



**Høgskulen
på Vestlandet**

BACHELOROPPGAVE

Strukturell og geomorfologisk kartlegging av den mulig ustabile fjellsiden Skjeringahaugane i Luster, Sogn og Fjordane.

Structural and geomorphological mapping of the potential unstable rock slope Skjeringahaugane in Luster, Sogn og Fjordane county

Geologi og geofare

GE491

AIN/Høgskulen på Vestlandet/Geologi og geofare

01.06.17

Stig Runar Ringstad (206), Erling Fergestad (209) og Stig Vevatne (204)

Veiledere: Thomas Scheiber og Helge Henriksen

Jeg bekrefter at arbeidet er selvstendig utarbeidet, og at referanser/kildehenvisninger til alle kilder som er brukt i arbeidet er oppgitt, jfr. Forskrift om studium og eksamen ved Høgskulen på Vestlandet, § 10.

Strukturell og geomorfologisk kartlegging av
den mulig ustabile fjellsiden Skjeringahaugane
i Luster, Sogn og Fjordane.



Forord

Denne oppgaven avslutter tre år på studiet geologi og geofare ved Høgskulen i Sogn og Fjordane. Oppgaven har lært oss mye nytt, og det har vært spennende å se utviklingen av læringskurven. Mange timer i felt og med skriving har gått med, det har til tider vært utfordrende, men mest givende.

Vår hovedveileder Thomas Scheiber har alltid stått på. Om han ikke er på kontoret svarer han på mail. Du er inspirerende, motiverende, engasjerende, blid og alltid til hjelp. -Tusen takk.

Helge Henriksen har bidratt med utstyr og rådgiving til oppgaven. Han var alltid tilgjengelig under feltarbeid og vært til stor hjelp under tolking av data fra måleutstyr.

AIN sin åpen-dør-politikk har gjennom tre år vært til stor hjelp. Lærere som er imøtekommende og engasjerte gjør læring til en fryd.

Oppgaven er skrevet for Norges Geologiske Undersøkelse. Det faktum at vårt arbeid kan bidra som en liten del til kartleggingen av ustabile fjellparti har gitt motivasjon. Vi takker for økonomisk støtte til feltarbeid.

Sogndal 01.06.17

Stig Runar Ringstad

Erling Fergestad

Stig Vevatne

Sammendrag

I 2005 ble det satt i gang en systematisk kartlegging av ustabile fjellpartier i Sogn og Fjordane. Skjeringahaugane i Luster kommune, som en del av Hjellane, var med i dette prosjektet. I denne oppgaven har vi nærmere undersøkt det mulige ustabile fjellpartiet ved bruk av fjernanalyse og feltarbeid. Vi har kartlagt geologiske strukturer og undersøkt de hydrogeologiske forholdene rundt Skjeringahaugane for å vurdere faktorene som kan ligge til grunn for ustabiliteten.

Fyllitten på Skjeringahaugane har en mektighet på flere hundre meter og er en del av Fortun-Vangsdekket. Glideplan er ikke påvist, men er antatt å gå langs svakheter i fyllitten. Foliasjonen til fyllitten faller med ca. 23° mot fjorden og er innenfor den kritiske friksjonsvinkelen. Det er to dominerende sprekkesett. 1M har strøk langs fjorden og 2M har strøk på tvers av fjorden, begge er subvertikale. Tilsvarende orientering er lik for spalter, skrenter og nedsynkningsstrukturer.

To kilder slår ut i samme høyde nedenfor det ustabile fjellpartiet. Målinger tilsier kort oppholdstid i grunnen eller innsig av overflatevann.

Basert på resultatene våre og tidligere arbeid presenterer vi tre scenarier for størrelse av ustabiliteten. Scenario 1 (ca. 2.5 mill. m³) er det minste scenariet og det som inneholder flest synlige deformasjonsstrukturer. Mye tyder på at dette er overflatenær bevegelse. Scenario 2 (ca. 18 mill. m³) omslutter scenario 1 men med dypere glideplan. Scenario 3 (ca. 170 mill. m³) er det største scenariet. Mellom bakre avgrensing til scenario 2 og 3 er det en grabenstruktur. Denne kan være et resultat av dyptliggende glideplan. Skjeringahaugane er et komplekst område med tegn til både «listric fault geometry» og «domino style geometry».

Ut i fra resultatene har vi forslag til videre arbeid: Bevegelsesmålinger for scenarioene, grundigere undersøkelser av duktile strukturer og hydrogeologiske målinger for alle kilder. Samt nærmere undersøkelse av området nord for elven Døsagrovi og skredavsetningene som er kartlagt med fjernanalyse.

Abstract

In 2005, a systematic survey of unstable rock slopes in Sogn og Fjordane county was launched. Skjeringahaugane in Luster municipality, as one of six possible unstable slopes in an area called Hjellane, was a part of this project. In our study, we have closely examined Skjeringahaugane by using remote sensing and field work. We have mapped geological structures and the hydrogeological conditions. Based on this data we have considered different factors that might be the underlying causes of the instability.

The phyllite on Skjeringahaugane has thickness up to many hundred meters and is a part of Fortun-Vangsdekket. Basal sliding surfaces has not been detected during fieldwork, but is assumed to follow weaknesses in the phyllite. We have measured the average dip of the phyllite to be roughly 23° dipping towards the fjord, this is within the range of the critical friction angle. There are two dominant sets of fractures on Skjeringahaugane. 1M has a strike going along the fjord while, 2M has a strike going perpendicular to the fjord. Both sets of fractures are subvertical. Similar orientations are common for trenches, scraps, double ridges and subsidence structures.

We have examined two water springs that comes out in the same height below the potentially unstable mountainside. Field surveying indicate that water have been in the ground for a short period, or that the source is affected by seepage of surface water.

Based on our results and existing work done in the area, 3 different scenarios suggesting the size of the instability is presented. Scenario 1 (ca. 2.5 mill. m³) is the smallest scenario and the one that contains the most predominant/visible signs of deformasjon. Scenario 2 (ca. 18 mill m³) encloses scenario 1 and contains signs of a deeper going basal sliding surface. Scenario 3 (ca. 170 mill. m³) is the biggest scenario. Between the rear limit of Scenario 2 and 3 there is a distinct graben structure. This structure might be a result of movement along a deep seated basal sliding surface. Skjeringahaugane is a complex field that shows signs of both listric- and domino fault geometry.

Our suggestion for further work in the area: Measuring of movement for all the scenarios, a more detailed mapping of ductile structures and hydrological measurements of all the sources.

Tabelloversikt

Tabell 1 GPS-målinger fra LU-1, LU-2 og LU-3 gitt med UTM-kordinater (N,Ø, H). σ_N , σ_E , og σ_H viser standardavvik, og endring for koordinater sammenliknet med første måling (dN, dE og dH) (Hermanns et al., 2011).	12
Tabell 2 Bevegelseshastigheten for P1, P2 og P3. Den viser og usikkerheten og når bevegelsene startet (Hermanns et al., 2011).	13
Tabell 3 Oversikt over gjennomsnittlig fall og fallretning for område 1-6.	26
Tabell 4 Oversikt over ledningsevne målinger (i $\mu S/cm$) gjort i felt.....	36

Figuroversikt

Figur 1. (A) Distribusjon av ustabile fjellparti i Norge vist med oransje punkt. Fylkesgrensen til Sogn og Fjordane avmerket i rødt. (B) Ustabile fjellparti i Vest-Norge. (C) Lustrafjorden. (D) Skjeringahaugane. Markering viser områdene på Skjeringahaugane vi har kartlagt. Blå sirkel viser et mindre mulig ustabil fjellparti.	2
Figur 2 Løsmassekart. Rød markering viser undersøkt område.	3
Figur 3 Kvartærgeologisk kart. Utsnitt viser Skjeringahaugane.	4
Figur 4 Tektonisk kart for Indre Sogn. 1 Grunnfjell. 2 Fortun-Vangsdekket (Undre dekkserie). 3 Jotunheimskomplekset (midtre dekkserie). 4 Øvre dekkserie. Hovedpunkt viser ustabile fjellparti.	5
Figur 5 I: Berggrunnen i området. 1 Prekambrisk grunnfjell. 2 Fortun-Vangsdekket. 3 Jotunheimskomplekset. Rød markering viser undersøkt område. Figur 5 II: Geologisk profil (C-B`-B``) (Lutro, 1986) viser grensene mellom prekambrisk grunnfjell (17), fyllitt fra Fortun-Vangsdekket (14) og gneis fra Jotunheimskomplekset (11)	6
Figur 6 Nedbør og middeltemperaturdata for Fortun fra perioden år 1961 - 1990. Hentet fra klima.no.	7
Figur 7 Klassifisering av fjellskred etter Braathen et al. (2004).	8
Figur 8 Vanlige geomorfologiske strukturer i DSGSD (Agliardia et al., 2001). A: «Double ridges» = nedsynkningsstrukturer med parallelle rygger, B: «Scrap» = skrent, C: «Counterscarp» = skrent med retning inn mot fjell, D: «Trench» = spalte og E: «Bulging & large landslides» = oppbulging store skred.	9
Figur 9 Ustabil blokk med bakre og lateral avgrensing, og glideplan parallelt med foliasjon (Henderson & Saintot. 2011).	10
Figur 10 Blokker nær bebyggelse ved avkjørsel til Luster Sjukeheim.	10
Figur 11 Fire registrerte skredhendelser (markert med rødt). På kartert er en hendelsen registrert i fjorden, men i beskrivelsen går det frem at steinen gikk ned på riksveien.	11
Figur 12 Plassering av GPS-punkt (LU-1, LU-2 og LU-3) og hvor TCN datering er blitt utført (P1, P2 og P3) (Hermanns et al., 2011).	12
Figur 13 Høyrehåndsregelen ved strøk- og fallmåling. Fallretningen blir retningen til den bratteste fallvinkelen. Tommelen på høyre hånd bestemmer strøk.	14
Figur 14 a) «planar sliding», utgliding langs et plan slakere enn helningen til skråningen. b) «wedge sliding», krysningslinjen til to plan danner glideplan slakere enn skråningen med ustabil orientering. c) «flexural toppling», moment av bøyning på grunn av bergsøylens egenvekt overgår dens indre strekkstyrke og dermed går i brudd. (Majdi & Mehdi. 2011).	15
Figur 15 A: Kart over kilder og instrumentering. B og C: Oppsett av viltkamera IS1. D: IS2. De røde sirklene viser plassering av viltkamera.	16

Figur 16 A; «Diver» som måler trykk og temperatur. Hentet fra Solinst (2017). B; Oppsett av «diver» i K2	17
Figur 17 Geologiske strukturer og skredavsetninger kartlagt med fjernanalyse. Bakgrunnskart er en «hillshade»- modell med lys fra NV (315°).....	18
Figur 18 Utsnitt fra fra Figur 17; Geologiske strukturer og skredavsetninger kartlagt med fjernanalyse. Bakgrunnskart er en «hillshade»- modell med lys fra NV (315°).....	19
Figur 19 Rosediagram for orientering til strukturer kartlagt med fjernanalyse. A Spalter med sprekkesett 1M og 2M, B Renner, C Skreenter.	20
Figur 20 Lengde på spalter målt med fjernanalyse og feltobservasjoner. Det er totalt 122 målte spalter.....	20
Figur 21 Lengde på renner målt med fjernanalyse og feltobservasjoner. Det er totalt 117 målte renner.	20
Figur 22 Lengde på skreenter målt med fjernanalyse og feltobservasjoner. Det er totalt 55 målte skreenter.....	21
Figur 23 Stereoplott viser sprekkesett 1M – 4M. Tabell nede til høyre viser gjennomsnittlig fallretning/fall og antall poler for hvert sprekkesett.	21
Figur 24 A er en spalte i sprekkesett 1M, spalten er fylt med blokker av fyllitt. I sirkel i A er to personer målestokk. Blokk 1 og 4 fra Figur 25. B er en del av sprekkesett 1M, piler indikerer vertikal bevegelse mellom to blokker. C er en del av sprekkesett 2M.....	22
Figur 25 Eksempel på de største blokkene i øvre område. Blokkene er tydelig delt opp etter hovedsprekkesettene 1M og 2M, men har også andre orienteringer (4M, 5M og ev. andre sprekker). Tabell til høyre viser overflateareal.	23
Figur 26 En 3M-sprekk deler en blokk. Bilet er tatt i bakre avgrensing for blokk 1 (Figur 25)	23
Figur 27 Blokk avgrenset med 1M og 2M-sprekker. Rød pil indikerer blokkens antatt horisontal bevegelse, gule piler indikerer vertikal bevegelse i relasjon til tilstøtende blokker.	24
Figur 28 Foldete foliasjon til fyllitten på Skjeringahaugane.	25
Figur 29 Foliasjonsområde 1-6 og markerte foliasjonsmålinger med stereonett for hvert område, basert på n antall poler.	25
Figur 30 Stereonett for foliasjon for område 1 - 6.	26
Figur 31 Oppsprekking langs foliasjon.....	27
Figur 32 Orientering for foldeaksen konstruert ut fra foliasjonsmålingene gjort i felt. A = område 1 - 6, B = område 1 - 5, C = område 6. Områder delt inn som i Figur 29.	27
Figur 33 Orientering til de regionale foldeakser (tatt fra Lutro. 1986) og våre konstruerte foldeakser (Figur 25).....	28
Figur 34 Kinematisk analyse for planærutglining ved Skjeringahaugane gitt friksjonsvinkel på 27° og 20°.	28

Figur 35 Kinematisk analyse for kileutglidning ved Skjeringahaugane gitt friksjonsvinkel på 27° og 20°	29
Figur 36 Kinematisk analyse for «flexural toppling» ved Skjeringahaugane gitt friksjonsvinkel på 27° og 20°	30
Figur 37 Oversikt over instrumentering, nedsynkningsstrukturer (synkegroper og renner), kilder, skrenter og moreneobservasjoner. Kartet er kun basert på målinger gjort i felt. .31	
Figur 38 Rosediagram som viser orientering av renner basert på 73 målinger.	32
Figur 39 Vegetert renne i bakkant av området, ca. 2 m dyp og 4 m bred.....	32
Figur 40 Rosediagram over strøk og fallretning (høyrehåndsregel (Figur 13)) til skrenter. Basert på 55 målinger.....	33
Figur 41 Observert skrent ca. 5 m høy og 60 m lang.....	33
Figur 42 Skredavsetninger med overflateareal utregnet i ArcMap.....	34
Figur 43 Skredavsetning fra område 2 sett fra SV.....	34
Figur 44 Temperaturmålinger i BS1 og K1 i °C i måleperioden 29.08.16 til 31.03.17.	35
Figur 45 Vannivå i Døsagrovi ved BS1 og K1 fra 29.08.16 til 31.10.16. Fra 31.10.16 ble BS1 ispåvirket. Dette gir feilutslag på dybdemålinger.	35
Figur 46 A viser området BS2 går ned i grunnen. B viser området kilden K2 går ut i dagen. 36	
Figur 47 Rød linje viser temperatur ved IS1 i topp (målt med «diver»). De blå kolonnene viser snødybde (topp). Lilla horisontal linje indikerer periode uten nøyaktig snødybde. .37	
Figur 48 Bilder fra viltkamera rettet mot IS1 tatt den 04.09.16 og 25.12.16.	37
Figur 49 Bilder fra viltkamera i bunnen av IS1 tatt ved A: 05.09.16, B: 24.12.15, C: 12.02.17 og D: 17.03.17.....	38
Figur 50 Temperaturmålinger ved IS1 fra 27.08.16 til 26.12.16. Blå linjer viser temperaturmålinger tatt med «diver» i toppen. Røde linjer viser temperaturmålinger tatt med kamera i midten. Grønn linje viser temperaturmålinger fra «diver» i bunnen før den ble dekket med snø (27.12.16).	38
Figur 51 Fortsettelse til Figur 50. Temperaturmåling ved IS1 27.12.16 til 02.04.17. Blå linjer viser temperaturmålinger tatt med «diver» i toppen. Røde linjer viser temperaturmålinger tatt med kamera i midten. Grønn linje viser temperaturmålinger fra «diver» i bunnen etter den har blitt dekket av snø.	39
Figur 52 IS2 den 11.08.16 og 01.03.17. Det har samlet seg masse snø rundt inngangen til IS2. Rød linje markerer samme utstikkende blokk og pil til venstre viser observert snødybde den 11.08.16.....	39
Figur 53 Sammenligning av temperatur mellom IS1 og IS2 målt med kamera i sprekkene. ...	40
Figur 54 Bruddflate langs foliasjon (rød linje). Figur hentet fra Böhme et al., 2012.....	41

- Figur 55 Profil av Skjeringahaugane. Profilet er delt opp i område A, B, C og D etter deformasjon. Roterende piler indikerer antatt rotasjon av blokker. Område A med «listric fault geometry» og B med «domino style geometry». Kilde i blått kommer ut i dagen på 500 moh. (men ikke hvor profilet går). S1, S2, S3 med tilhørende spørsmålstegn indikerer tenkt glideplan. Brun struktur er skisse av tenkt foldegeometri for Skjeringahaugane med tilhørende fallretning/fall. Rosa stiplet linjer indikerer foliasjonsmålinger med fallretning/fall.43
- Figur 56 Skisse over tenkt grunnvannstrømning gjennom de ulike scenarioene på Skjeringahaugane.44
- Figur 57 Kart over sprekker som avgrenser potensielle utglidningsområder. Profil A – A´ Figur 55 og Figur 56.45
- Figur 58 Generell tegning av ustabile fjellsider i Norge basert på geomorfologi før skred. Ustabile parti i Sogn og Fjordane er lokalisert ved ustabile kanter på platå lignende overflater (a og b), i tillegg til knekkpunkt i helninger (c). De er ikke å finne ved bratte skråninger med konstant helning. De forventede bevegelsene er fall for a og utglidning for b og c. (Böhme et al., 2011).46

Innholdsfortegnelse

1 INNLEDNING	1
2 BAKGRUNN	2
2.1 GEOGRAFISK OVERSIKT OVER STUDIEOMRÅDE	2
2.2 KVARTÆRGEOLOGI	3
2.3 BERGGRUNNSGEOLOGI	4
2.4 KLIMA	6
2.5 KLASIFISERING AV FJELLSKRED	7
3 TIDLIGERE ARBEID	10
3.1 TIDLIGERE SKREDHENDELSER	10
3.2 TIDLIGERE ARBEID I OMRÅDET	11
3.2.1 GPS	11
3.2.2 Datering	12
3.2.3 Kvartærgeologisk kartlegging	13
3.2.4 Konsekvensvurdering for lokal vannforsyning	13
4 METODIKK	13
4.1 KARTGRUNNLAG OG FREMSTILLING	13
4.2 DATAINNSAMLING	14
4.2.1 Fjernanalyse	14
4.2.2 Strukturell og geomorfologisk kartlegging	14
4.2.3 Hydrogeologisk undersøkelse	16
5 RESULTAT	17
5.1 FJERNANALYSE AV STRUKTURER	17
5.2 STRUKTURER I FELT	21
5.2.1 Sprekker	21
5.2.2 Duktile strukturer	24
5.2.3 Kinematisk analyse	28
5.3 GEOMORFOLOGI	30
5.3.1 Morene	30
5.3.2 Nedsynkninger	30
5.3.3 Skrent	32
5.3.4 Skredavsetninger	34
5.4 HYDROLOGI OG HYDROGEOLOGI	35
5.4.1 Trykk og temperatur	35
5.4.2 Ledningsevne målinger	35
5.4.3 Sporingforsøk	36
5.5 KRYOLOGI	36
6 DISKUSJON	40
6.1 FAKTORER SOM PÅVIRKER USTABILITETEN VED SKJERINGAHAUGANE	40
6.1.1 Berggrunn	40
6.1.2 Vann	42
6.1.3 Is	42
6.2 GEOMETRIEN AV USTABILITETEN	43
6.3 UTVIKLING AV USTABILITETEN	47
7 KONKLUSJON	50
7.1 FORSLAG TIL VIDERE ARBEID	50

8 REFERANSER	51
9 VEDLEGG.....	54

1 Innledning

Topografien i Vest-Norge er preget av dal- og fjordsider med høy helningsgradient. Dette er med på å danne utgangspunkt for ustabile fjellpartier. Berggrunnen kan også være med på å bestemme om et område blir ustabil, både med tanke på ulike interne strukturer i bergarter (foliasjon, kløv, forkastningsmønster etc.) og hvordan de ulike berggrunnsformasjonene ligger i forhold til hverandre (Saintot et al., 2011). Skred fra fast fjell med volum større enn 100 000 m³ klassifiseres som et fjellskred (Blikra et al., 2006). Det er i skreddatabasen til NGU (Norges geologiske undersøkelse) registrert 12 fjellskred som til sammen har ført til 283 dødsfall. Fjellskred som har utløst tsunami har i Norsk historie skjedd to til fire ganger hvert århundre (NGU, 2015b).

