framework of this thesis includes literature within physical geography, including theories around paraglacial rock-slope stability, permafrost and periglacial processes and structural geology.

On basis of spatial analysis the study object is initially classified as a rock-slide, associated with the dip of schist cleavage planes. Local temperature monitoring, flow structures, ice and access of water in the deposit show the presence of an active rock glacier above ca. 1420 masl. Negative temperature anomaly in the deposit could extend the processes associated with rock glaciers below the regional permafrost.

Topography in addition to lithology are the most important factors preconditioning the landslide event. Although one can't pinpoint only one trigger to the event, several possibilities are defined as likely to be preparatory. These factors are water and high cleft water pressure, seismicity, glacial debuttressing, glacial erosion and freeze-thaw processes. The climatic context of the age suggested from the exposure datings indicate that chemical weathering and thawing permafrost could not have been a trigger or preparatory factor for the landslide event.

Innholdsfortegnelse

Forord

Abstract

1	Innledning	1
1.1	Tema og begrunnelse.....	1
1.2	Problemstilling	2
1.3	Tidligere forskning i feltområdet.....	3
1.4	Oppbygning av oppgaven.....	3
1.5	Områdebeskrivelse	4
1.5.1	Geografi og geomorfologi	5
1.5.2	Geologi	7
1.5.3	Klima	8
1.5.4	Kulturminner	12
2	Teori	14
2.1	Fjellskred	14
2.2	Strukturgeologi - definisjoner.....	14
2.2.1	Normalspenning og skjærspenning	14
2.2.2	Skjærstyrke.....	15
2.2.3	Deformasjon - brudd	15
2.2.4	Foliasjon og kløv	16
2.3	Hovedfaktorene som kontrollerer skråningsstabilitet.....	16
2.4	Forberedende faktorer og utløsningsmekanismer.....	18
2.4.1	Jordskjelv.....	18
2.4.2	Glacial påvirkning	19
2.4.3	Klimaforandringer	20
2.5	Klassifisering av fjellskred	21
2.5.1	Steinsprang	22

2.5.2	Fjellutglidninger	23
2.5.3	Komplekse felt	23
2.5.4	Sturzstrom	23
2.6	Steinbreer	24
2.7	Balcheffekten.....	24
3	Metode.....	26
3.1	Introduksjon	26
3.1.1	Fotokamera.....	26
3.1.2	GPS.....	26
3.1.3	Maskinvare	26
3.1.4	Programvare	26
3.2	3D Rekonstruksjon og digital terrengmodellkonstruksjon	27
3.2.1	Introduksjon.....	27
3.2.2	Programvaren og utstyr	27
3.2.3	Fotogrammetri	28
3.2.4	I feltarbeid	29
3.2.5	Etter feltarbeidet	32
3.2.6	Geomorfologisk kartlegging basert på terrengparametre og ortofoto	33
3.3	Strøk og fall målinger.....	33
3.4	¹⁰ Be-datering.....	35
3.5	Temperaturlogging	36
3.6	Schmidt Hammer.....	42
3.6.1	Introduksjon.....	42
3.6.2	Anbefalinger og usikkerheter	43
3.6.3	Innhenting av data	43
4	Datapresentasjon.....	45
4.1	Terrengmodell og kartlegging	45
4.1.1	Geomorfologisk kartlegging ved bruk av skyggeanalyse.....	47

4.1.2	Helningsanalyse.....	51
4.2	Strøk/fall.....	52
4.3	¹⁰ Be Eksponeringsdateringer	55
4.4	Temperaturdata.....	58
4.5	Schmidt Hammer, R-verdier	64
5	Diskusjon.....	66
5.1	Introduksjon	66
5.2	Vurdering av metoder.....	66
5.2.1	3D Rekonstruksjon	66
5.2.2	Strøk og fall	67
5.2.3	¹⁰ Be Eksponeringsdateringer	67
5.2.4	Temperaturdata.....	68
5.2.5	Schmidt Hammer.....	69
5.3	Alder.....	69
5.4	Hva utløste fjellskredet?.....	69
5.4.1	Geologiske faktorer	70
5.4.2	Klimaavhengige faktorer	71
5.5	Klassifikasjon av landform og sekundære prosesser.....	80
5.5.1	Klassifikasjon	80
5.5.2	Sekundære prosesser	81
5.6	Videre arbeid	82
6	Oppsummering og konklusjon.....	84
7	Referanser	86

Vedlegg på DVD:

- DEM
- Fotografisk grunnlag for 3D-rekonstruksjon
- Helningskart A1
- Skyggeanalyse A2

Figurliste

Figur 1-1: Oversiktskart over feltområdet. Blå linje avgrensner området som er kartlagt med terrengmodell. Kartgrunnlaget er hentet fra Geodata Online.....	4
Figur 1-2: Oversiktsbilde. Svart prikk viser lokaliteten Skranglehaugane og rød prikk viser lokaliteten Veslemyldingsbakken. Kartgrunnlaget er hentet fra Geodata Online.....	5
Figur 1-3: Løsmassekart over vestlige Rondanemassivet. Blå linje viser området som er kartlagt med terrengmodell. Løsmassene er hentet fra karttjenesten Arealis fra NGU (2013b).....	6
Figur 1-4: Solifluksjonslobe på ca. 1450 moh. Trolltinden er i bakgrunn og bildet er tatt sør for avsetningen. Rød strek indikerer solifluksjonslobe.....	7
Figur 1-5: Kart over Norge som viser gjennomsnittlig årlig nedbørsum for normalperioden (1961 – 1990). Kartet viser at feltområdet (rødt kryss) befinner seg i regnskyggen (seNorge.no, 2013)	9
Figur 1-6: Permafrostutbredelse i Sør-Norge, modifisert etter Romanovsky (2010). Gul prikk viser lokalitetene til borehullene, rødt kryss viser lokaliteten til feltområdet.....	10
Figur 1-7: MAGT (Mean annual ground temperature) i forskjellige tidsperioder. A 1961-1990, B 1981-2010, C Lille istid ca. 1350 – 1850, D 2071-2100. E viser permafrostdybde i likevekt med klimaet 1981-2010. Modifisert etter Gislås et al. (2013). Feltområdet ligger innefor den svarte firkanten....	12
Figur 1-8: Fangstbåsen fra rusefangstanlegget i Verkilsdalen er lokalisert nedest i avsetningen mot en stor blokk til høyre. Blokken dekker innsynet til "fellene" når reinen kommer sørfra (Per Jordhøy, 2012).....	12
Figur 1-9: Skisse av rusefangstanlegget i Verkilsdalen (Barth, 1977). Øverst til høyre i skissen vises fangstbåsen som ligger i avsetningen.	13
Figur 2-1: Normalspenning og skjærspenning mot en flate.....	15
Figur 2-2: Tre hovedtyper brudd: forkasning, sprekk og spalte (Fossen og Gabrielsen, 2005).	16
Figur 2-3: Illustrasjon av indre og ytre faktorer som påvirker utviklingen og utløsningen av skråningsprosesser. De indre faktorene er skrevet i grått og de ytre faktorene er skrevet i svart kursiv (Jaboyedoff et al., 2005).....	17
Figur 2-4: Illustrasjonen viser utfallet der tre svakhetsflater har ulik gradient, etter Oppikofer og Jaboyedoff (2008).....	18
Figur 2-5: Tre grupper fjellskred: a) steinsprang, b) fjellutglidninger og c) komplekse felt (Braathen et al., 2004).....	22

Figur 3-1: Kameraposisjoner for fotografiene som ble brukt i 3D-rekonstruksjonen. Det transparente laget som dekker skredavsetningen representerer terrengmodellen. Kartgrunnlaget er hentet fra Geodata Online.	30
Figur 3-2: Eksempel på kontrollpunkt. Dette er GCP 11 (1984 moh.), et tydelig landemerke som er synlig fra flere av fotografiene.	31
Figur 3-3: God fordeling av GCP er viktig for stabiliteten til terrengmodellen.	32
Figur 3-4: Måling av strøk og fall ved lokalitet B (1984 moh.) Foto: Jørgen Harby Brochmann.	34
Figur 3-5: Tre blå prikker representerer de tre lokalitetene der det er gjort strøk/fall målinger.....	35
Figur 3-6: Forholdet mellom nøyaktighet/oppløsning og temperatur hos HOBO U23 Pro v2	37
Figur 3-7: HOBO Pro v2 system. Rød ring illustrerer hvilken temperatursensortype som er brukt.	38
Figur 3-8: Monteringsprosedyre for temperaturloggerne som ble boret inn. Først bores hullet (dybde måles med en linjal på boret), så føres temperatursensoren inn før man til slutt tetter hullet med silikon. Foto: Håvard Juliussen.	40
Figur 3-9: Grønne prikker viser fordeling av temperaturloggere	41
Figur 3-10: Oransje prikker representerer lokaliteter i feltområdet, for måling av R-verdier med SH.	44
Figur 4-1: Bildet viser antall overlappende bilder i terrengmodellen. Figuren er hentet fra prosesseringsrapporten i Agisoft Photoscan Pro.	46
Figur 4-2: Skyggeanalyse med tolkninger av ulike soner i feltområdet.	47
Figur 4-3: 10 m høy bergmasse står igjen etter skredhendelsen på ca 1980 moh. Foto: Jørgen Harby Brochmann.	48
Figur 4-4: Fotografi av nedre del av den nordlige skredavsetningen. Rød ring viser noe av den forflyttede bergmassen. Foto: Håvard Juliussen.....	49
Figur 4-5: Helningssanalyse over skredavsetningen ca. 1250 – 1600 moh.....	51
Figur 4-6: Skifrig berggrunn i feltområdet. A: Parallelle grønne glimmerskiferlag med 20-30 cm mellomrom, bildet er tatt av en stor blokk i avsetningsområdet. Legg merke til sprekken som samsvarer med skiferlaget øverst i bildet. B: Mot toppen av Vassberget (1855 moh.) på den andre siden av Verkilsdalen observeres samme foliasjonstrend. C og D: Berggrunn som går ut i dagen, henholdsvis ved 1500 og 2000 moh. Overflaten samsvarer med foliasjonen i bergarten og har samme strøk og fall. Foto: Jørgen Harby Brochmann.....	52
Figur 4-7: Parallelle glimmerskiferlag med jevne mellomrom. Stiplet linje representerer lagflaten. ...	53
Figur 4-8: Lokalitetene der strøk og fall målinger er utført på grunnfjell som går ut i dagen. Lokalitet A (1552 moh.), B (1984 moh.) og C (2018). Rødt kryss viser hvor målingene er utført. Foto: Jørgen Harby Brochmann (A og B).....	53

Figur 4-9: Strøk og fall -målingene visualisert i et stereonett.	54
Figur 4-10: Høydeprofil fra dalbunnen over avsetningen og til toppen av Trolltinden. Stiplede linjer illustrerer foliasjonstrend. Høydeprofilen er hentet ut fra arcmap ved å bruke terrengmodellen som ble konstruert i denne studien.	55
Figur 4-11: Prøve ID og eksponeringsaldre presentert over ortofoto og høydekoter. Kartgrunnlaget er terrengmodellen som er konstruert i oppgaven.	57
Figur 4-12 MAAT (ekstrapolert) for måleperioden i feltområdet, beregnet ut fra den lokale lapseraten i måleperioden. Kartgrunnlaget er hentet fra Geodata Online.	58
Figur 4-13: Temperaturprofil ved 1364 moh.	62
Figur 4-14: Temperaturprofil ved 1712 moh.	63
Figur 4-15: MAGST for near GST og borede sensorer (2-3,5cm), beregnet MAAT og ekstrapolert MAAT plottet opp mot MOH.	64
Figur 4-16: De oransje prikkene representerer målelokalitetene.	65
Figur 5-1: Faktorer involvert i skråningsstabilitet i denne studien. Modifisert etter McColl (2012). ...	70
Figur 5-2: Rekonstruerte temperaturdata fra GISP2-iskjernen på Grønland. Dataene har dårligere oppløsning med alder. Datagrunnlaget er hentet fra Alley (2004)	76
Figur 5-3: Solinnstråling, aerosol, innlandsis, CO2 og SST (sea surface temperature) fra 18 til 0 ka. BP. Modifiser etter Kutzbach og Webb (1993).	78
Figur 5-4: Illustrasjon av klimaet i Yngre Dryas. Diagrammet viser heterogeniteten til XRF tellerate og Ti tellerate. Blå linje markerer skredhendelsen basert på tolkningen av eksponeringsdateringene. Figuren er hentet fra Bakke et al. (2009)	79

Tabeller

Tabell 1-1: Månedsnormaler (°C) for perioden 1961-1990 fra målestasjon Folldal (710 moh.) stasjonsnummer 9110 (eKlima.no, 2013)	10
Tabell 3-1: Anbefalt maskinvarekonfigurasjon for Agisoft Photoscan Professional.	28
Tabell 3-2: Maskinvarekonfigurasjonen brukt i denne studien.	28
Tabell 3-3: Kalibreringsresultater.	38
Tabell 4-1: Rekonstruksjonsstatistikk fra prosesseringsrapporten til prosjektet.....	45
Tabell 4-2: Gjennomsnittlig strøk og fall for de tre lokalitetene.	54
Tabell 4-3: Eksponeringsaldre (26/03/13), Verkilsdalen. Tabellen er laget av biveileder Henriette Linge.	56
Tabell 4-4: Månedsmiddel (°C) i feltområdet (1264 moh.) for perioden august 2011 - juli 2012. August 2011 består av data fra 8. - 31.8 2011 og 1. - 7.8 2012 (Egne data).	59
Tabell 4-5: Månedsmiddel (°C) for perioden august 2011 - august 2012 for målestasjon Folldal - Fredheim (694 moh.) stasjonsnummer 9160 (eKlima.no, 2013).	59
Tabell 4-6: Månedsnormaler (°C) for perioden 1961-1990 fra målestasjon Folldal (710 moh.) stasjonsnummer 9110 (eKlima.no, 2013).	59
Tabell 4-7: Temperaturdata for måleperioden.	60
Tabell 4-8: Gj. snitt R-verdi og standardavvik for målingene på lokalitetene.....	65

Fotografier, figurer og tabeller som ikke har oppgitt forfatter er undertegnedes egne.

1 Innledning

1.1 Tema og begrunnelse

Studieobjektet for denne masteroppgaven er et stort fjellskred i Rondane nasjonalpark. Ut fra historiske data fra Norge konkluderer NGU (Norges Geologiske Undersøkelse) og NGI (Norges Geotekniske Institutt) at man kan forvente to til fire store fjellskredulykker pr. århundre (Høst, 2006). Av skredulykker er det snøskred som tar flest liv, men det er store fjellskred som har forårsaket de største ulykkene, for eksempel Loen 1905/1936 og Tafjord 1934, med til sammen 175 omkomne (Furseth, 2006, Høst, 2006).

Rondane er et område der det tidlig ble forsket på permafrost og periglasielle prosesser (Barsch og Treter, 1976, Dawson et al., 1986, Shakesby et al., 1987). I nyere tid har man identifisert tining av permafrost som en mekanisme som er med på å forklare store fjellskred (Ballantyne, 2013, Fischer et al., 2010, Fischer og Huggel, 2008, Huggel et al., 2012, Sanchez et al., 2010, McColl, 2012). Ved det ustabile fjellpartiet Nordnes i Troms, overvåkes permafrosten nøye da forskere mistenker at det er is i sprekkepartier som holder fjellpartiet sammen (Christiansen og Blikra, 2010, Rapp, 2012). Tining av permafrost er en av konsekvensene av varmere klima (Gisnås et al., 2013, Solomon, 2007). Derfor er det viktig å hente lærdom fra tidligere hendelser for å bruke dette i identifisering og håndtering av framtidige hendelser.

Fjellskred kan undersøkes gjennom ulike disipliner, det er viktig å klargjøre at dette er en masteroppgave i naturgeografi, ikke geoteknikk. Dette innebærer en mer overordnet diskusjon av tematikken og et mindre teknisk fokus på feltområdet. Utgangspunktet for denne masteroppgaven har vært ulike undersøkelser, blant annet om tining av permafrost kan være utløsende faktor for skredet og en 3D-rekonstruksjon av nordvest-siden av Trolltinden, der nedre halvdel av skråningen dekkes av en massiv avsetning. En viktig del av studien er å teste ut en ny fotogrammetrimetode for å kartlegge feltområdet og se om denne kan være med på å belyse problemstillingen.

1.2 Problemstilling

Hovedproblemstilling

- Gjøre rede for hvilke(n) mekanisme(r) som utløste fjellskredet og geomorfologien i avsetningen.

Underproblemstillinger

- Bruke ny fotogrammetrisk metodikk til å konstruere detaljerte terrengmodeller som igjen brukes i en kartlegging av feltområdet.
- Gjøre rede for om hendelsen skjedde i én eller flere faser.
- Avsetningen er tolket både som en inaktiv steinbre (Barsch og Treter, 1976) og som fjellskredavsetning (Dawson et al., 1986). Hvordan karakteriseres avsetningen i dag?
- Klassifisere fjellskredet i henhold til litteraturen.
- Etablere måleperiodens permafrostgrense.

For å belyse problemstillingene blir flere metoder brukt. Konstruksjon og kartlegging av terrengmodellen brukes til å klassifisere type fjellskred og ulike soner i feltområdet. Med detaljerte høydedata kan man lage kart og lettere identifisere ulike områder i feltområdet. ¹⁰Be-eksponeringsdateringer brukes til datering, til å forklare i hvilken klimatisk kontekst avsetningen ble dannet, og indirekte belyse hvilke utløsningsmekanismer som er sannsynlige. Måling av svakhetssoner med strøk og fall peker på indre faktorer i skråningen, som er essensielle for skråningsstabiliteten.

Det brukes temperaturloggere som måler lufttemperatur, bakketemperatur og poreromtemperatur. Måling av poreromtemperatur benyttes fordi blokkhav utgjør som kjent en negativ temperatur anomali, der temperaturen avtar med dypet (Juliussen og Humlum, 2008). Forholdene for permafrost er derfor gode i blokkhav. Feltområdet preges av enorme mengder skredavsetning ($20 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) (Dawson et al., 1986) med store porevolum som favoriserer permafrostutbredelse. Med temperaturdataene etableres måleperiodens permafrostgrense og mulighetene for at det eksisterer steinbreer i avsetningen belyses. Videre

brukes måling av forvitring i avsetningen til å svare på om avsetningen er et resultat av flere skredhendelser.

1.3 Tidligere forskning i feltområdet

Barsch og Treter (1976) sin artikkel "Zur Verbreitung von Periglazial-Phänomenen in Rondane/Norwegen" går gjennom en rekke periglasiale fenomener i området. Forfatterne klassifiserer avsetningen under Trolltinden som en inaktiv steinbre. Ti år senere er Dawson, Matthews og Shakesby (1986) på ekspedisjon i Jotunheimen og Rondane i regi av to britiske universiteter. Forfatterne utgir en egen artikkel om Verkildalskkredet. Landformen blir her tolket som et stort fjellskred, et av de største i Nord-Europa. Skråningen med avsetningen blir så klassifisert inn i fem soner som beskrives.

På grunnlag av store eksemplarer av kartlav (*Rhizocarpon geographicum*) gir forfatterne skredet en minimumsalder på 1000 år. Det blir også gitt en maksimumsalder på 9000 ¹⁴C år, fordi forfatterne argumenterer for at skredavsetningen ligger på toppen av preboreale avsetninger. Videre blir fjellskredet klassifisert som komplekst, det vil si at det inneholder flere typer bevegelse. Men korrespondansen mellom fallet på foliasjonen og skråningsgradienten i løsningsområdet, tyder på at fjellskredet kan knyttes til utglidning. Svekkelse og oppsprekking som følge av permafrost og glasial påvirkning foreslås som utløsningsmekanismer.

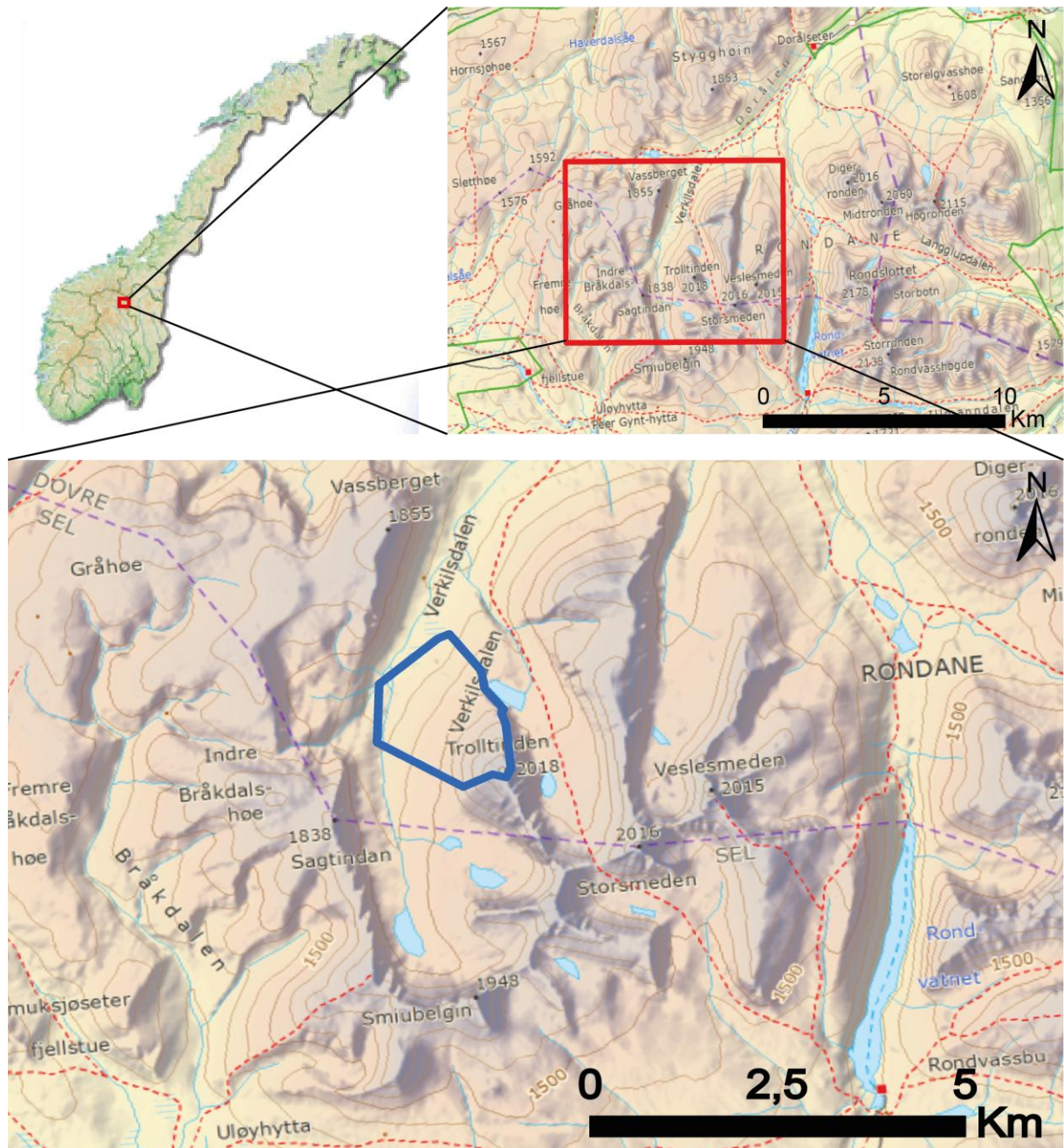
I artikkelen "A regional inventory of rock glaciers and ice-cored moraines in Norway" klassifiserer Lilleøren og Etzelmüller (2011) landformen som en talusderivert steinbre, lobeformet og fossil. Denne forskningen har et regionalt fokus og går ikke i dybden på feltområdet i denne masteroppgaven.

1.4 Oppbygning av oppgaven

Masteroppgaven er delt inn i innledningskapittel med områdebeskrivelse (kapittel 1), en teoretisk del (kapittel 2), et metodekapittel som tar for seg alle metodene som er brukt (kapittel 3) og en presentasjon av data og funn fra feltområdet (kapittel 4). I diskusjonskapitlet (kapittel 5) vurderes metodene som er brukt og problemstillingen diskuteres gjennom egne data og teorien, samt annen forskning på området. Til slutt oppsummeres oppgaven i en konklusjon (kapittel 6).

1.5 Områdebeskrivelse

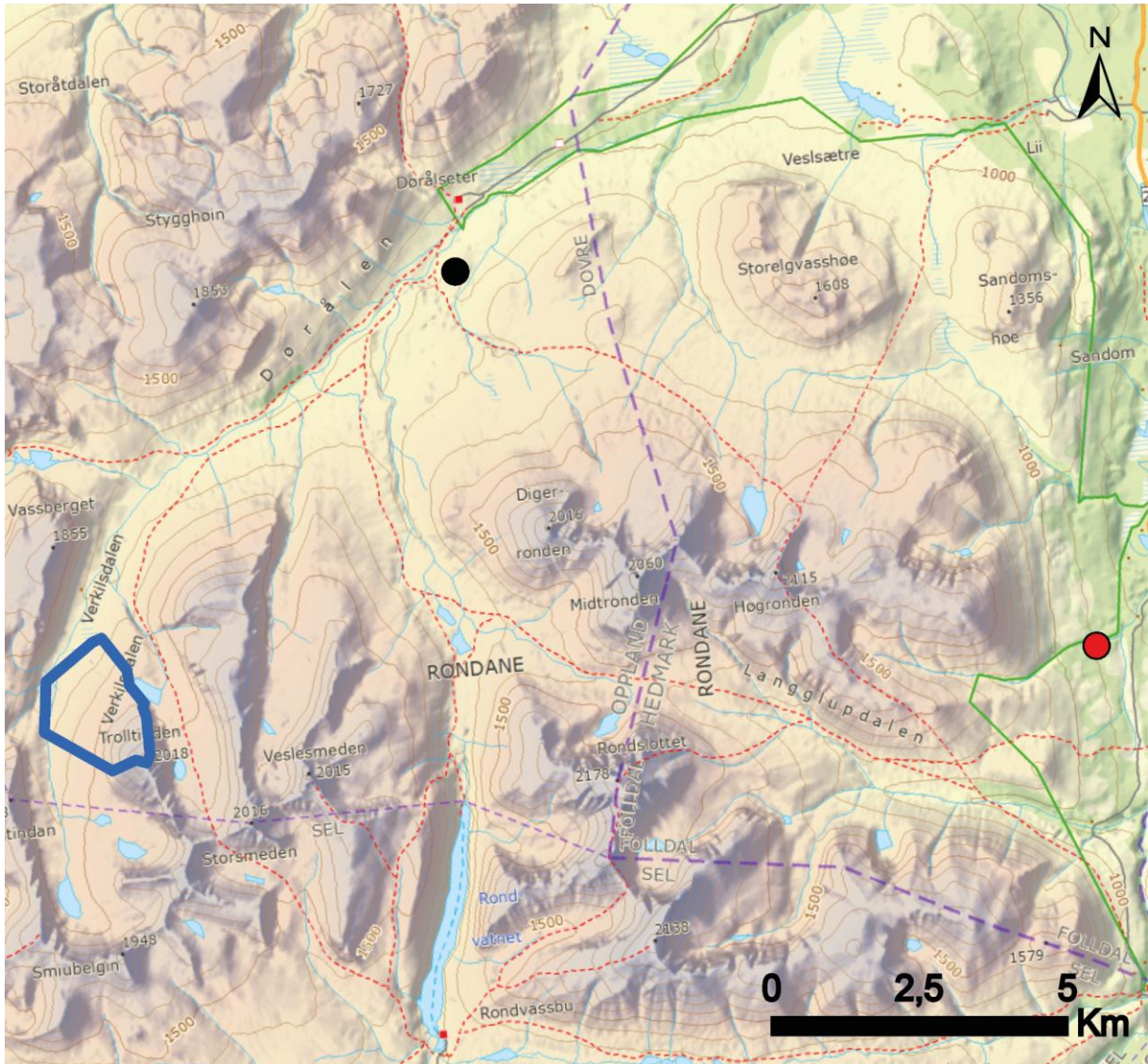
Dette delkapitlet gir en kort beskrivelse av karakteristikkene ved området som er viktige for å koble feltområdet til omgivelsene og er ment til å gi en innføring i områdets geografi, geomorfologi, geologi, klima og kulturminner.



Figur 1-1: Oversiktskart over feltområdet. Blå linje avgrensner området som er kartlagt med terrengmodell. Kartgrunnet er hentet fra Geodata Online.

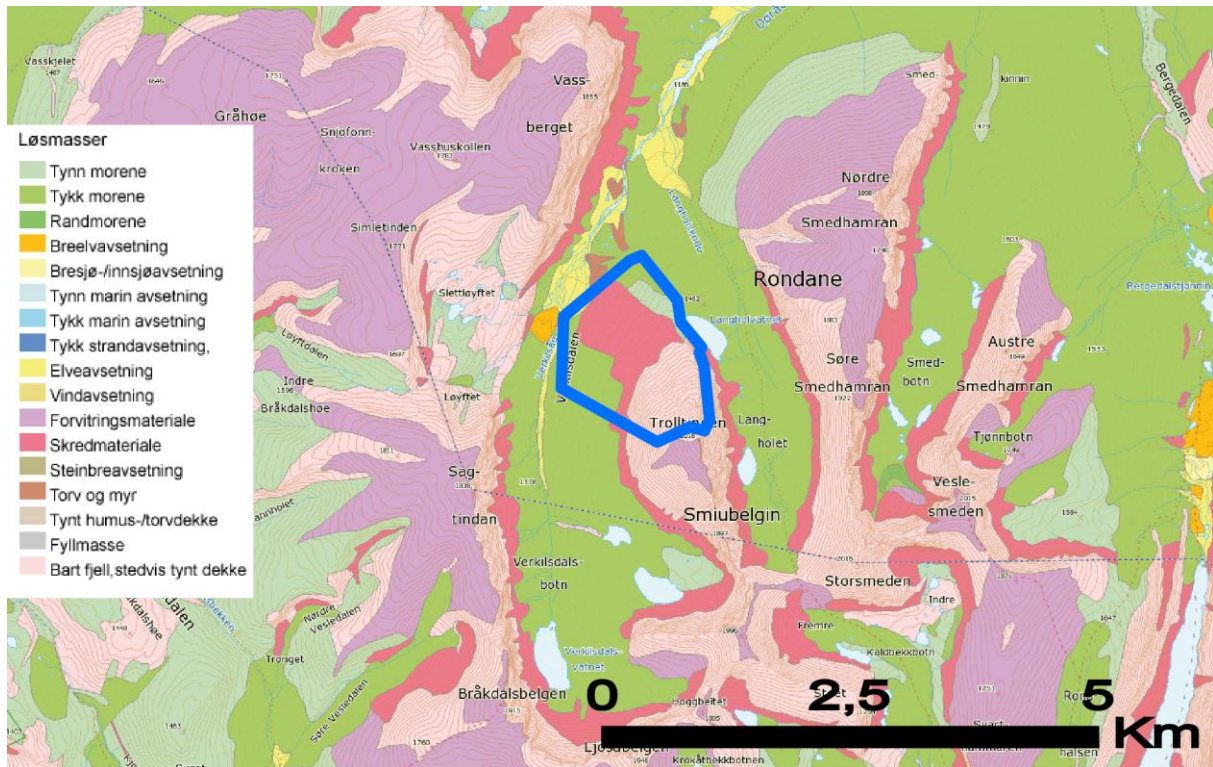
1.5.1 Geografi og geomorfologi

Feltonrådet er lokalisert på den nordvestlige siden av Trolltinden (tidligere Sagtinden) i Verkilsdalen, som ligger i det vestlige Rondanemassivet (figur 1-1).



Figur 1-2: Oversiktsbilde. Svart prikk viser lokaliteten Skranglehaugane og rød prikk viser lokaliteten Veslemyldingsbakken. Kartgrunnet er hentet fra Geodata Online.

Det er også tatt Schmidt Hammer-verdier på daterte blokker ved Skranglehaugane (ventifaktblokk) 2 km S-SV for Dørålsæter, samt ved Veslemyldingsbakken ovenfor Gammelgården (flyttblokk) (Figur 1-2). Toppen av Trolltinden ligger på 2018 moh, mens dalbunnen ligger på om lag 1215 moh.



Figur 1-3: Løsmassekart over vestlige Rondanemassivet. Blå linje viser området som er kartlagt med terrengmodell. Løsmassene er hentet fra karttjenesten Arealis fra NGU (2013b)

Storskala geomorfologi preges av brede daler fylt med morenemateriale, fluviale og glasifluviale avsetninger (figur 1-3), der elver og bekker eroderer i løsmassene og danner små V-daler, for eksempel i Langholskridu som drenerer vann fra Langholet (første dal øst for Trolltinden) ned til Verkilsdalen og Døråe. Slukåser og eskere finnes i de glasifluviale avsetningene nord for skredavsetningen og nedover Verkilsdalen. Fjellmassivet i det vestlige Rondane med Veslesmeden, Storsmeden, Smedhamran (Nørdre, Austre og Søre), Vassberget, Simubelgin og Trolltinden er alle rundt 2000 moh. og er tydelig slakere vestover og stupbratte østover. Denne trenden kan være et resultat av berggrunnens strøk og fall, da det er registrert og kartlagt klare strøk og fall trender i området (Siedlecka, 1987).