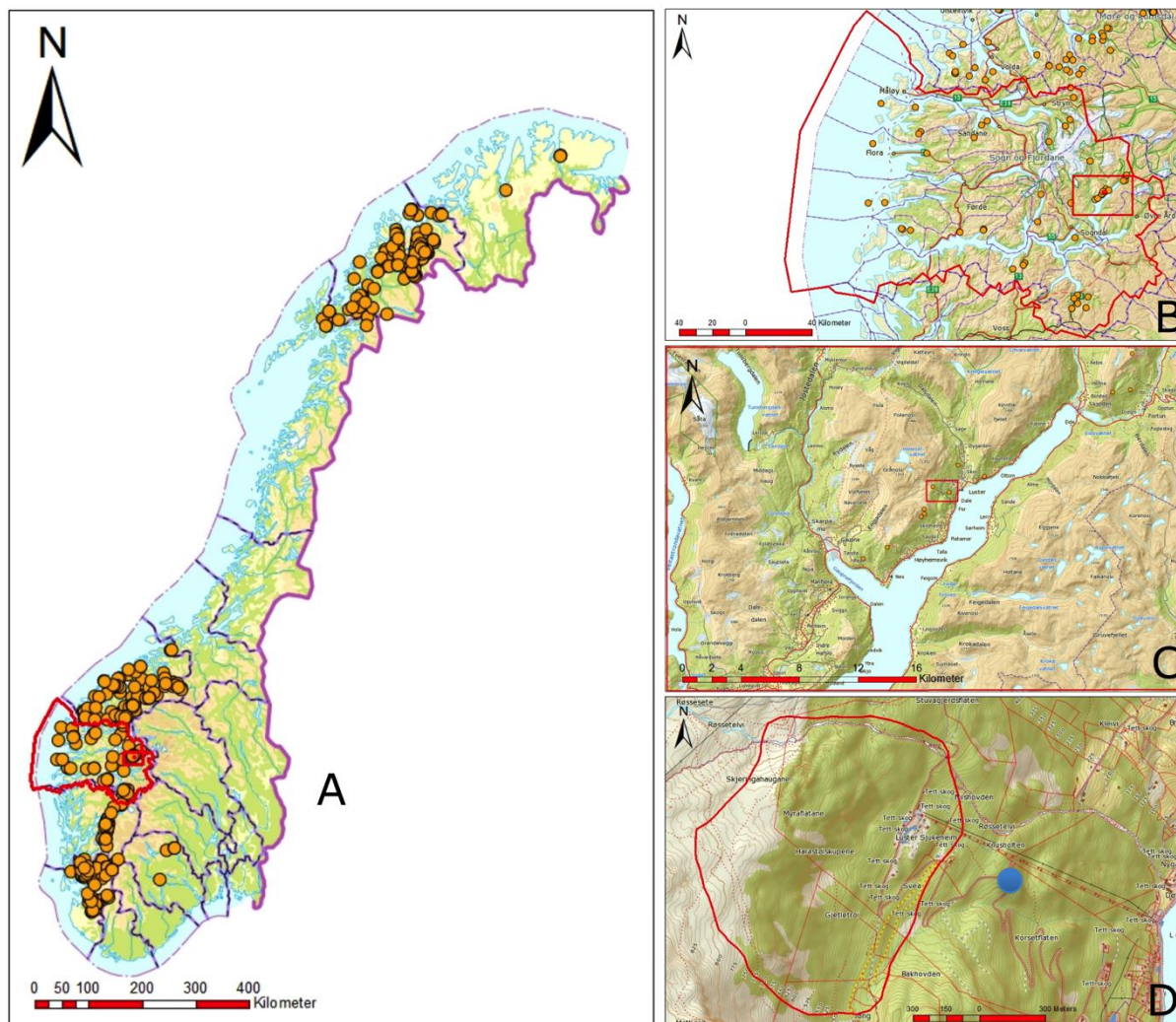
Risiko er produktet av sannsynlighet og konsekvens. Flere områder har høy risiko for fjellskred hvor sannsynlighet er generelt vanskelig å forholde seg til. Konsekvensene kan man lettere vurdere. Et fjellskred med utløp i vann kan danne tsunami, og omfanget av en skredhendelse kan bli enormt. For at det norske samfunnet skal kunne utvikle seg i områder med bratte fjellsider, må skredrelaterte farer utredes. Det brukes da en 2-trinns metode bestående av kartlegging og overvåking. Kartlegging og periodisk overvåking utføres av NGU og der det kreves kontinuerlig overvåking utføres dette av seksjon for fjellskred i NVE (Norges vassdrags- og energidirektorat). Det er i dag syv fjellpartier i Norge som er definert som høyrisikoobjekt og under kontinuerlig overvåking, som Mannen i Romsdalen og Åknes ved Stranda (NVE, 2017). Dette øker tryggheten til berørte parter, og kan øke datagrunnlaget til å forutse nye skredhendelser. Her brukes utstyr som InSAR («Interferometric Synthetic Aperture Radar»), fastmonterte GPS («Global Positioning System»), lasermåler og ekstensometer. Områder med mindre risiko blir periodisk overvåket med blant annet mobil GPS (på faste punkt).

Kartleggingen blir gjort for å bevisstgjøre om farer og legge til rette for trygg og god arealplanlegging. NGU har siden 2005 systematisk kartlagt rundt 300 ustabile fjellpartier i Norge (NGU, 2015a, f). Formålet er å undersøke om fjellpartiene kan kollapse som fjellskred i fremtiden og deres sekundæreffekter (NGU, 2015a). Overvåking er et avbøtende tiltak for å kunne varsle et skred så tidlig som mulig. Fylkene Sogn og Fjordane, Møre og Romsdal og Troms er svært utsatte områder for fjellskred (Figur 1A). NGU har i Sogn og Fjordane kartlagt 23 ustabile fjellpartier, hvor 16 av de er under periodisk overvåking (NGU, 2015d).

Vi skal i denne oppgaven se nærmere på det ustabile fjellpartiet Skjeringahaugane i Luster kommune. NGU har registrert bevegelse her og det er nå under periodisk overvåking. I området kan man se tegn til tidligere bevegelse som deformasjon ved oppsprekking, utvelting og utglidning av blokker i et stort blokkhav. Ved fjorden kan man observere blokker som viser at det har gått skred fra fjellsiden tidligere. Konsekvensene av fjellskred i dette området kan bli store da det er mulig det treffer bebyggelse og utløser en tsunami om det går i fjorden. En tsunami vil være katastrofal for all bebyggelse langs Lustrafjorden.

2 Bakgrunn

2.1 Geografisk oversikt over studieområde



Figur 1. (A) Distribusjon av ustabile fjellparti i Norge vist med oransje punkt. Fylkesgrensen til Sogn og Fjordane avmerket i rødt. (B) Ustabile fjellparti i Vest-Norge. (C) Lustrafjorden. (D) Skjeringahaugane. Markering viser områdene på Skjeringahaugane vi har kartlagt. Blå sirkel viser et mindre mulig ustabil fjellparti.

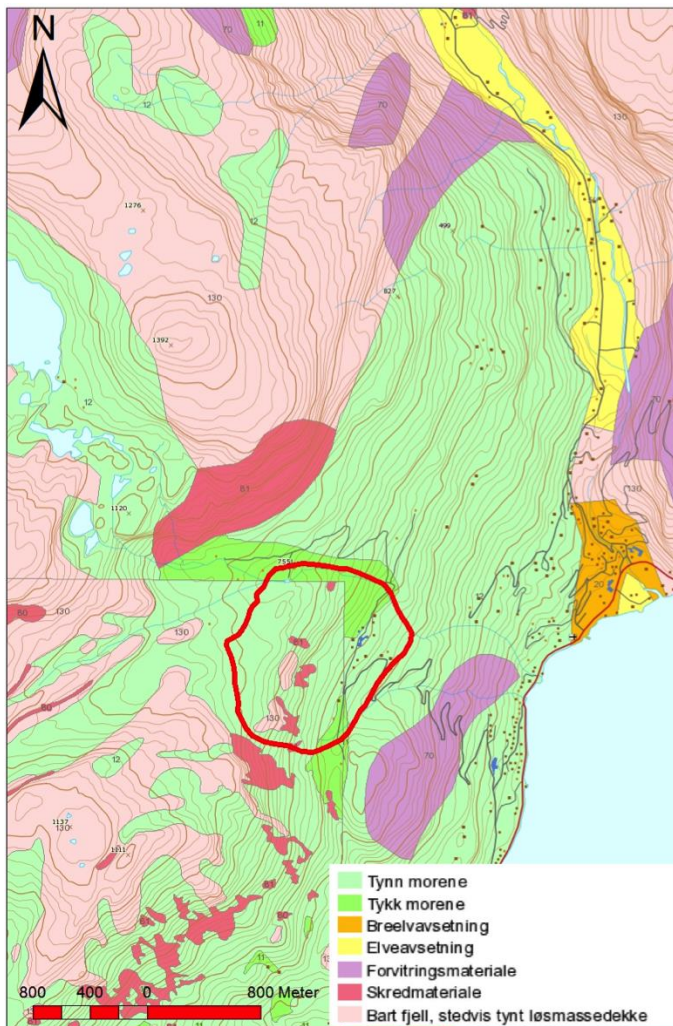
Lustrafjorden er preget av bratte fjellsider som går ned i sjøen. Fjorden går NØ-SV og er en del av Sognefjorden (Figur 1B, C). Det bor ca. 5 000 innbyggere i Luster kommune (SSB, 2013) og de er hovedsakelig bosatt langs fjorden. Skjeringahaugane ligger på vestsiden av Lustrafjorden SV for Luster (tettsted). Området vi skal ta for oss i denne oppgaven ligger fra ca. 500 moh. til ca. 800 moh. Øvre del er preget av spredt løvskog som gradvis blir tettere løv- og barskog lenger ned. Skjeringahaugane ligger over spredt bebyggelse langs fjorden. Nærmest ligger Luster Sjukeheim (ca. 500 moh.) som tidligere har blitt brukt til sanatorium og i senere tid til asylmottak. Pr. i dag er det en turistattraksjon og bolig for en person.

Øvre del av området er avgrenset av en spalte hvor det har løsnet en blokk med flateareal på ca. 8 000 m². Spalten er noen meter dyp, flere meter bred og fylt med jord. Videre nedover er området preget av oppsprekking med opptil 20 m dype og opp til 30 m brede spalter. Spaltene går hovedsakelig langs med og på tvers av fjorden. Det er oppsprekking i flere retninger hvor mesteparten er dekket av vegetasjon, ned mot Luster Sjukeheim er det hovedsakelig blokkhav. Det

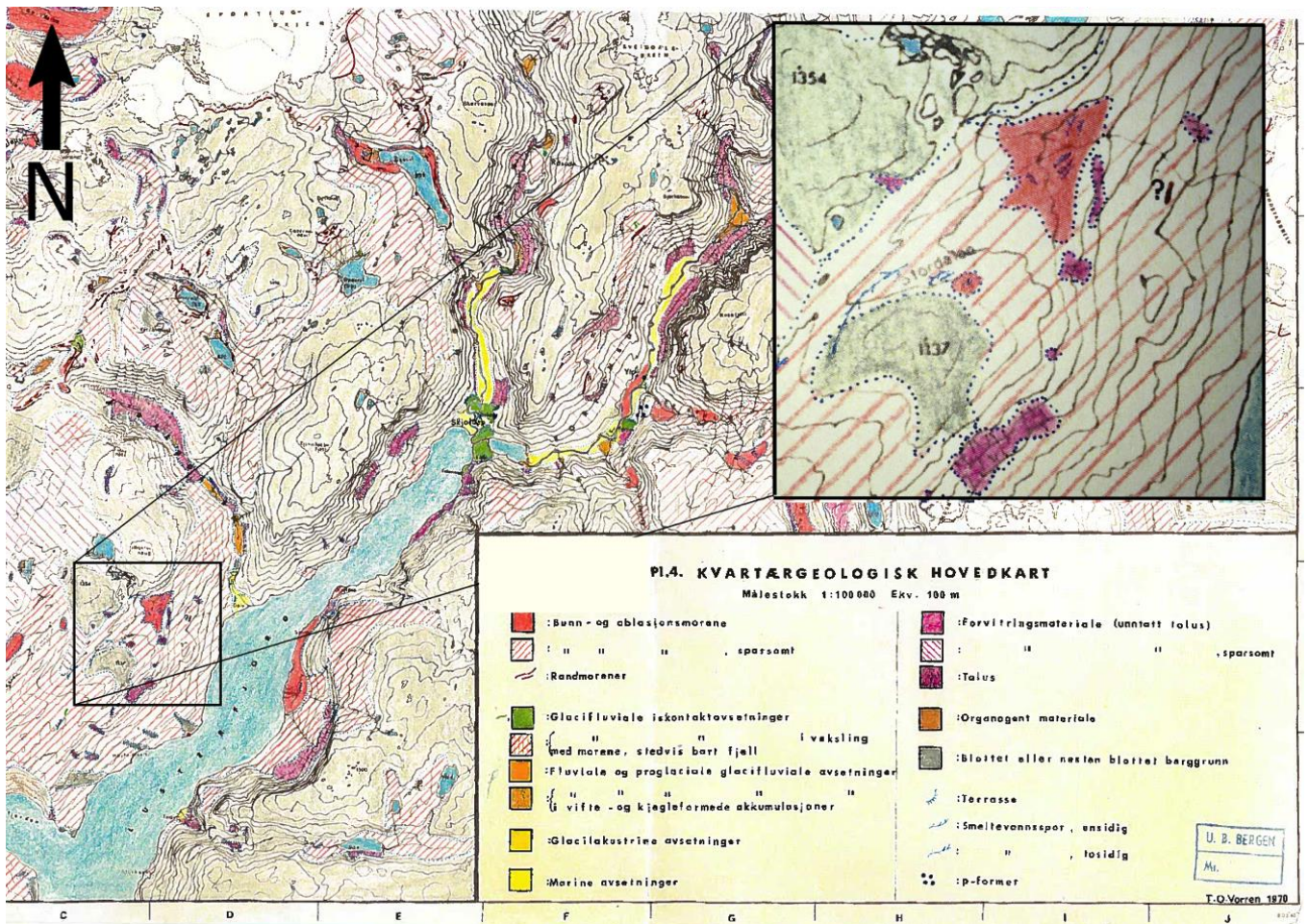
er observert blokker langs veien fra Luster sykehjem helt ned til riksvei 55. Mellom ca. 250-350 moh. ligger et område preget av deformasjon. Dette vil ikke ha fokus i denne oppgaven (Figur 1D).

2.2 Kvartærgeologi

Kvartær er den geologiske tidsperioden som omfatter de siste 2.6 Ma år. I denne perioden har det vært store klimaforandringer med istider og mellomistider. Det er disse istidene som har formet landskapet i Norge. Det meste av løsmassene vi ser i dag er et resultat fra siste istid Weichsel, som i Nord- Europa varte fra 117 000 til 11 700 år siden (Ramberg et al., 2013). Langs Lustrafjorden er det hovedsakelig morenemateriale, bart fjell og skredmateriale. Det er lite fluviale avsetninger da dalsidene er bratte. I mangel på batymetriske kart kan vi ikke si noe om avsetninger på fjordbunnen. Ved Skjeringahaugane er det varierende tykkelse av morenemateriale, bart fjell og skredmateriale (Figur 2). Løsmassekartet viser hovedsakelig morenematerialer i undersøkelsesområdet. Kvartærgeologisk kartlegging av (Vorren. 1970), viser at området rundt Skjeringahaugane består av bunn- og ablasjonsmorene, sparsomt dekke av bunn og ablasjons morene, og Talus (Figur 3). Stordalen er en ovenforliggende dal SV for Skjeringahaugane. Kartlegging av Stordalen (Vorren. 1970) tyder på at store mengder smeltevann har blitt drenert ut av dalen, hovedsakelig i NØ-retning mot Skjeringahaugane men også mot SV.



Figur 2 Løsmassekart. Rød markering viser undersøkt område.



Figur 3 Kvartærgeologisk kart. Utsnitt viser Skjeringahaugane.