Det er ingen trær i området, trelinjen går ved ca. 1000-1100 moh (Löffler og Finch, 2005) Vegetasjonen i området er karrig og avtar ved om lag 1500 moh (kun lav over 1500 moh.), fra 1500 moh. og oppover kjennetegnes bakken av bart fjell, skredmateriale og blokkhav, ofte med lav-vekst. Vestsiden av Verkilsdalen har bratte skråninger med mektige talusvifter, flere talusvifter er over 100m høye. Det er aktive skråningsprosesser i Verkilsdalen, i begge feltperiodene hørte man steinsprang daglig, og det er spor av sesongens jordskred (debris flow) i flere av talusene. Verkilsdalen ender opp i Verkilsdalsbotn og Verkilsdalsvatnet på

1446 moh. I tillegg til Verkildalsbotn, finnes det tydelige botner i de fleste dalendene i de vestlige delene av Rondane.

Av konkrete landformer som knyttes til permafrost og periglasielle prosesser finnes det solifluksjonslober (figur 1-4), frostsoringspolygoner og steinbreer i feltområdet og i nærliggende daler i Rondane.



Figur 1-4: Solifluksjonslobe på ca. 1450 moh. Trolltinden er i bakgrunn og bildet er tatt sør for avsetningen. Rød strek indikerer solifluksjonslobe.

I nabodalene Langholet og Smedbotn er steinbreer kartlagt (Barsch og Treter, 1976, Lilleøren og Etzelmüller, 2011, Shakesby et al., 1987). Her er det både talus-deriverte steinbreer og protalus voller. De talus-deriverte steinbreene i Rondane eksisterer på ca. 1500 moh. og er karakterisert som aktive (Lilleøren og Etzelmüller, 2011). Basert på kartlegging av steinbreer fant Lilleøren (2011) at grensen for diskontinuerlig permafrost sannsynligvis går på ca. 1500 moh.

1.5.2 Geologi

Berggrunnen i Verkildalen tilhører Rondeslottformasjonen og består av metasandstein, grå, mørk grå, grågrønn båndet, fin- til grovkornet, feltspatførende, med lag av kvarts-kloritt-

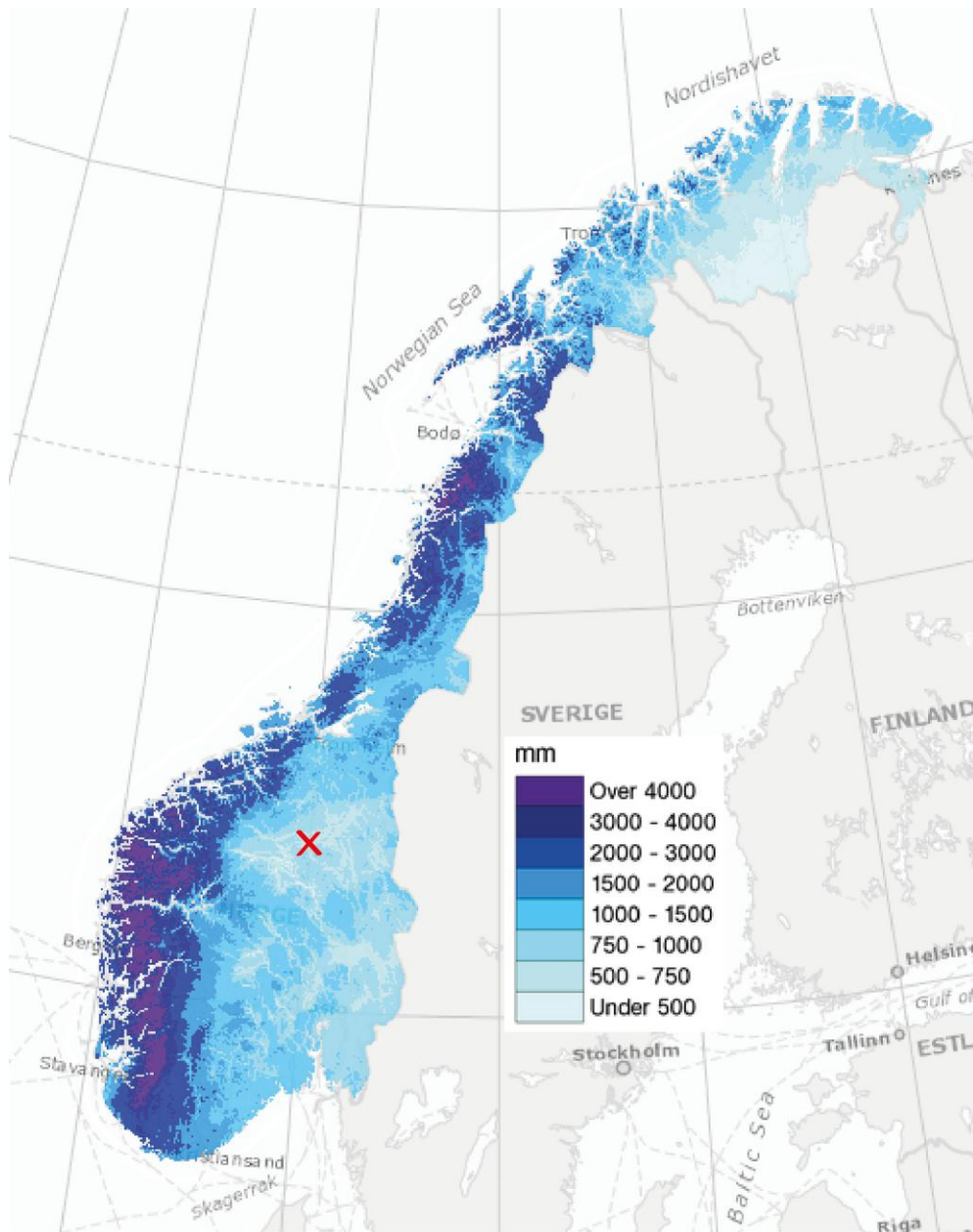
serisittskifer og omdannet konglomerat med kvartsboller (Siedlecka, 1987). Rondeslottformasjonen er en del av Kvitvoladekkekomplekset og er noen tusen meter i tykkelse. Kvitvoladekkekomplekset er dannet av prekambriske dypbergarter, disse opptrer som avrevne flak av grunnfjellsunderlaget sammen med sedimentære lag.

Strøk og fall til foliasjonen er kartlagt av (Siedlecka, 1987) i Langholet, nabodalen øst for Trolltinden og viser et fall på 25° mot N-NV. Samme trend er også registrert i feltområdet, disse resultatene blir presentert i resultatkapitlet.

Skredavsetningen er ca. 1,6 km i lengden og 0,75 km i bredden og består hovedsakelig av store steinblokker. Volumet er estimert til å være $20 \cdot 10^6$ m³ (Dawson et al., 1986).

1.5.3 Klima

Klimaet i Rondane er kontinentalt med lite nedbør (figur 1-5) i løpet av året og lave temperaturer (tabell 1-1). Nedbørsum for 2012 i feltområdet er beregnet til 750-1000 mm, dette var 110-130 % av normalen (1971-2000), mesteparten av nedbøren kommer om sommeren. (seNorge.no, 2013).



Figur 1-5: Kart over Norge som viser gjennomsnittlig årlig nedbørsum for normalperioden (1961 – 1990). Kartet viser at feltområdet (rødt kryss) befinner seg i regnskyggen (seNorge.no, 2013)

De mest representative målestasjonene med temperaturdata for normalperioden (1961 – 1990) og måleperioden i nærheten av feltområdet er Folldal – stasjonsnummer 9110 (710 moh.) og Folldal, Fredheim – stasjonsnummer 9160 (694 moh.) ca. 26 km Nord-Øst for feltområdet. Sistnevnte stasjon var i drift fra februar 2011 og erstattet den gamle. Denne målestasjonen ligger ca. 600 m. øst for og 16 m. lavere enn den gamle målestasjonen. De to stasjonene ligger i topografisk like områder ved dalbunnen nord for elven Folla, som renner gjennom Folldal og sammenlignes med hverandre og egne temperaturdata i resultatkapitlet.

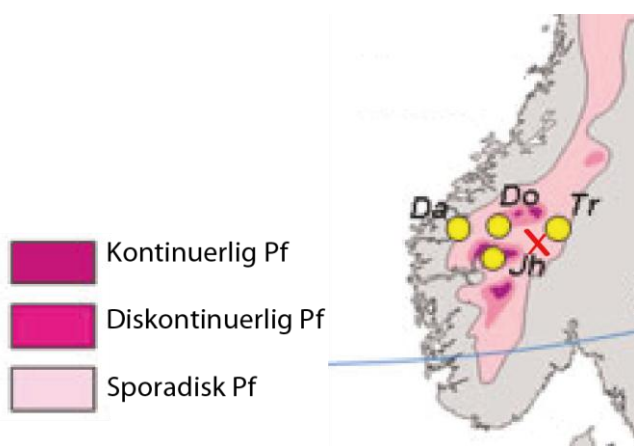
1961-1990	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Des
Temperatur	-10,2	-8,8	-4,8	-0,5	5,5	10	11,3	10,3	6,1	1,9	-4,6	-8,4

Tabell 1-1: Månedsnormaler (°C) for perioden 1961-1990 fra målestasjon Folldal (710 moh.) stasjonsnummer 9110 (eKlima.no, 2013)

MAAT for normalperioden (1961-1990) for Folldal (710 moh.) stasjonsnummer 9110 var 0,65 °C.

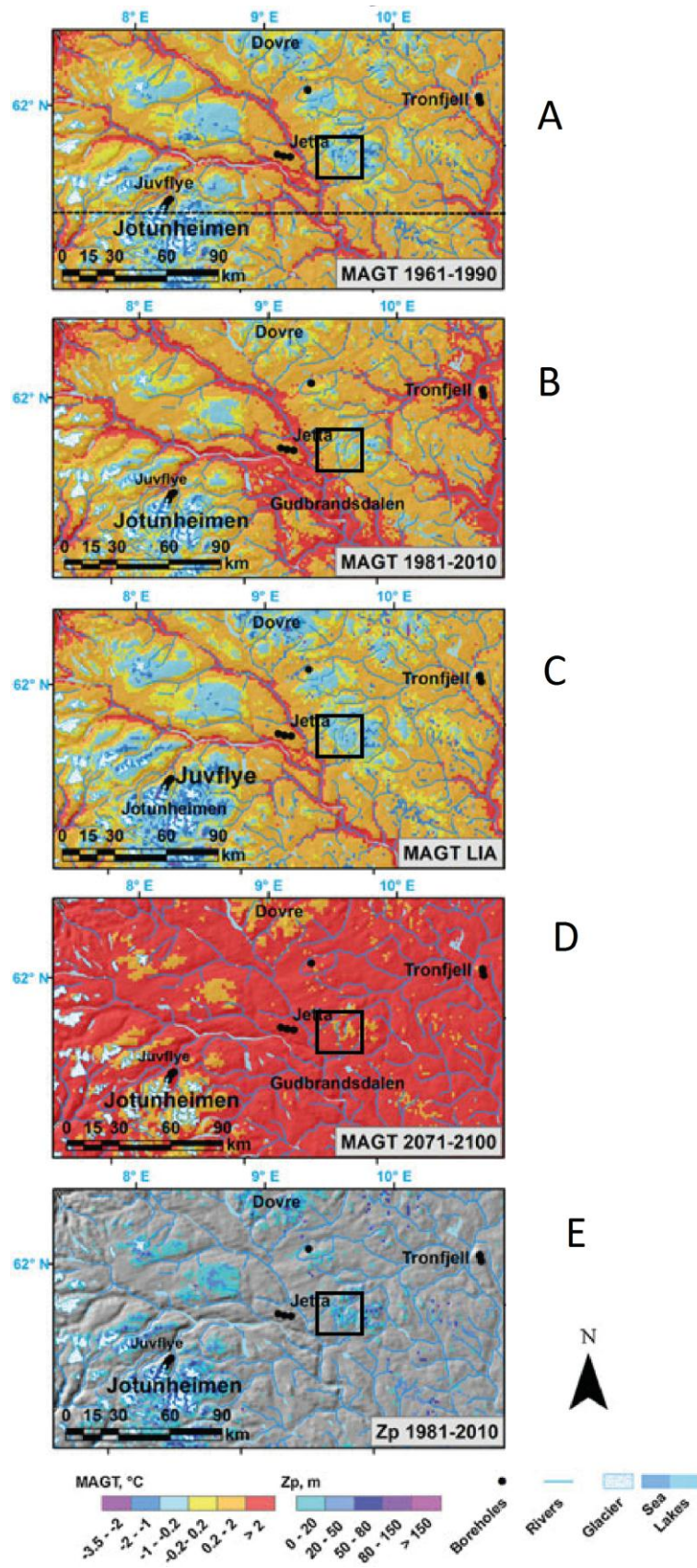
1.5.3.1 Permafrost

Feltområdet og Rondane er nært knyttet til permafrost (Barsch og Treter, 1976, King, 1986, Lilleøren og Etzelmüller, 2011). Permafrost er områder der bakken (jord og stein, kan inkludere is og organisk materiale) der temperaturen er 0 °C eller mindre, i minst to år etter hverandre (IPA, 2013). Permafrost i høyfjellsområder er særlig interessant på grunn av koblingen til klimaforandringer og fjellskredaktivitet. Det er foretatt flere studier med det formål å kartlegge permafrost i fjellområdene i Norge. I sammenheng med det internasjonale polaråret (2007-2009) presenterte IPA (the International Permafrost Association) temperaturdata fra 8 borehull ved 4 lokaliteter i Sør-Norge (Romanovsky et al., 2010).



Figur 1-6: Permafrostutbredelse i Sør-Norge, modifisert etter Romanovsky (2010). Gul prikk viser lokalitetene til borehullene, rødt kryss viser lokaliteten til feltområdet.

På bakgrunn av regional modellering havner feltområdet i sonen for sporadisk permafrost (figur 1-6). Sporadisk permafrost defineres som områder der 10 til 50 % av arealet dekkes av permafrost (Zhang, 2005). Denne kategoriseringen er regional og lokale variasjoner i mikroklima som topografi, overflatekvalitet (for eksempel fast fjell, torv eller blokkhav), solinnstråling og snødistribusjon er viktigst for å forklare den lokale distribusjonen av permafrost.



Figur 1-7: MAGT (Mean annual ground temperature) i forskjellige tidsperioder. A 1961-1990, B 1981-2010, C Lille istid ca. 1350 – 1850, D 2071-2100. E viser permafrostdybde i likevekt med klimaet 1981-2010. Modifisert etter Gislås et al. (2013). Feltoområdet ligger innefor den svarte firkanten.

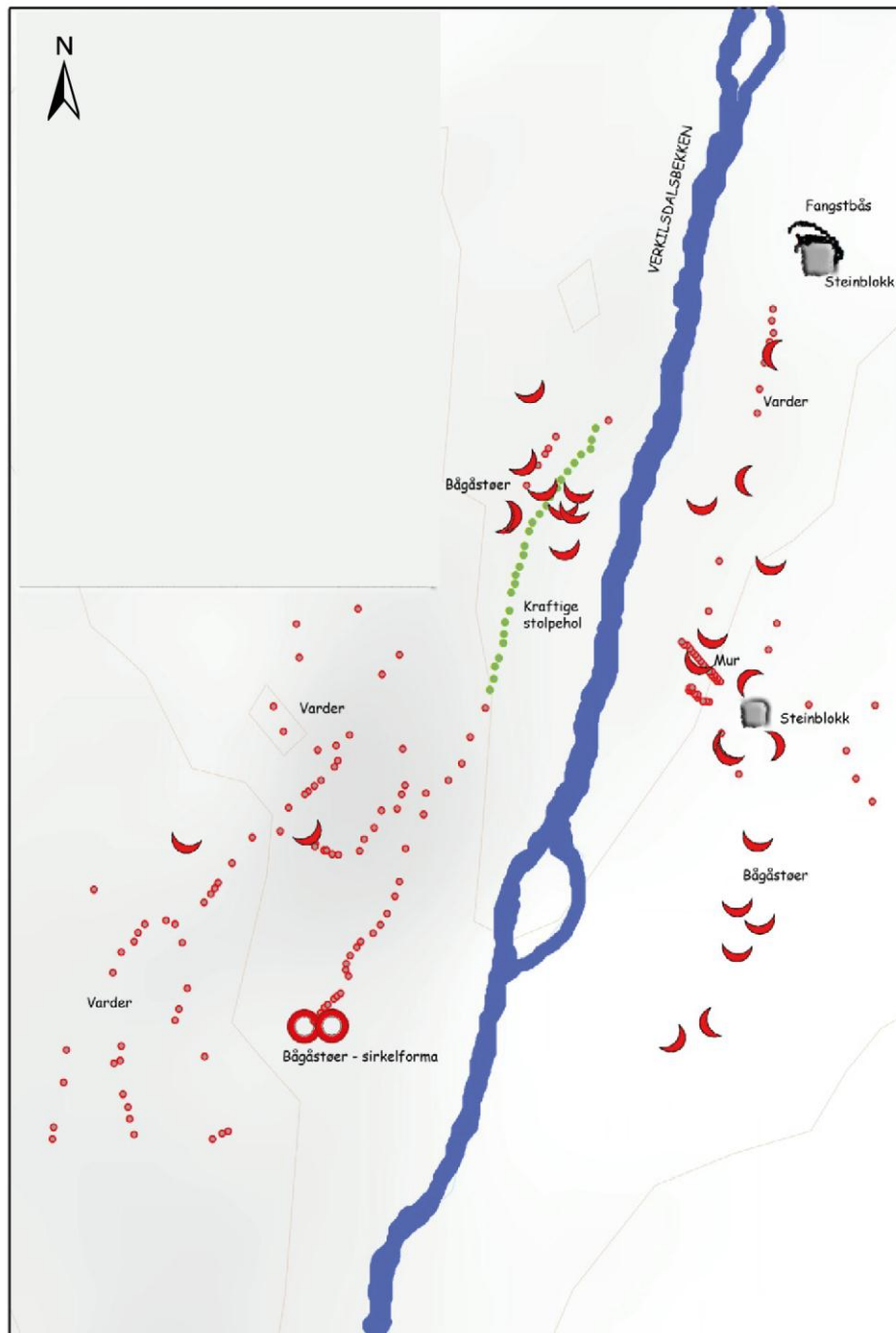
Gislås et al. (2013) har brukt CryoGRID-modellen for å modellere permafrostfordistribusjon med en oppløsning på 1 km² (figur 1-7). Her er også permafrostdybde modellert. Der det er permafrost i Rondane, er permafrostdybden opptil 80 meter tykk (Gislås et al., 2013).

1.5.4 Kulturminner

Villreinen i Rondane var en viktig ressurs for mennesker fra så tidlig som 1700 år før nåtid. Spor av villreinfangst finner vi i store deler av Rondane, også i Verkilsdalen og i avsetningen som studeres i denne masteroppgaven. Fangstanleggene for villrein i Verkilsdalen inneholder bågastøer (murer av stein som jegerne gjemte seg bak), 1 stor fangstbås (en større mur) ved en stor blokk i avsetningen, stolperekker og varder (for å styre dyrene i en bestemt retning) (figur 1-9) (Per Jordhøy, 2012).



Figur 1-8: Fangstbåsen fra rusefangstanlegget i Verkilsdalen er lokalisert nedest i avsetningen mot en stor blokk til høyre. Blokken dekker innsynet til "fellene" når reinen kommer sørfra (Per Jordhøy, 2012).



Figur 1-9: Skisse av rusefangstanlegget i Verkildalen (Barth, 1977). Øverst til høyre i skissen vises fangstbåsen som ligger i avsetningen.

Siden fangstbåsen er lokalisert i avsetningen (figur 1-8) og er hel, er det rimelig å anta at muren ble bygget etter skredhendelsen. Dermed kan fangstbåsen brukes som en minimumsdatering. Per Jordhøy, første forfatter i Norsk institutt for naturforskning rapport 872 – Gamal villreinfangst i Rondane, hevder at rusefangstanlegget i Verkildalen stammer fra vikingetiden, ca. 950- 1200 år før nåtid (Per Jordhøy, pers komm).

2 Teori

Dette kapitlet gir en kort innføring i sentrale begreper rundt fjellskred og årsakene til fjellskred. Først defineres fjellskred før viktige faktorer rundt skråningsstabilitet og utløsningsmekanismer presenteres. Til slutt omtales steinbreer og balcheffekten.

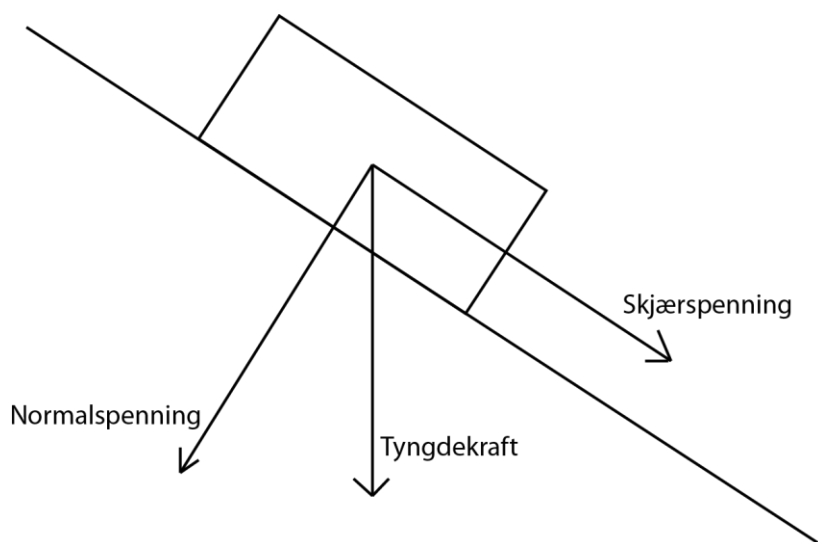
2.1 Fjellskred

Fjellskred defineres som en tyngdekraftdrevet massebevegelse som involverer store masser av steinmateriale som sklir, flyter eller faller ned en fjellskråning (Hungr et al., 2001). Årsaken til fjellskred er ustabiliteter i skråningen som er utløst av ulike lokale mekanismer. Bortsett fra historiske data (NVE, 2013, Furseth, 2006) vet vi relativt lite om skredhistorien i Norge gjennom Holosen (11700 yr BP – nåtid), men vi vet gjennom forskning på skredavsetninger i Troms og Vestlandet at fjellskred har forekommet gjennom hele perioden. Fjellskred i Troms har inntruffet tidligere i Holosen, etter deglasiasjon, mens en rekke fjellskred på Vestlandet gikk i den siste halvdel av Holosen (Aa et al., 2007, Blikra et al., 2006). Ca. 5000 mennesker har mistet livet i ca. 4000 skredulykker de siste 3-400 år i Norge. Bortsett fra to kolossale leirskred (Gauldal 1345 og Verdal 1890), er det store fjellskred som har forårsaket de største ulykkene (Furseth, 2006).

2.2 Strukturgeologi - definisjoner

2.2.1 Normalspenning og skjærspenning

Normalspenning knyttes til spenningsvektoren som virker vinkelrett på en gitt flate og skjærspenning knyttes til spenningsvektoren som virker parallelt med flaten. Spenningsvektoren står imidlertid ikke alltid rett på eller parallelt, som regel ligger den et sted i mellom. Det er da mulig å dekomponere spenningen til en normal og skjærspenningskomponent (figur 2-1). Normalspenning og skjærspenning gir kun mening om det refereres til en flate.



Figur 2-1: Normalspenning og skjærspenning mot en flate.

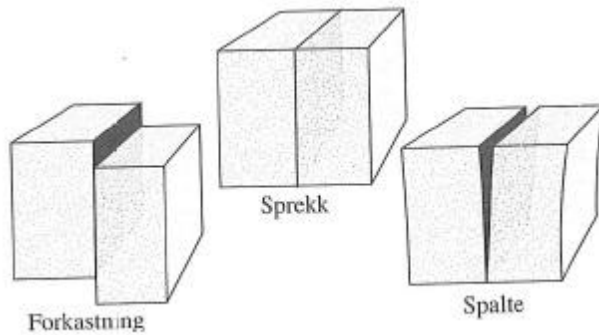
Mineralkornene merker ikke bare spenninger fra en retning, men merker spenninger fra alle kanter. Man kan tenke seg uendelig med flater (mineralkontakter og mikrobrudd) som samtlige opplever spenningsfeltet ulikt (Fossen og Gabrielsen, 2005).

2.2.2 Skjærstyrke

Materialer har en bestemt styrke. I følge Selby og Hodder (1993) defineres styrken som evnen til å motstå deformasjon ved trykkspenning, strekkspenning og skjærspenning. Fjellgrunnen er et hardt og elastisk materiale som består av mineralkorn og krystaller, tett bundet sammen. Om man ser på fjellgrunnen og skråningen som en masse kjennetegnes den som usammenhengende på grunn av sprekker og andre skiller. Fjellgrunnens styrke påvirkes hovedsakelig av disse strukturene, og kreftene som virker på dem (Selby og Hodder, 1993).

2.2.3 Deformasjon - brudd

Viktige betingelser for deformasjon er svakhetssoner i bergarten, særlig foliasjon og sprekker. Deformasjon er et resultat av svakhetssonens styrke, dens orientering og ytre spenning. I kontinuumsmekanikken har materialer tre grunnleggende måter å reagere på ytre spenninger: elastisk, plastisk og viskøs (Selby og Hodder, 1993). Fjellgrunnen er hard og elastisk, men den kan ikke tøyes i det uendelige. Brudd dannes etter elastisk deformasjon og etter et kritisk spenningsnivå (deformasjonsstyrken) er oversteget. Sprø deformasjon er konsentrert i tynne soner som kalles brudd og forkastninger (Fossen og Gabrielsen, 2005, Selby og Hodder, 1993).



Figur 2-2: Tre hovedtyper brudd: forkastning, sprekk og spalte (Fossen og Gabrielsen, 2005).

De tre hovedtypene brudd er forkastning, sprekk og spalte (figur 2-2). Forkastninger eller skjærbrudd kjennetegnes som brudd der bevegelsen har vært parallelt med bruddplanet mellom bergarts-legemene, som har kontakt langs bruddet. Sprekker er brudd der ingen målbar (0,1 nm – 100 nm) relativ bevegelse har inntruffet. Prosessen bak sprekker antas å være tensjon, vinkelrett på sprekkeretningen. Spalter er brudd der bevegelsen har skjedd vinkelrett på bruddplanet, resultatet blir en åpning (Fossen og Gabrielsen, 2005).

2.2.4 Foliasjon og kløv

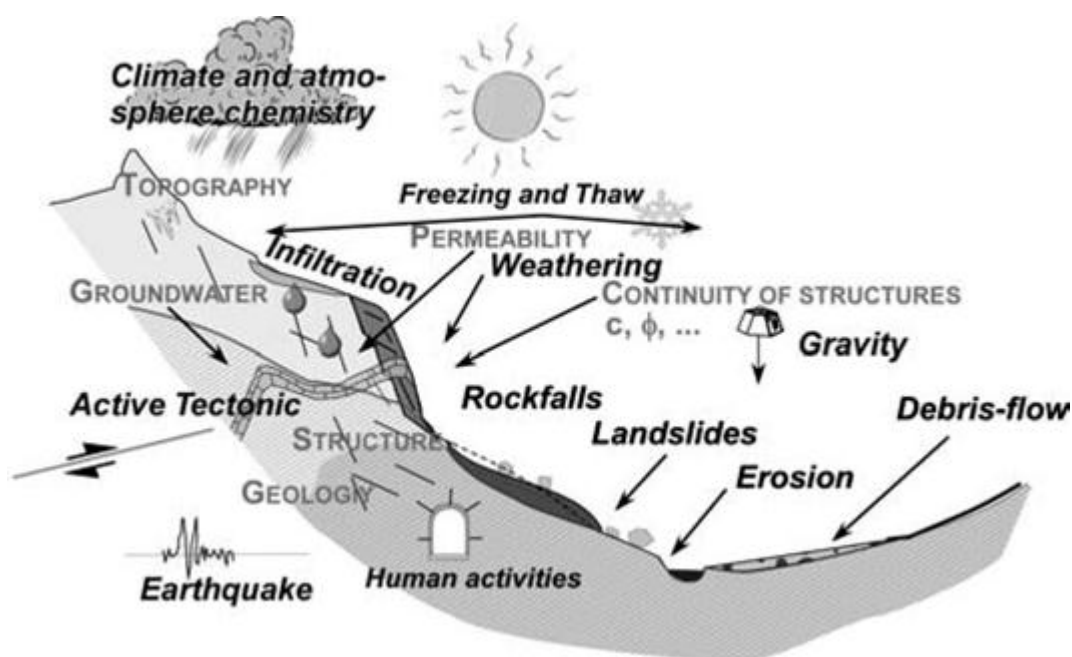
Foliasjon og kløv er viktige faktorer for en fjellsides stabilitet. Foliasjon knyttes til alle fordelte planstrukturer i metamorfe bergarter. Parallellstrukturer i metamorfe bergarter består som regel av plateformede mineraler, for eksempel glimmere (Fossen og Gabrielsen, 2005).

Kløv eller skifrihet knyttes til bergartens evne til å deles opp langs parallelle flater, kløv er derfor en type foliasjon. Folierte bergarter deler seg ikke nødvendigvis lett i foliasjonsretningen, for eksempel feltspatrike og glimmerfattige litologier (Fossen og Gabrielsen, 2005).

2.3 Hovedfaktorene som kontrollerer skråningsstabilitet

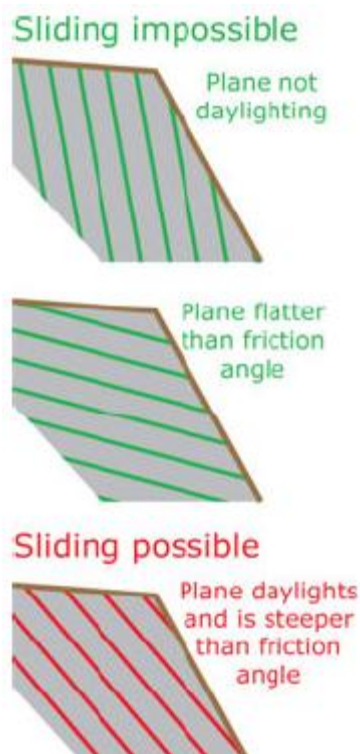
For å bedre forstå den romlige distribusjonen, utviklingen og utløsningen av ustabile fjellpartier og skråninger er det nyttig å tenke seg alle faktorene delt inn i indre og ytre faktorer (figur 2-3). Flere indre og ytre faktorer påvirker utviklingen av ustabile fjellpartier og skråninger som i siste instans utløser fjellskred. Topografien (skråningsgradient, retning, skråningshøyde osv.), geologien (litologi, mekaniske egenskaper til bergartene, tektonikk, deformasjon osv.), vanntrykket og svakhetssoner i bergmassen (sprekker, foliasjon, lagflater osv.) utgjør de indre faktorene (Jaboyedoff et al., 2005). Gjennom kontinuerlige prosesser og

enkelthendelser blir de indre faktorene modifisert av ytre faktorer. De ytre faktorene i denne sammenhengen er tyngdekraft, erosjon, forvitring, jordskjelv, fryse-tine prosesser, ekstreme nedbørsepisoder/perioder, antropogene forstyrrelser, hypogen eksfoliasjon (glasioisostatisk tilbakeslag), glasial fjerning av støtte og degradering av permafrost (Jaboyedoff et al., 2005). De indre faktorene må favorisere fjellskredaktivitet, for at en fjellskredhendelse skal inntreffe, dette forklarer i stor grad distribusjonen av fjellskred. De indre og ytre faktorene kan også deles inn i statisk forbedrende, dynamisk forbedrende og utløsende (McCull, 2012). Denne fremstillingen er nyttig når man leter etter utløsningsmekanismen til et fjellskred, og brukes til ytterligere diskusjon av problemstillingen om hva som utløste fjellskredet.



Figur 2-3: Illustrasjon av indre og ytre faktorer som påvirker utviklingen og utløsningen av skråningsprosesser. De indre faktorene er skrevet i grått og de ytre faktorene er skrevet i svart kursiv (Jaboyedoff et al., 2005)

Gradienten på svakhetsflater som lagdelingsflater og foliasjonsflater, samt skråningsgradienten er viktige for skråningsstabiliteten. Om svakhetsflaten ikke går ut i dagen eller er slakere enn friksjonsvinkelen til svakhetsflaten er en bevegelse langs flaten umulig. For at en glidning langs flaten skal være mulig må svakhetssonen gå ut i dagen, den må ha et fall i samme retning som skråningen, gradienten til svakhetsflaten må være mindre enn skråningsgradienten, men også bratt nok til å overgå friksjonsvinkelen langs svakhetsflaten (figur 2-4) (Wyllie, 2004).



Figur 2-4: Illustrasjonen viser utfallet der tre svakhetsflater har ulik gradient, etter Oppikofer og Jaboyedoff (2008).

2.4 Forberedende faktorer og utløsningsmekanismer

Fjellskred inntreffer når skjærspenningen i bergmassen blir større enn skjærstyrken. Terzaghi (1962) argumenterte for at den kritiske vinkelen for fjellskred i skrån timer med store blokker og med et tilfeldig sprekkesystem er om lag 70° . Men skrån timer trenger ikke være så bratte for at det skal gå fjellskred. Dette indikerer at det finnes mekanismer og krefter som assisterer under deformasjon, forberedende faktorer og utløsningsmekanismer (Braathen et al., 2004, McColl, 2012). Det er usannsynlig at det bare finnes en utløsningsmekanisme som får skred i bevegelse, en utløsningsmekanisme kan ikke regnes som den eneste årsaken selv om den var nødvendig for skredhendelsen (McColl, 2012). Under blir de ulike forberedende faktorer og utløsningsmekanismene gjort rede for. Disse faktorene kan både være forberedende og utløsende.

2.4.1 Jordskjelv

På verdensbasis er jordskjelv en vanlig årsak til fjellskred. Jordskjelv kan føre til at allerede ustabile skrån timer utløses og raser ut. Keeper (1984) konkluderte med at ingen jordskjelv under en magnitudo på 4 kan utløse skred. Norge blir regnet som et stabilt tektonisk område, i Norge finnes det bare noen eksempler på fjellskred der man vet at årsaken er jordskjelv, for

eksempel ved Innfjorden i Romsdalen kan en ung forkastning forklare de mange fjellskredene i fjordområdene i Møre og Romsdal (Carstens, 2013). Kraftige jordskjelv er sjeldne og må skje langs kjente strukturer. Glasiale sykluser kan påvirke jordskjelvaktiviteten, flere forskere peker på en mer aktiv periode tidlig i Holosen og ved slutten av siste istid (Lagerbäck og Sundh, 2008, Ballantyne, 1991, McColl, 2012).

2.4.2 Glasial påvirkning

Glasial erosjon og distribusjon av isbreer spiller en viktig rolle som forberedende faktor for skredhendelser i områder med glasial historie. Glasial erosjon gjør fjellsider brattere, og forsterker den selvpåførte spenningen, samt reduserer skjærstyrken til bergmassen. Ved å erodere i bunn av skråningen slik at svake lag som før den glasiale perioden var stabile, nå blir ustabile fordi de går ut i dagen. (Blikra et al., 2006, Ballantyne, 2002). Når en isbre trekker seg tilbake mister skråningen spenningsvektoren påført av isbreen, den fjerner støtten. Bergarter er elastiske og vil sakte presses sammen under trykk fra is. Når isdekket smelter vekk vil bergmassen frigi residual spenning som er bygd opp under presset fra isen. Dette kan føre til spredning av sprekker inne i bergmassen. Det påførte stresset utløses ikke alltid like etter deglasiasjon, Ballantyne (2002) peker på residual spenning kan trenge betydelig tid på seg for å utløses, og som følge av det kan en eventuell skråningskollaps inntreffe flere tusen år etter deglasiasjon. I glasiale områder med stadige breframstøt og tilbaketrekning vil denne faktoren være viktig (Braathen et al., 2004, Fischer et al., 2006). Likevel er det i perioden etter deglasiasjon disse prosessene er på sitt mest aktive og kan utløse jordskjelv kraftige nok til å utløse fjellskred, denne prosessen kan karakteriseres som paraglasial seismisitet (Mercier et al., 2013).

Blikra et al. (2006) har kartlagt distribusjonen av fjellskred i norske fjordområder i tid og rom. Fjellskred med deglasiasjonsalder er et kjent fenomen, ^{14}C -og havnivå-dateringer fra de kartlagte fjellskredene i Troms viser 10.6 – 11.5 ka. BP. Også enkelte fjellskred på Vestlandet er datert til deglasiasjonsalder. På nordsiden av Island er det nylig kartlagt en sturzstrom (se kapittel 2.5 for klassifisering). På bakgrunn av ^{14}C -dateringer på bjørkerester og daterte strandflater kom Mercier et al. (2013) frem til en alder på skredet på mellom 9000 og 8195 ± 45 yr BP. Denne alderen samsvarer med deglasiasjonskronologien for området og forskerne peker på glasioisotatisk tilbakeslag som den viktigste faktoren for skredhendelsen. Ballantyne og Stone (2013) daterte 17 relikte fjellskred i de skotske høylandene der målet var å etablere en kronologi for å forklare timingen og periodisiteten til fjellskred i postglasial tid frem til 1,5

ka. BP. Fem av fjellskredene inntraff like etter deglasiasjon og 7 av fjellskredene inntraff innenfor 1000 år etter deglasiasjonen. Resten av fjellskredene var irregulært distribuert over de følgende 8000 årene.

2.4.3 Klimaforandringer

Fjellområder er sensitive for endringer i temperatur og nedbør, særlig i områder med isbreer, permafrost og snø. Siden klima er drivkraften bak glasielle sykluser, permafrostforhold og nedbør kan klimaforandringer påvirke skråningsstabilitet. Flere regioner i verden opplever en økning i temperatur og hyppigere ekstremværhendelser (Solomon, 2007). Under presenteres prosesser og hendelser som relateres til klimaforandringer. Prosessene kan både karakteriseres som forberedende og utløsende (McColl, 2012).

2.4.3.1 Kraftige nedbørhendelser og smelting av snø og is

Vanntrykk regnes som en viktig faktor i skråningsprosesser. Mer overflatevann fører til økt vann i undergrunnen. Konsekvensene av økt vanntrykk er redusert normalspenning og som følge av det; redusert skjærstyrke. I tillegg fører vann til en økning av vekten og dermed øker drivkreftene. Vannsøyler vil også presse bergmassen utover, som kan føre til steinsprang. Under snøsmelting og perioder med mye nedbør i form av regn vil vanntrykket øke, særlig i fjell med velutviklede bruddsystem, fordi høy permeabilitet gir høyere vannintegrering. Vann må stå i bruddene for å få dannet et høyt vanntrykk, en mulig mekanisme på det er en lite gjennomtrengelig (lav permeabilitet) membran langs bunnglideflaten, for eksempel en is-såle eller en forkastningsfjellsåle (Braathen et al., 2004). I fjellskred der skredmassen er tynn (under 10 m. tykk) kan enkelthendelser utløse skred, men i tykkere fjellskred der skredmassene er større må det lengre perioder med nedbør på grunn av mengden vann som trengs for å øke vanntrykket (McColl, 2012).

2.4.3.2 Tining/degradering av permafrost

Porevann i bergmasse med permafrost er som regel permanent frosset. Den bindende effekten av isen fører til en mer intakt bergmasse, så lenge isen forblir kald. Med et varmere klima stiger permafrostgrensen og isen smelter (McColl, 2012). Det fører til at skjærstyrken til bergmassen blir redusert som følge av at den bindende effekten til isen er borte (Davies et al., 2001). Om vannet ikke kan drenere øker også vanntrykket, konsekvensene av det er forklart i avsnittet over.

Selv om permafrost i hovedsak er et klimatisk fenomen kan de termiske konduktivitetsegenskapene til substratet og snødekket være kritiske faktorer. Disse faktorene påvirker særlig permafrostutbredelsen i de fjellområder med blokkhav, snø og isbreer (Juliussen og Humlum, 2007, Gislås et al., 2013). Det kan ta lang tid før varmere klima starter å tine permafrosten, og det finnes relikte permafrost flere steder i verden. Dette kan være med på å forklare hvorfor fjellskredaktivitet i noen områder er noe forsinket etter deglasiasjon (McColl, 2012).

2.4.3.3 Tine-fryse prosesser

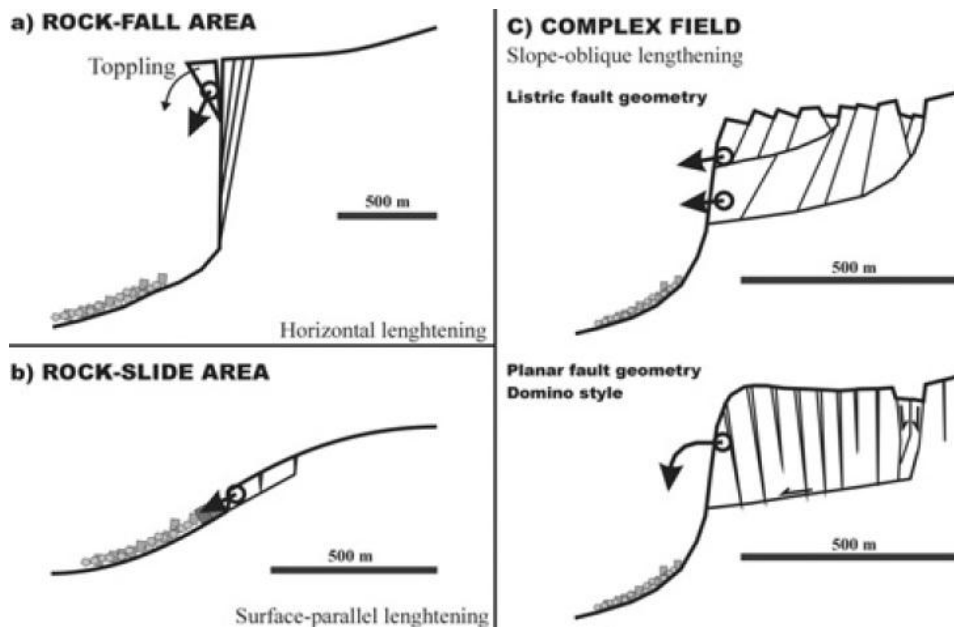
Påvirkning fra frostrelaterte prosesser knyttes til ekspansjon ved overgang fra flytende vann til is, en kapillær tiltrekning av vann mot frysepunktet og spenningen som påføres omgivelsene på grunn av disse prosessene. Frostsprengning kan føre til større åpninger i brudd og være en viktig utløsningsmekanisme. Frostsprengning er mest effektiv mellom $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ og $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ og vekslingen mellom frysing og tining er særlig effektiv (French, 2007).

2.4.3.4 Kjemisk forvitring

Kjemisk forvitring kontrolleres hovedsakelig av tilgangen på vann, derfor er kjemisk forvitring mest aktiv under perioder med mye nedbør og smelting av is og snø, og særlig under deglasiasjon. Kjemisk forvitring langs brudd og i porerom vil redusere skjærstyrken og føre til en mindre stabil skråning (McColl, 2012).

2.5 Klassifisering av fjellskred

Basert på deformasjonsmønstre og fjellskredenes kildeområder har Braathen et al. (2004) klassifisert fjellskred i Norge i tre grupper: (1) steinsprang, (2) fjellutglidning og (3) komplekse felt (figur 2-5). Disse blir presentert under. Alle typer fjellskred utgjør en trussel mot menneskeliv, og alle typer fjellskred kan føre til sekundære effekter for eksempel tsunami, om forholdene ligger til rette for det (Braathen et al., 2004). Det blir gitt eksempler på slike hendelser i avsnittet om steinsprang og komplekse felt. Til slutt presenteres fjellskredtypen sturzstrom, introdusert av Hsü (1975).



Figur 2-5: Tre grupper fjellskred: a) steinsprang, b) fjellutglidninger og c) komplekse felt (Braathen et al., 2004).

2.5.1 Steinsprang

Steinsprangområder har bratte (60-75°) skråninger. Typisk for steinsprang er skråningsparallele brudd som deler større bergmasser inn i mindre blokker (Braathen et al., 2004). Disse blokkene holdes kun fast av friksjonen mellom blokk og berggrunn. Slik det er i alle tilfeller impliserer dette at hvis skjærspenningen overgår skjærstyrken, vil blokken akselerere og fritt fall blir resultatet. Særlig under nye steinsprang, på grunn av nedslagskraften til steinblokkene dannes nye brudd som fører til brattere skråninger. Området består av en enkelt blokk eller av flere blokker som er atskilt av sub-parallele brudd, størrelsen kan variere fra noen m³ til flere mill. m³. Nær kanten, før fallet, oppstår spalter på opptil flere meter som følge av toppling, som er en type rotasjon som oppstår når blokkene roterer mot stupet. Steinsprang representerer en moderat fare mot mennesker, siden nedfallsområdene er så små. De kan få større konsekvenser ved å forårsake jordras om forholdene ligger til rette for det, som for eksempel i to landsbyer ved Perus høyeste fjell Mount Huascarán (6654 moh.) der 18 000 til 20 000 mennesker mistet livet 31. Mai 1970. Et jordskjelv fikk store deler av den nordlige siden av fjellet til å kollapse, steinmassen på 50 til 100 Mm³ var i fritt fall de første 600 m til den møtte skråningen og fortsatte 14,5 km nedover dalen, som videre utløste jordskred. Om steinmaterialet har nedslagsfelt i fjorder og innsjøer, kan det føre til tsunamier slik som Tafjord-ulykken i 1934 (Braathen et al., 2004, Selby og Hodder, 1993).

2.5.2 Fjellutglidninger

Fjellutglidningsområder er moderat bratte ($<45^\circ$) og det finnes foliasjon, lagdeling og brudd som utgjør svakhetssoner i fjellgrunnen, særlig om svakhetssonene ligger sub-parallelt med overflaten av skråningen. Deformasjonen skjer som følge av overflateblokker som sklir langs disse svakhetssonene. Bevegelser i nedre del av skråningen leder gradvis til svikt i skråningens øvre del, viktige faktorer er foliasjon, kornstørrelse, skråningsgradient og skjærstyrken til materialene langs glideplanet. Fjellutglidninger kan representere en betydelig fare for mennesker (Braathen et al., 2004).

2.5.3 Komplekse felt

Komplekse felt knyttes til ustabile skråninger som er større enn 1 km^2 og med en dybde fra 20m til hundrevis av meter. Overflaten består av en kaotisk og ujevn morfologi med flere forkastningsblokker og skråningsgradienten er lav, men brattere nærmere fjorden/dalen. Deformasjonsmønstrene til komplekse felt er ofte intrikate, vanligvis over en eller flere svakhetssoner. Nederste del kjennetegnes av glidning langs foliasjon, brudd og overliggende blokker. Deformasjonsmekanismene knyttes til en kombinasjon av fjellutglidning, steinsprang og rotasjon (toppling). Braathen et al. (2004) deler komplekse felt inn i to typer basert på deres forskjell i blokkbevegelse og forkastningsgeometri: (1) listrisk forkastningsgeometri knyttes til nedovergående og svingende hovedforkastning som danner en betydelig intern deformasjon der blokkene roterer og kollapser. (2) planær forkastningsgeometri knyttes til komplekse felt som har en dominoaktig form. Komplekse felt kan få fatale følger for mennesker, særlig med tanke på størrelsen. Om hele feltet svikter samtidig kan enorme mengder materiale rase flere kilometer nedover dalen før det stopper. Slike skråningskollapser utgjør en signifikant risiko for befolkede områder, om skredmaterialet havner i en fjord kan det dannes enorme flodbølger (Braathen et al., 2004).

2.5.4 Sturzstrom

Sturzstrom brukes om hurtige, store og unormalt lange fjellskred. Det finnes ikke noe godt norsk ord for sturzstrom, men styrtstrøm er kanskje det nærmeste man kommer. Skredmaterialet er derivert fra desintegrasjon av fallende og glidende bergmasse. Disse fenomenene er store, over 1 mill. m^3 og oppnår en hastighet på over 100 km/t (Hsü, 1975). Sturzstrom går ofte svært langt. Lovet for friksjon klarer ikke å forklare lengden på dem, derfor må det være flere faktorer. Flere forskere har kommet med forklaringer på hvorfor sturzstrom flyter så langt. Shreve (1966) mente at en sturzstrom flyter på en pute av

komprimert luft, et av hovedproblemene med denne hypotesen er at lignende hendelser er observert på månen, uten atmosfære. Hsu (1975) beviste at årsaken var kohesjonsløs kornflyt, flyten ble ivaretatt på grunn av kontinuerlig overføring av energi som følge av kollisjoner mellom kornene og den progressive overføringen fra potensiell til kinetisk energi. En passende analogi kan være å tenke seg kornene som atomer i en gass, overføringen av moment og energi skjer flere steder samtidig, når atomene eller kornene kolliderer (Anderson og Anderson, 2010). Det som også er slående med sturzstrom-hendelser er at stratigrafien øverst i avsetningen mer eller mindre er intakt, men ofte strukket. Denne teorien er utviklet i ettertid og beregninger med kraftige datamaskiner med opptil 10^7 korn og får samme resultater som hendelser i den virkelige verden (Campbell et al., 1995).

2.6 Steinbreer

Steinbreer kan noen ganger være til forveksling lik skredavsetninger. French (2007) definerer en steinbre som en tungeformet enhet med frosset steinmateriale, som inneholder is og beveger seg nedover en skråning på grunn av deformasjonen av is inne i steinbreen. Overflaten kjennetegnes ofte av grøtlignende struktur og rygger på tvers av tungen. For at steinbreer skal dannes må det være tilgang på materiale, vann og permafrost. Steinbreer som er aktive utvikles best i kontinentale og halvtørre klima, siden det er her den periglasiale sonen er størst. Den periglasiale sonen kjennetegnes av områder med frostprosesser og permafrost men som ikke er dekt av is. Steinbreer utgjør en effektiv transportmekanisme for løsmasser i flere periglasiale fjellområder. De kan deles inn i tre typer, basert på hvor tilførselen av materiale kommer fra: talusderivert, glisialderivert (French, 2007) og skredderivert (Whalley og Azizi, 2003). I regioner med aktive steinbreer brukes de ofte som et mål for nedre grense for permafrost, og man regner med at de trenger noen tusen år på å utvikle seg (French, 2007).

2.7 Balcheffekten

Temperaturregimene i blokkhav og fjellskredavsetninger er ofte vesentlig forskjellige enn de i berggrunn og jord (Juliussen og Humlum, 2008, Harris og Pedersen, 1998). Fast fjell og jord har ikke de samme store porevolumene som i blokkhav og fjellskredavsetninger. I porevolumene kan kald luft samle seg og fanges fordi den er tyngre enn varm luft. Det fører til kaldere temperaturer og raskere respons på lufttemperatur som er kaldere enn i porevolumet. På vinteren kan kald luft trenge raskt ned å erstatte varm luft og på sommeren er kald luft i porevolumene tyngre enn varm sommerluft, og ligger stabil. Den termiske

koblingen er umiddelbar på relativt kaldere lufttemperaturer. Dette bidrar til lavere temperaturer i blokkhav og fjellskredavsetninger, enn i jord og fast fjell i nærheten. Harris og Pedersen (1998) målte 4 - 7 °C kaldere overflatetemperatur (MAGST) i en overflate bestående av grove blokker enn på nærliggende mineraljord i sørvestlige Alberta, Canada. Juliussen og Humlum (2008) målte 1,3 - 2 °C kaldere overflatetemperatur i blokkhav enn nærliggende fjellgrunn ved Elgåhogna og Sølén på Østlandet. Som resultat av disse faktorene kan man finne permafrost i blokkhav og fjellskredavsetninger under den regionale permafrostgrensen (Harris og Pedersen, 1998, Juliussen og Humlum, 2008).

3 Metode

3.1 Introduksjon

I metodekapitlet presenteres de ulike metodene brukt i denne masteroppgaven. I alle metodene trenger man verktøy for å gjennomføre og dokumentere funnene på best mulig måte. Siden alle målinger gjort i felt, er fotografert, georeferert og bearbeidet på en pc, presenteres informasjon om kameraet, GPS-en, maskinvare og programvare før de andre metodene. Alle observasjoner og bildenummer fra kamera og koordinater fra GPS-en ble notert underveis i feltarbeidet og knyttet til hver lokalitet som ble undersøkt. Dedikerte temperatur, 3D-visualisering -og stereonet-programmer og prosedyre blir presentert under de respektive metodene.

3.1.1 Fotokamera

Kameraet som ble brukt under feltarbeidet i begge sesongene var et 7 år gammelt Canon EOS 400D digitalt speilreflekskamera med Digic 2 bildeprosessor og CMOS sensor på 10,1 megapiksler, høyeste kvalitet i JPEG-format ble brukt. Objektivet montert på er et Tamron SP AF 17-50mm F2.8 XR Di-II LD Aspherical (IF), som er av høyere kvalitet enn standardoptikken som ofte følger med.

3.1.2 GPS

En Garmin GPSmap 62s ble brukt for å georeferere alle lokaliteter og fotografier. Det geografiske koordinatsystemet som ble brukt var WGS 84 / UTM sone 32N. Beste nøyaktighet for denne GPS-modellen er 3 m., men på grunn av topografien i feltområdet var nøyaktigheten dårligere nederst i dalen (>8 m.).

3.1.3 Maskinvare

Feltnotatene ble renskrevet på privat macbook, men all analyse og bearbeiding har foregått på en stasjonær Dell Precision T3500. Dette er en relativt kraftig pc, som har fungert godt til tung 3D-modellering og GIS-analyser. Den har en 4-kjernes Intel Xeon W3530, 2,8 GHz prosessor, 16 gigabyte med internminne og et NVIDIA Quadro 5000, 2.5 GB GDDR5 skjermkort.

3.1.4 Programvare

Alt av data fra feltarbeidet er renskrevet i Microsoft Excel 2010, i Excel er også all statistisk analyse av temperatur -og schmidt hammer-data utført. ESRI sin ArcGIS-desktop pakke

versjon 10.0 er brukt for samtlige GIS-analyser, kartproduksjon og 3D-visualiseringer. I Adobe Illustrator CS5 er kartene og de fleste illustrasjoner redigert på, for å gjøre de mer presentable. Videre er Microsoft Word 2010 brukt for tekstbehandling og selve skrivingen av masteroppgaven.

3.2 3D Rekonstruksjon og digital terrengmodellkonstruksjon

3.2.1 Introduksjon

Formålet med å konstruere en 3D-modell er først og fremst kartlegging av feltområdet, men også til bruk i illustrasjoner gjennom masteroppgaven. Forfatter og veileder ble introdusert til fotogrammetribasert 3D-rekonstruksjon under et seminar med Dr. Dirk Wundram fra geografisk institutt ved universitetet i Bonn, høsten 2011. Dirk Wundram viste fra sin forskning på klimaforandringer og økosystemer i fjellområder hvordan man kunne lage høyoppløselige 3d-modeller med en fotogrammetrisk metode (Wundram og Loffler, 2007). Essensen av metoden var å ta georefererte digitale fotografier fra luften. Med kameraet festet til ballong eller et fjernstyrt helikopter og ved å bruke programvaren Agisoft PhotoScan Professional blir det endelige produktet en 3d-modell, en digital terrengmodell (DEM) eller et ortofoto. En DEM kan importeres i GIS, der en rekke analysemuligheter finnes. Resultatene deres var imponerende. Masterprosjektet hadde ikke ressurser til å investere i et fjernstyrt helikopter med dyre databrikker, men undertegnede så muligheter for fotografering fra den andre siden av Verkilsdalen, mot avsetningen. Motivasjonen for å gå gjennom denne prosessen for å produsere en DEM er oppløsningen. En høy oppløsning gjør det mulig å se karakteristika i skråningen, som ikke er synlig i en standard DEM fra kartverket (10m oppløsning).

3.2.2 Programvaren og utstyr

Agisoft Photoscan er en programvare som gjør det mulig å generere høyoppløselige 3d-modeller fra digitale fotografier (LLC, 2012). Photoscan er tilgjengelig i to versjoner; standard og professional. Standardversjonen er langt billigere enn pro-versjonen, 179 USD mot 3499 USD. Standardversjonen mangler imidlertid vesentlige funksjoner som georeferering og DEM-eksport. Heldigvis finnes det en undervisningslisens til pro-versjonen på 549 USD. Konvertert til dagens kronekurs (1 USD = 5,72 NOK) blir det 3137,-. I denne masteroppgaven er versjon 0.8.5.1423 av programvaren installert og brukt. 3D-modellering er krevende prosesser og Agisoft anbefaler minimum denne maskinvarekonfigurasjonen:

Prosesor: Intel Core i7-2600 4 kjerner, 3,4 GHz
RAM: 16 GB DDR3
Grafikk: NVIDIA GeForce GTX 580, 1,5 GB GDDR5

Tabell 3-1: Anbefalt maskinvarekonfigurasjon for Agisoft Photoscan Professional.

Maskinen som er brukt i dette prosjektet er en Dell Precision T3500 med følgende konfigurasjon:

Prosesor: Intel Xeon W3530 4 kjerner, 2,8 GHz
RAM: 16 GB DDR3
Grafikk: NVIDIA Quadro 5000, 2.5 GB GDDR5

Tabell 3-2: Maskinvarekonfigurasjonen brukt i denne studien.

Prosessoren er flaskehalsen i vår konfigurasjon, men et sterkt skjermkort bidrar positivt i 3D-prosessene. Likevel tok noen av prosessene opptil 2 dager å kjøre ferdig.

3.2.3 Fotogrammetri

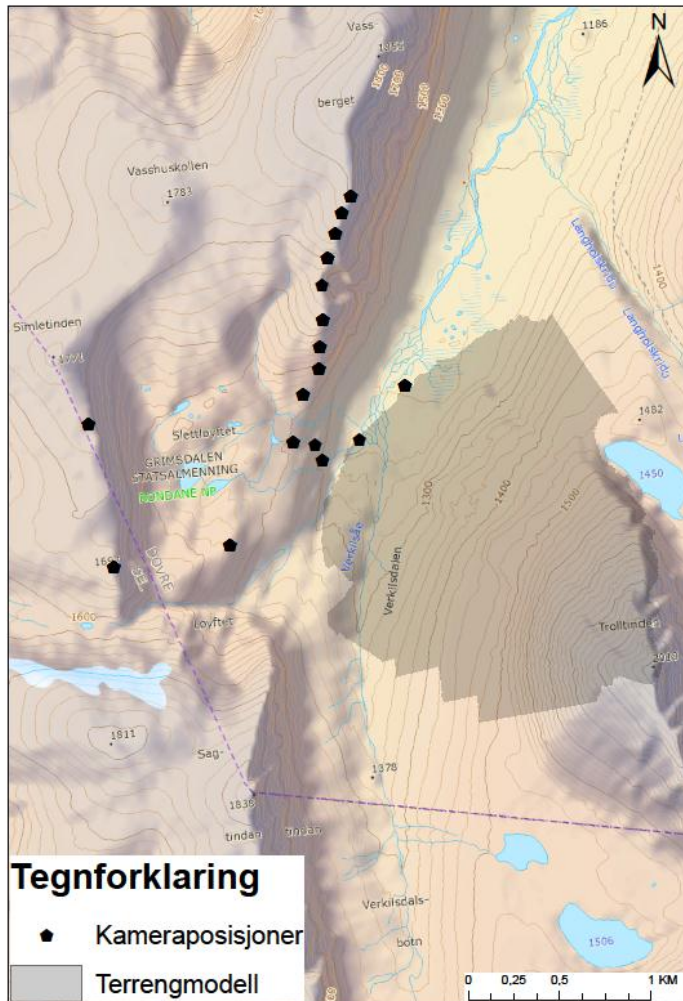
Fotogrammetri knyttes til måling i bildet, for eksempel form, avstand, og beliggenhet. Med fotogrammetri kan man også beregne høydedata som kan brukes til å lage en DEM, ved å bruke en stereoskopisk tolkning av to eller flere bilder som er tatt fra forskjellige vinkler. Denne teknikken beregner ut høydeforskjellen basert på forflytningen av parallaksen mellom samme punkt på begge bildene. Om man gjør dette på flere områder kan man lage en DEM i områder der bildene overlapper (Heywood et al., 2011)

Sentralt i fotogrammetri og ortorektifisering er rekonstruksjon av fotograferingssituasjonen. Denne kan blant annet gjøres i programvaren Agisoft Photoscan. Indre og ytre orientering skjer automatisk når man georefererer bildene. Indre orientering omhandler selve kameraet eller om det er analoge bilder, bildekrymping på papir, denne informasjonen tar Photoscan fra EXIF-informasjonen i bildefilen. Ytre orientering omhandler både relativ og absolutt orientering, relativ orientering knyttes til bildenes posisjon i forhold til hverandre og absolutt orientering måler inn Ground Control Points (minst 3, kjente koordinater som kan hentes fra et digitalt kart), check points og tie points (kan gjøres automatisk). Når det er gjort lages det stereomodeller av bildene ved en trianguleringsberegning (Photoscan, 2013).

3.2.4 I feltarbeid

Fotografering for bruk i fotogrammetri er svært væravhengig. Det er også viktig å få tatt alle bildene på en dag, siden det var snø i feltområdet og stor forskjell i bildene vil føre til vanskeligheter i 3d-rekonstruksjonen siden programvaren blant annet er avhengige av felles billedpunkter. Alle bildene som ble brukt videre i prosessen ble fotografert 5. Juli 2012, under oppholdsvær. Det bør ikke være for mye snø i fotografiene.

Modellen er basert på 78 georefererte fotografier tatt fra Slettløytet og Vassberget nordvest for Trolltinden. For hver kameraposisjon (figur 3-1) ble det tatt ett oversiktsbilde med hele skredet i bildet, samt flere mer detaljerte bilder.



Figur 3-1: Kameraposisjoner for fotografiene som ble brukt i 3D-rekonstruksjonen. Det transparente laget som dekker skredavsetningen representerer terrengmodellen. Kartgrunnlaget er hentet fra Geodata Online.

På hver kameraposisjon ble det notert koordinater og høyde over havet. Disse dataene ble senere i prosessen knyttet til hvert enkelt foto for å danne ytre orientering.

3.2.4.1 Ground control points (GCP)

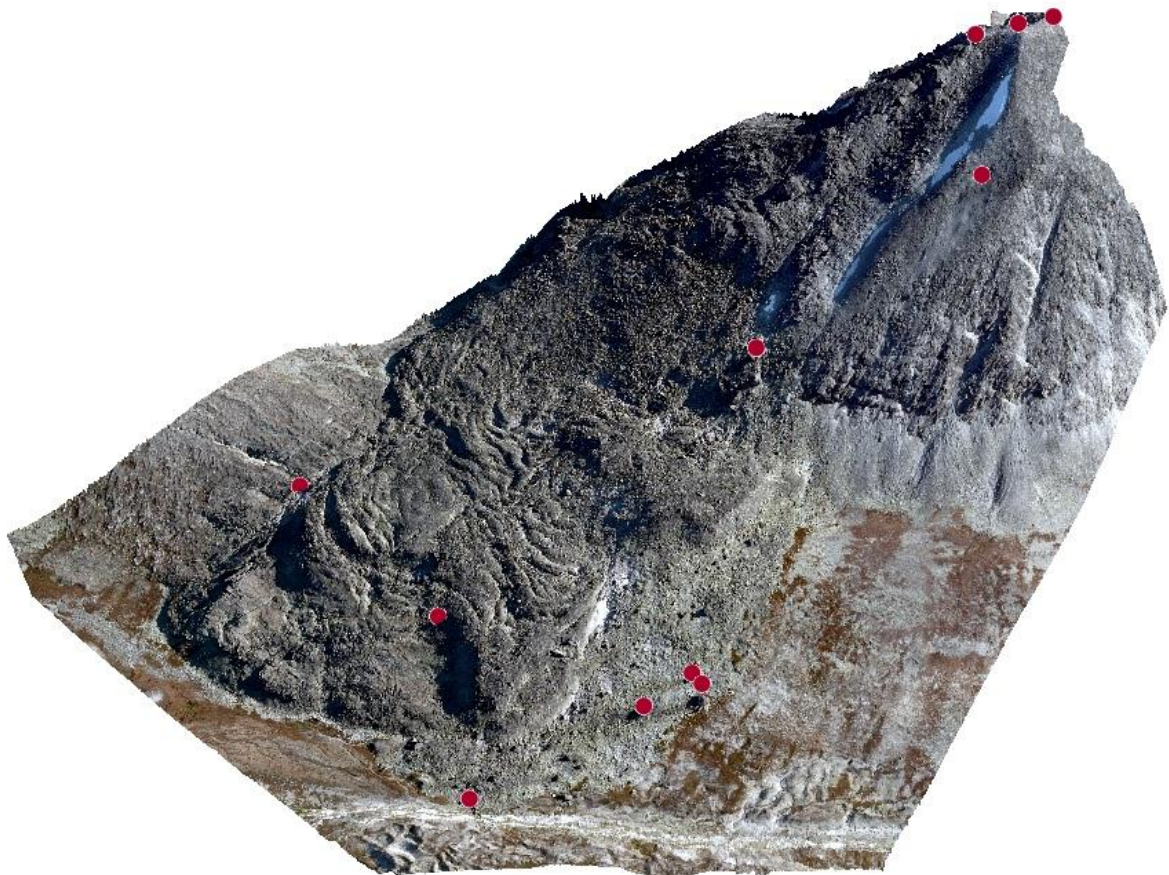
Ground control points eller kontrollpunkter brukes til georeferere modellen og inneholder x, y og z-verdier. I Agisoft Photoscan Professional brukes GCP både til relativ og absolutt orientering. Dette gir bedre rekonstruksjonsresultater og er nødvendig for en nøyaktig georeferering. Kontrollpunkter må være landemerker som er synlige i så mange bilder som mulig. Det er utfordrende i et relativt homogent feltområde preget av steinblokker og blokkhav. Derfor er det kun mulig å bruke de blokkene eller andre objekter som skiller seg ut (figur 3-2), enten ved at de er større enn flertallet eller ligger for seg selv, utenfor de største

avsetningene. Områder med tydelige grenser kan også brukes, for eksempel på snø i avsetningen og toppen av Trolltinden, så lenge man bruker bilder fra samme dag.