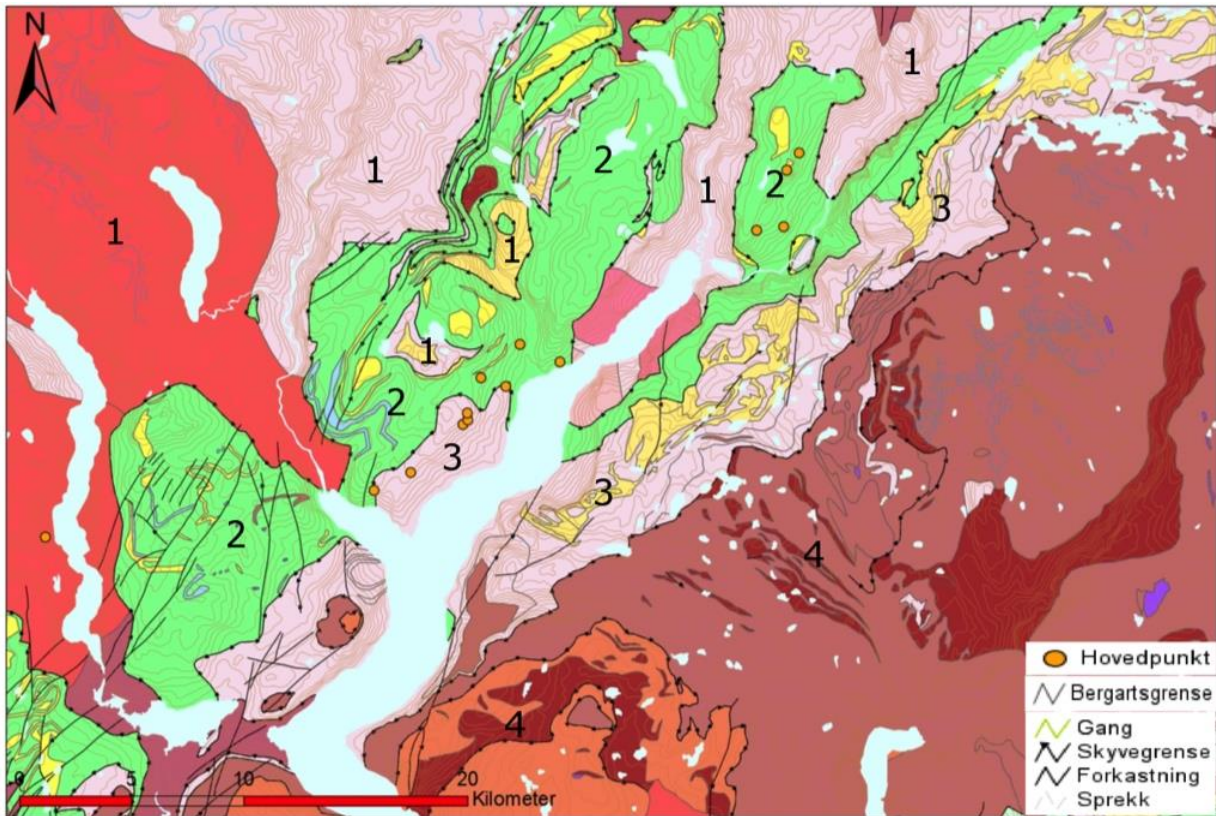
2.3 Berggrunnsgeologi

I Norge finner vi flere skyvedekker. De dannes ved at større bergmasser har blitt flyttet fra sitt opprinnelige dannelsesområde og skøvet over andre bergmasser ved platekollisjon i løpet av den kaledonske orogenesen (Corfu et al., 2014). Skyvedekkerne blir delt inn i undre, midtre og øvre dekkserie som ligger på prekambrisk grunnfjell (Ramberg et al., 2013). I Indre Sogn kan bergartene bli inndelt i tre hovedenheter:

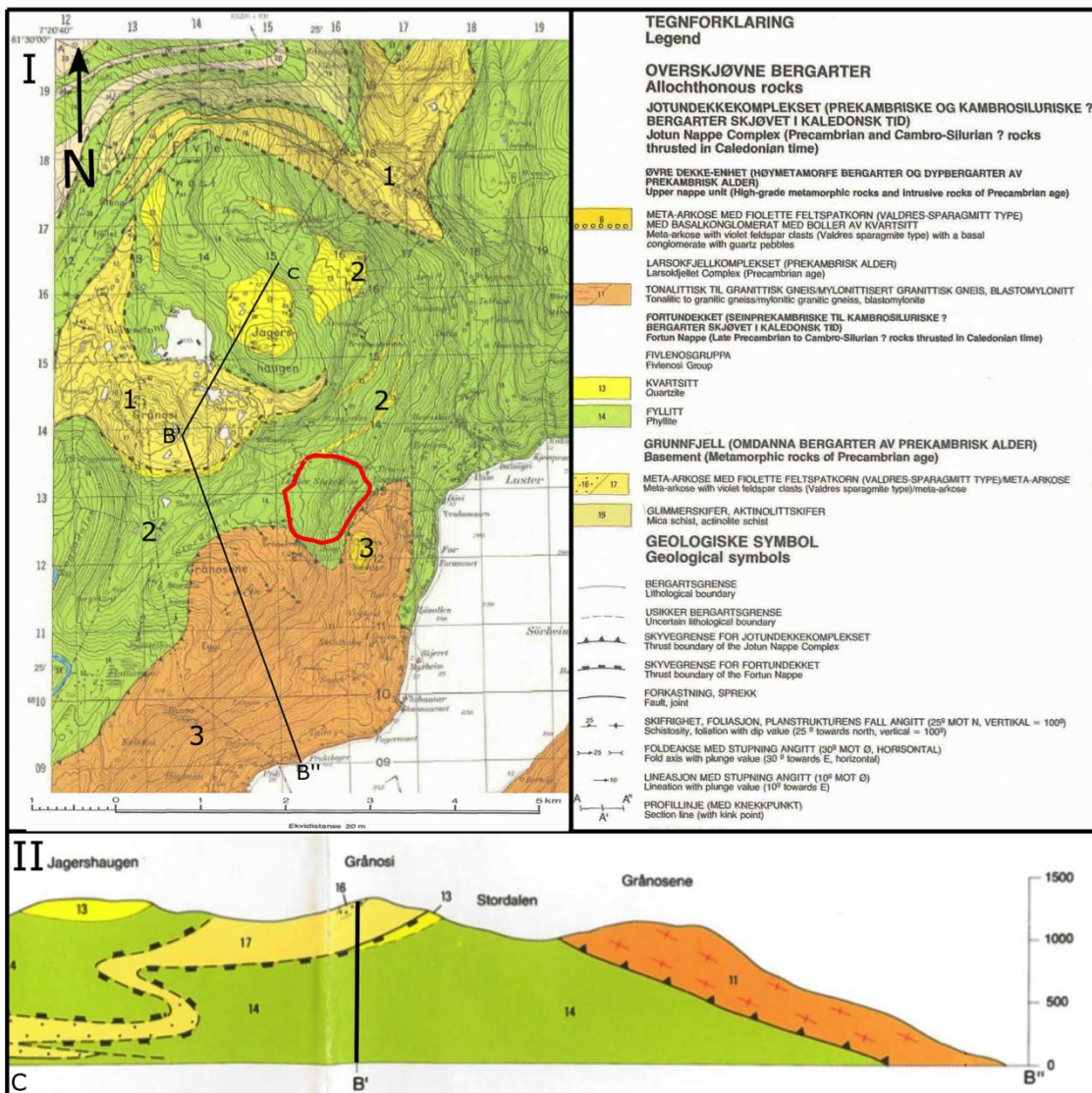
(1) Det prekambrisk grunnfjell består hovedsakelig av granittisk gneis, glimmergneis og metaarkose. (2) Fortun-Vangsdekket er en del av den undre dekkserie. Bergartene i denne serien stammer fra avsetnings- og vulkanske bergarter på det baltiske skjoldet før kollisjonen mellom den Baltiske platen (Nord-Europa og Russland) og den Laurentiske platen (Nord-Amerika og Grønland). Dekket består av fyllitt, noen steder grafittførende og granatglimmerskifer nær undergrensen. Disse bergartene har blitt omdannet under relativt lavt trykk og temperatur. (3) Jotunheimskomplekset er en del av den midtre dekkserie og er et kontinentalt skyvedekke. Det kan ha kommet fra den baltiske randen eller grunnfjellsøyer som har eksistert i havet mellom Baltika og Laurentia. Jotunheimskomplekset består av gneis som har gjennomgått varierende grad av omdanning. Den er tonalittisk til granittisk, noen steder mylonittisk. Det finnes også øyegneis og amfibolittisk gneis (Ramberg et al., 2013).

De fleste ustabile fjellpartiene i Indre Sogn ligger på grensen mellom Fortun-Vangsdekket og grunnfjellet eller Jotunheimskomplekset og Fortun-Vangsdekket (Figur 4). Det ustabile fjellpartiet på Skjeringahaugane består av fyllitt fra Fortun-Vangsdekket (Figur 5I). Ifølge det geologiske

profilet (Figur 5II) som er tatt vest for undersøkelsesområdet vises et 1 000 m tykt lag med fyllitt som er foldet sammen med grunnfjell (Lutro, 1986). Dette samsvarer med geologisk profil fra (Saintot et al., 2011). Fyllitt er en metamorf bergart, en svakt omdannet leirskifer. Den er dannet fra marine avsetninger og består hovedsakelig av kvarts og glimmermineraler. Den kan også inneholde noe feltspat, kloritt, pyritt, grafitt og karbonat. Fyllitt har tydelige kløv som består av mm-cm tykke lag, med silkeglans (Garmo, 1995).



Figur 4 Tektonisk kart for Indre Sogn. 1 Grunnfjell. 2 Fortun-Vangsdekket (Undre dekkserie). 3 Jotunheimskomplekset (midtre dekkserie). 4 Øvre dekkserie. Hovedpunkt viser ustabile fjellparti.



Figur 5 I: Berggrunnen i området. 1 Prekambrisk grunnfjell. 2 Fortun-Vangdsdekket. 3 Jotunheimskomplekset. Rød markering viser undersøkt område.

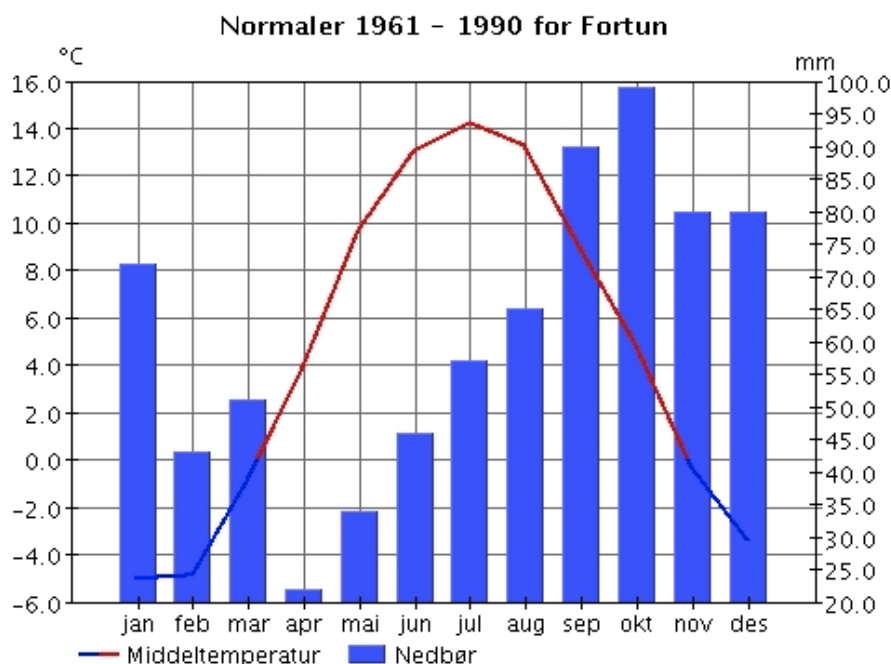
Figur 5 II: Geologisk profil (C-B'-B'') (Lutro, 1986) viser grensene mellom prekambrisk grunnfjell (17), fyllitt fra Fortun-Vangdsdekket (14) og gneis fra Jotunheimskomplekset (11)

2.4 Klima

Vær er det vi daglig opplever, mens klima er værmønster over en lengre periode på vanligvis 30 år (NASA, 2015). Klimaet har vært i naturlig endring frem til menneske begynte med jordbruk i steinalderen (Ruddiman, 2014). Fra den første industrielle revolusjonen og frem til i dag har man registrert en unaturlig endring i klimaet. Økningen av drivhusgasser og endringen i dagens klima er 90% styrt av menneskelig påvirkning (Ruddiman, 2014). Det er laget flere klimamodeller med ulike utslippsscenarioer. Ut i fra de ulike scenariene kan vi forvente at årsnedbøren for Norge øker med 3-26% mot år 2100. Årstemperaturen for samme periode vil ha en forventet økning på 0,9-6,4 °C. Det er beregnet at Vestlandet vil ha en temperaturøkning på ca. 3,7°C (Hanssen-Bauer et al., 2015).

Nedbør kan være en utløsningsfaktor for skred. Et våtere og varmere klima vil kunne øke hyppigheten av løsmasse- og sørpeskred. Fjellskred er hovedsakelig forårsaket av interne, langsiktige geologiske prosesser. Klimaendringer vil derfor ikke øke hyppigheten av fjellskred med unntak av tining og smelting av permafrost som kan være destabiliserende (Hanssen-Bauer et al., 2015).

Værdata er hentet fra værstasjonen i Fortun (Figur 6). Denne stasjonen er den eneste i området som har vært i drift over en lengre periode (1930-1997) og har data om både temperatur og nedbør. Figur 6 viser at middeltemperaturen varierer mellom -5°C og 14°C . Det kommer mest nedbør på høsten og minst på våren. Fra midten av november til midten av mars kommer nedbøren hovedsakelig som snø. I fremtiden vil mer av denne nedbøren komme som regn. Sammenlignet med tørre områder på Østlandet, er det mer enn ti ganger så mye årsnedbør i nedbørrike områder på Vestlandet (Hanssen-Bauer et al., 2015).



Figur 6 Nedbør og middeltemperaturdata for Fortun fra perioden år 1961 - 1990. Hentet fra eklima.no

2.5 Klassifisering av fjellskred

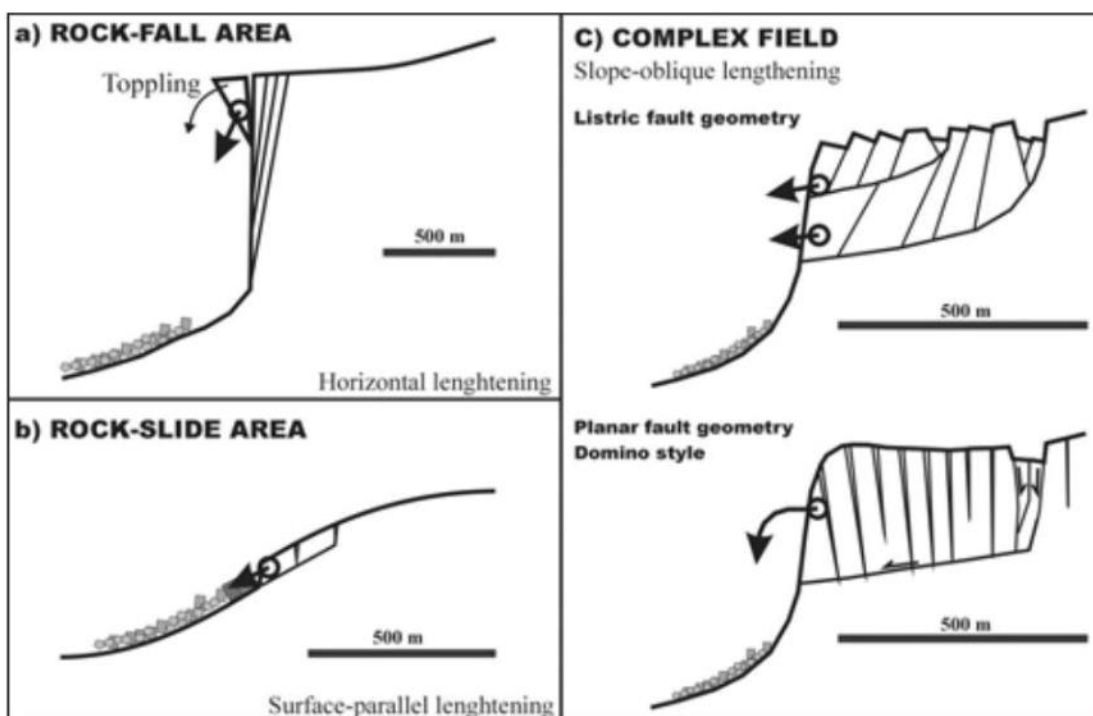
Braathen et al. (2004) definerer 3 ulike kildeområder for ustabile fjellparti. Definisjonen er basert på studie av deformasjonsmønster før skred. De tre kildeområdene er «rockfall area» (utveltingsområde), «rockslide area» (utglidningsområde) og «complex field» (komplekse områder) (Figur 7). Videre inndeling skjer etter strukturell geometri, deformasjonstype, gradienten på fjellsiden og volum av fjell som er involvert (Braathen et al., 2004).

«Rockfall» er når steiner og blokker løsner fra bratte fjellvegger. Grunnlaget for ustabiliteten ligger gjerne i tilnærmet vertikale sprekker som er parallelle med fjellet. Sprekkene vil ofte ha en slakere helning en fjellsiden. Blokken er ofte i kontakt med fjellsiden, og holdes på plass av friksjon. Når de drivende kreftene overgår friksjonskraften vil blokken falle. Hoveddrivkraften til denne typen bevegelse er som regel gravitasjon. Andre drivende krefter kan være økt poretrykk i sprekker ved fryse-tine prosesser eller kraftig nedbør (Braathen et al., 2004). «Toppling» er når blokker velter i en roterende bane ut fra utløsningsområde. Ofte dannes en større åpning i toppen (1-3 m) før blokken faller. Det er gjerne de samme mekanismene som utløser «toppling» og «rockfall», sammen eller hver for seg danner de kildeområde utveltingsområde. Her kreves fjellsider på rundt 60° - 75° . Utveltingsområde er av moderat fare for mennesker fordi det bare er en eller få blokker som faller ut av gangen over et begrenset område (Braathen et al., 2004). «Rockfall»- og/eller «toppling»-hendelser kan utvikle seg til større skred.

«Rock slide» er en prosess hvor de løse fjellmassene sklir langs et glideplan (Figur 7). Prosessen danner kildeområder kalt utglidningsområde. Helningen på fjellet i utløsningsområdet har en gradient på ca. 45° (Braathen et al., 2004). For at utglidning skal oppstå må glideplanet være slakere enn helningen på overflaten og gå ut i dagen. Svakheter som danner glideplan kan være foliasjon, lagdeling og oppsprekking m.m. Utglidning skjer gjerne trinnvis etterhvert som støtten i bunn forsvinner. Dette fører gjerne til mer intakte blokker i øvre del, og større grad av oppknusing lengre ned. I utglidningsområde kan store masser bli ustabile og bevege seg sakte ned, og på grunn av dette er områdene forbundet med stor fare.

«Complex field» er et kildeområde bestående av kombinasjoner av flere bevegelsesmekanismer og deformasjonsstrukturer (Figur 7) (Braathen et al., 2004). De har gjerne en ujevn og kaotisk morfologi med flere blokker og en grabenstruktur i bakre del. Overflaten kan ha en lav helningsgradient, selv om fjellsiden kan ha en moderat til bratt helning. «Complex field» har vanligvis en utbredelse større enn 1 km² med en varierende dybde fra 20 m til flere 100 m og involverer vanligvis store volum masser som kan utvikle seg til et fjellskred.

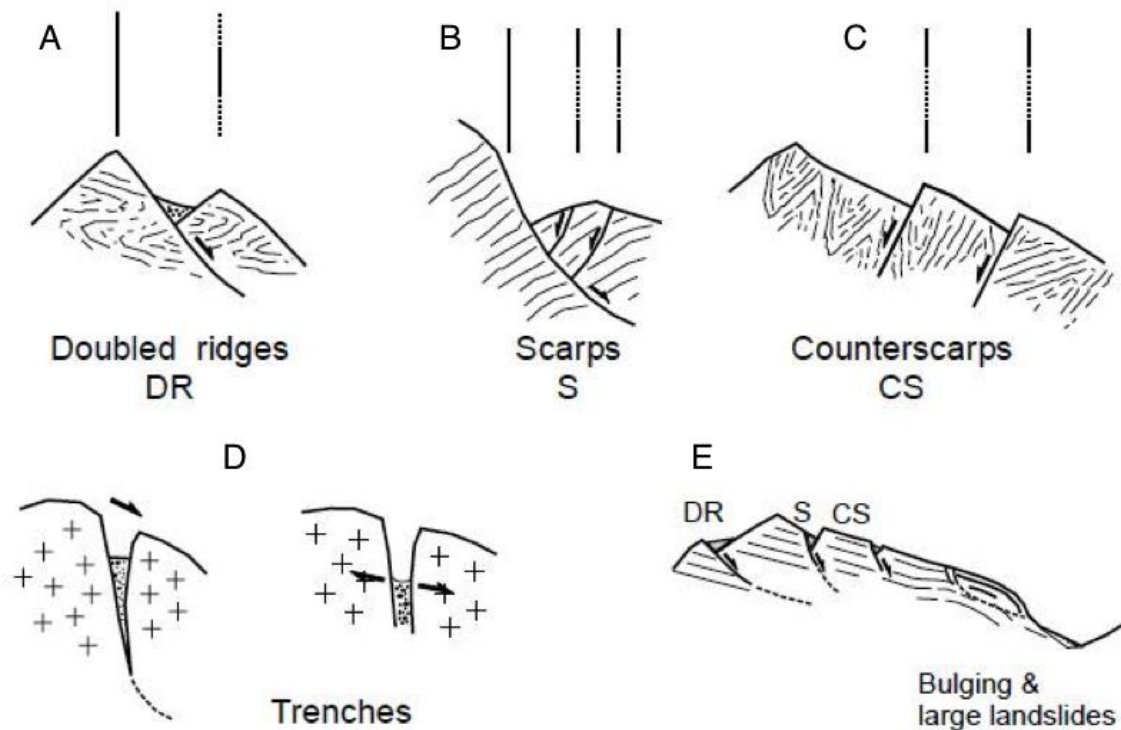
Ut i fra variasjoner i bevegelse og forkastningsgeometri skiller Braathen et al. (2004) mellom to komplekse områder, listrisk og planær. Listriske er preget av kurvede forkastningsgeometri som danner intern deformasjon, rotasjon og tilslutt kollaps. Typisk overflatestruktur er horst og graben. Planær forkastningsgeometri resulterer i «domino style block configuration», bevegelsen danner hulrom og dype kløfter. Blokkene holder formen helt til de når kritisk vinkel, og kolliderer internt eller ved «toppling» (Figur 7).



Figur 7 Klassifisering av fjellskred etter Braathen et al. (2004).

Agliardi et al. (2001) definerer «deep seated gravitational slope deformation» (DSGSD) som saktegående bevegelse av ustabile fjellparti langs underliggende glideplan. DSGSD inngår ofte som en del av utviklingen til et ustabil fjellparti og er som regel et resultat av aktivering eller reaktivering av dyptsittende glideplan. Det er utglidningsområder og komplekse områder som er utsatt for DSGSD. For at saktegående bevegelse skal utvikle seg må kreftene som virker på glideplanet overgå den stabiliserende friksjonen (Braathen et al., 2004). To vanlige mekanismer for å redusere friksjonen er økt mengde grunnvann (poretrykk) på glideplan og forvitring og skuring på

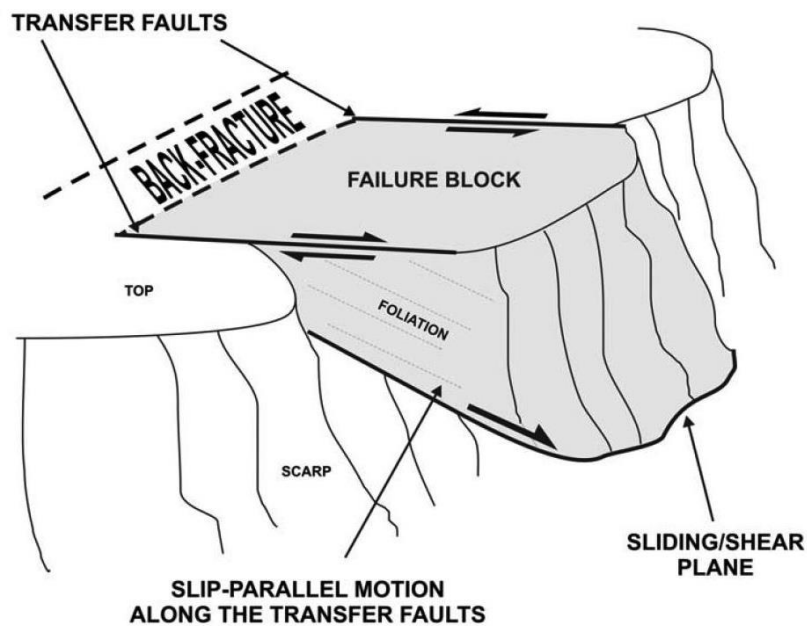
bergarten langs glideplanet. Agliardi et al. (2001) definerer flere typiske geomorfologiske strukturer for fjellsider utsatt for DSGSD (Figur 8).



Figur 8 Vanlige geomorfologiske strukturer i DSGSD (Agliardia et al., 2001). A: «Double ridges» = nedsynkningsstrukturer med parallelle rygger, B: «Scarp» = skrent, C: «Counterscarp» = skrent med retning inn mot fjell, D: «Trench» = spalte og E: «Bulging & large landslides» = oppbulging store skred.

Ved å samle lokal og regional strukturdata fra ulike lokaliteter i Storfjord-området har Henderson & Saintot. (2011) sett på sammenhengen mellom orientering og utviklingen av ustabile fjellparti. Strukturer som er essensielt for utviklingen av ustabile områder er ifølge Henderson & Saintot. (2011) foliasjon med fall mot fjorden, basalt glideplan, breksje, ekstensjonssprekk i bakkant, avskalling (eksfoliasjon), og overføringsstrukturer som avgrenser partiet (laterale avgrensninger) (Figur 9). Av disse strukturerne er det baksprekken, glideplanet og de laterale avgrensningene som avgrenser det ustabile partiet.

Glideplanet til større fjellskred består ofte av flere plan som danner en kompleks geometri (Oppikofer et al., 2011). Fjellsider med foliasjon som faller mot fjorden er ekstra utsatt for dannelsen av større fjellskred. Komplekse glideplan er hovedsakelig knyttet til deformasjon langs eksisterende sprekker før skred, og partier med fast fjell gir etter.



Figur 9 Ustabil blokk med bakre og lateral avgrensning, og glideplan parallelt med foliasjon (Henderson & Saintot. 2011).

3 Tidligere arbeid

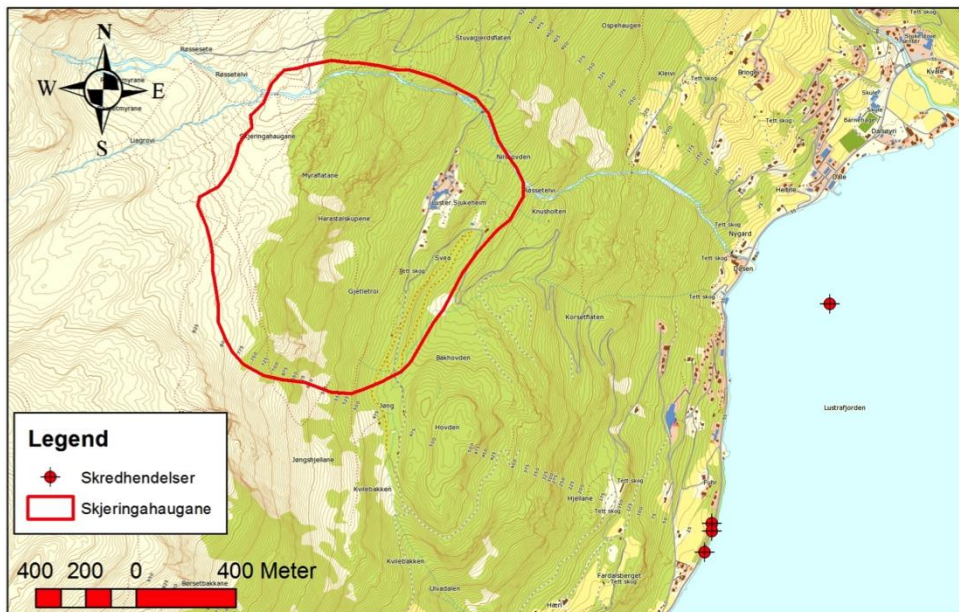
3.1 Tidligere skredhendelser

Langs riksvei 55 ligger det blokker som kan ha kommet fra Skjeringahaugane. I byggefeltet ved avkjørselen til Luster Sjukeheim er det flere hus med blokker på tomten (Figur 10). Langs veien videre opp mot Luster Sjukeheim og i nordvestlig retning ved Luster Sjukeheim er det flere skredavsetninger. Hovedandelen er vegetert og under befaring fant vi ingen tegn til nylig aktivitet.



Figur 10 Blokker nær bebyggelse ved avkjørsel til Luster Sjukeheim.

På skrednett.no er det registrert tre steinsprang-hendelser av uspesifisert størrelse på riksvei 55 av Statens vegvesen (Figur 11). To av hendelsene er fra samme dato (14.09.05). I tillegg er det registrert en hendelse i fjorden. Dette er en stein (<math><1 \text{ m}^3</math>) fra en vegskjæring som løsnet 0-50 m fra veien. Steinen landet på riksvei 55 og hendelsen tok sted 06.12.16. Ved Luster Sjukeheim eller ved Skjeringahaugane er det ikke registrert noe skredaktivitet på skrednett.no.



Figur 11 Fire registrerte skredhendelser (markert med rødt). På kartet er en hendelsen registrert i fjorden, men i beskrivelsen går det frem at steinen gikk ned på riksveien.

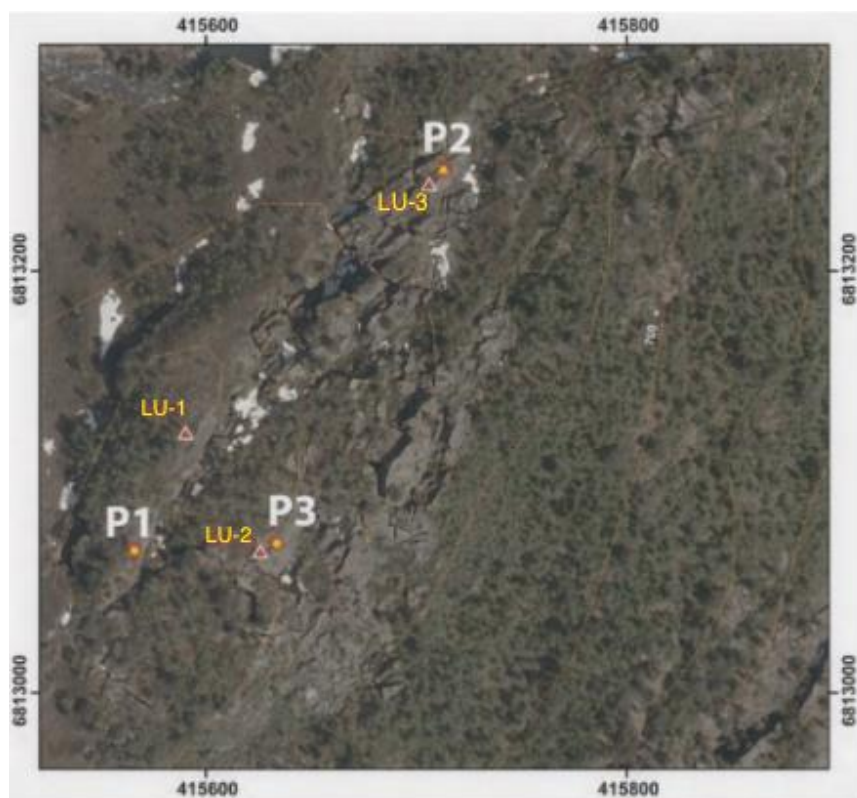
3.2 Tidligere arbeid i området

Som en del av nasjonal satsing på fjellskredundersøkelser for å kartlegge potensielle ustabile fjellpartier ble det satt i gang et samarbeidsprosjekt mellom NGU og Sogn og Fjordane Fylkeskommune. Hovedmålet til prosjektet var å dokumentere muligheten for større fjellskredutløsninger i fylket (Henderson et al., 2008). Basert på flyfoto ble det identifisert et område kalt Hjellane på vestsiden av Lustrafjorden. Totalt ble seks forskjellige områder ved Hjellane befart i løpet av 2007 (Henderson et al., 2008). Skjeringahaugane er en av de seks områdene. Ut i fra rapporten kommer det frem at fem av de seks lokalitetene er små ($\leq 10\,000\text{ m}^3$), og ikke viste tegn til større ustabilitet, eller er blitt deformert slik at det ikke lenger kan betegnes som en sammenhengende enhet. De blir derfor ikke vurdert som ustabilitet av betydning. Skjeringahaugane blir beskrevet som en overflatenær ustabilitet da sprekkene dør ut langs strøket. Resultatet fra befaringen var at Hjellane ble registrert i NGUs skreddatabase og videre undersøkelse burde bli med InSAR.

I 2008 ble det utført en ny befaring av Skjeringahaugane, området ble da delt opp i tre områder basert på deformasjonsstrukturer (Hermanns et al., 2011). Det ble bestemt å sette ut fastmonterte GPS-punkter samt utføre TCN («Terrestrial cosmogenic nuclide») datering. To kilder NØ for Luster Sjukeheim ble også funnet. Etter 2010 har det ikke blitt utført befaring av området.

3.2.1 GPS

GPS blir brukt for å måle bevegelse i enkeltpunkt i fjell. På Skjeringahaugane er det boret og limt ned tre fastpunkt (LU-1, LU-2 og LU-3, Figur 12). Ved måling blir en medbrakt GPS plassert på fastpunktet og måling pågår i ca. 1 time (Henderson et al., 2008). Det blir gjerne tatt årlige målinger av ustabile fjellparti. På Skjeringahaugane har det blitt utført 3 målinger mellom 2008 og 2010 (Hermanns et al., 2011). LU-3 var løs ved måling i 2009, så det ble montert en ny bolt. Mellom 2009 og 2010 viste LU-3 horisontal bevegelse. Resultatene for LU-1 og LU-2 viser hovedsakelig vertikal bevegelse (Tabell 1) (Hermanns et al., 2011).



Figur 12 Plassering av GPS-punkt (LU-1, LU-2 og LU-3) og hvor TCN datering er blitt utført (P1, P2 og P3) (Hermanns et al., 2011).

Tabell 1 GPS-målinger fra LU-1, LU-2 og LU-3 gitt med UTM-kordinater (N,Ø, H). σ_N , σ_E , og σ_H viser standardavvik, og endring for koordinater sammenliknet med første måling (dN, dE og dH) (Hermanns et al., 2011).

PUNKT	År	N (UTM)	E (UTM)	H (ell.)	σ_N [m]	σ_E [m]	σ_H [m]	dN [m]	dE [m]	Avst. [m]	Retning [° gon]	dH [m]
LU-FP	2009	6812746.8140	415045.5380	896.7000								
LU-1	2008	6813120.0878	415595.1861	829.4297	0.0011	0.0009	0.0022					
LU-1	2009	6813120.0871	415595.1895	829.4258	0.0021	0.0026	0.0052	-0.001	0.003	0.003	112.93	-0.004
LU-1	2010	6813120.0851	415595.1884	829.4187	0.0013	0.0012	0.0028	-0.003	0.002	0.004	155.08	-0.011
LU-2	2008	6813071.3534	415631.3496	812.9446	0.0010	0.0008	0.0020					
LU-2	2009	6813071.3538	415631.3551	812.9344	0.0008	0.0008	0.0018	0.000	0.005	0.006	95.38	-0.010
LU-2	2010	6813071.3531	415631.3543	812.9291	0.0011	0.0011	0.0025	0.000	0.005	0.005	104.06	-0.016
LU-3	2008	6813244.3245	415713.3767	788.9288	0.0011	0.0009	0.0024					
LU-3	2009	6813244.3194	415713.3727	788.9090	0.0008	0.0007	0.0016	-0.005	-0.004	0.006	242.34	-0.020
LU-3		Bolt Borte										
LU-3_NY	2009	6813244.5182	415713.1487	788.9022	0.0008	0.0006	0.0017					
LU-3_NY	2010	6813244.5145	415713.1537	788.9030	0.0012	0.0011	0.0025	-0.004	0.005	0.006	140.56	0.001

3.2.2 Datering

Det er utført TCN-datering ved tre lokasjoner på Skjeringahaugane (P1, P2 og P3). (Figur 12)). Formålet med undersøkelsen var å datere bruddutvikling, og langtids glideplanutvikling (Hermanns et al., 2011). TCN gjør det mulig å datere flater eldre enn 1 000 år med en usikkerhet på mindre enn 10 % (NGU, 2015e). Metoden baserer seg på kosmisk stråling med høy energi som går inn i bergarten og produserer kosmiske nuklider (isotoper). Disse isotopene har en gitt oppbyggings- og nedbrytningsrate. En bergartsprøve vil inneholde isotoper utviklet av kosmisk stråling som er mulig å måle halveringstiden til. Dette vil gi en alder på eksponeringen av overflaten (NGU, 2015e). Resultatene fra dateringen gir eksponeringstiden for lokalitetene ved Skjeringahaugane (Tabell 2).

Det er tatt flere prøver på hver lokasjon for å identifisere ev. ulik eksponering med ulik høyde. Generelt ser man en trend hvor oppsprekkingen har startet i øvre del. Alderen for P1 er 9 650 år, P2 er 8 000 år og alderen til P3 er 5 200 år. Dateringsdataen er basert på forskjell i «slip rate» mellom flere prøver tatt på sprekkeplan.

Tabell 2 Bevegelsehastigheten for P1, P2 og P3. Den viser usikkerheten og når bevegelsene startet (Hermanns et al., 2011).

Profile	Sample numbers	Slip rate [mm/yr]	Uncertainty [mm/yr]	Start of sliding [yr](using slip rate between upper and lower sample)
P1	SKJ 01 - SKJ 03	1.1	0.2	9650
	SKJ 01 - base	1.0		
P2	SKJ 04 - SKJ 08	3.1	0.5	8000
	SKJ 04 - base	2.3		
P3	SKJ 09 - SKJ 12	4.0	0.7	5200
	SKJ 09 - base	3.3		

Bevegelsesresultatene fra TCN dateringen og GPS samsvarer. Dette betyr at bevegelsen fortsatt er pågående. Det blir anbefalt å sette opp minst to nye GPS-punkter nærmere fjorden og å ta en ny TCN-datering ved P2 og P3 (Hermanns et al., 2011).

3.2.3 Kvartærgeologisk kartlegging

Stordalen er kartlagt som en del av hovedfagsoppgave (cand.real) i kvartærgeologi. (Vorren, 1970) (Figur 3). Stordalen er en dal SV for Skjeringahaugane. I forbindelse med hovedfagsoppgaven er også selve Skjeringahaugane blitt kartlagt.