Figur 3-2: Eksempel på kontrollpunkt. Dette er GCP 11 (1984 moh.), et tydelig landemerke som er synlig fra flere av fotografiene.

Det ble tatt 15 kontrollpunkter i feltområdet. UTM-koordinater og høyde over havet ble notert, sammen med bildenummer til de bildene som ble tatt av landemerket. Av disse 15 kontrollpunktene ble 11 brukt i rekonstruksjonen (Figur 3-3).



Figur 3-3: God fordeling av GCP er viktig for stabiliteten til terrengmodellen.

3.2.5 Etter feltarbeidet

Etter feltarbeidet organiseres bildene og man må velge ut de beste bildene ut fra kvalitet og god romlig distribusjon. 78 fotografier ble valgt ut og importert til Agisoft Photoscan. Manual som viser framgangsmåte er fulgt og denne ligger på Agisoft sine hjemmesider (LLC, 2013). Alle verktøyene man bruker i programvaren ligger i rekkefølge under workflow-fanen, framgangsmåten er kort fortalt som følger. Etter bildene er lagt til må bildene georefereres med x, y -og z-verdier. Videre sammenstilles fotografiene (align photos) før kontrollpunkter (GCP) markeres i bildene, disse må markeres i alle bilder der kontrollpunktet finnes. Det er ikke mulig å markere alle kontrollpunktene i alle bildene, siden noen bilder er nærbilder for å få et bedre detaljnivå. Dette er en tidkrevende prosess, der de 11 beste kontrollpunktene ble prosjektert om lag 500 ganger. Etter alle kontrollpunktene er markert kan x, y og z-verdier legges til hvert kontrollpunkt.

For å oppnå høyere nøyaktighet kjøres prosessen optimize photo alignment på grunnlag av GCP-posisjonene. Etter denne prosessen er ferdig kan man beskjære modellen, for å fjerne områder man ikke trenger med funksjonen set bounding box. Når alt dette er gjort er det klart for selve 3d-rekonstruksjonen (build geometry), dette er den mest krevende prosessen for datamaskinen og tar lang tid. Når 3d-rekonstruksjonen er ferdig har man mulighet til å konstruere terrengmodell (DEM), man må da velge koordinatsystem og celledørrelse (beste mulige oppløsning for modellen er standard) før man eksporterer. Det er mulig å eksportere til følgende formater: GeoTIFF, Arc/Info ASC2 Grid, BIL og XYZ. I denne masteroppgaven er Arc/Info ASC2 brukt, siden det fungerer godt i ArcGIS.

3.2.6 Geomorfologisk kartlegging basert på terrengparametre og ortofoto

I ArcGIS 10 er hovedsakelig ArcMap og ArcScene brukt for redigering, analyse og visualiseringer. Etter DEM-en ble importert i ArcMap ble den beskåret for å fjerne unødvendige områder. For analyse og kartlegging er hovedsakelig verktøy i Spatial Analyst – verktøyboksen brukt, særlig verktøyene slope (skråningsgradient), hillshade (beregner skygge basert på variasjon i solinnstråling) og aspect (retning) brukes for å bedre se geomorfologiske former. I denne masteroppgaven er hovedsakelig slope og hillshade brukt for å dele feltområdet inn i forskjellige soner, basert på karakteristika i analysene. Med slope, hillshade og aspect er det også mulig med en automatisk kartlegging ved bruk av GEOBIA (Geographic Object-Based Image Analysis) (Hay og Castilla, 2008), men det er ikke fokuset i denne masteroppgaven. ArcScene er brukt for å få en tredimensjonal representasjon av terrengmodellen som egner seg godt til visualiseringer. Her er det drapert et ortofoto fra Norge i bilder (ref) over terrengmodellen, samt at kontrasten justeres for å bedre fremheve særtrekk i avsetningen. Grunnen til at det ikke er brukt egne fotografier til draperingen er fordi det mangler data (piksler) for eksempel bak store blokker.

3.3 Strøk og fall målinger

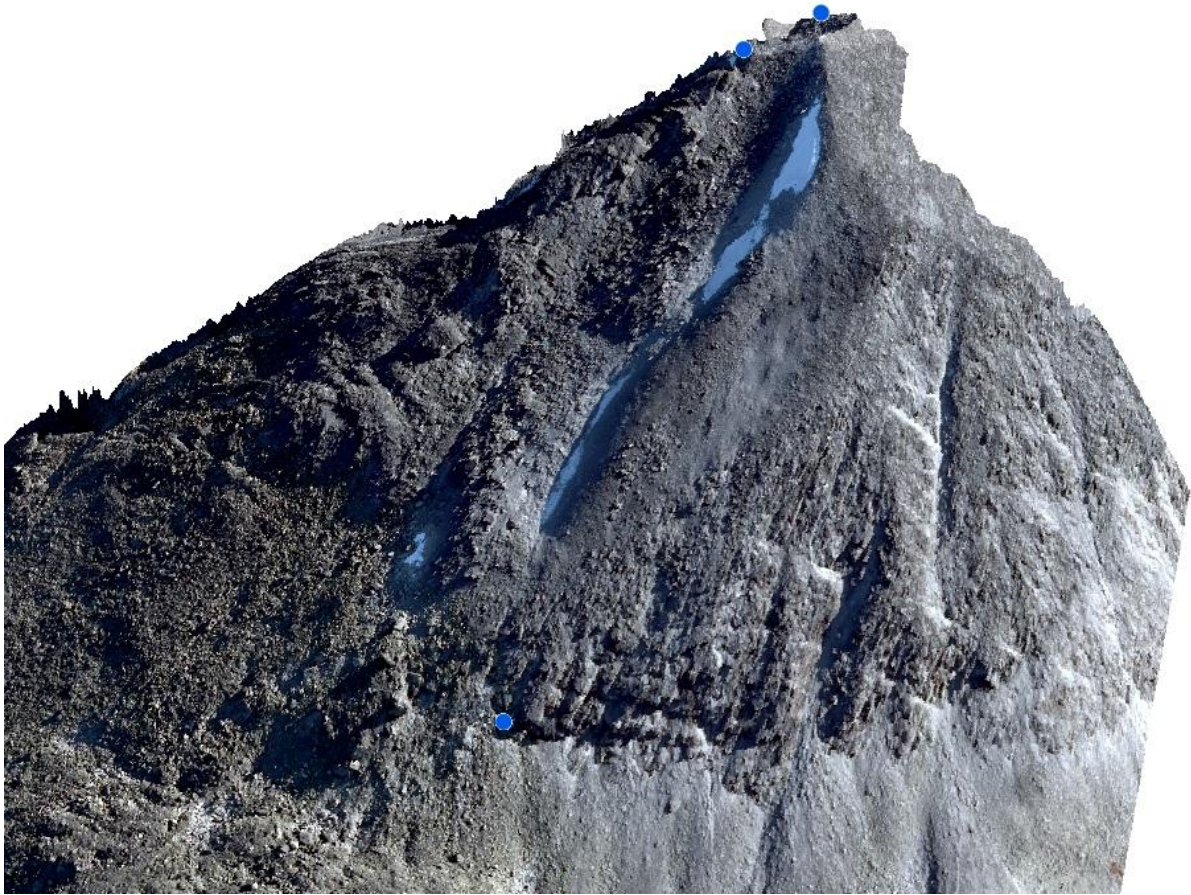
Under feltarbeidet 2011 ble det lagt merke til parallelle grønne glimmerskiferlag i bergarten som blokkene besto av (figur 4-8). Disse lagene finnes i hele feltområdet og i nærliggende områder.



Figur 3-4: Måling av strøk og fall ved lokalitet B (1984 moh.) Foto: Jørgen Harby Brochmann.

Vi observerte at disse lagene var parallelle med overflaten på blokkene og fjell som gikk ut i dagen. Formålet med å bruke denne metoden er å måle strøk og fall på overflaten på fast fjell for å indirekte måle strøk og fall på lagflatene (figur 3-4). Et Silva Expedition S speilkompass med clinometer ble brukt, sammen med høyrehåndsregelen til strøk og fall-målinger. 3 lokaliteter ble valgt ut der fast fjell gikk ut i dagen (figur 3-5). To av lokalitetene var i nærheten av toppen, mens en lokalitet var i «naboskråningen», over talusene (1552 moh.). Lokalitetene ga internt homogene resultater på målingene, derfor ble det bestemt at 10 målinger per lokalitet ga signifikante resultater.

Strøk og fall data er visualisert i et stereonet med gratisprogramvaren Stereonet 8, som kan hentes på hjemmesiden til Rick Allmendinger (2013).



Figur 3-5: Tre blå prikker representerer de tre lokalitetene der det er gjort strøk/fall målinger.

3.4 ^{10}Be -datering

Dateringsprøvene ble tatt av biveileder Henriette Linge sommeren 2011, på grunn av tiden det tar å klargjøre slike prøver. In situ datering på kosmogene nuklider er en velprøvd metode, og har sitt utspring fra partikkelfysikken på tidlig 1900-tallet. Det var ikke før massespektrometeret ble utviklet, i midten av 1980-årene det var mulig å måle nuklidmengden i prøven (Gosse og Phillips, 2001). Prinsippene bak datering med kosmogene nuklider er som følger. Kosmiske stråler med høy energi entrer atmosfæren og kolliderer med nukleuser som utløser et bombardement av nøytroner mot jordas overflate. Kollisjonen mellom disse nøytronene og nuklider i noen bestemte mineraler (^{10}Be i kvarts) fører til nedbrytning av nuklidene til fragmenter og dannelsen av nye nuklider. Konsentrasjonen av disse akkumulerte nuklidene på overflaten er et produkt av hvor lenge overflaten har vært eksponert for kosmiske stråler. Derfor kan man bruke denne metoden til datering. Desto mer tid etter eksponering, desto større konsentrasjon av kosmogene nuklider i prøvene (Walker, 2005). Slik er ^{10}Be -datering egnet for å datere hendelser der nye flater blir

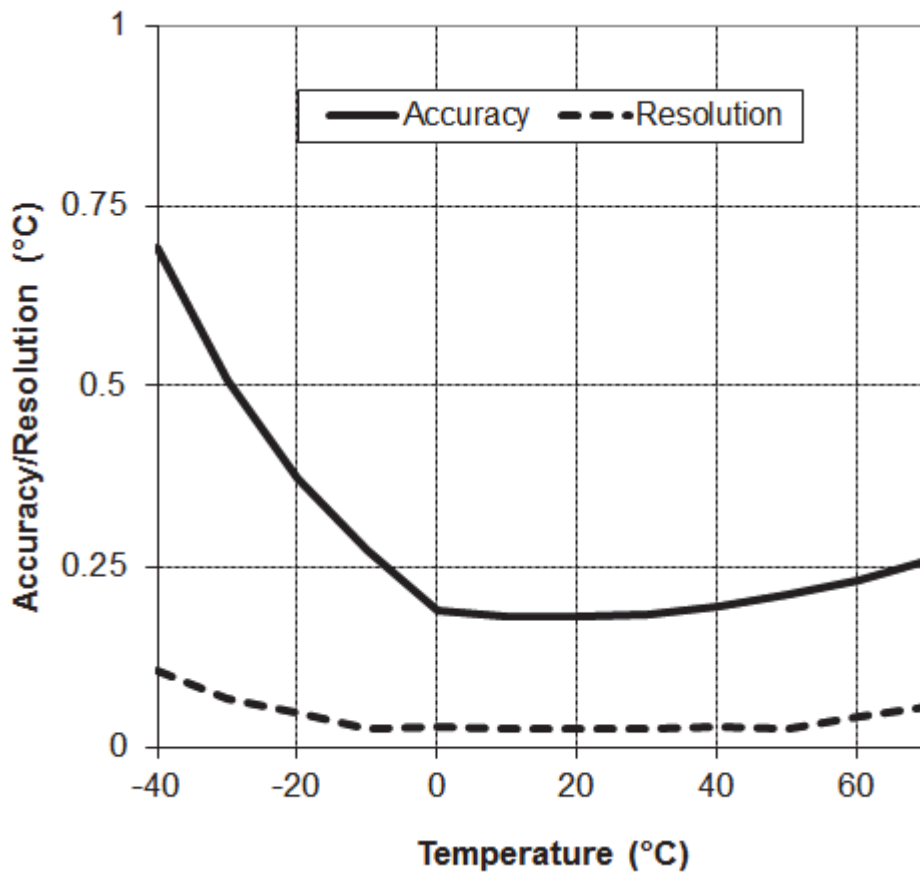
eksponert, for eksempel fjellskred. En mye brukt analogi til denne dateringsmetoden er å se for seg den eksponerte flaten som huden på kroppen. Når solen stråler på huden, blir den rød. Om vi måler hvor rød den er, kan vi beregne hvor lenge huden har vært eksponert i solen. Analogien er selvsagt ikke perfekt men kan videreføres på andre områder. For eksempel så varierer solinnstrålingen med breddegrad og høyde over havet. Kosmogene nuklider går i oppløsning og huden mister fargen når strålingen forsvinner. Skjerming, for eksempel i form av solkrem på huden eller en snøfonn på bergflaten fører til mindre akkumulering av farge og kosmogene nuklider (Gosse og Phillips, 2001).

Feilkilder i metoden kan innebære skjerming og arvet konsentrasjon av kosmogene nuklider. Hvilken produksjonsrate man bruker, påvirker også resultatet.

3.5 Temperaturlogging

For å få ett helt år med data ble temperaturloggerne montert 2-3.7.2011 under feltarbeidet sommeren 2011 og hentet ut 10.8.2012 under hovedfeltarbeidet sommeren 2012. Det ble montert 9 loggere totalt (V1-9), Data fra V3 ble tapt, på grunn av vanninntrenging og kortslutning.

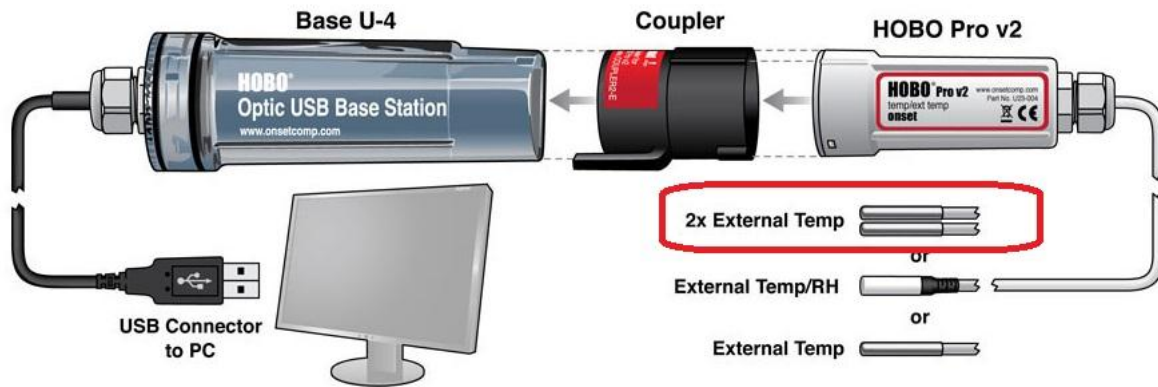
Temperaturloggerne som ble brukt var av typen HOBO U23 Pro v2 2x External Temperature Data Logger - U23-003. Disse kan brukes mellom -40°C og 70°C og har 2 eksterne temperatursensorer.



Figur 3-6: Forholdet mellom nøyaktighet/oppløsning og temperatur hos HOB0 U23 Pro v2

Nøyaktighet på målingene varierer med temperatur, og ligger på $\pm 0,21^{\circ}\text{C}$ ved 0°C - 30°C . Som vi ser på figur 3-6 blir nøyaktigheten lavere under 0°C og ligger på $\pm 0,5$ ved -30°C . Oppløsningen endrer seg lite i det temperaturspekeret som vi målte og ligger på $0,02^{\circ}\text{C}$ ved 0°C . For info om temperaturloggerne, se hjemmesiden til Onset Computer Corporation (2012).

Uthenting av data og innstillinger som måleintervall, målestart og måleslutt kan stilles inn i programvaren Hoboware som leveres av samme selskap som produserer loggerne. Dette gjøres via en infrarød adapter (Base U-4) slik at man slipper å åpne loggeren. (Figur 3-7). I dette prosjektet ble måleintervall på 1 time brukt.



Figur 3-7: HOBO Pro v2 system. Rød ring illustrerer hvilken temperatursensortype som er brukt.

Før felt ble temperaturloggerne kalibrert på 0grC ved å legge sensorene i en blanding av isbiter og vann.

site ID	logger ID	0grC calibr ch	
		1	2
V1	9940842	0,051	0,051
V2	9940851	0,051	-0,06
V3	9940850	0,051	0,051
V4	9940854	0,051	0,107
V5	9940849	0,163	0,024
V6	9940845	0,079	-0,004
V7	9940844	0,079	0,051
V8	9940846	0,107	0,107
V9	9940843	0,051	-0,004

Tabell 3-3: Kalibreringsresultater.

Disse verdiene (tabell 3-3) ligger innenfor nøyaktigheten og oppløsningen som produsenten oppgir.

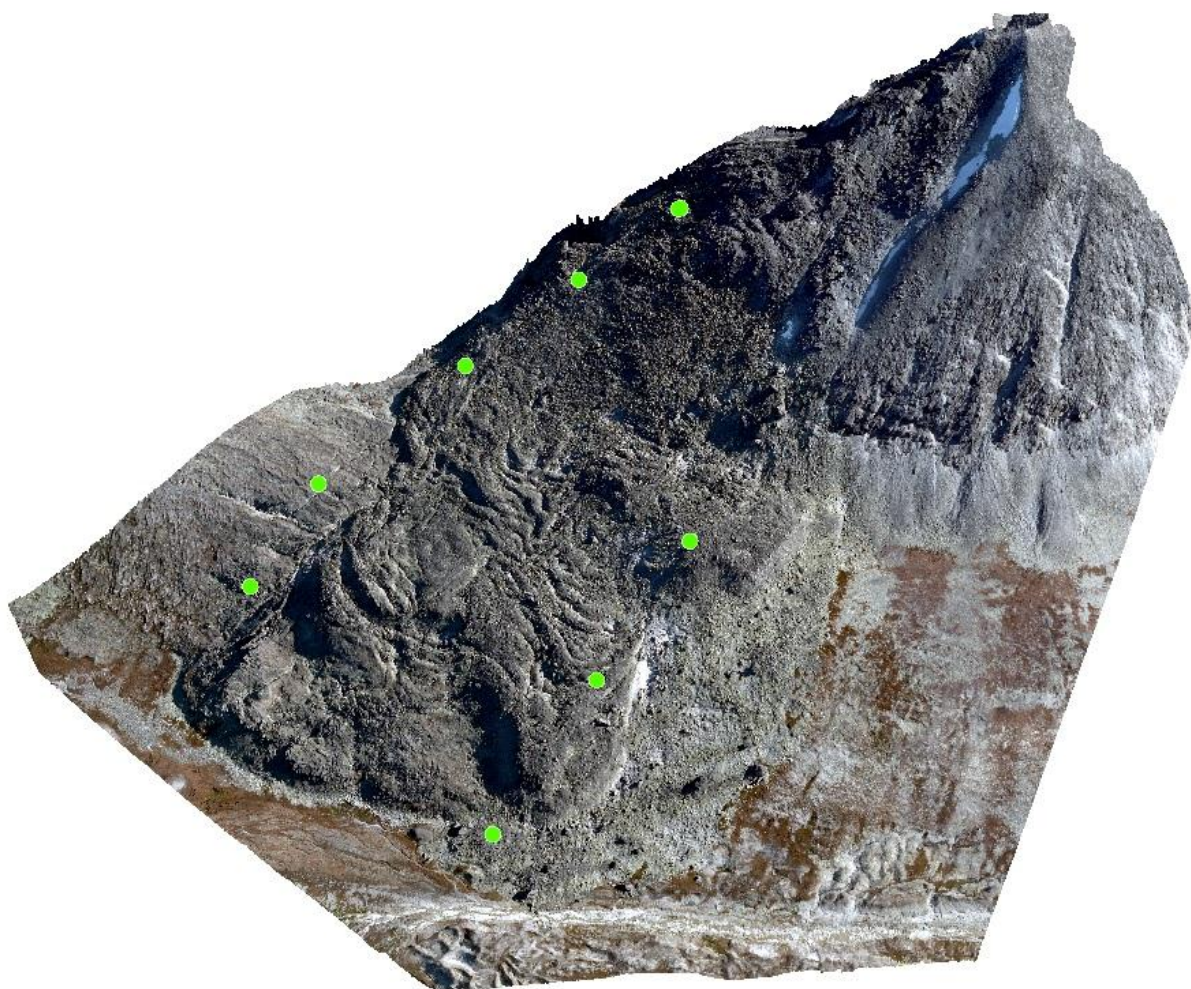
Sensorene ble delt inn i tre kategorier, plassert for å måle temperatur i luft, fjell og porevolum mellom blokkene i skredet: Bakketemperatur, Lufttemperatur og Balch. Bakketemperatur-sensorene ble lagt i 2 - 3,5 og 15 - 17cm dype hull, boret med drillen og tettet igjen med silikon (figur 3-8). Lufttemperatur-sensorene ble lagt i luftige varder, i kontakt med luft og Balch-sensorene ble lagt i 1,5 – 2m ned i dype hulrom, som et forsøk på å vise balch-effekt. Siden avsetningen preges av store, kantete blokker dannes det naturlig hulrom og sprekker som balch-sensorene ble plassert i.

Den ene sensoren på logger V1 ble ikke boret inn men lagt under ca. 3 cm med stein, denne blir kalt nær bakketemperatur.

Temperaturloggerne ble montert (figur 3-8) på en rekke premisser. Vi forsøkte å montere bakketemperatur-loggerne med ca. 100 høydemeter mellom hverandre, over området vi forventet å finne nedre grense for permafrost. Balch og lufttemperatur ble målt ved den nederste og øverste loggeren.



Figur 3-8: Monteringsprosedyre for temperaturloggerne som ble boret inn. Først bores hullet (dybde måles med en linjal på boret), så føres temperatursensoren inn før man til slutt tetter hullet med silikon. Foto: Håvard Juliussen.



Figur 3-9: Grønne prikker viser fordeling av temperaturloggerne

Figur 3-9 viser fordelingen av temperaturloggerne i skråningen. Vi antok på forhånd fra tidligere studier av permafrost i Norge at vi ikke trengte å gå helt til toppen for å finne permafrostgrensen. Den nederste loggeren ble montert på 1264 moh. og de øverste loggerne ble montert på 1712 moh. For å finne MAAT (mean annual air temperature) ved toppen ble den lokale lapseraten regnet ut og MAAT for 2018 moh. ble ekstrapolert.

For å ekstrahere data ut fra temperaturloggerne ble programvaren hoboware brukt. Videre ble dataene for hver logger eksportert i txt-filer. Disse filene ble deretter importert i Excel. I Excel ble temperaturdata fra 8.8.2011 kl. 00.00 til og med 7.8.2012 kl. 23.00 brukt til å beregne MAGST (mean annual ground surface temperature) for sensorene på 2-3cm dyp, MAAT og MAGT (mean annual ground temperature) i porevolumet og på 15-17 cm i fjellet. PivotTable-funksjonen ble brukt for å trekke ut døgnmiddeltemperatur for hver sensor som er nødvendig for å beregne TDD (thawing degree days) og FDD (freezing degree days) som igjen brukes

for å beregne N-faktor for tining og frysing (NT, NF) (Smith og Riseborough, 2002, Juliussen og Humlum, 2007). For å regne ut N-faktor for tining (NT) tar man TDD for bakke og deler på TDD for luft, det samme gjelder NF, der bruker man FDD for luft og bakke. N-faktorene hjelper til å forklare temperaturregimet ved å se på koblingen mellom luft og bakke for sommer- og vintersesong. NT belyser sannsynligvis solinnstråling mens NF belyser et eventuelt snødekke (Juliussen og Humlum, 2007). Disse dataene er presentert i tabell 4-6, men blir ikke brukt videre i diskusjonen. Årsaken til at de presenteres er at de kan være interessante for videre arbeid i feltområdet.

For å få informasjon om lufttemperatur fra loggerne som ikke hadde lufttemperatur-sensorer ble det regnet ut en døgnlapsestet ut fra lufttemperatur -sensorene på 1264 og 1712 moh. Døgnlapsesteten ble deretter brukt til å finne en døgnmiddelverdi for lufttemperatur for loggerne uten lufttemperatur-sensor, samt å beregne MAAT på toppen av Trolltinden (2018 moh.)

For å undersøke hvordan forskjell i solinnstråling på sensorene påvirket temperaturmålingene, ble det med utgangspunkt i en 10x10m DEM fra Statens Kartverk beregnet solinnstråling i wattimer per m² for den aktuelle perioden, ved å bruke Area Solar Radiation i ArcMap10. Her beregnes solinnstrålingen for hver celle fra det omkringliggende terrenget og geografisk posisjon. Flere innstillinger for skydekket er tilgjengelige, men her er det interessante hvordan tine-sesongen påvirkes av stråling ved å se på forholdet mellom NT og solinnstråling. I denne beregningen ble skytypen «STANDARD_OVERCAST_SKY» brukt.

3.6 *Schmidt Hammer*

3.6.1 Introduksjon

Schmidt Hammer (SH) er et verktøy som opprinnelig ble designet for å teste hardheten på betong og ble først brukt i geomorfologisk forskning på 1960-tallet. SH brukes til mange formål, for eksempel relativ datering, studie av forvittringsfenomen og effekten av hardhet på ulike landformer. Man antar at hardheten til en bergart forteller oss noe om graden av forvitring, som er en funksjon av tid (Niedzielski et al., 2009). Etter å ha utløst hammeren måler SH tilbakeslaget til berggrunnen, og denne verdien kan leses av på SH. Ulike overflater og bergarter har ulike R-verdier (rebound value). Porøse kalksteinsbergarter har lavere verdi enn for eksempel granitt. Når man vet gjennomsnittlig R-verdi for en uforvitret bergart kan

man si noe om hvor lenge overflaten har vært eksponert, siden R-verdien går nedover jo mer flaten forvitres (Goudie 2006). Målet med SH-analyse i skråningen er å få en relativ alder på flatene vi måler, slik at vi kan sette hendelsen i en kontekst, samt skille eventuelt flere skredhendelser fra hverandre. Det er også interessant å måle R-verdier på daterte lokaliteter med lik geologi, samt ferske flater for å sammenligne verdiene med fenomenet man studerer. For å oppnå gode data og redegjøre for variasjoner i lokaliteten vi måler og feil under målingene anbefaler (Niedzielski et al., 2009) å bruke enkle statistiske karakteristikk, for eksempel standardavvik, regnet ut fra et større datamateriale, siden en eller få målinger fra en enkelt lokalitet kan gi villedende resultater.

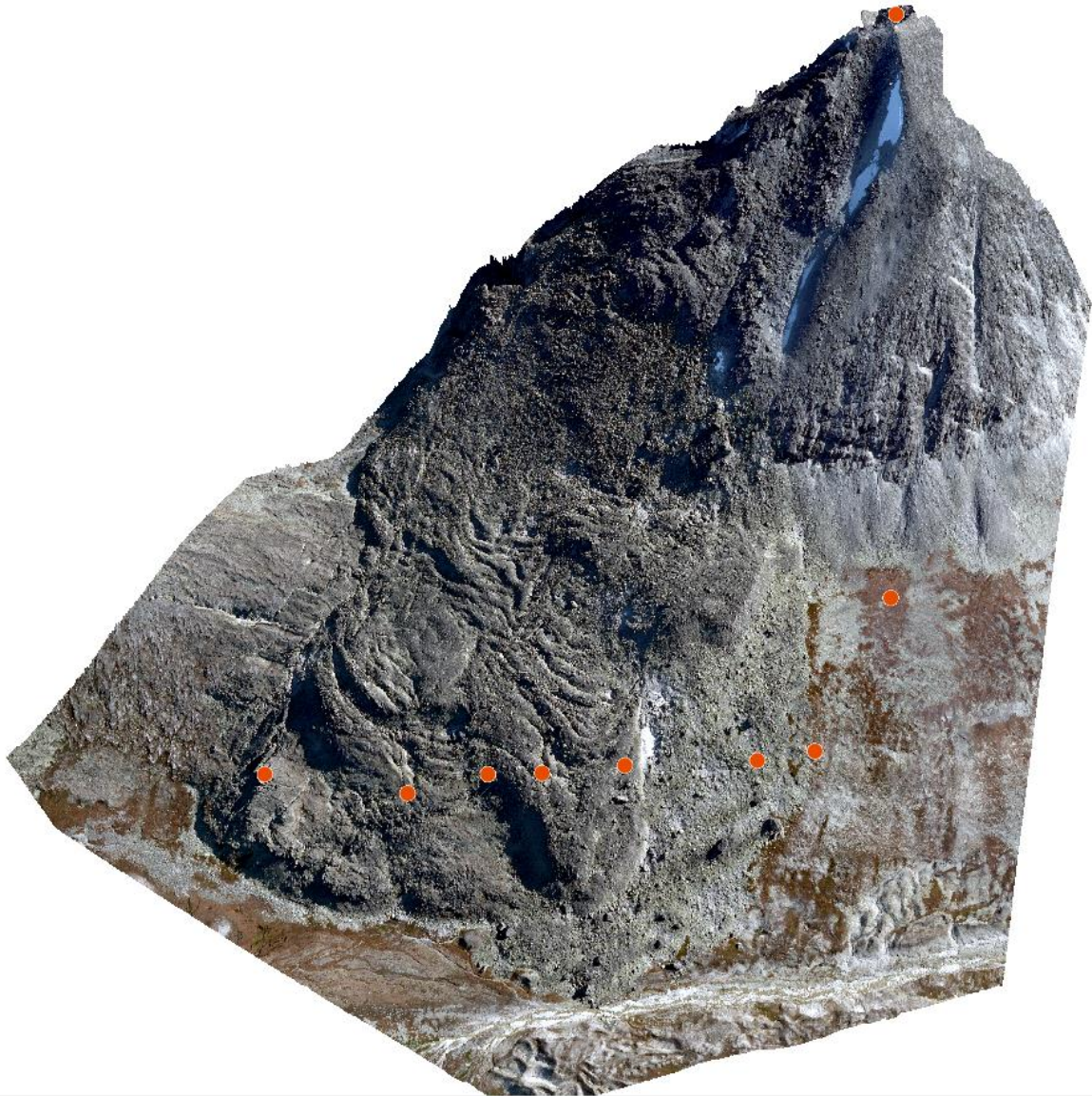
3.6.2 Anbefalinger og usikkerheter

Shakesby et al. (2006) gir noen anbefalinger ved målinger av R-verdier med Schmidt Hammer, disse ble forsøkt fulgt i felt. (1) Overflatene bør ideelt være så homogene som mulig, både litologisk og i overflatetekstur, selv om det ofte er vanskelig i praksis. Grunnfjell er nærmest idealet og er den overflaten som mest stabil, med få litologiske variasjoner og flate, horisontale flater. (2) Lav bør unngås, om man gjør målinger på lav gir lavdekket lavere R-verdier enn på en bar overflate. I noen tilfeller øker tilstedeværelsen av lav forvitringen med opptil 30 ganger, mens noen arter forsinker forvitringen. Om man måler flater som har vært eksponert lenge, er det mulig at overflaten har hatt flere sykluser med lavkolonisering. Snø, jord og vegetasjonsdekket kan også påvirke forvittringsrater. (3) SH må holdes vinkelrett på overflaten som måles, R-verdiene varierer ikke-lineært med vinkelen som SH holdes mot overflaten. (4) I likhet med Niedzielski et al. (2009) peker også (Selby og Hodder, 1993) på at det er få eller ingen fordeler med å ta veldig mange målinger per for hver overflate, 20 til 50 målinger på hver lokalitet er nok for å få et representativt gjennomsnitt. Overflaten bør være tørr, våte overflater gir store usikkerheter, spesielt i svake bergarter (Selby og Hodder, 1993). Antall målinger tilstrekkelig for en lokalitet varierer med litologi. Sandstein og skifer trenger minst 15 målinger, moderat harde og svake bergarter trenger minst 25 målinger, mens bergarter med grove teksturer krever minimum 30 målinger per lokalitet (Niedzielski et al., 2009). I denne masteroppgaven er det brukt mellom 30 og 34 målinger.