3.2.4 Konsekvensvurdering for lokal vannforsyning

I forbindelse med et småkraftprosjekt i Døsagrovi ble det gjort en konsekvensanalyse for vurdering av lokal vannforsyning fra kilder. Under denne konsekvensanalysen ble syv kilder instrumentert for temperatur, trykk og ledningsevne (Henriksen, 2009). En av de undersøkte kildene er NØ for Luster Sjukeheim, de resterende seks kildene er lokalisert lenger nede i dalsiden. Resultatet fra målingene viste liten sammenheng mellom Døsagrovi og seks av kildene. Kilden ved Luster Sjukeheim er unntaket, den får tilsig av ellevann fra Døsagrovi. Ut ifra Henriksen (2009) kan sprekkesystemene på Skjeringahaugane fungere som infiltrasjonsveier for overflatevannet ned mot grunnvannsmagasinet. Tilsiget til kilden ved Luster Sjukeheim er sannsynligvis påvirket av disse sprekkeene.

4 Metodikk

4.1 Kartgrunnlag og fremstilling

Kartgrunnlaget i oppgaven er utarbeidet i programmet ArcGIS 10.2.2. Som basiskart brukte vi Topografisk Norgeskart 2, og det ligger til grunn for flere av figurene. Vi brukte også LiDAR («Light Detection and Ranging») terrengmodell med oppløsning på ca. 1 m for å lage detaljerte kart av geologiske og morfologiske strukturer. Løsmassekart og bergrunnsgeologisk kart er hentet fra NGU sine digitale karttjenester. Kart med oversikt over skredhendelser er hentet fra NVE.

Topografisk Norgeskart 2: <http://openwms.statkart.no/skwms1/wms.topo2?>

Berggrunnskart N250: http://geo.ngu.no/mapsver/BerggrunnWMS_

Løsmassekart: N20/N50/N250: <http://geo.ngu.no/mapsver/LosmasserWMS>

Skredhendelser: <http://wms3.nve.no/map/services/SkredHendelser/MapServer/WmsServer?>

4.2 Datainnsamling

4.2.1 Fjernanalyse

Fjernanalyse («remote sensing») er en analyse av terrenget der man bruker en høydemodell til å kartlegge geologiske og morfologiske strukturer (Scheiber et al., 2015). Metoden ble brukt til forberedelse før feltarbeid og å forbedre kartgrunnlaget fra feltarbeidet. I tillegg har det blitt brukt til å kartlegge deler av området som var utilgjengelig, samt ulike strukturer som ikke ble observert i felt. Vi brukte en LiDAR-modell med detaljnivå på ca. 1 m som grunnlag for analysen. Man stiller inn vinkelen til solen i forhold til nord («azimuth»), og dens vinkel over horisont («altitude») og kartlegger strukturer med skyggeleggingen som dannes. Vi brukte 0°, 90°, 180°, og 270° «azimuth» med en «altitude» på 45°. Metoden var også til hjelp i kartlegging av skredavsetninger og blokker.

4.2.2 Strukturell og geomorfologisk kartlegging

Kartlegging av sprekker, spalter, skrenter, foliasjon og nedsynkningsstrukturer (renner og synkegroper) ble gjennomført i felt. De strukturgeologiske målingene ble gjort med kompasset Silva Expedition S som har inklinometer. Målingene bestod av fall og fallretning. Fallet er vinkelen der fallvinkelen er brattest, retningen til fallet kalles fallretning. Fallretningen går normalt på strøket som blir bestemt med høyrehåndsregelen (Figur 13). De strukturgeologiske målingene ble etter feltarbeidet visualisert i stereonett og rosedigram med bruk av programmet Dip7 av RocScience.



Figur 13 Høyrehåndsregelen ved strøk- og fallmåling. Fallretningen blir retningen til den bratteste fallvinkelen. Tommelen på høyre hånd bestemmer strøk.

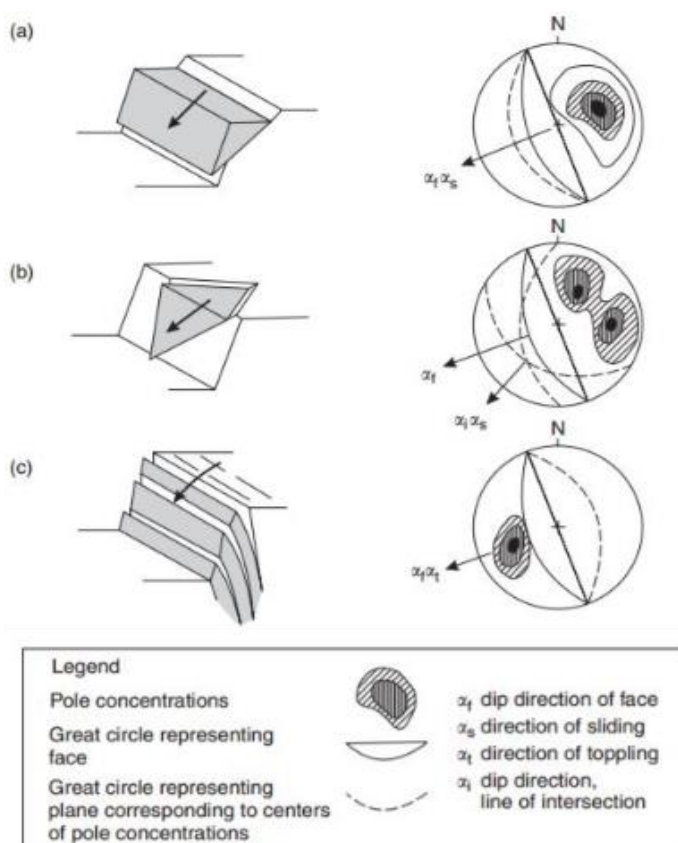
Det ble utført flere strøk- og fallmålinger på hver lokalitet. Vi avmerket de ulike lokalitetene med GPS for digitalisering. Struktureologiske data ble notert fortløpende. GPS 'en vi brukte var en Garmin GPSMAP 64. Vi overførte data fra den til ArcMap via programmet DNRGPS. Foliasjonsmålinger kan i tillegg brukes til å konstruere foldeakser. Polene til målingene av foliasjonen målt rundt folder faller på en storsirkel som har en pol (π -akse) som er identisk med foldeaksen (Fossen & Gabrielsen, 2013). Vi antar da at de er sylindriske folder. Siden folding er dannet under storskala deformasjon av skyvedekker kan vi bruke de regionale foldeaksene til å beskrive folding på Skjeringahaugane¹. Vi brukte målinger fra Fortun-Vangsdekket og

¹ Thomas Scheiber, veiledningstime mai 2017

Jotunheimskomplekset. Ut i fra foliasjonsmålinger gjort i felt ble det gjort en analyse for å finne foldeaksen i Dips7, med verktøyet «fold analysis». Resultatet av denne analysen blir foldeaksen til folder i området.

Den geomorfologiske kartlegging ble utført ved å måle orienteringer og størrelse av skrenter og nedsynkningsstrukturer. Skredavsetninger er undersøkt for tegn etter nylige hendelser og omfang av tidligere aktivitet. Alle undersøkte strukturer ble avmerket med GPS, og senere digitalisert.

Kinematisk analyse vil gi teoretisk informasjon om eksisterende strukturer i fjellpartiet kan bidra til bevegelse, og ev. hva type bevegelse (NGU, 2015c). Ut i fra analysen kan man se hvor mange poler eller kryssningspunkt av sprekker og foliasjon målt i felt, som faller innenfor ustabile orienteringer. Helningen på Skjeringahaugane varierer fra slak til nesten vertikal. Det gjennomsnittlige helningen er på ca. 45°. Fallretningen på skråningen er bestemt ut fra ArcMap, og er satt til 120°. Vi har brukt verktøyet «kinematic analysis» i programmet Dip7 med funksjonene «planar sliding», «wedge sliding» og «flexural toppling» (Figur 14). Det ble utført analyser med friksjonsvinkel på 20° og 27° siden fylltitten er klassifisert innenfor lav friksjonsvinkel (20°-27°) etter [Wyllie & Mah. \(2004\)](#). Den blir hovedsakelig bestemt ut fra størrelsen og formen til “kornene” på bruddoverflaten. Friksjonsvinkelen er helningsvinkelen på en bruddflate der bergarten går fra stabil til ustabil ([Li et al., 2017](#)).



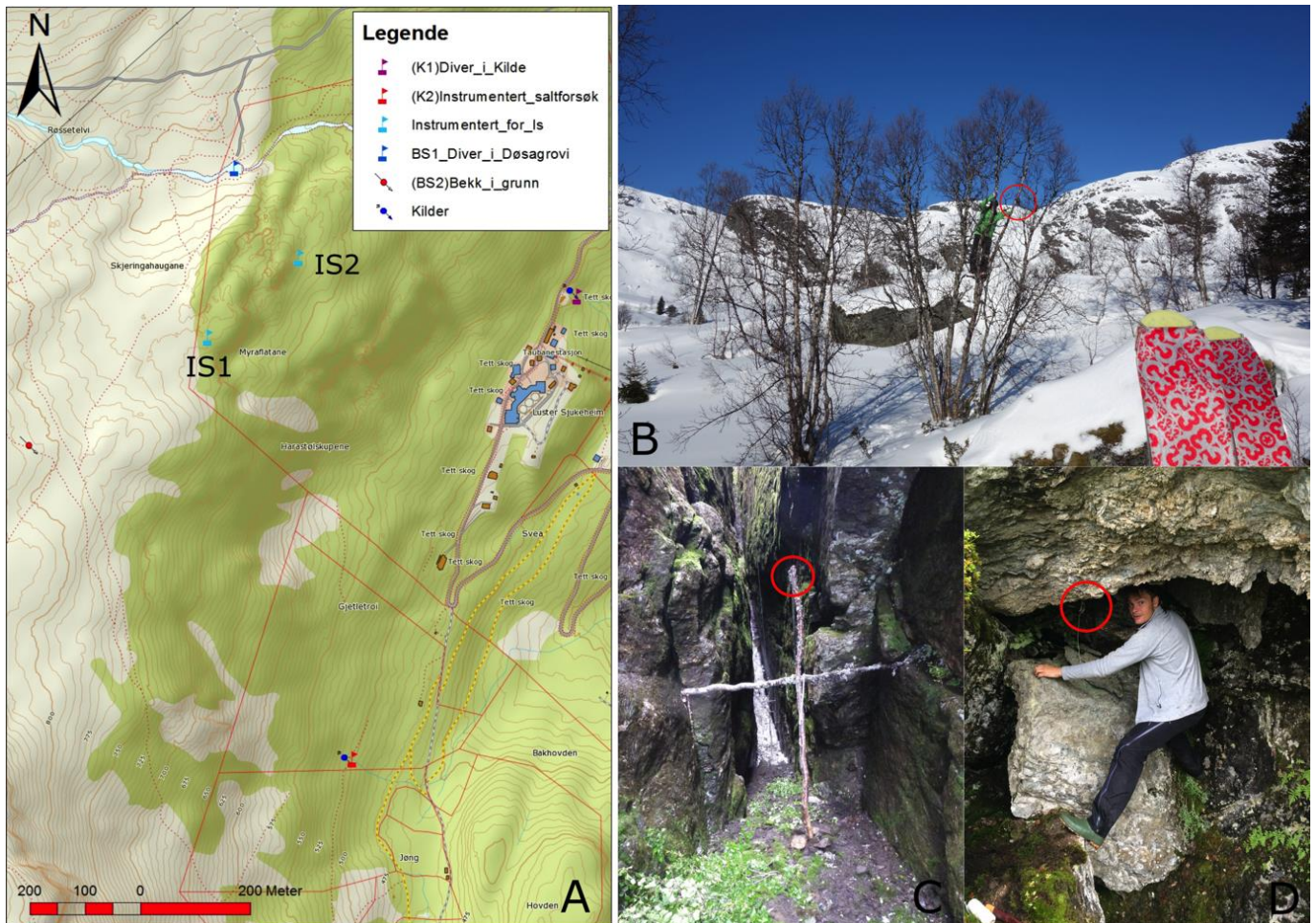
Figur 14 a) «planar sliding», utgliding langs et plan slakere enn helningen til skråningen. b) «wedge sliding», kryssningslinjen til to plan danner glideplan slakere enn skråningen med ustabil orientering. c) «flexural toppling», moment av bøyning på grunn av bergsøylens egenvekt overgår dens indre strekkstyrke og dermed går i brudd. (Majdi & Mehdi, 2011).

4.2.3 Hydrogeologisk undersøkelse

Tilstedeværelsen av grunnvann kan ha destabiliserende effekt på fjellsider. Den største effekten fra grunnvann i en bergmasse er den reduserte stabiliteten fra økt poretrykk (Wyllie & Mah. 2004). Økt poretrykk vil redusere skjærstyrken til glideplan, og i tensjonssprekker eller andre nesten vertikale sprekker. Andre tilknyttede effekter fra vann kan være frostsprengning, forvitring, erosjon og svake mineralfyllinger fra porevann. Disse mekanismene gjør at det er viktig å kartlegge vannforhold i forbindelse med det ustabile fjellpartiet.

4.2.3.1 Måling av ledningsevne, temperatur og trykk

For å få en oversikt over vannets påvirkning må man kartlegge kilder og tilsig. Når vannet går gjennom grunnen vil det løse opp ioner fra mineralene i bergarten som vil føre til økt elektrisk ledningsevne (Henriksen. 2009). Ledningsevnen varierer med de lokale grunnforholdene og oppholdstid i grunn. For å se om vi kunne påvise grunnvann målte vi ledningsevnen til vann over det ustabile fjellpartiet og kildevann under. Ledningsevnen ble målt med konduktivitetmåler WTW Cond 340i som gir ledningsevnen i microsiemens pr. centimeter ($\mu\text{S}/\text{cm}$). Ledningsevne ble målt ved BS1, K1, BS2 og K2 (Figur 15A).



Figur 15 A: Kart over kilder og instrumentering. B og C: Oppsett av viltkamera IS1. D: IS2. De røde sirkelene viser plassering av viltkamera.

I tillegg til å måle elektrisk ledningsevne ble kulpen i Døsagrovi (BS1) og kilden ved Luster Sjukeheim (K1) instrumentert med «Diverse» som måler trykk og temperatur (Figur 15) (Figur 16A).

«Diverne» måler kontinuerlig en gang i døgnet (kl 12, sommertid). Varierende temperatur er typisk for overflatevann mens relativt konstant temperatur er typisk for grunnvann (Henriksen, 2009). Ved å måle trykk i Døslagrovi og kilden ved Luster Sjukeheim kunne vi registrere vannstand i forhold til nedbør og vanntransport gjennom det ustabile partiet. Resultatet var trykk og temperatur data som ble digitalisert til grafer i Excel. Den sørligste sprekken med observert is ble også instrumentert med «divere», de måler atmosfærisk trykk og kan brukes til å korrigere «diverene» i K1 og BS1



Figur 16 A; «Diver» som måler trykk og temperatur. Hentet fra Solinst (2017). B; Oppsett av «diver» i K2

4.2.3.2 Spøringsforsøk

Vi utførte et spøringsforsøk for å finne ut om det var noe kobling mellom K2 og BS2 (Figur 15). En «diver» som skulle måle elektrisk ledningsevne ble plassert nedenfor kilden. For å få gode resultat krevde «diveren» roligere vannstrømning enn det som var i kilden, følgelig bygde vi en dam hvor vi monterte instrumentet (Figur 16B). Samtidig som målingen begynte tilførte vi saltløsning (5 kg salt i 20 l vann), «diveren» målte hvert 15 sekund i tre dager. «Diveren» var feilkalibrert og forsøket ble dermed resultatløst. Vi prøvde å utføre et nytt forsøk senere, men da vi kom opp var BS1 tom for vann og delvis igjenfrosset.

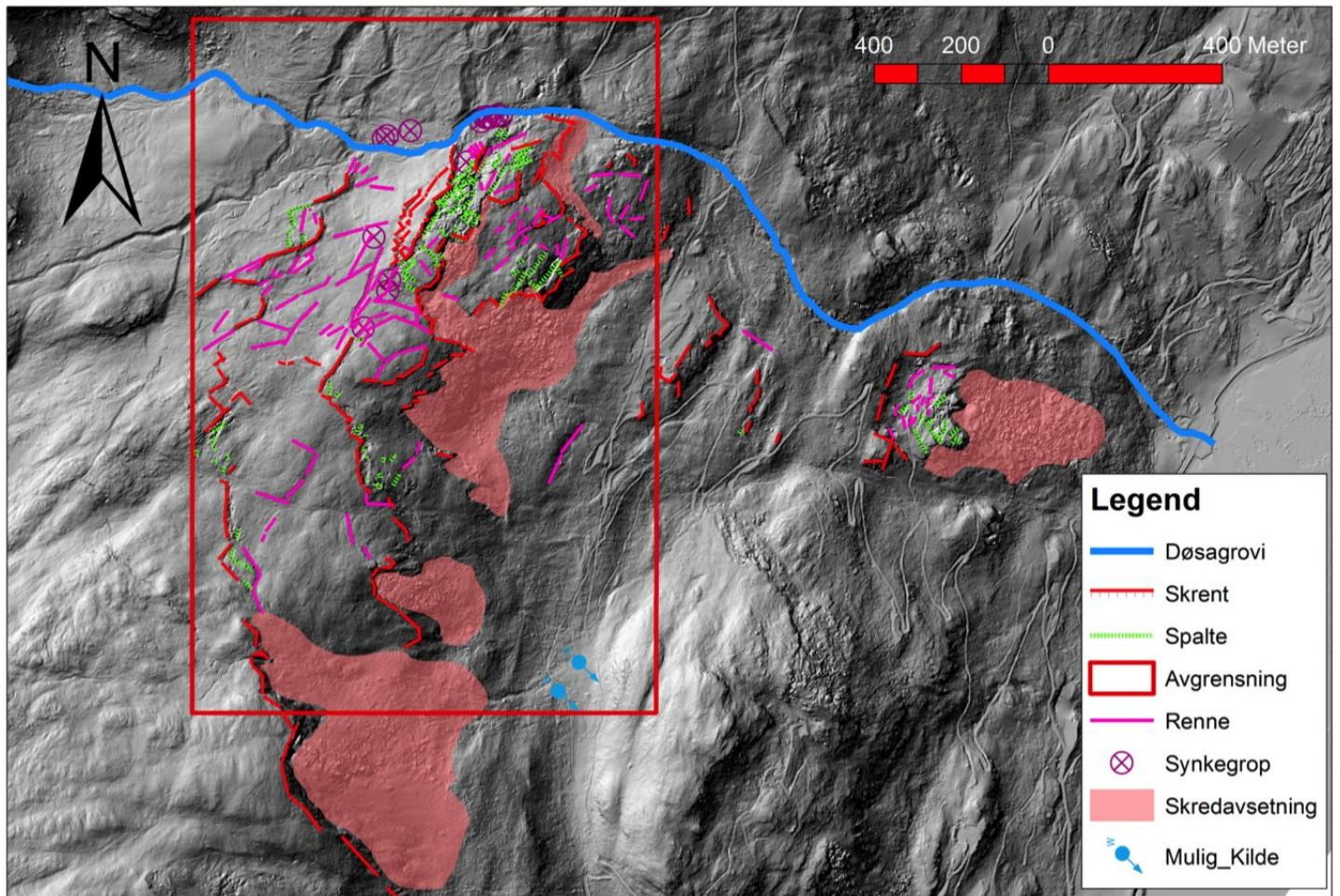
4.2.4 Undersøkelse av is i sprekker

Det ble observert is på to lokaliteter (Figur 15A). Viltkameraer (Ltl Acorn 5310A) (Figur 15) som tar bilde og måler temperatur daglig ble satt opp. IS1 har viltkamera både nede i, og på platået over spalten (Figur 15B og C). Vi monterte opp målestokker for å kunne måle snødybde med viltkamera i og over IS1. I tillegg ble det satt opp to lufttrykk- og termometermålere («divere») i IS1 (Figur 16A). «Diverene» målte fra 29.08.16 til 06.04.17. IS2 ble overvåket med ett viltkamera (Figur 15D) i samme periode som IS1.