3.6.3 Innhenting av data

R-verdier ble målt med SH i begge periodene under hovedfeltarbeidet sommeren 2012. Flere lokaliteter ble målt. Det ble tatt et transekt av avsetningen som består av 7 lokaliteter mellom 1288 og 1372 moh. (figur 3-10). Det ble også tatt målinger på toppen av Trolltinden

(løsneområdet) og skråningen utenfor avsetning, denne lokaliteten kalles «naboskråning». Med målinger på toppen og «naboskråning» tenkes det at disse lokalitetene er uforstyrret av skredhendelsen, formålet er å belyse relativ alder. To andre lokaliteter er målt, henholdsvis daterte flyttblokker ved Skranglehaugane og Gamlegården (figur 1-2).



Figur 3-10: Oransje prikker representerer lokaliteter i feltområdet, for måling av R-verdier med SH.

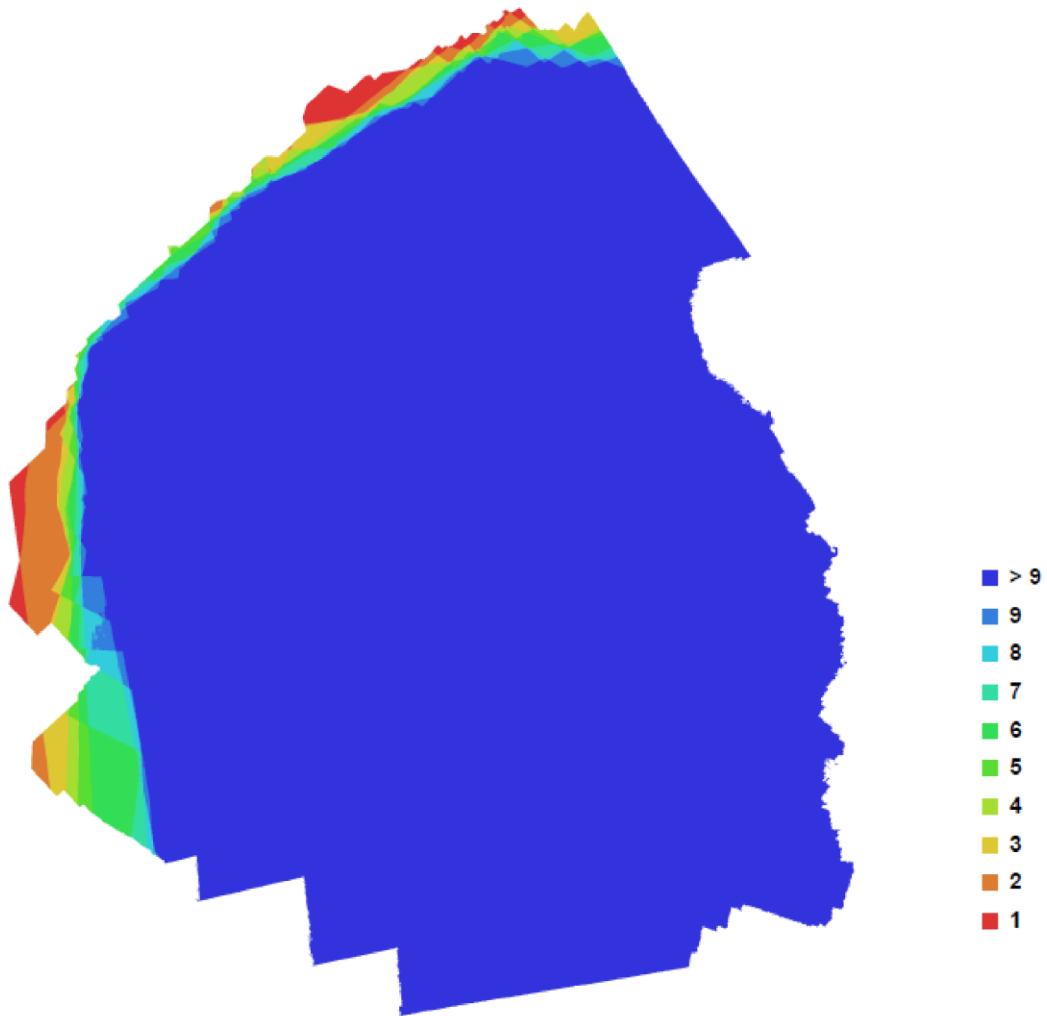
4 Datapresentasjon

4.1 Terrengmodell og kartlegging

Her presenteres den ferdige terrengmodellen og kartlegging av feltområdet fra analyse i arcGIS. Først dokumenteres kvaliteten på den ferdige terrengmodellen. Produktet av 3d-rekonstruksjonen i Agisoft Photoscan ble en 3d-modell på 70 millioner punkter rekonstruert på bakgrunn av 78 georefererte bilder og 11 kontrollpunkter i feltområdet. Modellen ble komprimert og eksportert til en terrengmodell over feltområdet med 33*33 cm oppløsning.

Number of images	78
Ground resolution	0.270378 m/pix
Coverage area	2.92503 sq km
Tie-points	185159
Projections	749049
Error	3.60742 pix

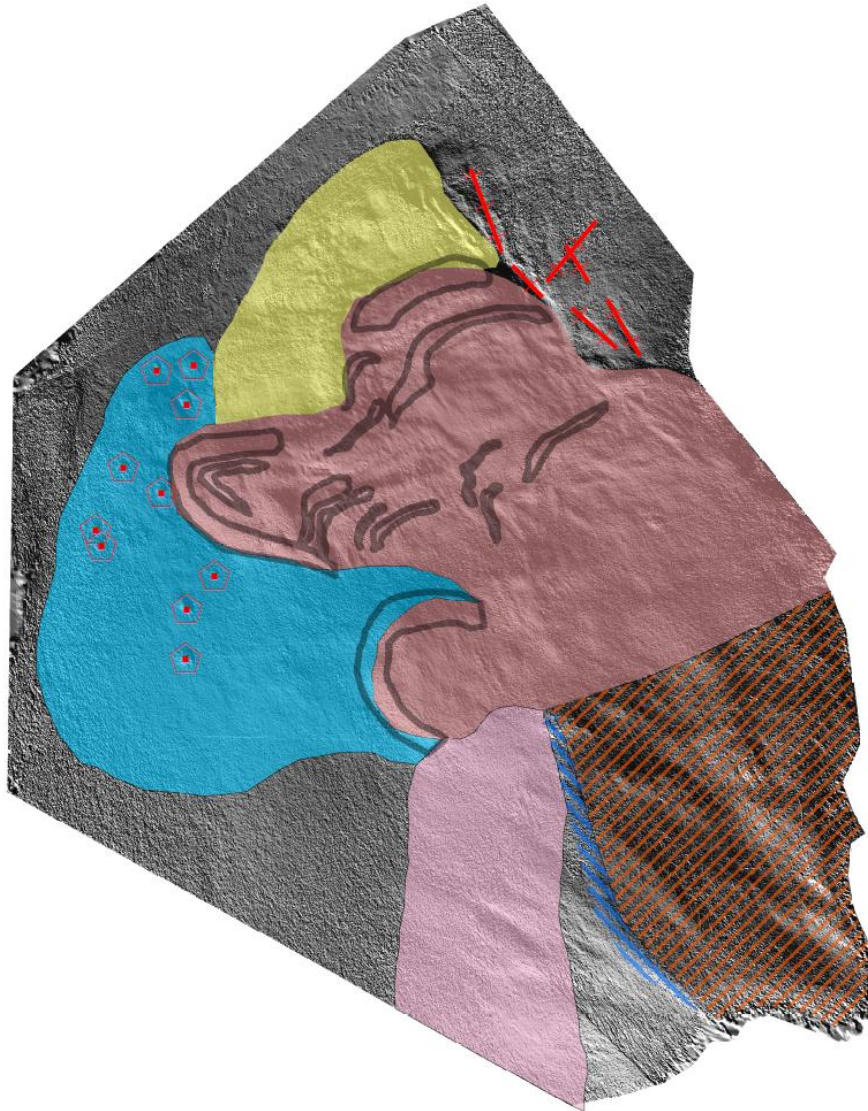
Tabell 4-1: Rekonstruksjonsstatistikk fra prosesseringsrapporten til prosjektet.



Figur 4-1: Bildet viser antall overlappende bilder i terrenngmodellen. Figuren er hentet fra prosesseringsrapporten i Agisoft Photoscan Pro.

Figur 4-1 viser en god overlapp av bilder i 3d-rekonstruksjonen. Områdene som er dekket av mindre enn ni bilder er fjernet fra terrenngmodellen for videre bruk. Modellen er også klippet for å fjerne områder uten interesse. Når terrenngmodellen importeres i ArcMap er førsteinntrykket godt, man kan se at avsetningen er tydelig representert i terrenngmodellen på standardinnstillingene, før det er kjørt analyser.

4.1.1 Geomorfologisk kartlegging ved bruk av skyggeanalyse



Tegnforklaring

-  Blokk
-  Sprekk
-  Mektige rygger
-  Talus
-  Forskyvet bergmasse
-  Skredavsetning med rygger og flytemønster
-  Løsneområde
-  Skredarr
-  Debris med store blokker

Coordinate System: WGS 84 UTM zone 32N
Projection: Transverse Mercator
Datum: World Geodetic System 1984
false easting: 500 000,0000
false northing: 0,0000
central meridian: 9,0000
scale factor: 0,9996
latitude of origin: 0,0000
Units: Meter

Figur 4-2: Skyggeanalyse med tolkninger av ulike soner i feltområdet.

I figur 4-2 vises en geomorfologisk tolkning fra en skyggeanalyse, av ulike områder i feltområdet. Ved toppen av Trolltinden (2018 moh.) ned til ca. 1600 moh. ligger løsneområdet. Løsneområdet kjennetegnes ved en tydelig senkning i topografien i forhold til naboskråningen som ikke er påvirket av fjellskredet. Sonen består hovedsakelig av kantete blokker, de fleste på ca. 1-5 meter i diameter. Alt materialet er altså ikke rast ut, men har forflyttet seg. Større blokker forekommer også. I området fra toppen og ca. 20 høydemeter nedover er det færre blokker og man kan se fast fjell gå ut i dagen. Noen steder står det igjen fast fjell som ikke løsnet under skredhendelsen (figur 4-3).



Figur 4-3: 10 m høy bergmasse står igjen etter skredhendelsen på ca 1980 moh. Foto: Jørgen Harby Brochmann.

Skredarret er området som grenser mot løsneområdet, og som ikke ble utløst under skredhendelsen. Skredarret kjennetegnes ved et ca. 20-30 dypt hakk i fjellet. Om sommeren, i begge feltperiodene lå det snø der, så en detaljert kartlegging var ikke mulig.

Skredavsetningen med rygger og flytemønstre kjennetegnes hovedsakelig av en rekke rygger og tilstøtende forsenkninger (se skråningsanalysen i dette delkapitlet). Ryggene er mindre i øvre deler av området og blir større og tydeligere lengre nede. Nederst i området finnes det to

tydelige "avsetningstunger", her er skråningsgradienten mye lavere enn lengre opp i avsetningen og det er tydelig at i dette området er akkumulasjonen av skredavsetning størst.

Sonen med forflyttet bergmasse består av, som navnet tilsier av et parti med bergmasse som løsnet og ble forflyttet av støtet av skredavsetningen under skredhendelsen (figur 4-4).



Figur 4-4: Fotografi av nedre del av den nordlige skredavsetningen. Rød ring viser noe av den forflyttede bergmassen. Foto: Håvard Juliussen.

Bergmassen i denne sonen er mer intakt enn resten av avsetningen på grunn av at den er dyttet fremover, hovedsakelig i fallretningen til lagflatene i bergarten.

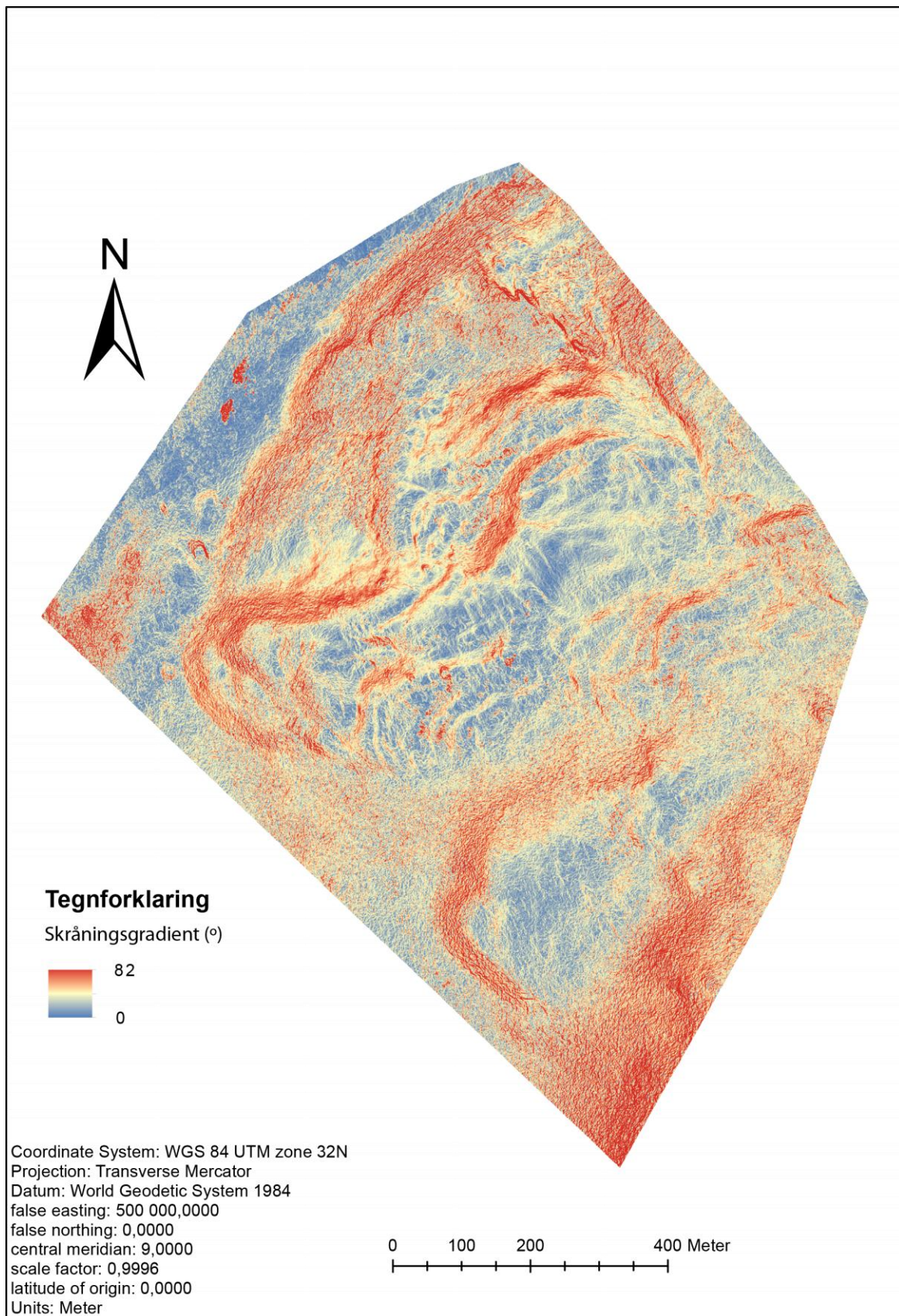
Nord for skredavsetningen med rygger og flytemønstre er det et område med opptil 40 meter brede sprekker. Sprekkene er som regel bredere nærmere avsetningen, og avtar med avstand fra avsetningen. Sprekkene går både horisontalt og vertikalt på terrenget og er opptil 15 meter dype og noen hundre meter lange.

Sonen "debris med store blokker" skiller seg ut ved at det er hovedsakelig er dekket av mindre blokker på ca. 1 m. i diameter og noen kjempeblokker på over 10 m. i diameter. Her er det

ingen blokker i det midterste sjiktet, som dominerer i resten av skredavsetningen. De største blokkene har lengst avstand fra kildeområdet og representerer skredavsetningens grense.

Videre er en sone med talus markert i kartet (figur 4-2).

4.1.2 Helningsanalyse

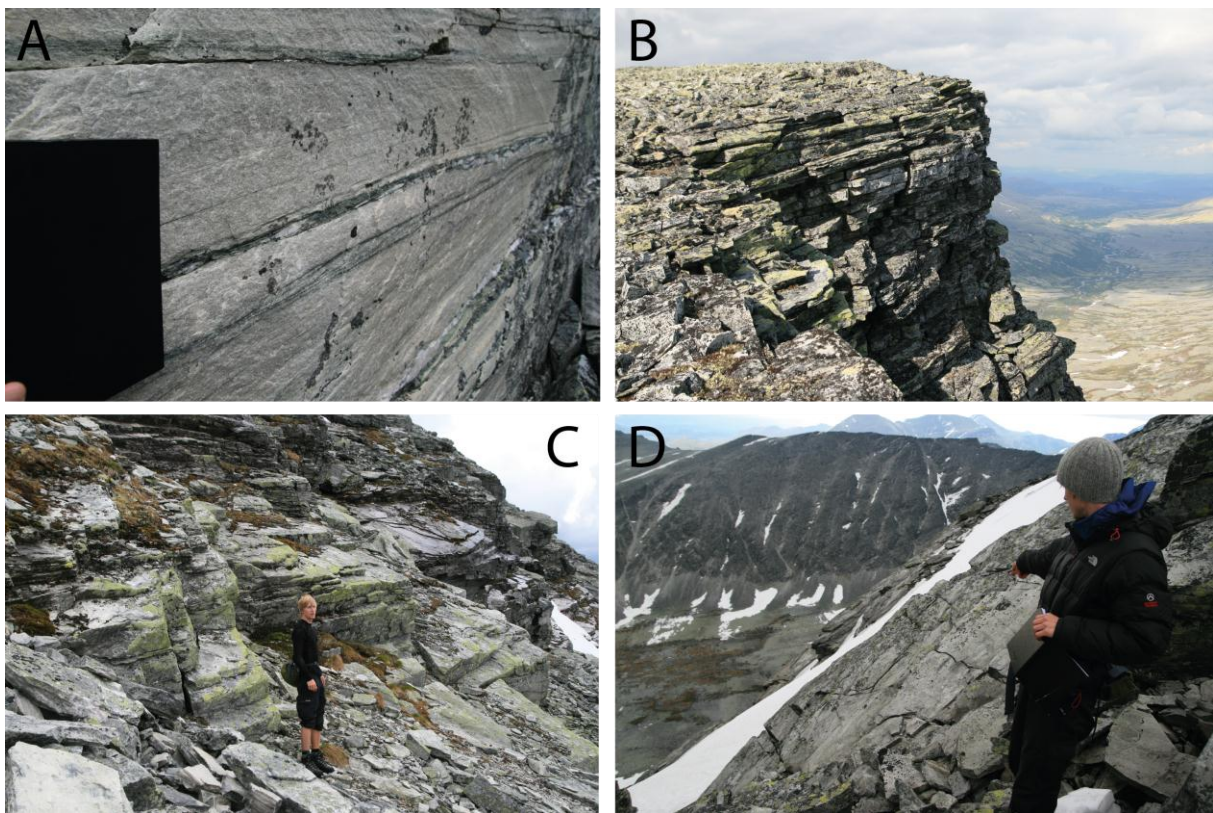


Figur 4-5: Helningsanalyse over skredavsetningen ca. 1250 – 1600 moh.

Helning egner seg godt til å se overflatekarakteristika. På skråningskartet (figur 4-5) er røde områder bratte og blå områder flate. I avsetningen opptrer det røde buer, disse tydeliggjør bratte områder som ikke er like åpenbare i avsetningen.

4.2 Strøk/fall

Det finnes parallelle glimmerskiferlag i feltområdet som også var parallelle med overflaten på blokkene og fast fjell som går ut i dagen, dette er foliasjon. Disse lagflatene er gjennomgående i hele feltområdet og i nærliggende områder, og regnes som en svakhetszone, siden kløv skjer langs foliasjonen (Selby og Hodder, 1993).

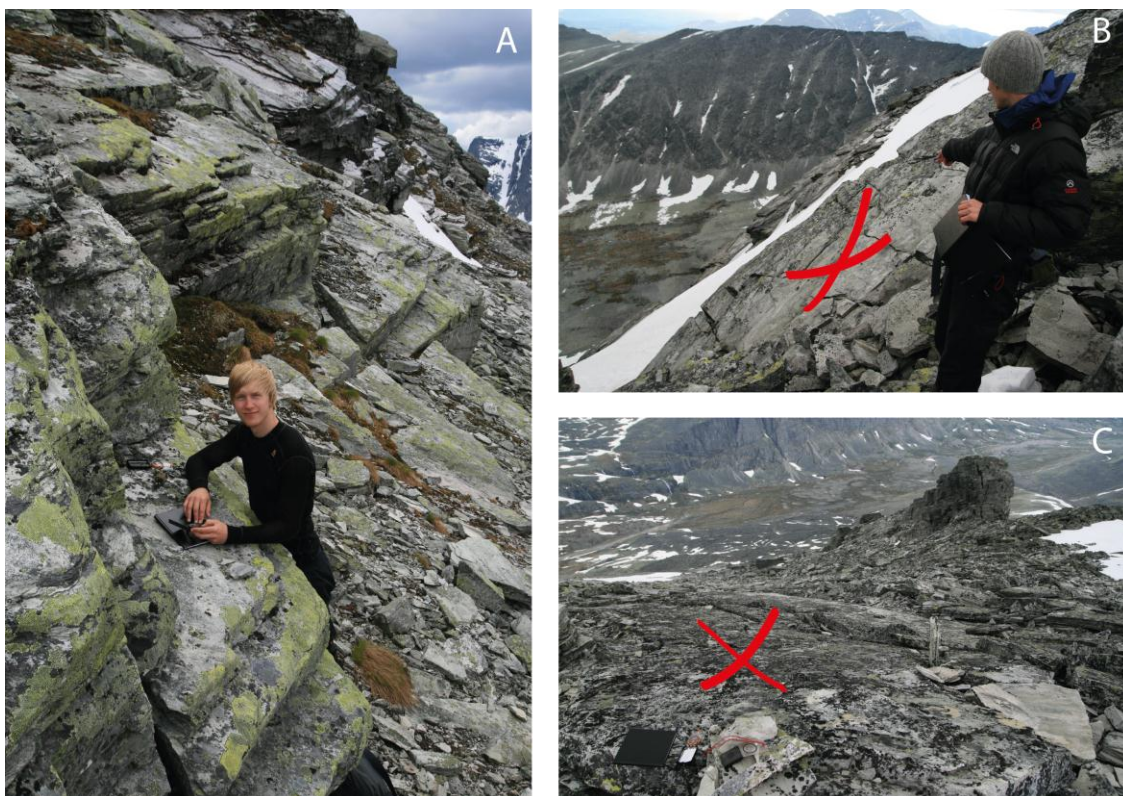


Figur 4-6: Skifrig berggrunn i feltområdet. A: Parallelle grønne glimmerskiferlag med 20-30 cm mellomrom, bildet er tatt av en stor blokk i avsetningsområdet. Legg merke til sprekken som samsvarer med skiferlaget øverst i bildet. B: Mot toppen av Vassberget (1855 moh.) på den andre siden av Verkildalen observeres samme foliasjonstrend. C og D: Berggrunn som går ut i dagen, henholdsvis ved 1500 og 2000 moh. Overflaten samsvarer med foliasjonen i bergarten og har samme strøk og fall. Foto: Jørgen Harby Brochmann.

Berggrunnens kløv og hvilken helning disse lagflatene har er meget viktig for skråningers stabilitet. I hele feltområdet og i området rundt er det registrert parallelle grønne glimmerskiferlag (figur 4-6 og 4-7). Disse lagene utgjør svakhetssoner og overflaten på grunnfjell som går ut i dagen, samsvarer i stor grad med foliasjonen.



Figur 4-7: Parallele glimmerskiferlag med jevne mellomrom. Stiplet linje representerer lagflaten.

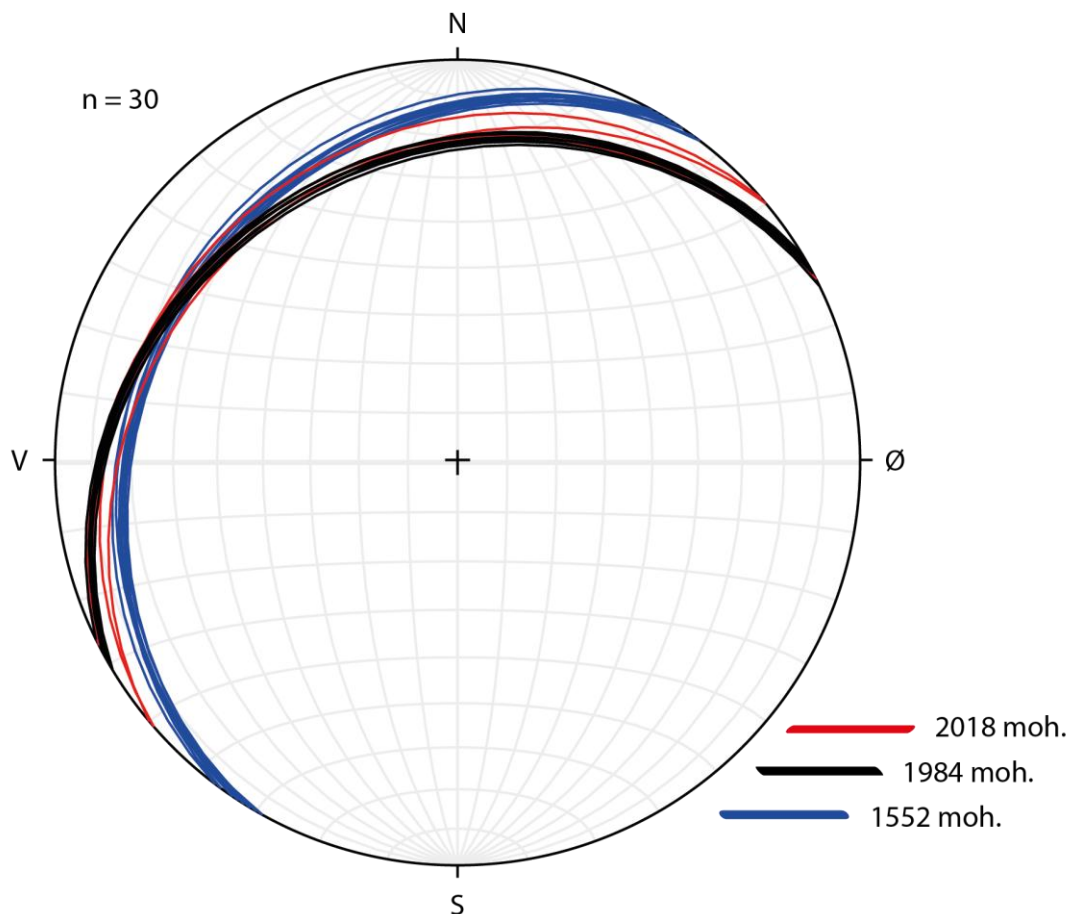


Figur 4-8: Lokalitetene der strøk og fall målinger er utført på grunnfjell som går ut i dagen. Lokalitet A (1552 moh.), B (1984 moh.) og C (2018). Rødt kryss viser hvor målingene er utført. Foto: Jørgen Harby Brochmann (A og B).

Lokalitet A (figur 4-8) er lokalisert på sørsiden av avsetningen (1552 moh) og består av et større parti eksponert berggrunn. Planene som er målt på lokalitet A trender mot nordvest og gjennomsnittlig fall er 22°. Planene på lokalitet B og C trender mot nord-nordvest og har et gjennomsnittlig fall på henholdsvis 25° for lokalitet B og 23° for lokalitet C (tabell 4-2). I nabodalen Langholet, øst for Trolltinden er planene også orientert mot nord-nordvest med et fall på 25 ° (Siedlecka, 1987). Med bakgrunn i disse observasjonene kan man tolke en lokal trend med glimmerskifer som orienterer seg mer vestover, mot vest og nordover mot øst.

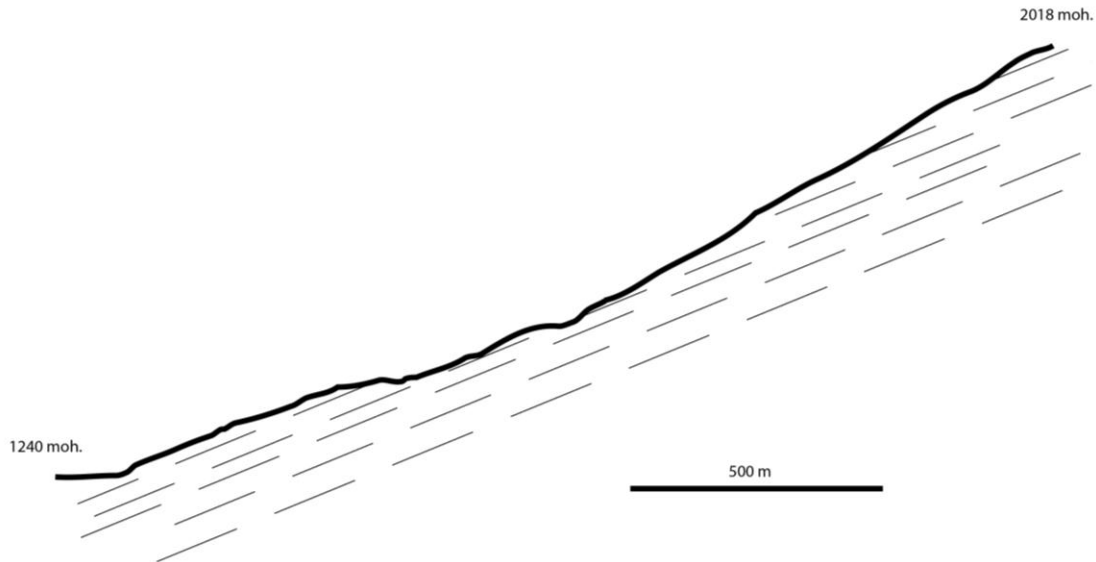
Lokalitet	X	Y	moh.	Strøk	Fall
A	536525	6865808	1552	214	22
B	537156	6865456	1984	239	25
C	537166	6865370	2018	240	23

Tabell 4-2: Gjennomsnittlig strøk og fall for de tre lokalitetene.



Figur 4-9: Strøk og fall -målingene visualisert i et stereonett.

Stereonettet (figur 4-9) viser at målingene gjort på de tre lokalitetene er relativt homogene, men at lokalitet B og C er mer like, spesielt med tanke på strøk. Dette er ikke uventet siden lokalitet B og C er nærere hverandre.



Figur 4-10: Høydeprofil fra dalbunnen over avsetningen og til toppen av Trolltinden. Stiplede linjer illustrerer foliasjonstrend. Høydeprofilen er hentet ut fra arcmap ved å bruke terrengmodellen som ble konstruert i denne studien.

I figur 4-10 er høydeprofil og foliasjonstrend illustrert. Figuren blir brukt videre i diskusjonen. Den gjennomsnittlige skråningsgradienten mellom lokalitet A til lokalitet C, fra 1552 moh. til 2018 moh. er 27 °. Det er vanskelig å beregne hva skråningsgradienten i dette området var før skredhendelsen.

4.3 ¹⁰Be Eksponeringsdateringer

Under presenteres eksponeringsdateringene i tabell 4-3 og på kart (figur 4-11).

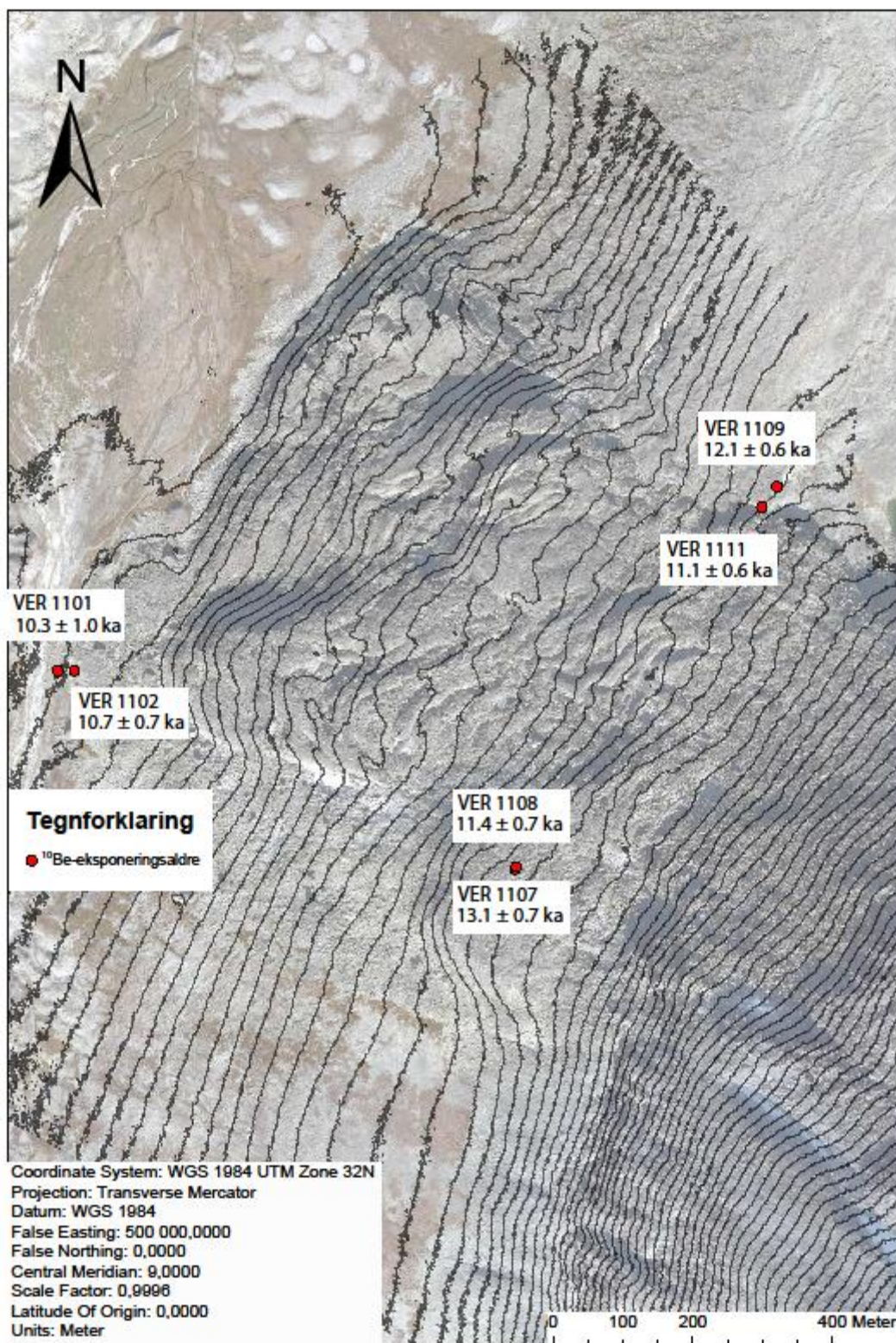
Eksponeringsaldrene er beregnet ved bruk av ¹⁰Be-produksjonsraten fra Fenton et al. (2011).

Eksponeringsaldre (26/03/13), Verkisdalen

PrøveID	Flate*	Bergart	Høyde (m.o.h.)	Lat (N)	Long (Ø)	Topografisk skjærning	Prøvetykkelse (cm)	Eksponerings- alder (ka)	Kommentar
VER 1101	Blokk	Kvarts i meta-sst	1257	61.92776	9.68029	0.9884	0.5	10.3 ± 1.0	Blokk på kanten av sedimenter, kvartstflok kan ha gått av
VER 1102	Blokk	Kvarts i meta-sst	1260	61.92795	9.68075	0.9884	1.0	10.7 ± 0.7	Blokk i halvåpen forsenknng. Kvartstflok kan ha gått av
VER 1103	Blokk	Kvarts i meta-sst	1270	61.92812	9.68121	0.9825	2.0	15.5 ± 1.4	Blokk ved siden av v stor blokk, oppstikkende kvartstflok på lagflate
VER 1106	Blokk	Kvarts i meta-sst	1477	61.92528	9.69254	0.9863	4.0	19.7 ± 1.8	Tynnere blokk på større blokk, oppstikkende kvartstflok på lagflate
VER 1107	Blokk	Kvarts i meta-sst	1476	61.92534	9.69270	0.9863	2.0	13.1 ± 0.7	Stor blokk, kvartstflok stikker opp ca. 1-2 cm (= mye), primær fjellflate?
VER 1108	Blokk	Kvarts i meta-sst	1477	61.92533	9.69984	0.9863	1.5	11.4 ± 0.7	Stor blokk, kvartstflok stikker opp ca. 0.5 cm, primær fjellflate?
VER 1109	Berggrunn	Kvarts i meta-sst	1453	61.93022	9.69995	0.9915	3.0	12.1 ± 0.6	Isroderet kvartstflok, meta-sst-benk lengst unna skred
VER 1111	Berggrunn	Kvarts i meta-sst	1455	61.92996	9.69964	0.9885	1.5	11.1 ± 0.6	Isroderet kvartstflok, meta-sst-benk kun få meter fra skredblokker

*Alle blokker som er prøvetatt ligger med lagningen ca. parallelt med overflaten, skulle ha sjekket i felt om blokkene var rotert (opp-nedi) for hold til lagning i fast fjell) og kun prøvetatt de som var roterte.
 Aldre i rødt er "ikke-publiserbare", i følge AMS-lab, har trolig større usikkerhet enn angitt her.

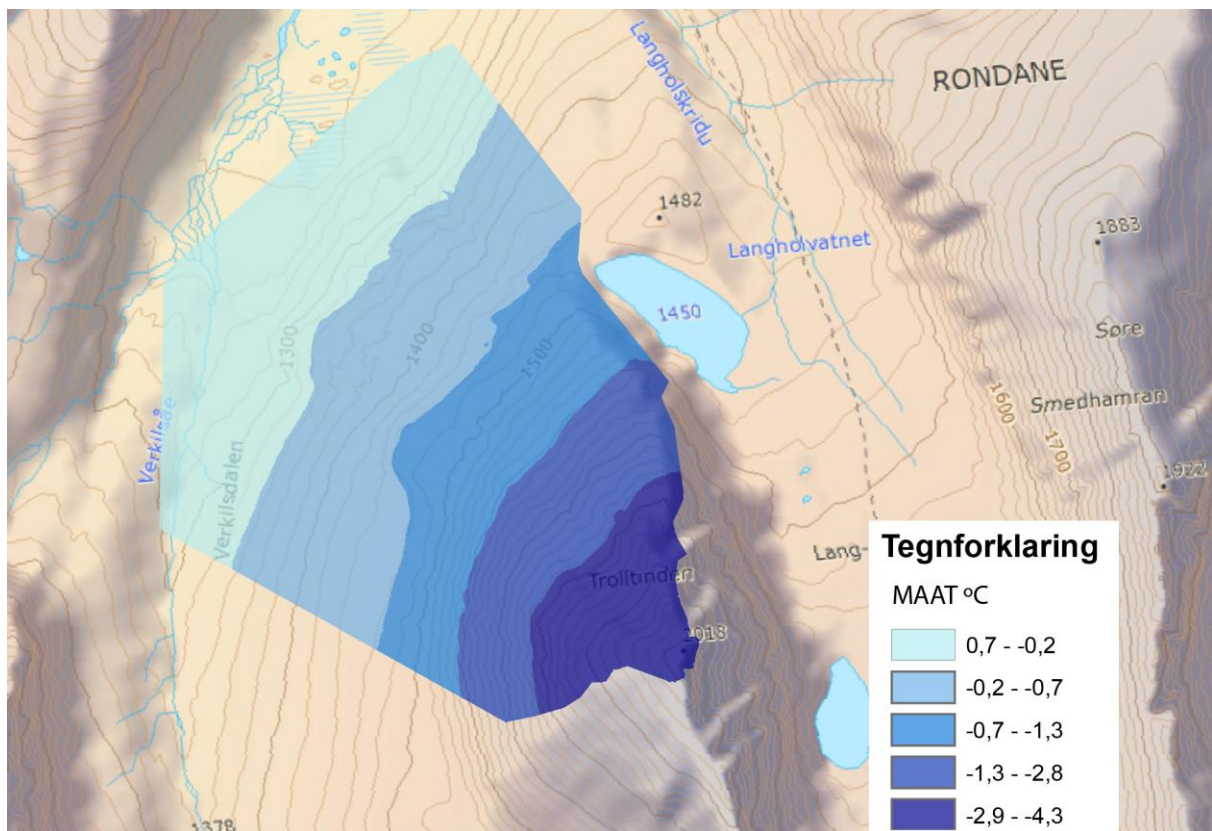
Tabell 4-3: Eksponeringsaldre (26/03/13), Verkisdalen. Tabellen er laget av biveileder Henriette Linge.



Figur 4-11: Prøve ID og eksponeringsaldre presentert over ortofoto og høydekoter. Kartgrunnet er terrenngmodellen som er konstruert i oppgaven.

Med usikkerheten som er oppgitt spenner eksponeringsaldrene fra 9.3 – 13.8 ka, et spenn på 4500 år. Både flere eksponeringsepisoder og skjerming kan være mulige forklaringer på dette spennet. VER1107 13.1 ± 0.7 er en klar avviker da den ikke overlapper med resultatet av naboprøven (VER1108 11.4 ± 0.7), selv med systematisk (full) usikkerhet. Om VER 1107 unnlates er spennet på de resterende dateringene 3400 år, inkludert usikkerheten. Det er interessant å se at de yngste eksponeringsaldrene (VER 1101 10.3 ± 1.0 ka og VER 1102 10.7 ± 0.7 ka) er ved foten av skredavsetningen. Dette betyr at de kan mangle noen hundre år på grunn av skjerming, ved å være utsatt for snøfonn og/eller hatt et lag av oppkjust skredmateriale over seg. Den siste teorien er basert på en gressmatte i nærheten av dateringslokalitetene (Henriette Linge, pers komm). Dateringene VER 1101, 1102 og 1108 overlapper alle innenfor analytisk usikkerhet. VER 1109 12.1 ± 0.6 ka. og VER 1111 11.1 ± 0.6 ka. overlapper ikke innenfor analytisk usikkerhet. Likevel er eksponeringsalderen på VER 1109 er å foretrekke, på grunn av den daterte ventifaktblokken ved Skranglehaugane (fig 1-2) med eksponeringsalder på $12 \pm 0,6$ ka BP ka. (Henriette Linge Pers komm).

4.4 Temperaturdata



Figur 4-12 MAAT (ekstrapolert) for måleperioden i feltområdet, beregnet ut fra den lokale lapseraten i måleperioden. Kartgrunnlaget er hentet fra Geodata Online.

Temperaturdata for feltområdet er målt i ett år og resultater for perioden 8.8.2011 kl. 00.00 til 7.8.2012 kl. 23.00 er presentert i tabell 4-7. Under denne perioden var MAAT på den nederste loggeren (1264 moh.) 0,43 °C og -2,32 °C på den øverste loggeren (1712 moh.). Den årlige lapseraten var 0,63 °C pr. 100 meter. Med denne informasjonen kan man regne ut (ekstrapolere) MAAT på toppen av Trolltinden (2018 moh.) til - 4,31 °C (figur 4-13).

2011-2012	Aug	Sep	Okt	Nov	Des	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul
Temperatur	8,3	5,7	1,3	0,7	-6,6	-8,2	-6,7	-2,1	-4,0	2,4	5,4	8,8

Tabell 4-4: Månedsmiddel (°C) i feltområdet (1264 moh.) for perioden august 2011 - juli 2012. August 2011 består av data fra 8. - 31.8 2011 og 1. - 7.8 2012 (Egne data).

2011 - 2012	Aug	Sep	Okt	Nov	Des	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul
Temperatur	11,2	8	1,9	-2,1	-8,3	-14	-8,8	0,9	-1	5,1	7,9	11

Tabell 4-5: Månedsmiddel (°C) for perioden august 2011 - august 2012 for målestasjon Folldal - Fredheim (694 moh.) stasjonsnummer 9160 (eKlima.no, 2013).

1961-1990	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Des
Temperatur	-10,2	-8,8	-4,8	-0,5	5,5	10	11,3	10,3	6,1	1,9	-4,6	-8,4

Tabell 4-6: Månedsnormaler (°C) for perioden 1961-1990 fra målestasjon Folldal (710 moh.) stasjonsnummer 9110 (eKlima.no, 2013).

MAAT for normalperioden (1961-1990) for Folldal (710 moh.) stasjonsnummer 9110 var 0,65 °C, mens MAAT for måleperioden for Folldal – Fredheim (694 moh.) var 1 °C. Perioden vi gjorde målinger i felt var altså 0,35 °C varmere enn normalperioden (1961-1990) for nærmeste målestasjoner i Folldal.

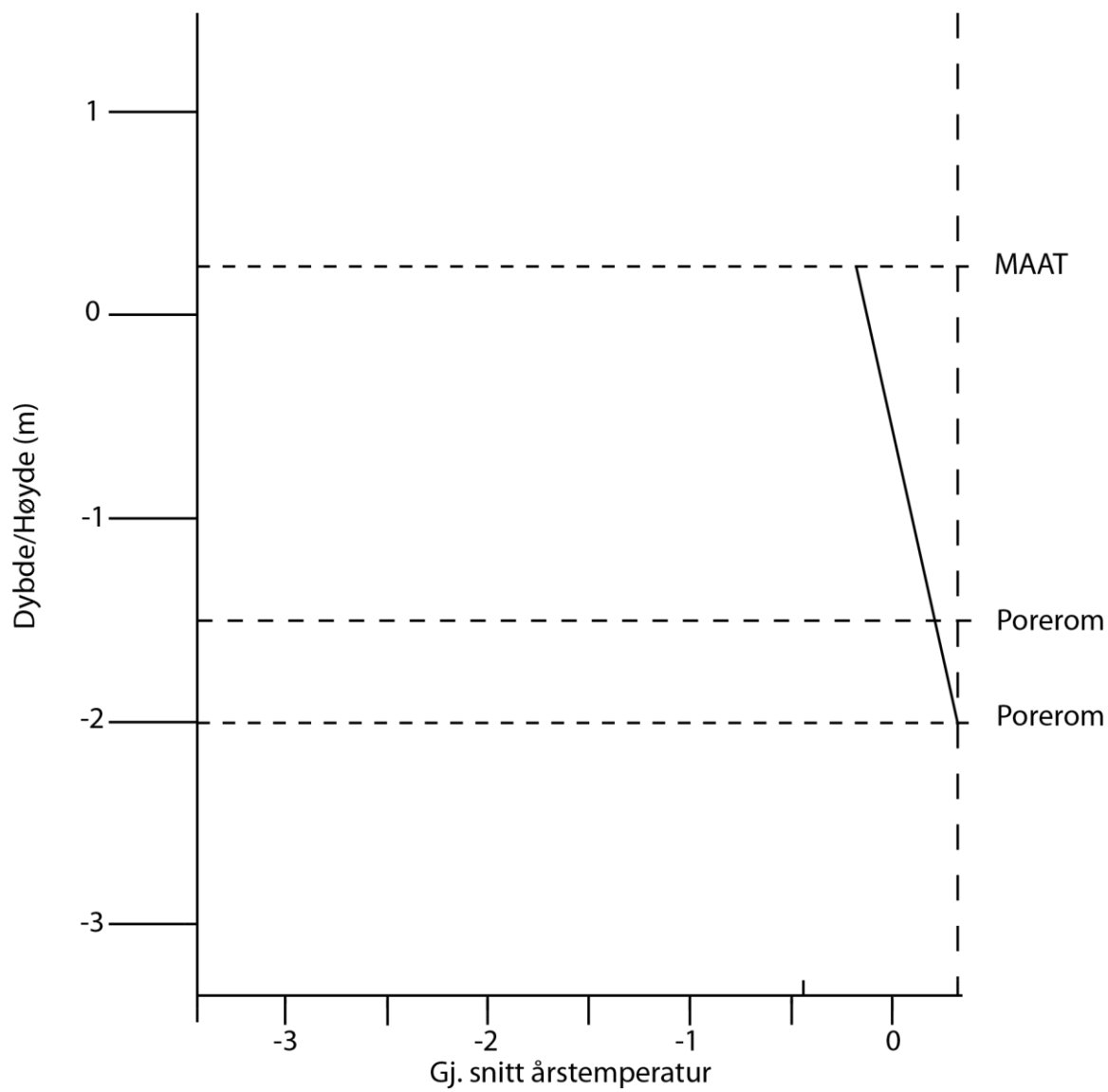
LOGGER ID	V1 - 9940842 (1264 moh)			V2 - 9940851 (1364 moh)			V4 - 9940854 (1315 moh)			V5 - 9940849 (1408 moh)		
	Luft	Nær bakkeoverflate	Porerom - 1.5m	Porerom - 2m	Beregnet luft	Boret - 2.5cm	Boret - 15cm	Beregnet luft	Boret - 3.5cm	Boret - 16cm	Beregnet luft	Boret - 16cm
MAGST/MAAT	0,4	0,9	0,2	0,3	-0,2	1,4	1,3	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2
TDD	1100,2	1216,8	626,2	609,5	982,5	1412,3	1401,8	1039,5	1067,4	1068,9	1067,4	1068,9
FDD	941,3	883,5	556,2	494,0	1054,2	905,0	917,4	998,2	1018,9	998,3	1018,9	998,3
NT	1,11			0,64			1,36			1,14		
NF	0,94			0,53			0,91			0,92		
STRØK OG FALL							90/20 NW			52/20NW		
WT/m2		2905		2951			2894			2959		
LOGGER ID	V6 - 9940845 (1502 moh)			V7 - 9940844 (1603 moh)			V8 - 9940846 (1712 moh)			V9 - 9940843 (1712 moh)		
	Boret - 2cm	Boret - 16.5cm	Beregnet luft	Boret - 2.5cm	Boret - 17cm	Beregnet luft	Boret - 3cm	Boret - 16cm	Beregnet luft	Boret - 3cm	Boret - 16cm	Beregnet luft
MAGST/MAAT	-0,8	-1,3	-1,1	-1,0	-1,5	-1,7	-0,5	-1,0	-2,4	-2,4	-2,4	-2,4
TDD	1045,1	888,7	830,4	901,5	822,6	729,6	1135,8	959,8	632,8	632,8	632,8	427,9
FDD	1328,2	1366,4	1220,3	1278,8	1352,4	1352,3	1302,8	1339,5	1506,8	1506,8	1506,8	1310,6
NT	1,26				1,24			1,79				1,48
NF	1,09				0,95			0,86				1,15
STRØK OG FALL		74/34NW			76/20NW			166/32W				166/32W
WT/m2		3018			3040			3148				3148

Tabell 4-7: Temperaturdata for måleperioden.

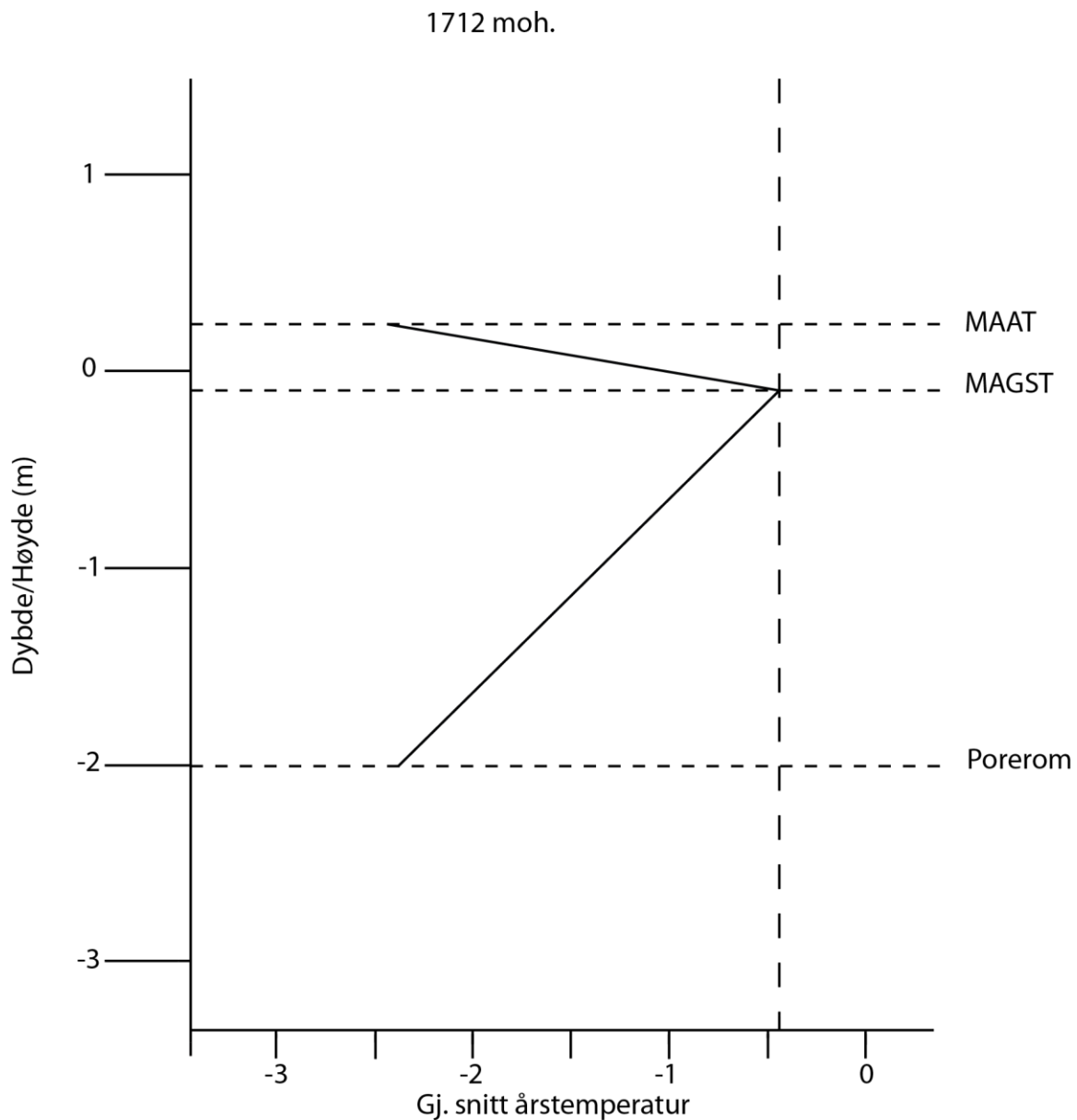
MAGST blir naturligvis også kaldere oppover, men her er det noen anomalier, for eksempel så er V8 (1712 moh.) varmere enn V7 (1603 moh.). Lokale faktorer som stråling og snødekke kan påvirke overflatetemperaturen, dette vil bli diskutert i diskusjonsdelen. Man ser at MAGST er i gjennomsnitt 0,95 °C varmere enn MAAT, dette kan også kalles årlig surface offset (Smith og Riseborough, 1996) for loggerne med sensorer boret 2-3 cm i fjell.

Figur 4-15 viser forholdet mellom MAGST/MAAT og høyden over havet disse ble målt på i skråningen. Det interessante her er når MAGST går under 0 °C, fordi MAGST er som regel alltid varmere enn MAAT. Om man antar en thermal offset lik 0 (Smith og Riseborough, 2002) kan man si at der MAGST er under 0 °C er det permafrost. Når dette er plottet opp mot høyde i skråningen sier dette noe om den lokale permafrostgrensen. Ut fra figur 4-15 og antagelsen om en thermal offset lik 0 ser vi at permafrostgrensen må ligge et sted mellom 1408 og 1502 moh., men nærmere 1408 moh. Figur 4-15 peker også på Surface offset, det er differansen mellom MAAT og MAGST ved samme lokalitet og knyttes hovedsakelig til snødekket og dets isolerende effekt og effekten av solinnstråling. Vegetasjonseffekter finnes ikke i der temperaturloggerne ble montert. På figur 4-15 er det to surface offset som skiller seg ut, ved 1315 moh. og 1712 moh er forskjellen på MAAT og MAGST henholdsvis 1,3 °C og 1,9 °C.

1364 moh.



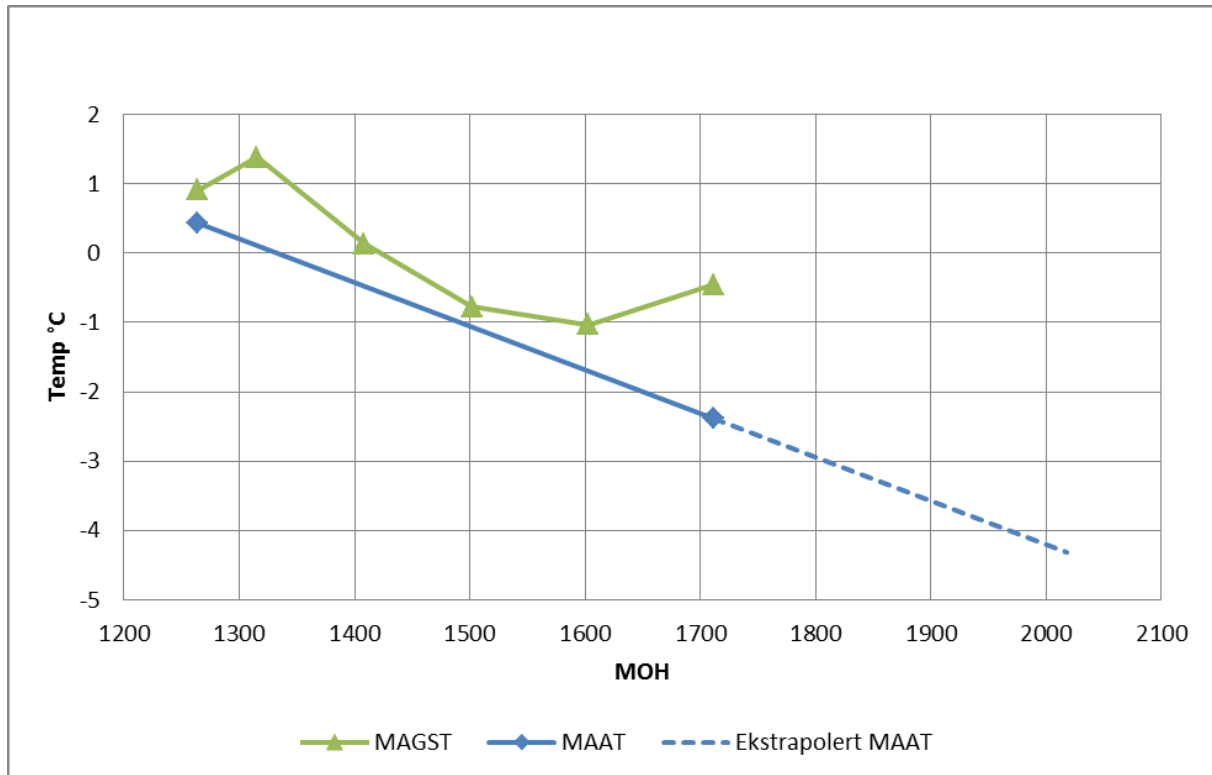
Figur 4-13: Temperaturprofil ved 1364 moh.



Figur 4-14: Temperaturprofil ved 1712 moh.

Det er loggerne V2 - 9940851 (1364 moh) og V9 - 9940843 (1712 moh) som har sensorer i porerom (balch-sensorer). MAGST-data fra V8 - 9940846 (1712 moh) som ligger ved V9, brukes for å belyse temperaturregimet og eventuell balch-effekt (figur 4-14). På 1364 moh. (figur 4-13) finnes det ikke data for MAGST. Tabell 4-6 viser at V2 (1364 moh.) har en MAGT (mean annual ground temperature) på henholdsvis 0,19 °C (1,5 m) 0,32 °C (2 m) og en beregnet MAAT på -0,2 °C. V9 (1712 moh.) har en MAGT på -2,41 °C og en MAAT på -2,39. MAGST fra V8 er på -0,46 °C (3cm) og -1,04 (16cm). Her ser man at årlig gjennomsnitt temperatur 2 m ned i sprekken er 1,95 °C kaldere enn målt på overflaten, og ca. den samme

som MAAT, dvs. thermal offset i avsetningen. Ved den nederste balch-loggeren (1364 moh.) finnes det ikke informasjon om MAGST men MAGT (2m) er 0,39 °C varmere enn MAAT, og ca. 1 °C kaldere enn MAGST på 1315 moh. Den trolige årsaken til den varme MAGT (2m) temperaturen er at det har kommet snø i porerommet.



Figur 4-15: MAGST for near GST og borede sensorer (2-3,5cm), beregnet MAAT og ekstrapolert MAAT plottet opp mot MOH.

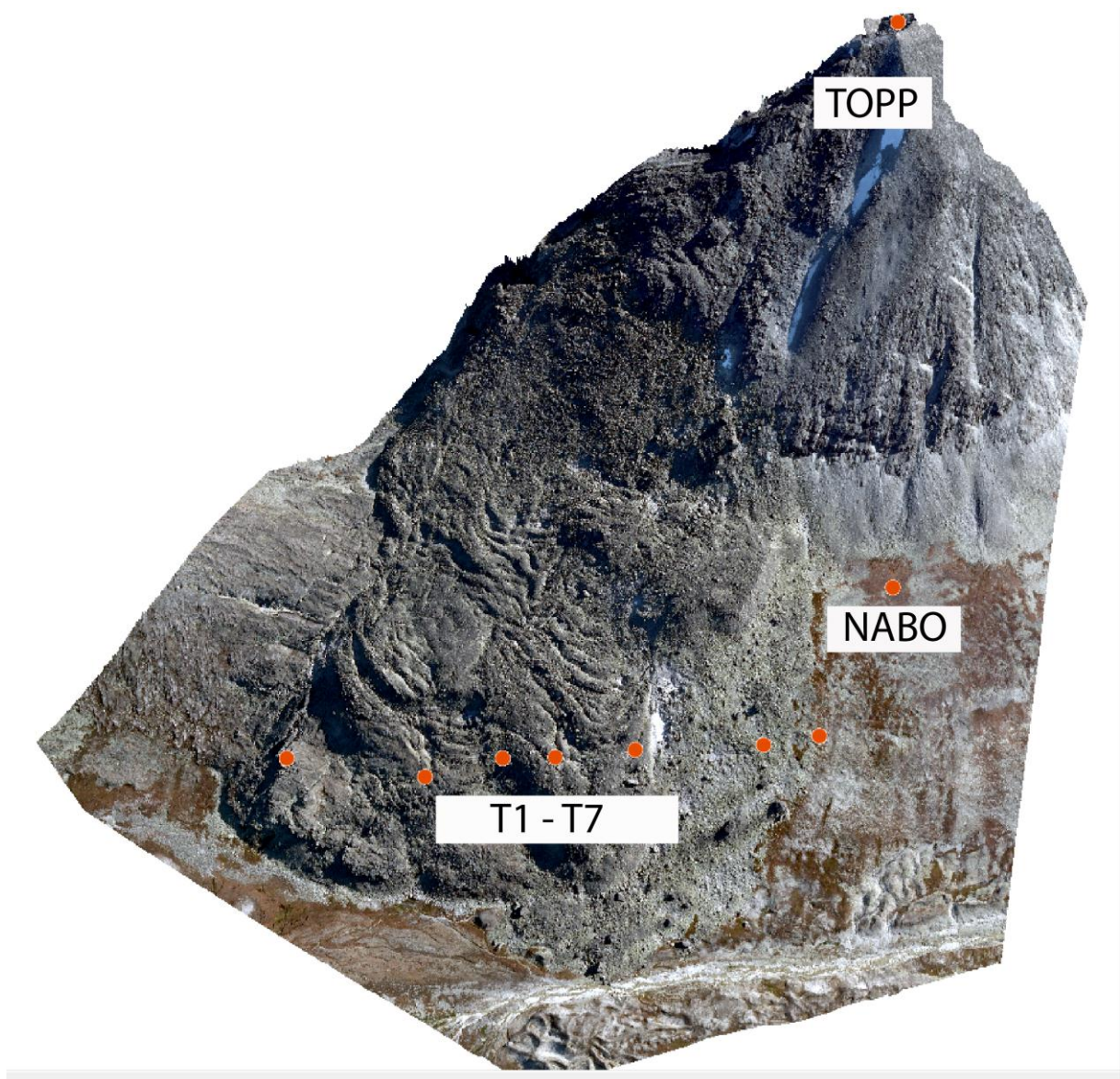
4.5 Schmidt Hammer, R-verdier

Tabell 4-8 er basert på 30 målinger per lokalitet (figur 4-16) der "uteliggere" er fjernet for å gi mer representative gjennomsnittsverdier som kan brukes til sammenligning av lokaliteter. Disse "uteliggerne" skyldtes forstyrrelser i målingene, for eksempel at overflaten sprakk da Schmidthammeren slo mot overflaten, det førte til at noen målinger ble meget lave. Verdien på målingene for hver lokalitet er normalfordelte: Gjennomsnittet og medianen samsvarer med hverandre innenfor ± 1 .