5 Resultat

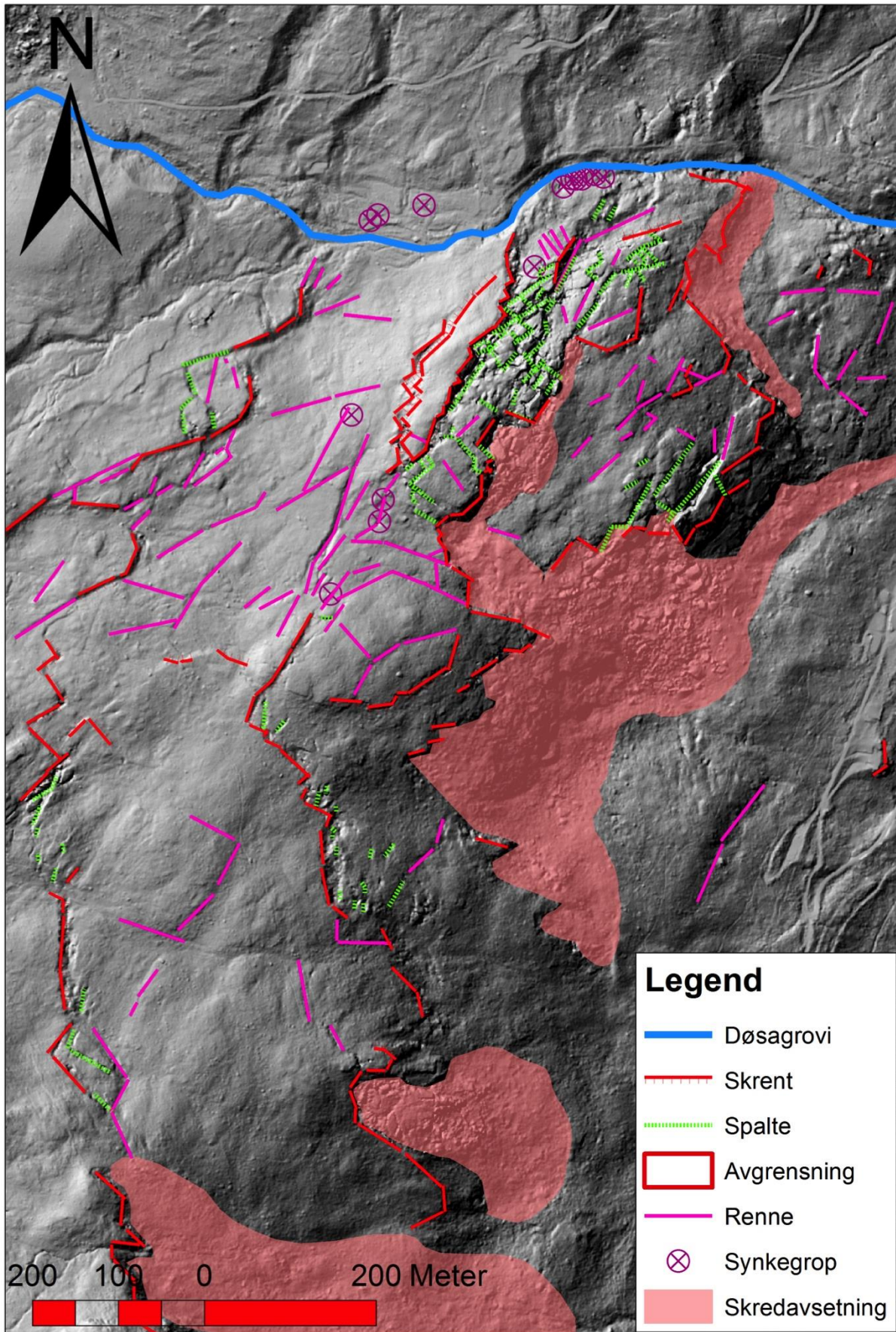
5.1 Fjernanalyse av strukturer

Basert på fjernanalyse ble det laget kart med geologiske strukturer og skredavsetninger for større deler av området enn i felt (Figur 17, Figur 18). I utformingen av dette kartet ble observasjoner og målinger fra felt brukt som tilleggshjelp. Fjernanalyse har blitt brukt til forberedelse før feltarbeid og å forbedre kartgrunnlaget fra feltarbeidet. I tillegg har det blitt brukt til å kartlegge deler av området som var utilgjengelig, samt ulike strukturer som ikke ble observert. Det ble også brukt til avgrensning av større blokker og scenerier.

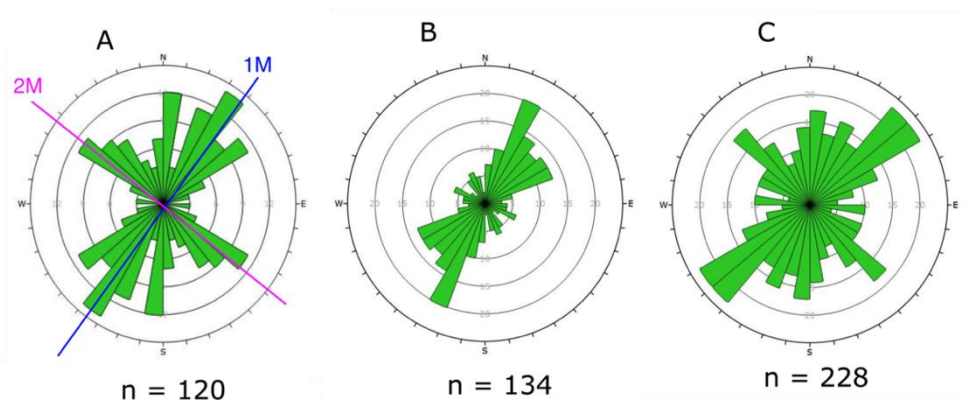


Figur 17 Geologiske strukturer og skredavsetninger kartlagt med fjernanalyse. Bakgrunnskart er en «hillshade»-modell med lys fra NV (315°).

Strukturene som ble kartlagt i fjernanalysen er spalter, renner, skrenter, skredmasser og blokker. I tillegg til to mulige kilder. For å identifisere disse strukturene ble høydemodeller evaluert i 2D og 3D med bruk av «hillshade»-funksjonen. Retningen på spalter, renner og skrenter ble kartlagt i fjernanalyse og digitalisert i form av rosedigram (Figur 19).



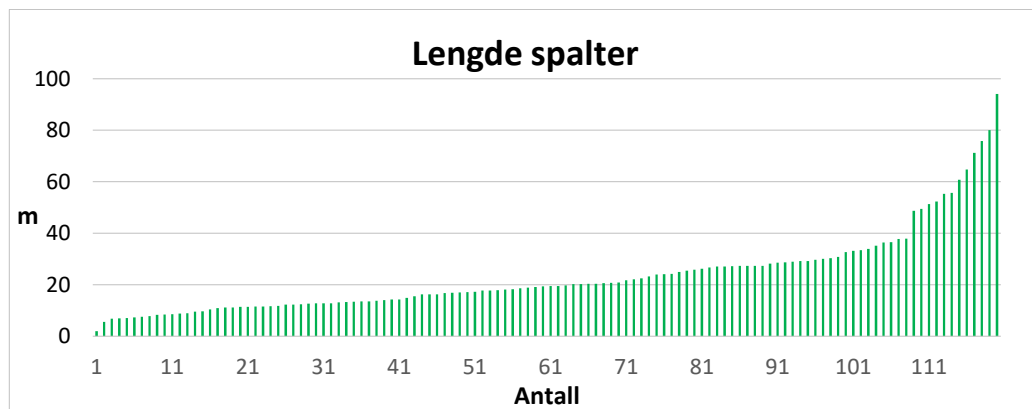
Figur 18 Utsnitt fra fra Figur 17; Geologiske strukturer og skredavsetninger kartlagt med fjernanalyse. Bakgrunnskart er en «hillshade»-modell med lys fra NV (315°).



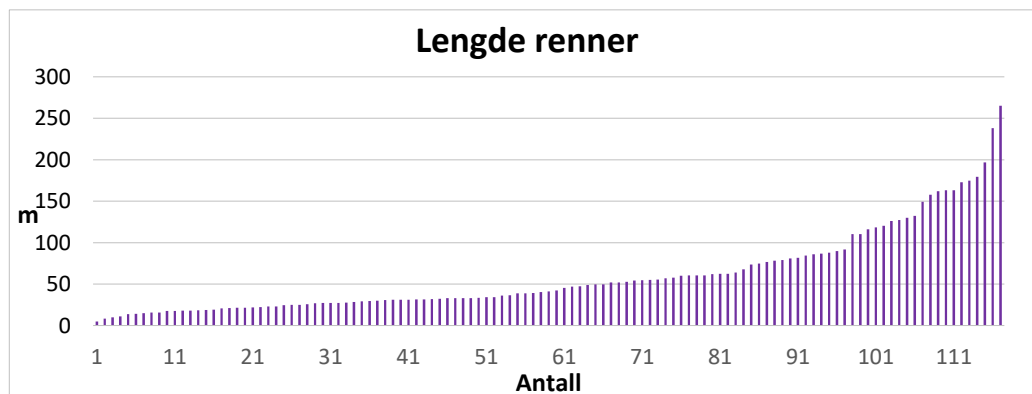
Figur 19 Rosediagram for orientering til strukturer kartlagt med fjernanalyse. A Spalter med sprekkesett 1M og 2M, B Renner, C Skrenter.

Fjernanalysen av spalter (Figur 19A) gir tre hovedretninger: ca. NØ-SV, SØ-NV og N-S. På disse målingene er NØ-SV (1M) de best definerte fulgt av SØ-NV (2M) og til slutt N-S. Rennene kartlagt i fjernanalysen har lite variasjon i strøk og har hovedretningen NNØ-SSV (Figur 19B). Skrentene har stor variasjon i orientering med antydning til hovedretning NØ-SV (Figur 19C). Orienteringen NØ-SV er klart definert for alle strukturene.

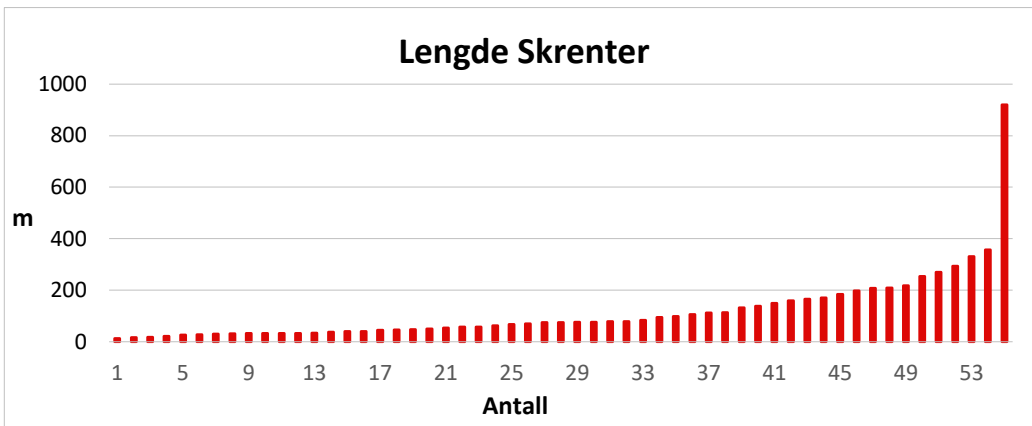
I rosedigram er strukturer definert etter orientering, slik at en struktur med varierende retning deles opp. Dette gjøres for å fremheve variasjonen i orienteringene. Når vi har kartlagt lengdene på strukturene har vi ikke delt opp etter endring i orientering, men etter lengde på sammenhengende struktur.



Figur 20 Lengde på spalter målt med fjernanalyse og feltobservasjoner. Det er totalt 122 målte spalter.



Figur 21 Lengde på renner målt med fjernanalyse og feltobservasjoner. Det er totalt 117 målte renner.



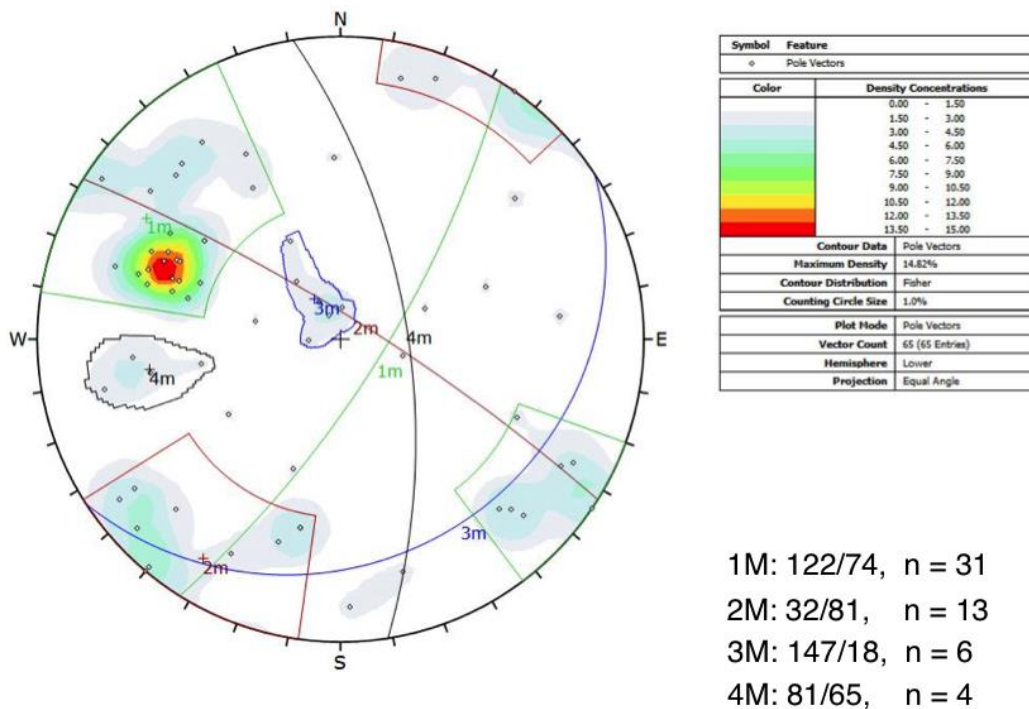
Figur 22 Lengde på skrenter målt med fjernanalyse og feltobservasjoner. Det er totalt 55 målte skrenter.

Det er målt 122 spalter hvor alle har en lengde på under 100 m (Figur 20). Det er tilsvarende lik mengde målinger av rennene, men variasjonen i lengden er betydelig. De varierer fra noen m til over 250 m (Figur 21). Det er færre målinger av skrentene (Figur 22) men større variasjon i lengdene, enn spalter og renner.

5.2 Strukturer i felt

5.2.1 Sprekker

Stereoplottet (Figur 23) er basert på 65 målinger av fall og fallretning på spalter og sprekker. Det viser at vi har stor variasjon i sprekkenes fall og fallretning.



Figur 23 Stereoplott viser sprekkesett 1M – 4M. Tabell nede til høyre viser gjennomsnittlig fallretning/fall og antall poler for hvert sprekkesett.

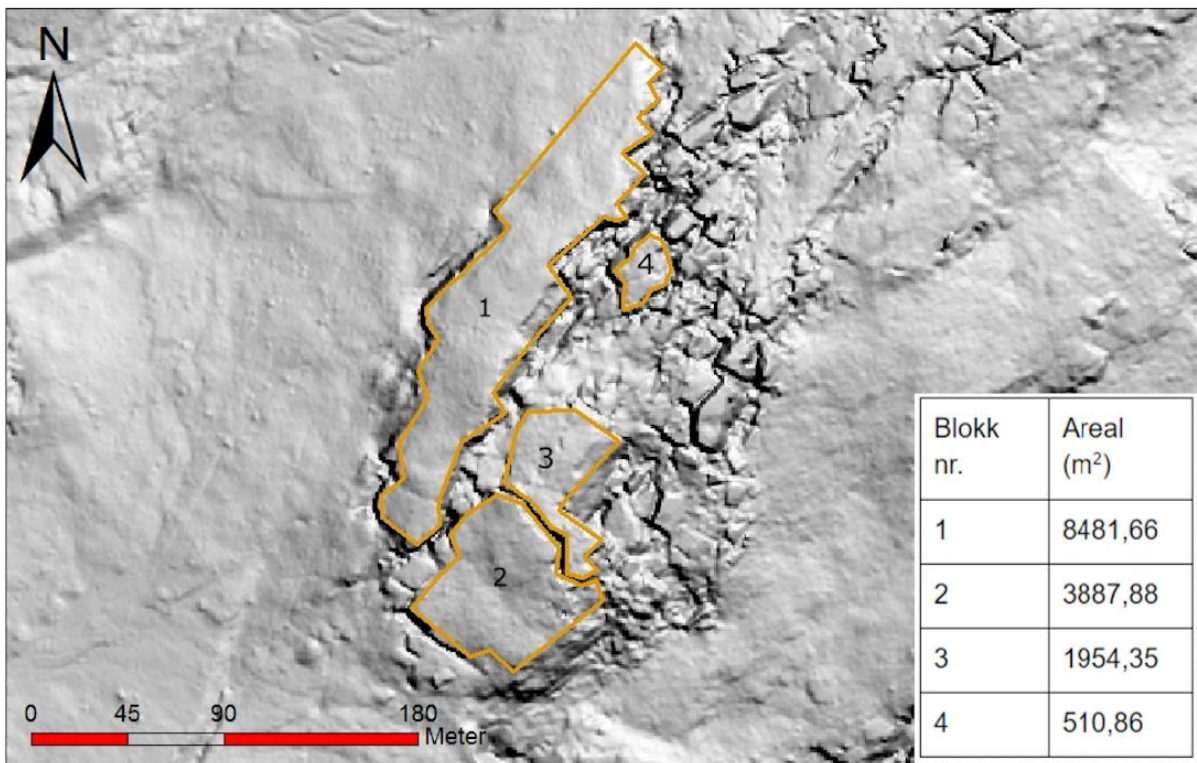
Det er i alt blitt observert fire sprekkesett, 1M, 2M, 3M og 4M. 11 poler faller ikke under sprekkesettene. Ut i fra stereoplott ser man at sprekkesett 1M og 2M er klarere definert enn 3M og

4M (Figur 23). Sprekkesett 1M tilsvarer subvertikale åpne spalter (Figur 24A og B) med NNØ-SSV til NØ-SV strøk (parallelt med Lustrafjorden) (Figur 23). De fleste spaltene i 1M har bratt fall mot ØSØ. Spaltene kan ha en bredde opp mot ca. 30 m og er ofte fylt med blokker og vegetasjon. Sprekkesett 2M (Figur 24C) består også av spalter men ikke like brede som 1M. De har NV-SØ strøk og er subvertikale (Figur 23). 1M og 2M går ifølge den gjennomsnittlige fallretningen ca. 84° på hverandre og sammen avgrensner de blokker (Figur 25). Sprekkesett 3M har NØ-SV strøk med fall rundt 18° mot SØ som er betraktelig lavere enn 1M og 2M (Figur 23). Det ble ikke observert noe tegn til bevegelse annet enn oppsprekking på sprekkesett 3M (Figur 26). 3M var vanskelig å måle i felt på grunn av innfylling i bunn av spalter og utilgjengelig blokkhøvd. 4M orienteres N-S og har bratt fall (ca. 65°) mot Ø (Figur 23).