Lokalitet	T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7	Naboskråning	Topp	GG Blokk	SH Blokk
Gj. Snitt R-verdi	64,13	64,96	64,73	64,63	64,1	64,06	63,9	59,16	58,93	57,83	57,26
Standardavvik	2,06	2,56	2,97	2,17	2,02	3,09	3,43	1,59	3,02	3,28	3,58

Tabell 4-8: Gj. snitt R-verdi og standardavvik for målingene på lokalitetene.

Ut fra tabell 4-8 ser man et skille mellom lokalitetene i transektet (T1-T7) og de andre lokalitetene (Naboskråning, Topp, GG Blokk og SH Blokk), gjennomsnittlig R-verdi er høyere i avsetningen enn ellers. Blokken på Gammalgården og Skranglehaugane har de laveste r-verdiene. Blokken ved Skranglehaugane er datert til $12 \pm 0,6$ ka BP (Henriette Linge, pers komm). Når det gjelder spørsmålet om flere skredhendelser, er det ikke mulig å skille ut noen i transektet.



Figur 4-16: De oransje prikkene representerer målelokalitetene.

5 Diskusjon

5.1 Introduksjon

Formålet med diskusjonskapitlet er å svare på spørsmålene som blir stilt gjennom problemstillingen innledningsvis i oppgaven: hvilke(n) mekanisme(r) utløste fjellskredet? Hvorfor ser avsetningen ut slik den gjør? Her blir resultatene fra resultatkapitlet koblet sammen og diskutert opp mot teorien og annen forskning. Først blir det presentert en vurdering av metodene hvor anvendbare de er i dette studiet.

5.2 Vurdering av metoder

I denne oppgaven er det brukt flere metoder for å belyse en fjellskredhendelse i Rondane. Var metodene velegnet og nyttige til denne studien, og er andre metoder bedre egnet? I dette kapitlet vil metodene bli vurdert i samme rekkefølge som de blir presentert i metode og resultatkapitlet.

5.2.1 3D Rekonstruksjon

Arbeidet med 3d-rekonstruksjonen resulterte i en høyoppløselig 3d-modell som ble brukt til illustrasjoner gjennom hele oppgaven og til å gjøre skråningsanalyse og kartlegge interessante overflateformer. Fotograferingen i felt og konstruksjonen i Agisoft Photoscan Pro (se metodekapitlet) gikk uten problemer, men særlig konstruksjonen tok lang tid. Mye tid ble brukt på å fjerne "spikes" i modellen. Selve arbeidsflyten er automatisert og det er lagt opp til at alle med erfaring innen PC og teknologi kan konstruere 3d-modeller. Fra et vitenskapelig ståsted kan man selvfølgelig kritisere metoden for å være for automatisert, man vet lite hva som skjer rent teknisk i de ulike prosessene i konstruksjonen. Det er heller ikke forklart hva noe av statistikken man får ut i prosesseringsrapporten betyr, for eksempel error-verdien.

En faktor som gjorde 3d-rekonstruksjonen mulig i feltområdet, var den fordelaktige topografien. Muligheten til å klatre opp på den andre siden av dalen og fallretningen på skredskråningen var essensielt for å få det fotografigrunnlaget 3d-rekonstruksjonen krevde. En metode som blir brukt er å feste kameraet til en drage eller et fjernstyrt helikopter (Wundram og Loffler, 2007). Da innhentes det informasjon fra alle sider av for eksempel en stor blokk eller fjell. I dette prosjektet ble det tatt bilder fra én side, og derfor mangler det informasjon bak de store blokkene i avsetningen. Informasjonen som mangler ble automatisk interpolert av programvaren.

Et annet alternativ for å lage høyoppløselige terrengmodeller er ved bruk av bakkebasert LIDAR (light detection and ranging) som baserer seg på laserteknologi. LIDAR har blitt enklere å bruke med årene, men er fortsatt mer teknisk og krever opplæring. Her har man flere muligheter og lidar-dataene kan importeres rett i ArcMap (det ble mulig i siste oppdatering, versjon 10.1). En landbasert lidar-laser koster noen hundre tusen kroner og faktorer som rekkevidde og funksjoner er med på å bestemme pris. Av investeringer som ble gjort i dette prosjektet til 3D rekonstruksjon var det kun programvaren til i overkant av 3000,- og mer minne (RAM) til datamaskinen som trengtes. Kamerautstyr og GPS er utstyr som en naturgeograf ofte har selv eller får lånt. Mulighetene med metoden er mange, særlig om man bruker fjernstyrt helikopter eller rigg, for eksempel landmåling, arealplanlegging/arkitektur, film, rettsvitenskap og arkeologi. Innenfor geografien er det hovedsakelig innenfor naturgeografi og miljøgeografi metoden har nytteverdi og her bør metoden brukes videre. Punkttettheten som ble oppnådd i dette prosjektet var på 33x33 cm, og det betyr at den kan brukes til å kartlegge små landformer, for eksempel solifluksjon.

5.2.2 Strøk og fall

Målingene har kartlagt parallelle lag med glimmerskifer som antas å være en svakhetsone. Det var få plasser der fast fjell gikk ut i dagen, som man kunne måle strøk og fall på. Tre lokaliteter ble valgt og målingene på hver lokalitet var svært like. Det ble derfor brukt 10 målinger per lokalitet. Dette kan kritiseres fordi det ofte krever flere målinger for å oppnå statistisk signifikans, men om man ser på stereonettet (figur 4-10) er det ikke vanskelig å se trenden. Strøk og fall er en etablert metode som fungerer godt. Med strøk og fall er det en viktig indre faktor for skråningens stabilitet kartlagt.

5.2.3 ¹⁰Be Eksponeringsdateringer

Man er ofte avhengige av eksponeringsdateringer på relikte fjellskred for å belyse alder og opphav. Når vi bruker én dateringsmetode, har vi ingen kontroll på om eksponeringsaldrene er påvirket av skjerming eller andre eksponeringer. Samtidig er resultatene avhengige av hvilken ¹⁰Be-produksjonsrate som brukes. Eksponeringsdatering med ¹⁰Be er en etablert og mye brukt metode, som gir konkrete resultater. Det gjør metoden ideell for å bestemme alderen på fjellskredavsetninger med kvartsförekomster (Fenton et al., 2011). Usikkerheten til metoden, presentert i resultatkapitlet gjør at man ikke kan konkludere alderen på avsetningen helt sikkert. Alderen 12 ka. er kommet fram til på bakgrunn av logisk resonnement.

5.2.4 Temperaturdata

Temperaturdataene ble hentet inn gjennom ett år med målinger fra 8 temperaturlogger (se metode). Siden lengden på masterstudiet er to år og vi trengte detaljerte temperaturdata fra feltområdet var det bare mulig å få ett år med temperaturdata. Temperaturloggerne ble montert sommeren før masterstudiet startet. Ett år er selvfølgelig ikke en representativ måleperiode, både når det gjelder temperatur og nedbør. Under vinteren 2011/2012 falt det mye snø, som resulterte i at snøen lå lengre enn normalt i fjellet (oppsynsmann, pers kom). Distribusjon av snø er en viktig faktor for permafrostdistribusjon (Juliussen og Humlum, 2007, Smith og Riseborough, 2002) og kan ha påvirket temperaturmålingene under måleperioden. Ved å sammenligne temperaturdata fra nærmeste målestasjon (Folldal) for normalperioden (1961-1990) og måleperioden fant vi ut at måleperioden var noe (0,35 °C) varmere enn normalperioden.

For å unngå store forskjeller i innstråling tilstrebet vi å montere loggerne på flater med relativt likt strøk og fall. Dette skulle vise seg å være vanskeligere i virkeligheten på grunn av avsetningens kaotiske natur. Temperaturloggerne har 2 sensorer, det begrenser hva man kan måle på hver lokalitet med kun én temperaturlogger. Kun V8 og V9 (se resultatkapitlet under temperaturdata) er montert på samme lokalitet og måler MAGST, MAAT -og Porevolumtemperatur (MAGT 2m). Optimalt sett burde det vært montert to logger på hver lokalitet, særlig for å kartlegge flere porevolum for å belyse balcheffekten i større grad. MAAT ble målt ved øverste og nederste temperaturlogger i skråningen, ved å plassere sensoren i luftige varder. De kan bli påvirket av snø. Det er mulig å gjøre dette bedre, hovedregelen er at man monterer slike sensorer 1 m. over bakkenivå, men det krever mer utstyr og penger til prosjektet. Kamera til overvåkning og måling av snødybde hadde også vært interessant. Til dette prosjektet er metoden vi har brukt med mini-loggerne tilstrekkelig. Det viktigste her har vært å kartlegge permafrostgrensen og balcheffekten.

I mange tilfeller må temperaturdata beregnes fra nærliggende målestasjoner. Med å montere temperaturlogger selv, sikret vi oss nøyaktige temperaturdata i feltområdet. Bortsett fra at en måler kortsluttet, må dataene sies å være pålitelige og gode. Temperaturloggingen som metode fungerte tilfredsstillende og ble fjorårets permafrostgrense og balcheffekt ble dokumentert. Denne grensen stemmer godt overens med nærmeste kartlagte permafrostfenomen, en aktiv talus-derivert steinbre i Smedbotn, 2,5 km øst for feltområdet (Lilleøren og Etzelmüller, 2011).

5.2.5 Schmidt Hammer

Bruk av Schmidt Hammer i geomorfologisk forskning blir noen ganger sett ned på av enkelte forskere, med god grunn. Usikkerhetene med metoden er store (se metodekapittel i delen om Schmidt Hammer). Det skulle blitt tatt målinger av ferske flater, det ble ikke gjort på grunn av tilgjengeligheten på ferske flater (og mangel på utstyr til å lage en fersk flate) i felt. Forsøket på å bruke daterte flyttblokker for å gi skredhendelsen en relativ alder er meget vanskelig. Geologien på lokalitetene er like, men siden det var flyttblokker som ble tatt prøver av med Schmidt Hammer er verdiene svært usikre. Flyttblokkene hadde ikke like karakteristika som blokkene som ble datert i feltområdet, de manglet for eksempel de parallelle lagene med glimmerskifer som man finner i feltområdet.

Dataene fra avsetningen og Trolltinden har ikke denne usikkerheten og brukes til å belyse alder senere i diskusjonskapitlet. Metoden kan egne seg til relativ datering, og det var nyttig for å belyse homogeniteten i avsetningen samt forskjellen i forvitring i naboskråningen og avsetningen.

5.3 Alder

For å besvare hvor gammelt fjellskredet er, er det naturlig å henvise til eksponeringsdateringene (se resultatkapitlet). Med usikkerheten som er oppgitt spenner eksponeringsaldrene fra 9.3 – 13.8 ka, et spenn 4500 år. Eksponeringsaldrene vil alltid være åpne for andre tolkninger, men med tolkningen i resultatkapitlet, antyder vi en alder på fjellskredhendelsen på ca. 12 ka. Dette er med å belyse hva som utløste fjellskredet, ved å gi oss informasjon om i hvilket miljø hendelsen inntraff. Kulturminner bygd på skredavsetningen stammer fra vikingetiden ca. 950- 1200 år før nåtid (Per Jordhøy, personlig kamm). Disse kulturminnene utgjør en minimumsdatering for fjellskredet.

5.4 Hva utløste fjellskredet?

Som forklart i teorikapitlet forekommer fjellskred når de ytre kreftene overgår skjærstyrken til skråningen. Det er sjelden slik at kun én faktor er årsaken til fjellskred. Én faktor kan være forberedende og utløsende. For å klargjøre diskusjonen rundt mekanismene bak og årsaken bak fjellskredet deler jeg de ulike faktorene inn i statisk forberedende, dynamisk forberedende og utløsende (figur 5-1).

For å svare på spørsmålet hvilke faktorer og utløsningsmekanismer utløse fjellskredet går jeg gjennom de mulige faktorene og vurderer de i lys av resultatene og annen forskning på området.

Faktorer	Statisk forberedende	Dynamisk forberedende	Utløsende
Strukturgeologi	x		
Topografi	x		
Jordskjelv		x	x
Glasiøle faktorer:			
Fjerning av glasiøle støtte		x	x
Glasiøle erosjon		x	x
Glasiøle isostatisk tilbakeslag		x	x
Klimaavhengig:			
Vann og vanntrykk		x	x
Permafrost tining		x	x
Tine/fryse-prosesser		x	x
Kjemisk forvitring		x	x

Figur 5-1: Faktorer involvert i skråningsstabilitet i denne studien. Modifisert etter McColl (2012).

Det å rasjonalisere faktorene som er involvert i skråningsstabilitet er vanskelig siden flere av faktorene er avhengige av hverandre og på flere måter knyttet sammen. For eksempel kan topografien være avhengig av glasiøle faktorer og strukturgeologien, mens glasiøle prosesser er avhengige av klima. Permafrosten er et klimatisk fenomen, og kan være uavhengig av glasiøle faktorer. De ulike faktorene presenteres og diskuteres opp mot resultatene og annen forskning, nedenfor.

5.4.1 Geologiske faktorer

5.4.1.1 Strukturgeologi

Trolltindens strukturgeologi preges av parallelle lagflater med svak glimmerskifer (se strøk og fall- resultater), disse utgjorde den gang skredet gikk og utgjør fortsatt svakhetssoner i skråningen. Når lagflatene har slakere skråningsgradient enn skråningen og samme fallretning, betyr det at lagflatene går ut i dagen. En slik geologisk setting favoriserer fjellskredaktivitet (Oppikofer og Jaboyedoff, 2008). Selv om erosjon og tilbaketrekking av is skjedde i alle dalene med tempererte isbreer, betyr ikke det at alle skråningene i disse dalene er ustabile, eller må kollapse. Det er strukturgeologien og spesielt skjærstyrken, deformasjonen, lagflater og foliasjon som i størst grad påvirker stabiliteten i skråninger (Jaboyedoff et al., 2005, Selby og Hodder, 1993). Skråningsgradienten til fjellsiden var mest

sannsynlig brattere før, siden skredhendelsen flyttet fjellmasse øverst i skråningen til avsetningen i nedre del av skråningen.

5.4.1.2 Jordskjelv

Jordskjelvinduserte fjellskred er ingen sjeldenhet, men fastlands-Norge er regnet som et stabilt tektonisk område. Den største forkastningen i nærheten er sentralt i Rondane og ligger like nord for Rondvatnet (NGU, 2013a). Bruddflaten på forkastningen ble ikke oppsøkt under feltarbeidet, men ingen jordskjelv med en magnitudo større enn 4.0 er registrert i feltområdet og nærliggende områder, siden 1750, da registreringene startet (Dehls, 2000). Likevel er det umulig å utelukke at det var et jordskjelv som utløste fjellskredet. Jordskjelv kan også ha en forberedende effekt, ved at stresset som påføres skråningen fører til brudd og dermed reduserer skjærstyrken (Fossen og Gabrielsen, 2005).

Glasiale sykluser kan også ha påvirke jordskjelvaktiviteten, flere forskere peker på en mer aktiv periode tidlig i Holosen og ved slutten av siste istid (Lagerbäck og Sundh, 2008, Ballantyne, 1991, McColl, 2012). Sanchez et al. (2010) ¹⁰Be-daterte bruddflater i forkastninger, fjellskredavsetninger og glasierte overflater i de franske alper og fant en tett timing mellom aktivitet i forkastningene og fjellskredene, like etter deglasiasjon. Denne effekten forklares ved at endringer i miljøet påvirker litosfæren. Forskerne mener det er sannsynlig at en storskala "avlossing" av store innlandsisdekker er en endring stor nok til å genererte seismisitet på en regional skala (McColl, 2012). Dette blir av enkelte kaldt paraglasial seismisitet, som knyttes til glasioisostatisk tilbakeslag. Denne faktoren blir diskutert i eget avsnitt under.

5.4.2 Klimaavhengige faktorer

Det er tilsynelatende en kobling mellom klimatiske hendelser og hyppigheten av fjellskred (Aa et al., 2007, Ballantyne, 2002, Fischer et al., 2010, Fischer et al., 2006, Harris et al., 2009, Huggel et al., 2012, Huggel et al., 2010, McColl, 2012, Mercier et al., 2013, Sanchez et al., 2010, Solomon, 2007). Først blir glasielle faktorer som påvirker skråningsstabilitet diskutert, deretter faktorer relatert til vann, permafrost, tine-fryse-prosesser og kjemisk forvitring.

5.4.2.1 Glasial erosjon og topografi

Gjennom kvartærtiden har mange glasieringer og deglasieringer utformet landskapet i Rondane slik vi kjenner det i dag (Mangerud, 2011, Ballantyne, 2002). Dype U-daler med bratte skråninger og aktive skråningsprosesser og tydelige botner forteller oss at feltområdet

og nærliggende områder, er et resultat av glasiasjoner og deglasiasjoner med de prosessene de fører med seg. Den bratte skråningen på Trolltinden er en viktig indre faktor for skråningens stabilitet og fjellskredhendelsen, og således en forberedende faktor for skråningskollapsen. McColl (2012) peker på at vi må vurdere hele historien til skråningen før vi tilskriver glasial erosjon som forberedende og utløsende faktor. De fleste daler er både erodert av glasiale og fluviale prosesser over flere glasiale sykluser. Topografien er også et resultat av geologien, flere fjell i Rondane har en slakere side mot nordvest, og en brattere side østover. Det er ikke tvil om at topografien til Trolltinden var en viktig faktor bak skredhendelsen, særlig det at fallretningen samsvarte med lagflatene i bergarten (se avsnittet over, strukturgeologi). Glasial erosjon førte også til at normal- og skjærspenningen økte, ved å erodere nederst i skråningen blir skråningen strukturgeologisk ustabil (Fischer et al., 2006).

5.4.2.2 Fjerning av glasial støtte

Med glasial støtte i denne sammenheng, menes det støtten fra siden, i en dal. Forsvinner denne støtten kan det enten være en dynamisk forberedende eller utløsende faktor. Siden flere fjellskred inntreffer like etter, eller noen hundre år etter deglasiasjon (Aa et al., 2007, Ballantyne, 2002, Ballantyne, 2013, Blikra et al., 2006, Mercier et al., 2013), regnes denne faktoren som viktig i tidligere bredekte skråninger. Ut fra eksponeringsdateringene og det faktum at skredavsetningen er intakt, kan vi antyde at Verkilsdalen var isfri under Yngre Dryas (12.7 ka – 11.7 ka. BP b2k). Dahl et al.(1997) hevdet at innlandsisen lå under 1240 moh. i den samme perioden, skredavsetningens laveste punkt ligger på ca. 1250 moh. Et temperert breframrykk etter skredhendelsen ville "visket" avsetningen vekk. For å diskutere viktigheten av den glasiale støtten må man ha kjennskap til istidshistorien til området. Hvor lenge feltområdet lå isfritt før skredhendelsen er vanskelig å vite eksakt, men om det ikke var noe breframrykk eller isdannelse som nådde posisjonen til avsetningen i Yngre Dryas, kan man antyde at feltområdet kan ha vært isfritt opptil flere tusen år før selve hendelsen midt i Yngre Dryas. Under LGM (Last glacial maximum) 18. ka (Mangerud, 2011) var det en isdome lengre øst i Rondane og det er mulig at feltområdet var isfritt også da (Svein Olaf Dahl, Pers Kom). Kvisvik (2003) argumenterer for at isdekket var størst og dekket feltområdet tidlig i Weichsel (det er mulig at toppen av Trolltinden var en nunatak), men at feltområdet var utenfor innlandsisens rekkevidde siden midt-Weichsel, 70 ka. BP.

Om man legger den tradisjonelle maksimumsmodellen (Mangerud, 2011) til grunn for den glasiale historien, med sammenhengende innlandsis og breframrykk under Yngre Dryas, kan

fjerning av glasial støtte være en viktig forberedende og utløsende faktor. Dette krasjer med tolkningen av eksponeringsdateringene, at fjellskredet sannsynligvis er 12000 år gammelt, samt arbeidet til Dahl et al. (1997) og Kvisvik (1997), som er basert på lokale data. Dessuten viser R-verdiene fra Schmidt Hammer-målingene lavere verdier på lokaliteten Nabo, enn i skredavsetningen. Dette indikerer at dalsiden, representert med nabo-lokaliteten, har vært eksponert for forvitring lengre enn skredavsetningen. Dataene fra Schmidt Hammer-metoden kan ikke brukes til tallfesting av hvor mye lengre nabo-lokaliteten har vært eksponert, siden målingene ikke er kalibrerte, men kan her brukes som relativ datering. Om tolkningen av eksponeringsdateringene stemmer og det har vært et breframrykk i feltområdet under Yngre Dryas, varte sannsynligvis framrykket kortere i tid enn hele Yngre Dryas-perioden på 12.7 ka – 11.7 ka. BP. På grunn av at avsetningen dateres til 12 ka, og fjellskredet ikke kunne blitt utløst under en bre. Omfanget av breframrykket må i så fall ha vært et lite et, kanskje ikke større enn under lille istid (ca. 1350 – 1850 (Bakke et al., 2010)).

Viktigheten av denne faktoren (fjerning av glasial støtte) er selvfølgelig avhengig av den glasielle historien til feltområdet. Sannsynligvis har feltområdet vært isfritt lenge før skredhendelsen, og trolig har denne faktoren hatt en forberedende rolle.

5.4.2.3 Påføring av glasialt stress og glasioisostatisk tilbakeslag

Når en tykk innlandsis lå over feltområdet, slik den gjorde flere ganger (Mangerud et al., 2011) eller en gang i tidlig i Weichel 110 ka. BP (Kvisvik, 2003), påførte den stress på bergmassen som lå under (Ballantyne, 2002, McColl, 2012). Det påførte stresset kan være stort nok til at det dannes nye sprekker og svakhetssoner. Vann kan trenge inn og muliggjøre kjemisk forvitring som ytterligere påvirker stabiliteten. Bergmassen er også elastisk (Fossen og Gabrielsen, 2005, Selby og Hodder, 1993), som gjør at den blir presset sammen noe, når den blir utsatt for stress ovenfra. Ulikheter og svakhetssoner gjør at det responderes forskjellig på stresset. Statisk korrosjon har sannsynligvis oppstått under langvarig trykk fra innlandsisen, i tillegg til deformasjon (Brideau et al., 2009).

Når innlandsisen trakk seg tilbake var stresset i bergmassen re-orientert og bergmassen måtte tilpasse seg de nye omgivelsene. Dette førte sannsynligvis til ytterligere deformasjon og landheving, dette omtales som glasioisostatisk tilbakeslag (Dehls, 2000, McColl, 2012, Ballantyne, 2002). Det er imidlertid usikkert på hvilken tidsskala faktorene er aktive (McColl, 2012). Ballantyne et al. (1998) konkluderer med at en gradvis utvikling av sprekker etter

deglasiasjon førte til et fjellskred $6.5 \pm 0,5$ ka. BP på Isle of Skye i Skottland. Altså en "forsinkelse" på 7000 år etter deglasiasjon. I Norge er det eksempler fra Troms der en rekke fjellskred gikk 11.5 – 10 ka. BP, like etter deglasiasjon, mens de fleste daterte fjellskred i Møre skjedde i andre halvdel av Holosen (5 av 15 undersøkte fjellskred var datert 11.5 – 10 ka. BP (Blikra et al., 2006)).

Det er sannsynlig at tilbaketrekking av isbreer i stor skala har ført til og utløst flere fjellskred, særlig ved fjellskred som inntraff like etter deglasiasjon (Ballantyne, 2013, Blikra et al., 2006, McColl, 2012). Det er imidlertid vanskeligere å gi disse faktorene rollen som utløsende faktor når fjellskredhendelsene skjer flere tusen år etter deglasiasjon. Da er det større sannsynlighet for at andre faktorer spiller en viktigere rolle. Påføring av glasialt stress og glasioisostatisk tilbakeslag har mest sannsynlig hatt en forberedende rolle for skredhendelsen i dette tilfellet.

I denne studien har feltområdet mest sannsynlig vært isfritt, kanskje opptil 70. ka. BP (Kvisvik, 2003). Om man tolker eksponeringsdateringene til 11.5 ka BP, 500 år yngre enn vår tolkning, samt legger maksimums-modellen til (Mangerud, 2011) bunn så er glasioisostatisk tilbakeslag en mer sannsynlig utløsende faktor for fjellskredet. Men lokale funn tyder på en mer begrenset isutbredelse (Dahl et al., 1997, Kvisvik, 2003).

5.4.2.4 Vann og vanntrykk i sprekker

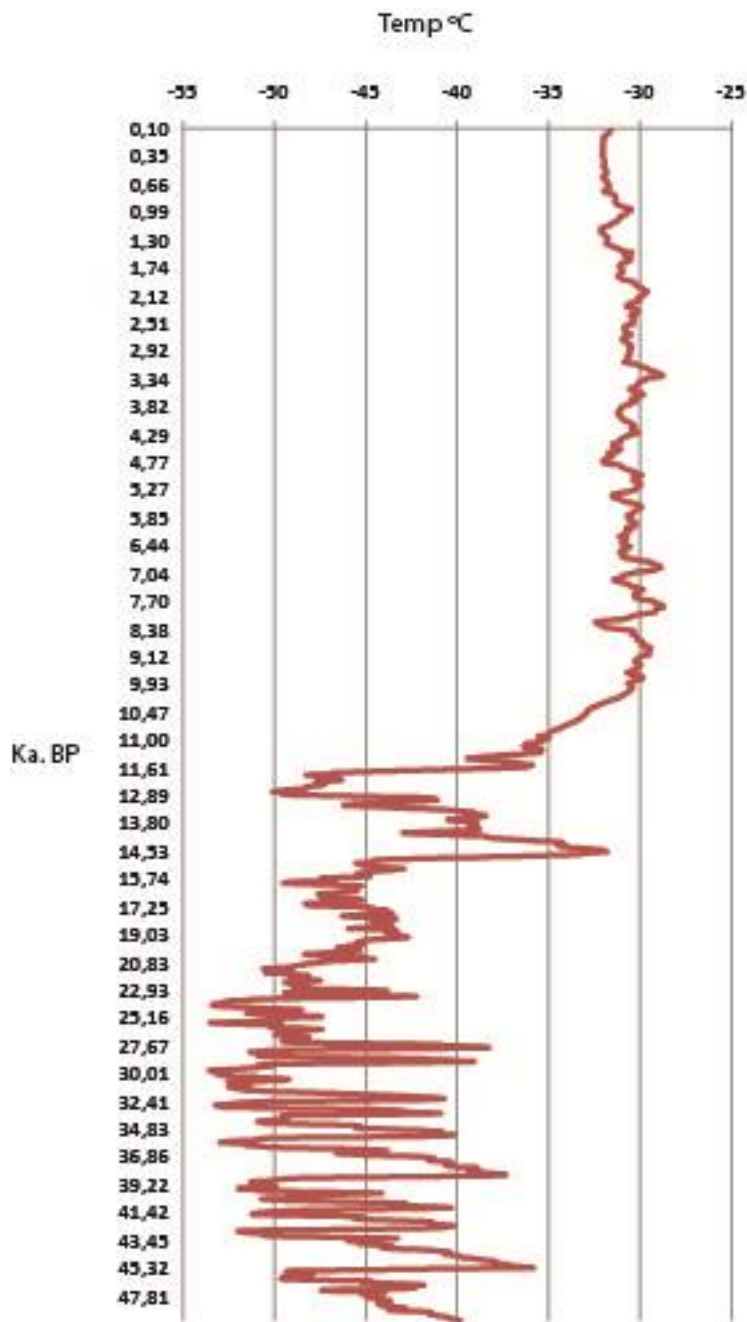
Siden det ikke finnes nedbørsdata for den aktuelle tidsperioden skredhendelsen inntraff, er det problematisk å bekrefte eller avkrefte faktorer som knyttes til vann og vanntrykk som forberedende og utløsende faktorer. Den hydrogeologiske situasjonen er heller ikke kartlagt. Det er likevel sannsynlig at påført stress fra innlandsisen i tidlig Weichsel har ført til deformasjon i form av sprekker og brudd. Dette er rom som vann kan fanges i, og høyt vanntrykk etter kraftige nedbørshendelser er en vanlig utløsningsmekanisme i fjellskred (Blikra et al., 2006, Fischer et al., 2010, Fischer og Huggel, 2008, Huggel et al., 2012, Huggel et al., 2010, McColl, 2012). Foliasjonen utgjør parallelle lagflater med glimmerskifer, og det er mulig at dette trekket favoriserer økt vanntrykk om det er sprekker der.

Isarin et al. (1998) antyder to distinkte perioder i Yngre Dryas: en kald og fuktig første del av Yngre Dryas, fram til ca. 12.15 kyr og en mindre kald og tørrere andre del, frem til Holosen. En mulighet er at den første perioden med av Yngre Dryas, som var våtere, førte til høyere porevanntrykk i feltområdet. Om tolkningen av eksponeringsdateringene er riktige, kommer den våte perioden ca. 150 år for tidlig til å ha vært utløsende faktor for fjellskredet. Men her

er ikke nøyaktigheten stor nok til å konkludere med sikkerhet. Sannsynligvis har vann og vanntrykk, som følge av ekstremværhendelser, spilt en forberedende rolle. Dessuten kan vann og vanntrykk skyldes tining av permafrost, tining av permafrost som faktor vil bli diskutert under. Om det var permafrost i løseområdet da fjellskredet ble utløst er vanntrykk i sprekker en usannsynlig faktor, siden vannet er frosset.

5.4.2.5 Tining av permafrost

Som diskutert ovenfor har skråningen sannsynligvis vært isfri i flere tusen år før selve skredhendelsen, kanskje så lenge tilbake som 70 ka. BP. Berggrunnen har høy termisk konduktivitet og en slik situasjon favoriserer dannelsen av tykk permafrost (Smith og Riseborough, 2002). Om vi ser på rekonstruerte temperaturdata fra GISP2-iskjernen fra Grønland (figur 5-2). Ved GISP2-lokaliteten var temperaturene under Weichsel betydelig kaldere enn i Holosen, opptil 30 °C forskjell (Alley, 2004). Feltområdet er sannsynligvis blitt kraftig kjølt ned i Weichsel og ført til flere hundre meter tykk permafrost.



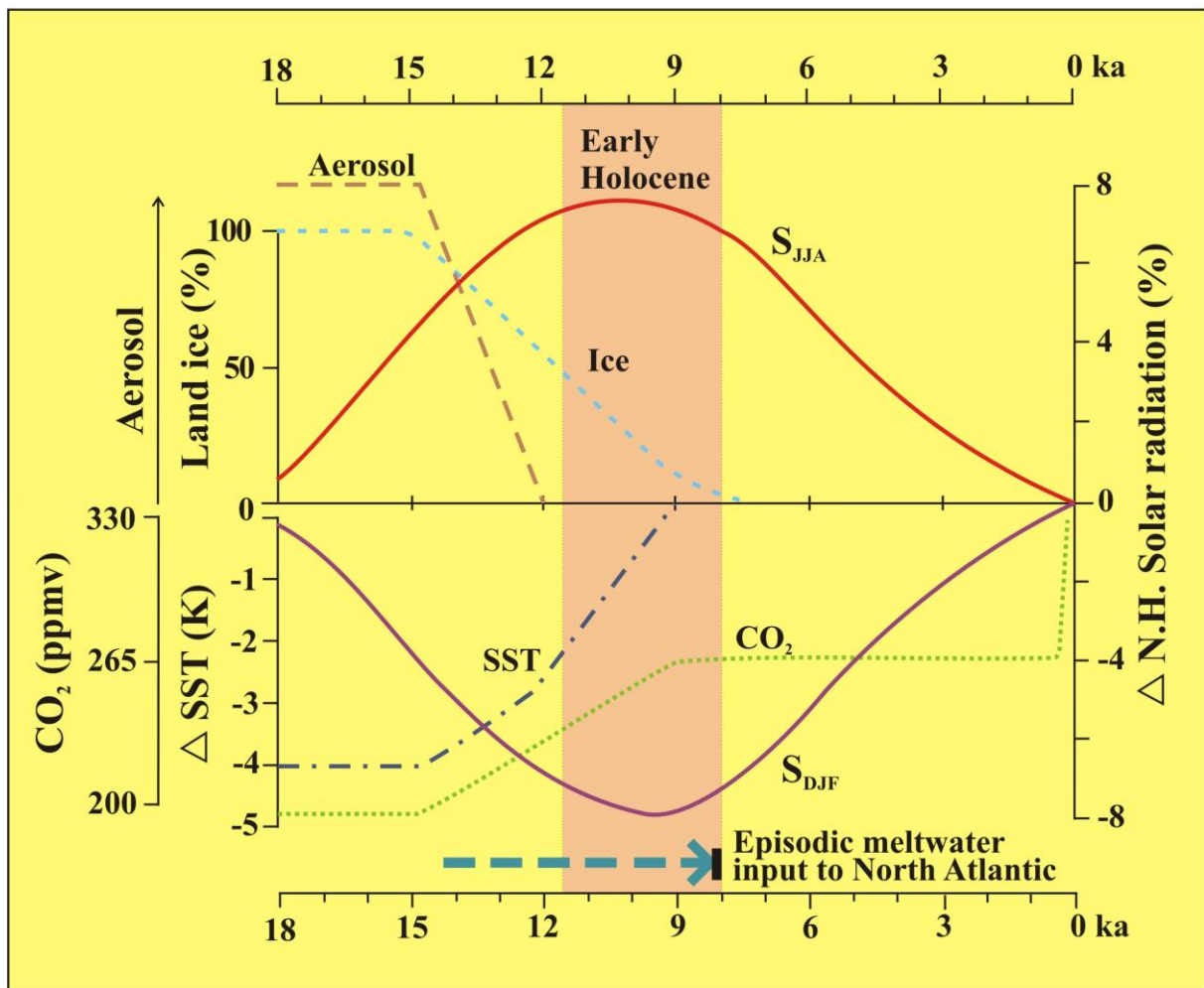
Figur 5-2: Rekonstruerte temperaturdata fra GISP2-iskjernen på Grønland. Dataene har dårligere oppløsning med alder. Datagrunnlaget er hentet fra Alley (2004)

I klimaforskningens rammeverk med iskjerner fra Grønland (og Antarktis) er det mange mindre svingninger som ikke kommer frem. De ulike parameterne fra stratigrafien i iskjernene representerer den globale variasjonen i is-mengde på landjorden. De er ikke representative nok til å brukes som bevis på et varmere temperaturregime og tining av permafrost i Rondane, men viser oss en global trend. Det er sannsynlig at regionale og lokale

faktorer påvirket temperaturen og permafrostdistribusjonen (Juliussen og Humlum, 2008, Smith og Riseborough, 2002).

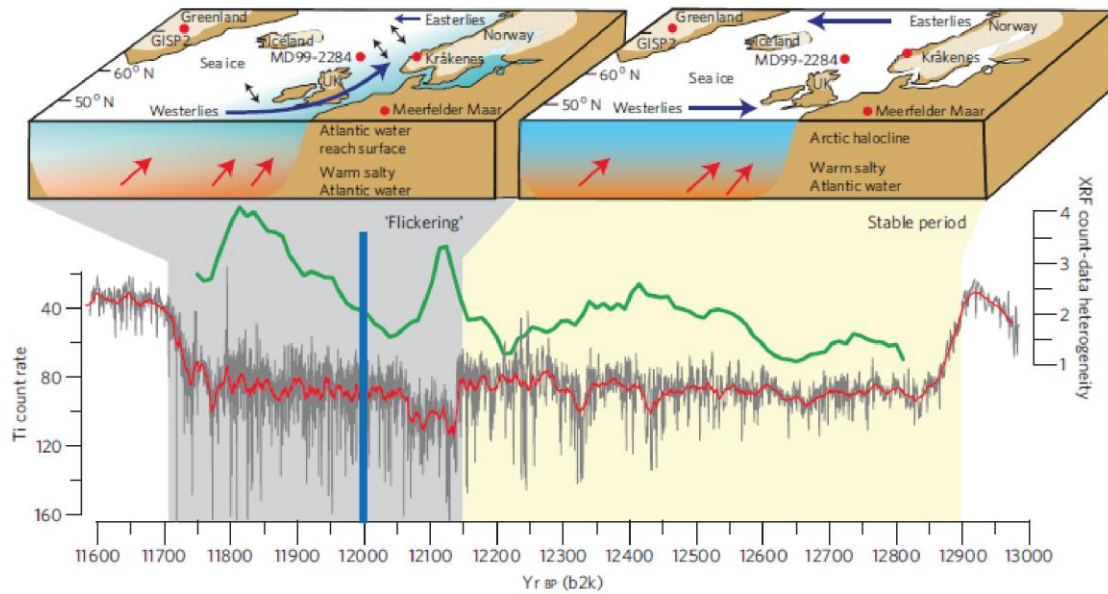
Når det er permafrost i bergmassen er porevannet frosset, det øker skjærstyrken. Isen fungerer på mange måter som lim som har en bindende effekt og gjør skråningen mer intakt, så lenge temperaturregimet tillater det (Fischer et al., 2010, Fischer og Huggel, 2008, Fischer et al., 2006, Huggel et al., 2012, Huggel et al., 2010, Sanchez et al., 2010). Når permafrosten tiner ved varmere temperaturregimer smelter isen til vann som minker skjærspenningen ved å fjerne den bindende effekten, og som regel øke vanntrykket, der vannet ikke drenerer.

Om man ser på temperaturrekonstruksjonen fra GISP2-kjernen fra Grønland legger man merke til en økning mellom ca. 12.5 ka. BP og ca 11.8 ka. BP. Spørsmålet er om en slik økning i temperatur er nok til å tine permafrosten i løsnemrådet på Trolltinden. Som nevnt er ikke dataene fra Grønland representative for Rondane, men vi vet at solinnstrålingen økte gradvis fra LGM ca. 18 ka. BP til ca. 11 ka. BP (Kutzbach og Webb III, 1993). Virkningen av økt solinnstråling (figur 5-3), snøfrie perioder, i tillegg til større stråling på toppen (tabell 4-7) på grunn av topografien og bergmassens høye albedo kan ha ført til et signifikant varmere temperaturregime.



Figur 5-3: Solinnstråling, aerosol, innlandsis, CO₂ og SST (sea surface temperature) fra 18 til 0 ka. BP. Modifiser etter Kutzbach og Webb (1993)

Som nevnt i diskusjonskapitlet om vann og vanntrykk som utløsende mekanisme, identifiserte Isarin et al. (1998), en varm og tørr periode av Yngre Dryas, etter 12.15 kyr. Bakke et al. (2009) beskriver et hurtig skifte i klimaet i midten av yngre dryas rundt 12.15 kyr. Ferskvannsløkket og sjøisen brøt opp periodevis slik at sub-polare havstrømmer fra Nord-atlanteren med høyere salinitet kunne gå nordover. Når sjøisen ble redusert førte det til at varmere vestavind driftet nordover, fra sin sørligere posisjon. Vestavinden førte til massiv smelting av isbreer og varmere temperaturer i Sør-Norge (figur 5-4).



Figur 5-4: Illustrasjon av klimaet i Yngre Dryas. Diagrammet viser heterogeniteten til XRF tellerate og Ti tellerate. Blå linje markerer skredhendelsen basert på tolkningen av eksponeringsdateringene. Figuren er hentet fra Bakke et al. (2009)

Massiv smelting av isbreer førte til en strøm av ferskvann drenerte ut i sjøen igjen, som igjen førte til storskala dannelse av sjøis, som presset vestavinden nordover igjen. Svingningene mellom de to tilstandene skal ha skjedd flere ganger med intervaller på 10 til 100 år (Bakke et al., 2009). Det er sannsynlig at den ustabile perioden i Yngre Dryas påvirket temperaturregimet i feltområdet. Om skredhendelsen intr traff 12. kyr BP var det en periode på ca. 150 år med denne "flickering"-perioden, beskrevet ovenfor. Spørsmålet er om temperaturen økte nok for i denne perioden til å heve permafrostgrensen over løsnedområdet. Løsnedområdet starter på ca. 1640 moh. Nåværende permafrostgrense går mellom 1400 og 1500 moh. Permafrostgrensen må ha ligget høyere for å utløse fjellskredet. Klimaet må ha vært varmere enn det er i dag for at tinende permafrost skal ha utløst fjellskredet, og det var det ikke. Temperaturdataene fra måleperioden er for korte til å brukes som klimastatistikk, men temperaturen i Follidal (nærmeste målestasjon med klimadata) under måleperioden var 0,35 °C varmere i normalperioden (1961-1990).

5.4.2.6 Tine/fryse-prosesser og kjemisk forvitring

Frostsprenning er mest effektiv mellom -3 °C og -5 °C og vekslingen mellom frysing og tining er særlig effektiv (French, 2007). Det har sannsynligvis vært dyp permafrost i feltområdet når fjellskredet ble utløst. Derfor kan tine/fryse-prosesser kun hatt en

forberedende rolle. Kjemisk forvitring har manglet tilgang på vann og varmere temperaturer til å ha vært effektiv nok til å forårsake fjellskred.

5.5 Klassifikasjon av landform og sekundære prosesser

Feltområdet i denne masteroppgaven er komplekst og er formet i flere faser. Landformen har både vært tolket som fjellskred (Dawson et al., 1986) og steinbre (Barsch og Treter, 1976). Formålet med dette delkapitlet er å diskutere hvilken type fjellskred det er snakk om og hvilke prosesser som har formet avsetningen i ettertid. Her vil landformen klassifiseres med bakgrunn i kapittel 2.5 Klassifisering av fjellskred, observasjoner og resultatkapitlet. Med grunnlag i eksponeringsdateringene er det et betydelig tidsrom (ca. 12000 år) der prosesser har påvirket avsetningen. Prosessene vil bli diskutert opp mot teori og litteratur rundt steinbreer og balcheffekt, samt belyses av resultatene fra terrengmodellen og temperaturdataene.

5.5.1 Klassifikasjon

I likhet med Dawson et al. (1986) klassifiseres opphavet til landformen som undersøkes i denne masteroppgaven, som et fjellskred. Observasjoner i felt og analyse i ettertid identifiserer et løsneområde, med en stor avsetning under (figur 4-2). Det er også identifisert et parti med forflyttet bergmasse og et parti med opptil 600 meter lange sprekker. Vi tolker det slik at under sammenstøtet flyttet bergmassen på seg og sprekker oppsto, på grunn av de voldsomme kreftene som var i sving.

Om vi ser på figur 4-10 som viser høydeprofil og foliasjonstrenden for skråningen er de topografiske og strukturegeologiske forholdene for fjellskred gode (Jaboyedoff et al., 2005, Selby og Hodder, 1993). For å klassifisere fjellskredet i denne studien, kan man se på Braathen et al. (2004) sin figur (figur 2-5) og sammenlikne det med figur 4-10. I Braathen et al. (2004) sin klassifikasjon av fjellskred, er fjellskredet i denne masteroppgaven mest lik type b, fjellutglidninger. Skråningsgradienten er ca. den samme og skråningen kjennetegnes av foliasjon som er fordelaktig for en utglidning. Det er mulig at Trolltinden var en del høyere før skredhendelsen, på grunn av at løsneområdet går helt i toppen (Figur 4-2). Den lavere R-verdien fra toppen av fjellet (tabell 4-8) kan være et resultat av større forvitring der, sammenlignet med R-verdiene fra avsetningen, ca. 600 høydemeter nedover i skråningen.

Braathen et al. (2004) nevner ikke sturzstorm som klassifisering av fjellskred, men Dawson et al. (1986) klassifiserer skredet som en "mindre mobil" sturzstorm på grunnlag av størrelsen på landformen og utløpslengde. I følge Wilson (2009) har Dawson et al. (1986) regnet ut feil utløpslengde (1200 meter), og foreslår en kortere utløpslengde på 520 meter, altså under halvparten. Formålet med sturzstorm som kategori er å klassifisere de fjellskredene som er store (over 1 million m³), hurtige (over 100 km/t) og har en utløpslengde lover for friksjon ikke kan forklare (Hsü, 1975). Fjellskredet i denne studien er stort (20 millioner m³ over 1km² (Dawson et al., 1986)) og var sannsynligvis hurtig, men når det ikke er unormalt langt er det kanskje bedre å klassifisere fjellskredet som en stor fjellutglidning. Sannsynligvis skjedde utglidningen i én fase, siden R-verdiene fra Schmidt Hammer er så like over avsetningen (tabell 4-8). Store fjellutglidninger skjer som oftest i én fase (Colin Ballantyne, pers komm).

5.5.2 Sekundære prosesser

Flere rygger og forsenkninger går på tvers av avsetningen, og danner et "grøt-lignende" mønster, man kan også kalle ryggene en lobeform. Ryggene finnes i sonen som er beskrevet som skredavsetning med rygger og fløytemønstre (figur 4-2) og har ulike størrelser og form, 1 – 30 m. høye og opptil 200 m. lange. De største ryggene som er markert i figur 4-2 som mektige rygger og er tykke, mens de minste, som ikke er markert, er smalere. De fleste ryggene har halvmåneform, men i ulik grad. Fellesnevneren for alle ryggene er at de gir inntrykket av at avsetningen flyter nedover.

Intern bevegelse i avsetningen skyldes is som deformeres og forholdene for denne prosessen, som skaper steinreer, er gode i avsetningen. Is er avhengig av temperatur under 0 °C. Temperaturen i måleperioden viser at permafrostgrensen ligger noen meter over 1408 moh. (figur 4-15). Temperaturloggerne som målte temperatur i porerommene V2 (1364 moh.) og V9 (1712 moh.) ga oss ulike svar angående en balcheffekt. Den nederste loggeren viste en varmere poreromtemperatur enn lufttemperatur, mens den øverste loggeren påviste en omtrent lik poreromtemperatur og lufttemperatur. Ved den lokaliteten (V8 og V9) ble overflatetemperaturen målt til å være 1,95 °C varmere enn 2 m. nede i porevolumet. Negativ temperaturanomali er et kjent fenomen i blokkhav og andre overflater med tilgjengelig porerom (Juliussen og Humlum, 2008). Årsaken til at V2 ikke viste en negativ temperaturanomali er sannsynligvis på grunn av snø, og den isolerende effekten den har på underlaget. Blokkene kan ha hatt en avkjølede effekt her også men ikke så tydelig som på V8 og V9.

Is er også avhengig av tilgang på vann. Avsetningen med rygger og flytemønstre (figur 4-2) har god tilgang på smeltevann fra snøfonna som akkumuleres i skredarret (figur 4-2) på vinteren, og som smelter på sommeren. Denne snøfonna var der begge feltsomrene (2011 og 2012), og finnes i bildene som Kvisvik (2003) bruker i sin hovedfagsoppgave, samt i flybilder fra 1967 (Dawson et al., 1986). Under vinteren 2011/2012 falt det mye snø og det lå snø flere steder i forsenkningene i avsetningen. Det har sannsynligvis påvirket noen av temperaturloggerne, samt at det gir mer smeltevann til dannelse av is. Når man går i skråningen på sommeren hører man vann som sildrer nedover, noen meter under overflaten på avsetningen, det ble også observert is i avsetningen under feltarbeidet.

Det er usikkert om steinbre-prosesser opererer i hele avsetningen fra ca. 1250 til 1500 m., men på grunn av balcheffekten kan det være steder i avsetningen der det eksisterer permafrost lokalt. Likevel er nok de størrelsene på ryggene som ligger nederst i avsetningen (markert på figur 4-2) en kombinasjon av bevegelse som følge av deformasjon av is og akkumuleringen under selve skredhendelsen. Den forflyttede bergmassen er relativt intakt i forhold til resten av avsetningen og fungerte som en vegg slik at skredmateriale akkumulerte seg foran den. Det forklarer hvorfor de største ryggene er nederst. Størrelsen på den største ryggen øverst i avsetningen (ca. 1480 moh. figur 4-2) kan ikke forklares på denne måten. Her er sannsynligvis tilgang på talus, fra den bratte fjellsiden ovenfor, forklaringen på hvorfor det er den største ryggen i øvre del av avsetningen.

5.6 Videre arbeid

Det er mange analysemuligheter man kan benytte seg av for å få mer informasjon ut av terrengmodellen, for eksempel automatisk terrengklassifisering og en mer detaljert kartlegging.

I dette prosjektet hadde vi begrensede ressurser. Det er selvfølgelig metoder som kunne vært brukt om man hadde tilgang på mer utstyr, eller større ressurser. For eksempel kunne et fjernstyrt helikopter ført til noen prosent bedre dekning i terrengmodellen, og med LIDAR-scanner (Light Detection And Ranging) har man flere analysemetoder i ettetid. I tillegg hadde det vært interessant å ta en sedimentkjerne fra lagholvatnet, ved stupet på baksiden av Trolltinden. Skredhendelsen førte sannsynligvis til store forstyrrelser i sedimentasjonen, som ville vært interessante å datere med ^{14}C , om det finnes tilgjengelig organisk materiale.

Lengre tidsserier med temperaturdata hadde ført til mer representative temperaturdata.

Feltområdet og områdene rundt i Rondane er interessante innenfor naturgeografien, særlig på grunn av permafrost som tiner og den diffuse istidshistorien. Det oppfordres derfor til videre arbeid i området for å belyse disse problemstillingene.

6 Oppsummering og konklusjon

En redegjørelse av mekanismene som utløste fjellskredet krever at man vurderer hele historien til skråningen. Én utløsningsmekanisme kan ikke regnes som den eneste årsaken selv om den var nødvendig for skredhendelsen. Flere faktorer og mekanismer har ført til at nordvest siden av Trolltinden kollapset for ca. 12000 år siden:

- Feltområdet har en fordelaktig topografi og geologisk setting (et resultat av glasial erosjon og geologi). Det er ikke tvil om at topografien til Trolltinden var en viktig faktor bak skredhendelsen, særlig at fallretningen til skråningen samsvarte med svakhetssoner i bergarten.
- Jordskjelv kan ikke utelukkes som utløsningsmekanisme, men feltområdet regnes som et tektonisk stabilt område.
- Fjerning av glasial støtte kan være en forberedende faktor. Faktoren er avhengig av den glasiale historien til feltområdet, som er kontroversiell. Lokal forskning tilsier at feltområdet vært isfritt lenge før skredhendelsen.
- Påføring av glasialt stress og glasioisostatisk tilbakeslag har mest sannsynlig hatt en forberedende rolle. Påført stress fra innlandsisen i tidlig Weichsel har ført til deformasjon i form av sprekker og brudd.
- Vann og vanntrykk i sprekker, kan ha hatt en forberedende rolle. Sannsynligvis er faktoren ingen utløsningsmekanisme fordi det trolig var dyp permafrost i løseområdet da skredet ble utløst.
- Tining av permafrost kan ikke ha vært en utløsende faktor. Klimaet må ha vært varmere enn det er i dag for at tinende permafrost skal ha utløst fjellskredet, og det har det ikke vært. På grunn av varmere klima kan tining av permafrost utgjøre en forberedende og utløsende faktor for fremtidige fjellskred i Rondane.
- Tine/fryse-prosesser kan kun hatt en forberedende rolle. Det var sannsynligvis dyp permafrost i løseområdet, og få tine/fryse sykluser, kun i overflaten.
- Kjemisk forvitring har manglet tilgang på vann og varmere temperaturer til å ha vært effektiv nok til å forårsake fjellskred. Likevel kan høyere temperaturer og større tilgang

på vann, forbundet med klimaendringer, gjøre kjemisk forvitring til en viktigere faktor i fremtiden.

Geomorfologien i feltområdet er kartlagt med høyoppløselig terrengmodell og temperatur i luft, bergmasse og porevolum er logget i ett år:

- Flere rygger med lobeform, tilgang på smeltevann, is i avsetningen og permafrost gjør intern bevegelse i avsetningen mulig.
- Øvre deler av avsetningen har de forhold som gjør at den klassifiseres som aktiv steinbre. Påvist negativ temperatur anomali ved én lokalitet muliggjør aktive steinbreer, også under permafrostgrensen (ca. 1420 moh.), definert av overflatetemperatur.
- På bakgrunn av kartlegging av feltområdet klassifiseres fjellskredet som en stor fjellutglidning i henhold til Braathen (2004). Sannsynligvis skjedde utglidningen i én fase, og ikke over et lengre tidsrom, siden R-verdiene fra Schmidt Hammer er homogene over avsetningen.

7 Referanser

- Aa, Asbjørn Rune, et al. (2007) Chronology of Holocene rock-avalanche deposits based on Schmidt-hammer relative dating and dust stratigraphy in nearby bog deposits, Vora, inner Nordfjord, Norway. *The Holocene*, 17, 955-964.
- Alley, RB (2004) GISP2 ice core temperature and accumulation data. *IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series*, 13.
- Allmendinger, Rick (2013) Stereonet 8 [Online]. Tilgjengelig på: <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet.html> [Hentet 02.02 2013].
- Anderson, Robert S. og Anderson, Suzanne P. (2010) *Geomorphology: the mechanics and chemistry of landscapes*, Cambridge, Cambridge University Press.
- Bakke, Jostein, et al. (2010) A complete record of Holocene glacier variability at Austre Okstindbreen, northern Norway: an integrated approach. *Quaternary Science Reviews*, 29, 1246-1262.
- Bakke, Jostein, et al. (2009) Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. *Nature Geoscience*, 2, 202-205.
- Ballantyne, C.K. (2002) Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1935-2017.
- Ballantyne, Colin K (1991) Holocene geomorphic activity in the Scottish Highlands. *The Scottish Geographical Magazine*, 107, 84-98.
- Ballantyne, Colin K, Stone, John O og Fifield, L Keith (1998) Cosmogenic Cl-36 dating of postglacial landsliding at the Storr, Isle of Skye, Scotland. *The Holocene*, 8, 347-351.
- Ballantyne, Colin K., Stone, John O. (2013) Timing and periodicity of postglacial rock-slope failures in the Scottish Highlands. *Geomorphology*, 186.
- Barsch, D. og Treter, U. (1976) Zur Verbreitung von Periglazial-Phänomenen in Rondane/Norwegen. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 83-93.
- Barth, Edvard Kaurin (1977) Anlegg for massefangst av villrein i Rondaneområdet. *Norsk Skogbruksmuseum Årbok*, 8, 65.
- Blikra, LH, et al. (2006) Rock slope failures in Norwegian fjord areas: Examples, spatial distribution and temporal pattern. *Landslides from Massive Rock Slope Failure*. Springer.
- Braathen, A., et al. (2004) Rock-slope failures of Norway, type, geometry deformation mechanisms and stability. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 84, 67-88.
- Brideau, Marc-André, Yan, Ming og Stead, Doug (2009) The role of tectonic damage and brittle rock fracture in the development of large rock slope failures. *Geomorphology*, 103, 30-49.
- Campbell, C. S., Cleary, P. W. og Hopkins, M. (1995) Large-scale landslide simulations: global deformation, velocities and basal friction. *Journal of geophysical research*, 100, 8267-8283.
- Carstens, Halfdan (2013) Rasen(d)e fjellvegger [Online]. GeoPublishing AS. Tilgjengelig på: <http://www.geoportalen.no/skredulykker/rasendefjellvegger/> [Hentet 11.02.2013 2012].
- Christiansen, Hanne Hvidtfeldt og Blikra, Lars Harald (2010) Thermal regimes in bedrock and open fractures in the Nordnes rockslide, Norway. *EGU General Assembly Conference Abstracts*.
- Corporation, Onset Computer (2012) HOBO® Pro v2 (U23-00x) Manual [Online]. Tilgjengelig på: http://www.onsetcomp.com/files/manual_pdfs/10694-K-MAN-U23.pdf.
- Dahl, Svein Olaf, Nesje, Atle og Øvstedal, Jarl (1997) Cirque glaciers as morphological evidence for a thin Younger Dryas ice sheet in east-central southern Norway. *Boreas*, 26, 161-180.
- Davies, Michael CR, Hamza, Omar og Harris, Charles (2001) The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 137-144.

- Dawson, Alastair G., Matthews, John A. og Shakesby, Richard A. (1986) A Catastrophic Landslide (Sturzstrom) in Verkilsdalen, Rondane National Park, Southern Norway. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 68, 77-87.
- Dehls, J. F., Plesen, O., Bungum, H., Hicks, E. C., Lindholm, C. D., Riis, F. (2000) Neotectonic map: Norway and adjacent areas. I Norway, Geological Survey of (red.).
- eKlima.no (2013) Gratis tilgang til Meteorologisk institutts vær- og klimadata fra historiske data til sanntidsobservasjoner [Online]. Meteorologisk Institutt. Tilgjengelig på: www.eklima.no [Hentet 30.01.13 2013].
- Fenton, Cassandra R, et al. (2011) Regional ¹⁰Be production rate calibration for the past 12ka deduced from the radiocarbon-dated Grøtlandsura and Russenes rock avalanches at 69° N, Norway. *Quaternary Geochronology*, 6, 437-452.
- Fischer, L., et al. (2010) Assessment of periglacial slope stability for the 1988 Tschierva rock avalanche (Piz Morteratsch, Switzerland). *Engineering Geology*, 116, 32-43.
- Fischer, L. og Huggel, C. (2008) Methodical design for stability assessments of permafrost-affected high-mountain rock walls.
- Fischer, L., et al. (2006) Geology, glacier retreat and permafrost degradation as controlling factors of slope instabilities in a high-mountain rock wall: the Monte Rosa east face.
- Fossen, Haakon og Gabrielsen, Roy H. (2005) *Strukturgeologi*, Bergen, Fagbokforl.
- French, Hugh (2007) *The periglacial environment*, Wiley.
- Furseth, Astor (2006) *Skredulykker i Norge*, Tun Forlag.
- Gisnås, K, et al. (2013) CryoGRID 1.0: Permafrost Distribution in Norway estimated by a Spatial Numerical Model. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24, 2-19.
- Gosse, John C og Phillips, Fred M (2001) Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1475-1560.
- Harris, C., et al. (2009) Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews*, 92, 117-171.
- Harris, Stuart A og Pedersen, David E (1998) Thermal regimes beneath coarse blocky materials. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, 107-120.
- Hay, GJ og Castilla, G (2008) Geographic Object-Based Image Analysis (GEOBIA): A new name for a new discipline. *Object-based image analysis*. Springer.
- Heywood, Ian, Cornelius, Sarah og Carver, Steve (2011) *An introduction to geographical information systems*, Harlow, Prentice Hall.
- Hsü, K.J. (1975) Catastrophic debris streams (sturzstroms) generated by rockfalls. *Bulletin of the Geological Society of America*, 86, 129.
- Huggel, C., Clague, J.J. og Korup, O. (2012) Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains? *Earth Surface Processes and Landforms*.
- Huggel, C., et al. (2010) Recent and future warm extreme events and high-mountain slope stability. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 368, 2435-2459.
- Hungr, O., et al. (2001) A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience*, 7, 221.
- Høst, Jan (2006) Store fjellskred i Norge. I Undersøkelse, Norges Geologiske (red.).
- IPA (2013) What is Permafrost? [Online]. International Permafrost Association. Tilgjengelig på: <http://ipa.arcticportal.org/resources/what-is-permafrost> [Hentet 22.02.13 2013].
- Isarin, René FB, Renssen, Hans og Vandenberghe, Jef (1998) The impact of the North Atlantic Ocean on the Younger Dryas climate in northwestern and central Europe. *Journal of Quaternary Science*, 13, 447-453.
- Jaboyedoff, M, et al. (2005) Modular and evolving rock slope hazard assessment methods. *Landslides and Avalanches. Norway 2005: Proceedings of the 11th International Conference and Field Trip on Landslides, Norway, September 2005*. Taylor & Francis.

- Juliussen, H. og Humlum, O. (2007) Towards a TTOP ground temperature model for mountainous terrain in central-eastern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18, 161-184.
- Juliussen, Håvard og Humlum, Ole (2008) Thermal regime of openwork block fields on the mountains Elgåhogna and Sjølen, central-eastern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, 1-18.
- KEEPER, D.K. (1984) Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 406-421.
- King, Lorenz (1986) Zonation and Ecology of High Mountain Permafrost in Scandinavia. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 68, 131-139.
- Kutzbach, JE og Webb III, T (1993) Conceptual basis for understanding Late-Quaternary climates. *Global climates since the last glacial maximum*, 5-11.
- Kvisvik, Bjørn Christian (2003) En rekonstruksjon av isutbredelsen i Rondane gjennom Weichsel med hovedvekt på glacialgeologi og isavsmeltingsformer. *Institutt for Geografi*. Universitetet i Bergen.
- Lagerbäck, Robert og Sundh, Martin (2008) *Early Holocene faulting and paleoseismicity in northern Sweden*, Sveriges geologiska undersökning.
- Lilleøren, K.S. og Eitzelmüller, B. (2011) A regional inventory of rock glaciers and ice-cored moraines in Norway. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 93, 12.
- LLC, AgiSoft (2012) Agisoft Wiki [Online]. Tilgjengelig på: http://www.agisoft.ru/wiki/Main_Page.
- LLC, AgiSoft (2013) Orthophoto and DEM Generation [Online]. Tilgjengelig på: <http://downloads.agisoft.ru/pdf/Tutorial%20%28IL%29%20-%20Orthophoto,%20DEM.pdf> [Hentet 02.02.13 2013].
- Löffler, J. og Finch, O. D. (2005) Spatio-temporal gradients between high mountain ecosystems of central Norway. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 37, 499-513.
- Mangerud, J. Gyllencreutz, R. Lohne, Ö. Svendsen, J. I (2011) Glacial history of Norway. *Developments in Quaternary Science*, 15, 279-298.
- McColl, S.T. (2012) Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology*.
- Mercier, Denis, et al. (2013) The Höfðahólar rock avalanche (sturzström): Chronological constraint of paraglacial landsliding on an Icelandic hillslope. *The Holocene*, 23, 432-446.
- NGU (2013a) Arealis - Berggrunnsgeologi - N250 vektor [Online]. Tilgjengelig på: <http://geo.ngu.no/kart/arealisNGU/>.
- NGU (2013b) Løsmassegeologi [Online]. Tilgjengelig på: <http://geo.ngu.no/kart/arealisNGU/>.
- Niedzielski, T., Migoń, P. og Placek, A. (2009) A minimum sample size required from Schmidt hammer measurements. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 1713-1725.
- NVE (2013) Nasjonal skredatabase [Online]. Tilgjengelig på: www.skrednett.no.
- Oppikofer, T og Jaboyedoff, M (2008) Åknes/Tafjord Project Analysis of ancient rockslide scars and potential instabilities in the Tafjord area & Laser scanner monitoring of instabilities at Hegguraksla. Technical Report (University of Lausanne), IGAR-TO-009.
- Per Jordhøy, Runar Hole, Raymond Sørensen, Endre Hage, Edgar Enge, Erik Winther, Espen Finstad (2012) Dei store fangstgroprekkene i høve til villreintrekk og beite. - NINA Rapport 872.
- Photoscan, Agisoft (2013) Help files. 0.8.5 utg.
- Rapp, Ole Magnus (2012) Dette er limet som holder rasutsatte fjellmassiver sammen [Online]. Nordlys.no. Tilgjengelig på: <http://www.nordlys.no/nyheter/article6419119.ece> [Hentet 01.05.13 2013].
- Romanovsky, V.E., Smith, S.L. og Christiansen, H.H. (2010) Permafrost thermal state in the polar Northern Hemisphere during the international polar year 2007–2009: A synthesis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21, 106-116.
- Sanchez, G, et al. (2010) Relationships between tectonics, slope instability and climate change: Cosmic ray exposure dating of active faults, landslides and glacial surfaces in the SW Alps. *Geomorphology*, 117, 1-13.

- Selby, M. J. og Hodder, A. P. W. (1993) *Hillslope materials and processes*, Oxford, Oxford University Press.
- seNorge.no (2013) Nedbørsum for året (2012) [Online]. NVE, Meteorologisk Institutt, Statens Kartverk. Tilgjengelig på: <http://senorge.no/mappage.aspx> [Hentet 30.01.2013 2013].
- Shakesby, R.A., Matthews, J.A. og Owen, G. (2006) The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glaciated environments. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2846-2867.
- Shakesby, Richard A, Dawson, Alastair G og Matthews, John A (1987) Rock glaciers, protalus ramparts and related phenomena, Rondane, Norway: a continuum of large scale talus-derived landforms. *Boreas*, 16, 12.
- Shreve, R.L. (1966) Sherman landslide, Alaska. *Science*, 154, 1639.
- Siedlecka, A. Nystuen, J. P., Englund, J. O., Hossack, J. (1987) LILLEHAMMER - berggrunnskart M. 1:250 000. Norges Geologiske Undersøkelse.
- Smith, MW og Riseborough, DW (1996) Permafrost monitoring and detection of climate change. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, 301-309.
- Smith, MW og Riseborough, DW (2002) Climate and the limits of permafrost: a zonal analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, 1-15.
- Solomon, S. (2007) *Climate change 2007: the physical science basis: contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge Univ Pr.
- Terzaghi, K. (1962) Stability of steep slopes on hard unweathered rock. *Geotechnique*, 12, 251-270.
- Walker, M.J.C. (2005) *Quaternary dating methods*, Wiley.
- Whalley, W Brian og Azizi, Fethi (2003) Rock glaciers and protalus landforms: Analogous forms and ice sources on Earth and Mars. *Journal of geophysical research*, 108, 8032.
- Wilson, P. (2009) STORURDI: A LATE HOLOCENE ROCK-SLOPE FAILURE (STURZSTROM) IN THE JOTUNHEIMEN, SOUTHERN NORWAY. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 91, 47-58.
- Wundram, Dirk og Löffler, J (2007) Kite aerial photography in high mountain ecosystem research. *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, 43, 15-22.
- Wyllie, Duncan C (2004) *Rock slope engineering: civil and mining*, Taylor & Francis.
- Zhang, Tingjun (2005) Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview. *Reviews of Geophysics*, 43, RG4002.