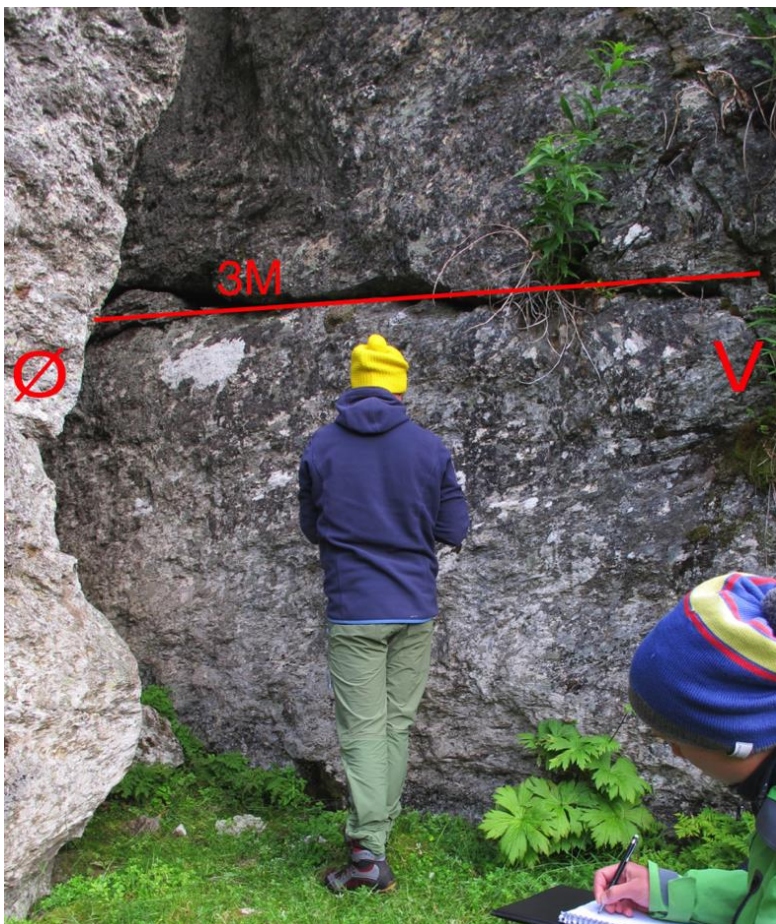
I felt ble det observert flere blokker med varierende størrelse der 1M og 2M er avgrensning. Ved enkelte blokker kan man se dannelse av 3M-sprekker (Figur 26). Figur 25 viser eksempler på store koherente blokker sett ovenfra med overflateareal i tabell ved siden av. Disse blokkene er avgrenset av sprekker og skrenter.



Figur 24 A er en spalte i sprekkesett 1M, spalten er fylt med blokker av fyllitt. I sirkel i A er to personer målestokk. Blokk 1 og 4 fra Figur 25. B er en del av sprekkesett 1M, piler indikerer vertikal bevegelse mellom to blokker. C er en del av sprekkesett 2M.



Figur 25 Eksempel på de største blokkene i øvre område. Blokkene er tydelig delt opp etter hovedsprekkesettene 1M og 2M, men har også andre orienteringer (4M, 5M og ev. andre sprekker). Tabell til høyre viser overflateareal.



Figur 26 En 3M-sprekk deler en blokk. Bilet er tatt i bakre avgrensning for blokk 1 (Figur 25)



Figur 27 Blokk avgrenset med 1M og 2M-sprekker. Rød pil indikerer blokkens antatte horisontale bevegelse, gule piler indikerer vertikal bevegelse i relasjon til tilstøtende blokker.

Det ble observert tegn til rotasjon ved flere blokker (Figur 24B, Figur 27). Blokk 1 (Figur 25) ser ut til å ha rotert fra fjorden («listric fault geometry»). Der blokk 1 slutter i en bratt skrent i nedre del går området over i et kaotisk blokkhav. Blokker nedenfor (Figur 27) ser ut til å ha rotert mot fjorden («domino style rotation») (Figur 7C). I blokkhavet er det flere bevegelsesmekanismer som har fungert, dette har ført til kaotiske orienteringer på blokkene (Figur 24A, Figur 25). Spalter der det var mulig å observere, så vi at bunnen var vegetert og/eller fylt med mindre steiner og løse bergmasser av fyllitt.

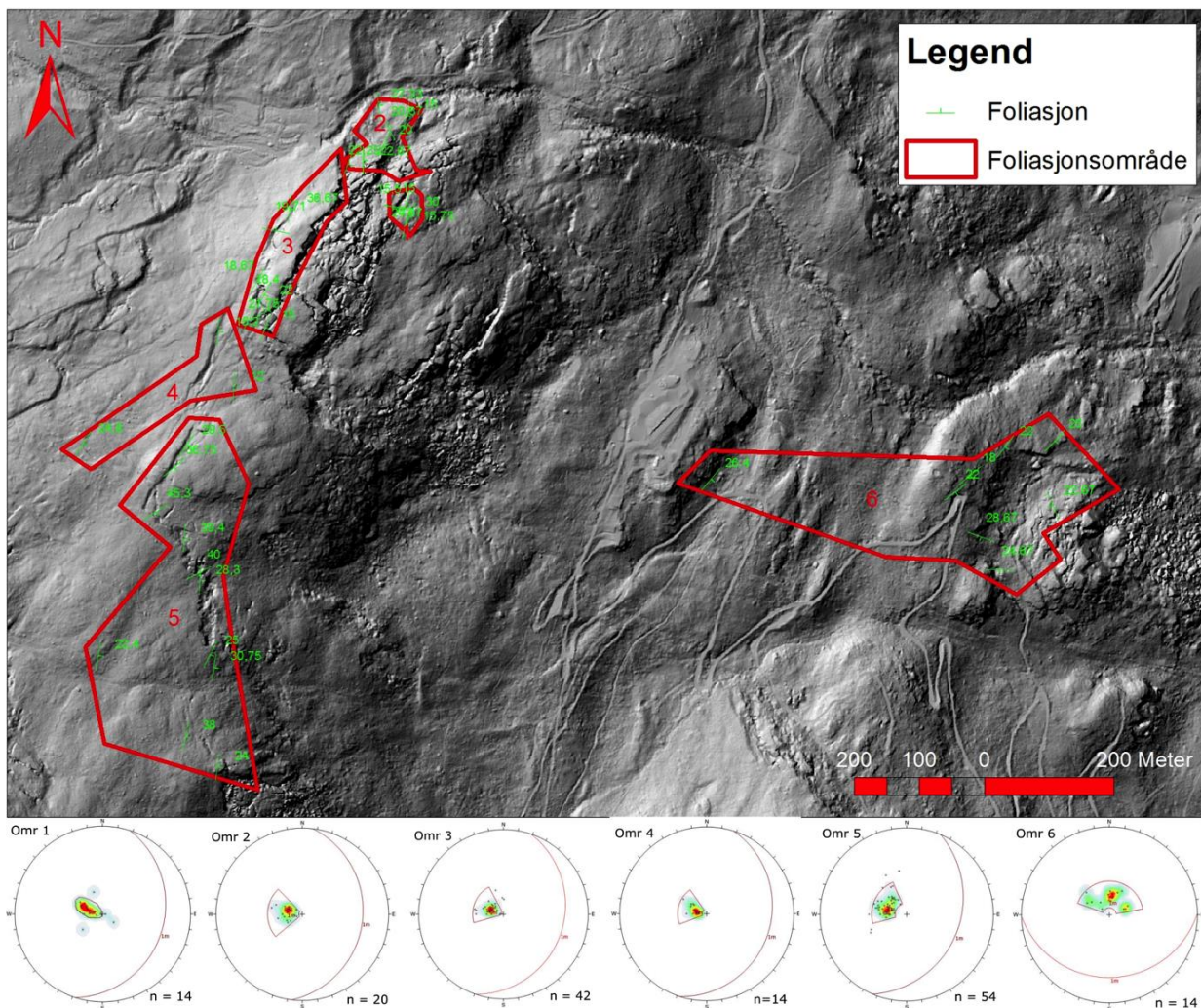
5.2.2 Duktile strukturer

Fyllitten på Skjeringahaugane har foldestrukturer (Figur 28). Den varierer fra mørk til lys gråfarge med silkeglans. Fall og fallretning for foliasjon ble målt på 40 lokaliteter i område 1-6 (Figur 29). For å se om foliasjonen varierte mellom områdene regnet vi ut gjennomsnittlig fall og fallretning (Tabell 3). Område 6 er et annet ustabil parti.



Figur 28 Foldestrukturer i fyllitten på Skjeringahaugane.

Stereonettet (Figur 30) viser poler til foliasjon fra 32 lokaliteter i område 1-5. Gjennomsnittlig fall for foliasjonssett 1-5 er på ca. 23° med gjennomsnittlig fallretning på 111° . Fallet på foliasjon varierer fra 17° til 27° for de ulike foliasjonsområdene (Tabell 3). 24 poler er ikke en del av foliasjonssettet.

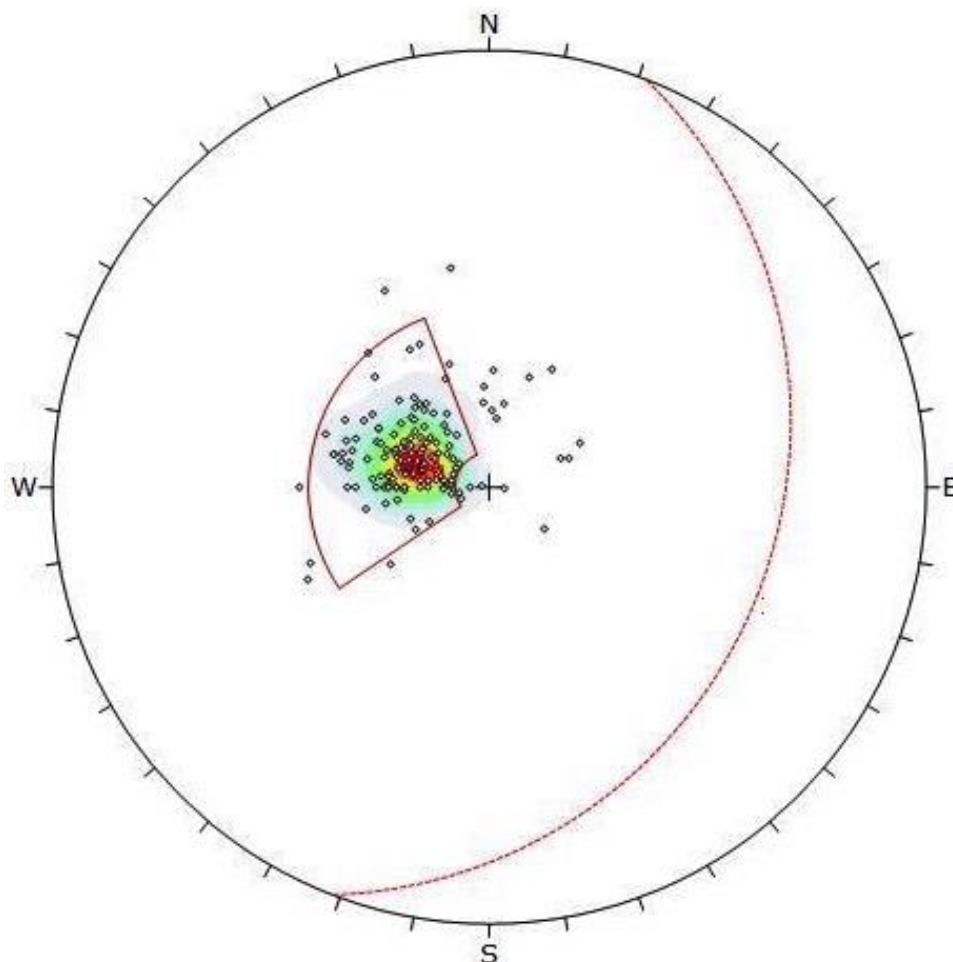


Figur 29 Foliajonsområde 1-6 og markerte foliasjonsmålinger med stereonett for hvert område, basert på n antall poler.

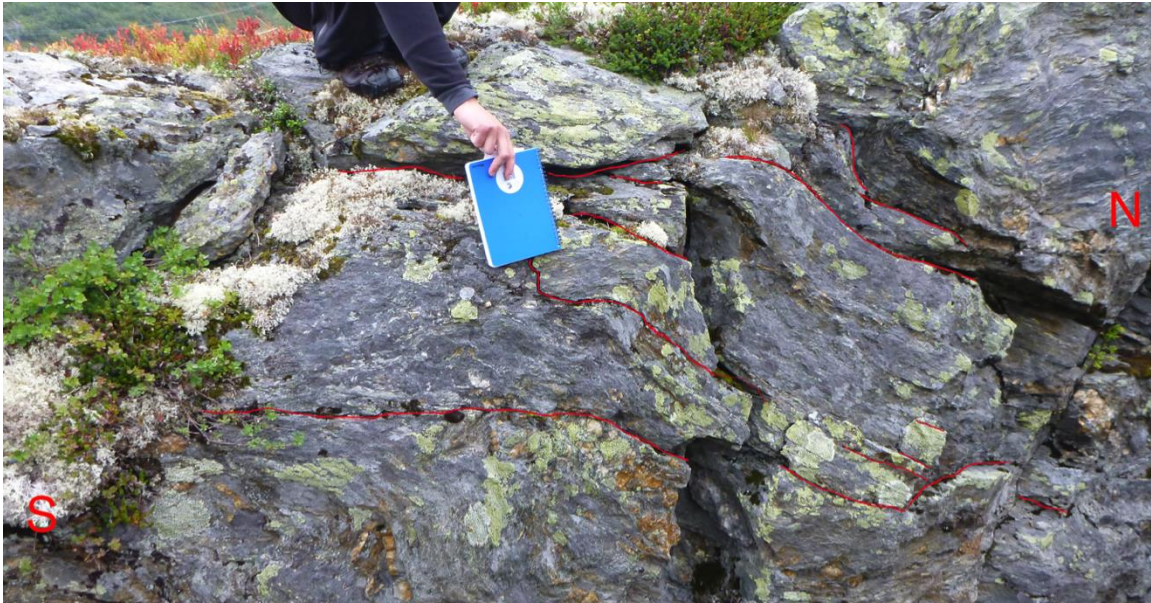
Tabell 3 Oversikt over gjennomsnittlig fall og fallretning for område 1-6.

Foliasjonsområde	Gjennomsnittlig fall	Gjennomsnittlig fallretning
1	20	108°
2	20°	97°
3	19°	109°
4	17°	108°
5	27°	113°
6	19°	179°

Område 1 er et mer deformert (Figur 29) og dataene er preget av større variasjon. Gjennomsnittlig fall er tilnærmet likt område 1-4, mens fallretning og spredning av data skiller dem (Tabell 3). På noen lokasjoner fant vi oppsprekking langs foliasjonen (Figur 31). Resultatene i område 6 er noe forskjellig fra område 1-5.



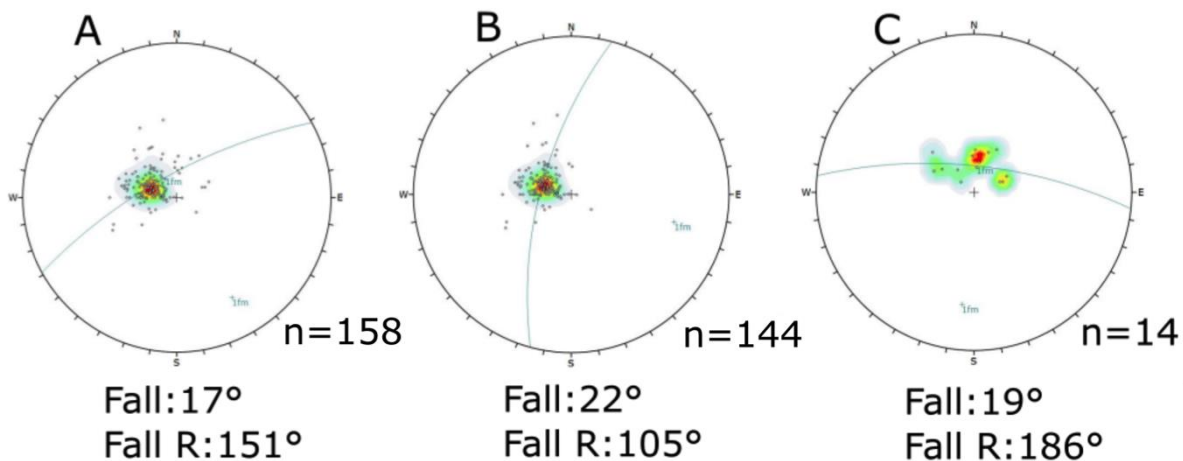
Figur 30 Stereonett for foliasjon for område 1 - 6.



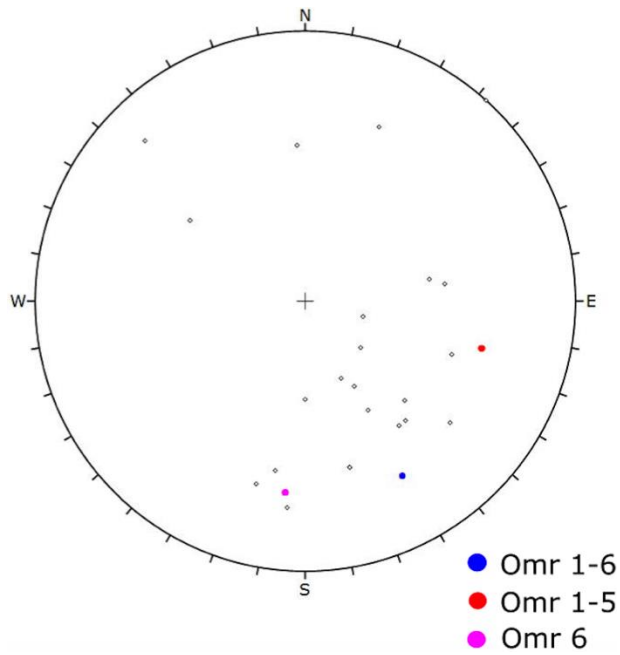
Figur 31 Oppsprekking langs foliasjon.

Basert på alle våre foliasjonsmålinger (158 poler) fikk vi en foldeakse med fall på 17° og fallretning på 151° (Figur 32A). Område 1-5 ga fall på 22° og fallretning på 105° ut i fra 142 målinger (Figur 32B). Område 6 bestod av 17 målinger og gav fall på 19° med fallretning på 186° (Figur 32C). Vi ser dermed at vi har veldig konsentrerte foliasjonsmålinger og får dermed stort utslag på få poler. Område 6 har stor påvirkning på foldeaksedataene på område 1-5 selv om område 6 består av betraktelig færre målinger.

En regional analyse av foldeakser (Figur 33) viser at de fleste har moderat fall mot øst til sør. Våre konstruerte foldeakser viser lignende fallretninger men generelt lavere fallvinkel enn foldeakser tatt fra Lutro. (1986).



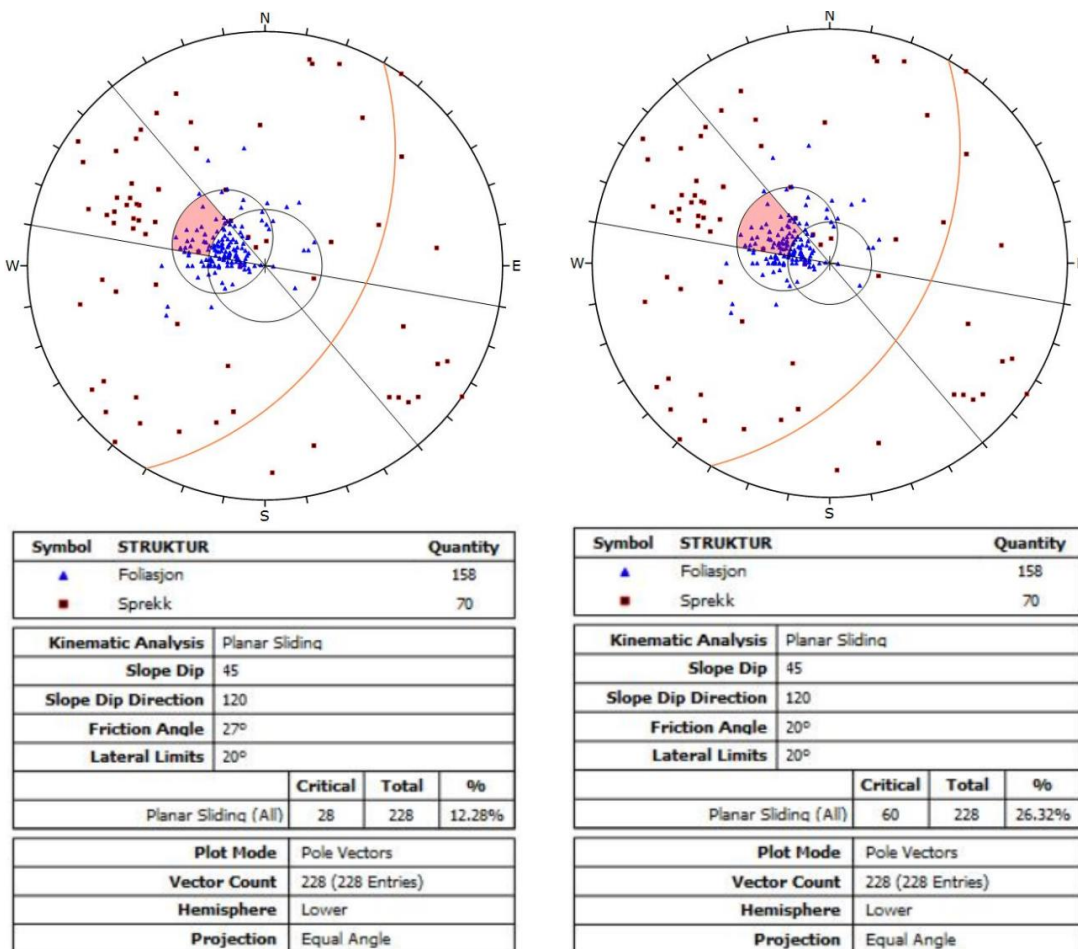
Figur 32 Orientering for foldeaksen konstruert ut fra foliasjonsmålingene gjort i felt. A = område 1 - 6, B = område 1 - 5, C = område 6. Områder delt inn som i Figur 29.



Figur 33 Orientering til de regionale foldeakser (tatt fra Lutro, 1986) og våre konstruerte foldeakser (Figur 32).

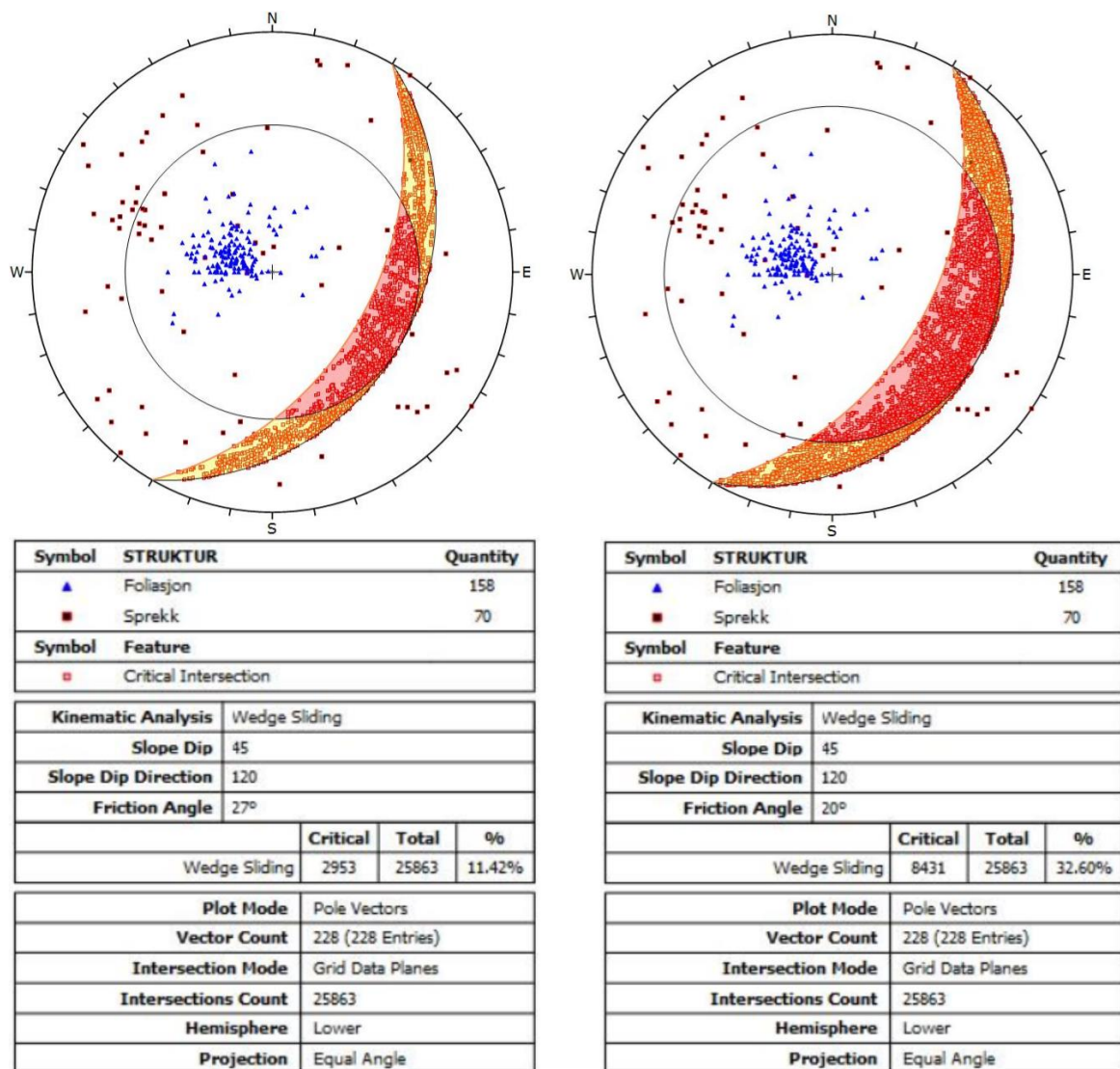
5.2.3 Kinematisk analyse

Basert på sprekk- og foliasjonsmålinger ble det gjort kinematisk analyse for mulige ustabile orienteringer i forhold til planær utglidning, kileutglidning og utvelting.



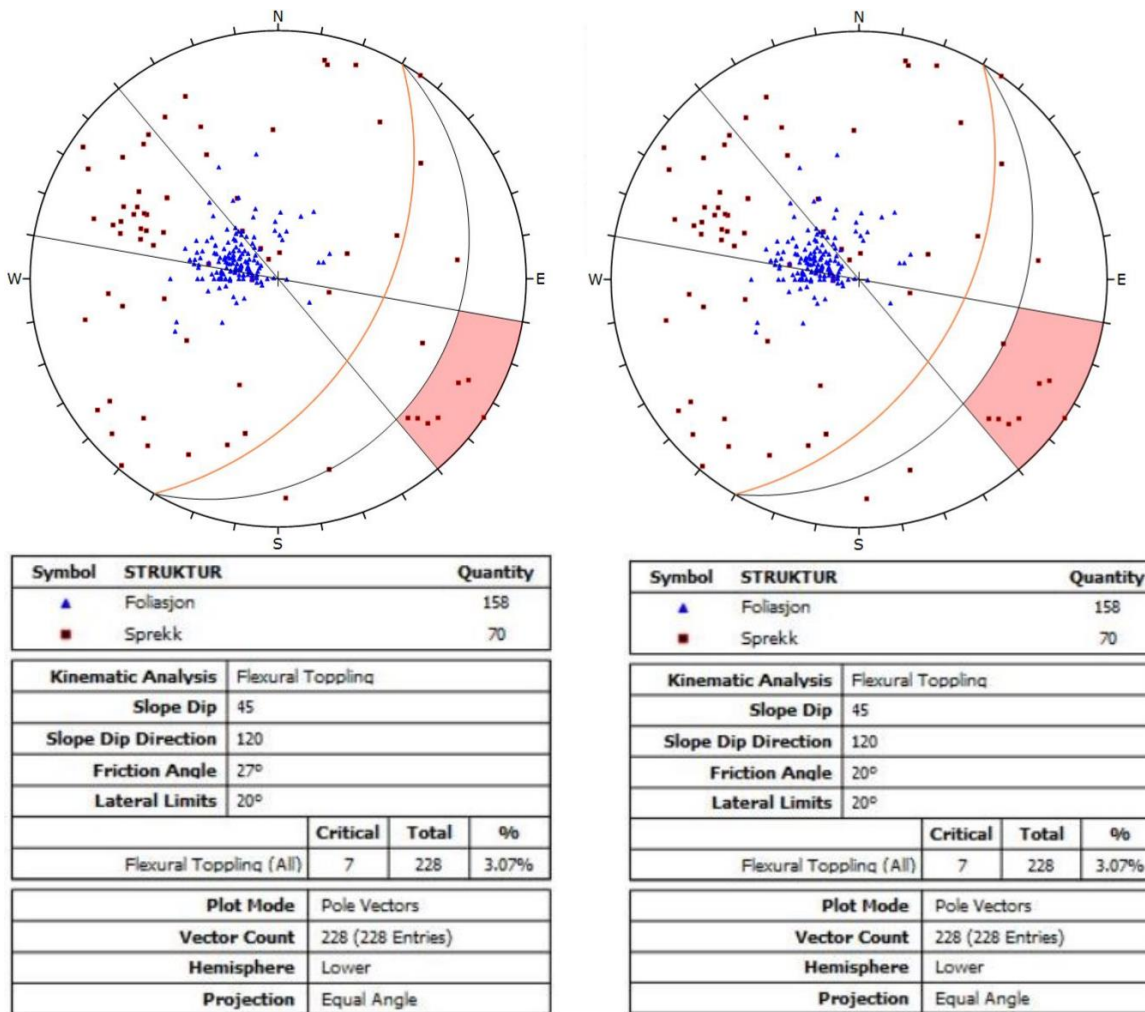
Figur 34 Kinematisk analyse for planærutglining ved Skjeringahaugane gitt friksjonsvinkel på 27° og 20°.

Kinematisk analyse for planær utglidning ved Skjeringahaugane viser at ca. 12% av polene har ustabil orientering når friksjonsvinkelen er 27°, og ca. 26% er ustabile når friksjonsvinkelen er 20° (Figur 34). Polene som er ustabile er hovedsakelig poler fra foliasjonsmålingene til fylltitten.



Figur 35 Kinematisk analyse for kileutglidning ved Skjeringahaugane gitt friksjonsvinkel på 27° og 20°.

Kinematisk analyse for kileutglidning ved Skjeringahaugane viser at ca. 11% av krysningspunktene er innenfor ustabil orientering for kileutglidning når friksjonsvinkelen er 27° (Figur 35). Når friksjonsvinkelen er 20° så er ca. 32% av krysningspunktene innenfor ustabil orientering.



Figur 36 Kinematisk analyse for «flexural toppling» ved Skjeringahaugane gitt friksjonsvinkel på 27° og 20°

Den kinematiske analysen for «flexural toppling» ved Skjeringahaugane viser at ca. 3% av polene er innenfor ustabil orientering (Figur 36). Alle polene som danner «flexural toppling» er poler fra sprekkemålinger av sprekkesett 1M.

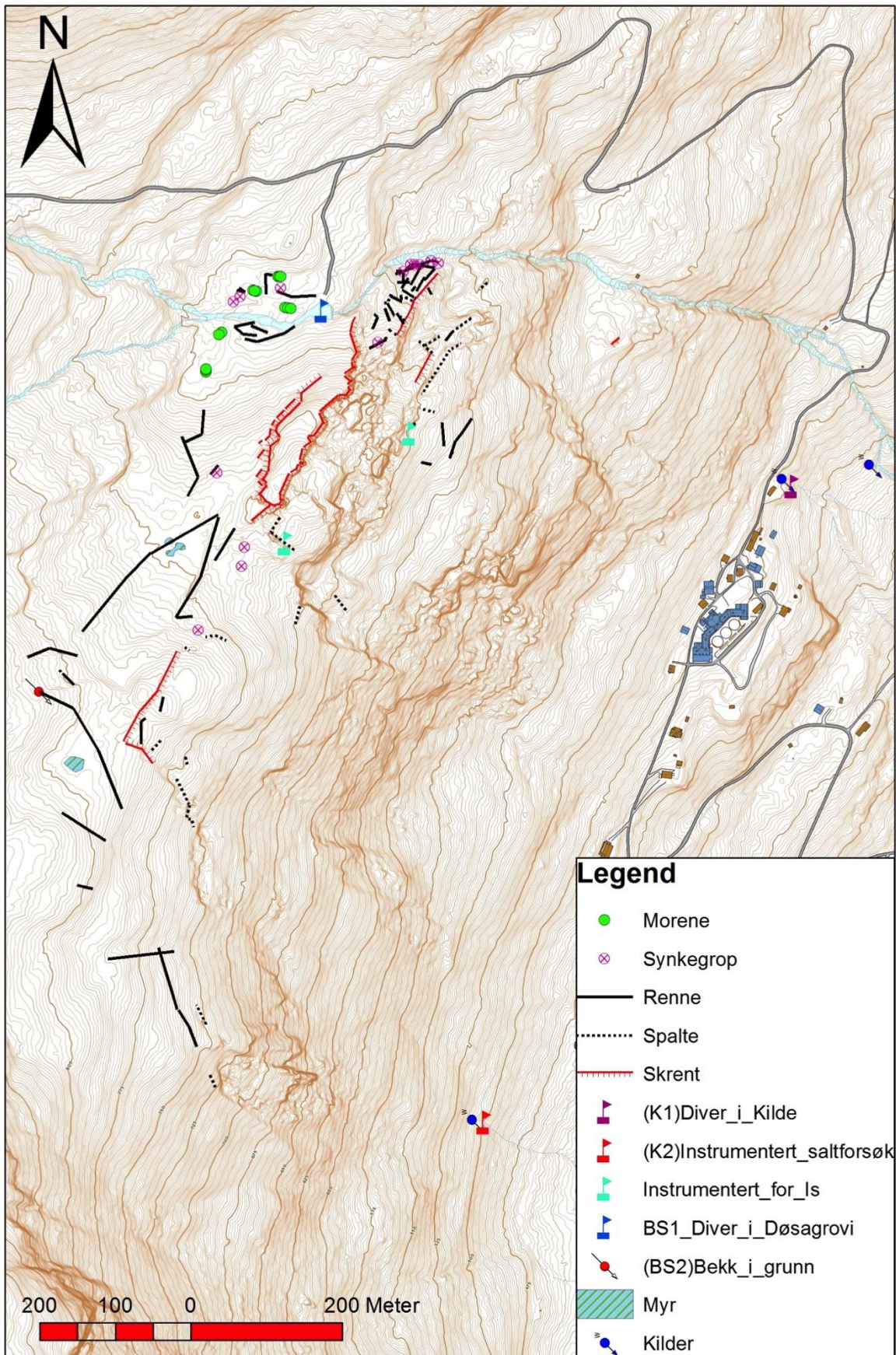
5.3 Geomorfologi

5.3.1 Morene

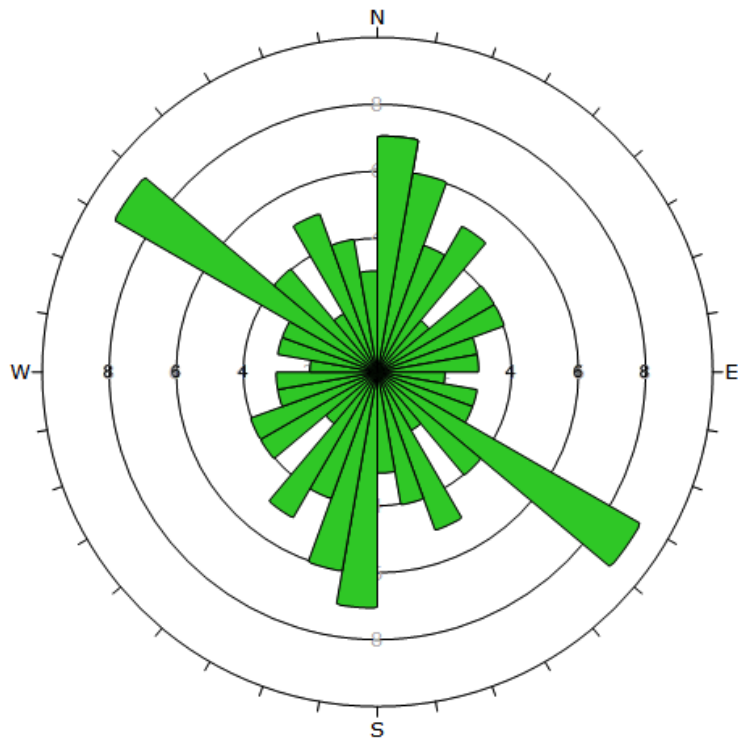
Det ble observert tegn til morene over tregrensen på begge sider av Døsagrovi vest for BS1 (Figur 37). Strukturene var noen vegeterte mindre morenerygger og sirkulære synkegroper. Tegn på tidligere elveløp viser at elven kan ha hatt flere løp gjennom avsetningene. Avsetninger vest for BS1 var rundet.

5.3.2 Nedsynkninger

I felt registrerte vi nedsynkningsstrukturene renner og synkegroper (Figur 37). Rennene varierte i størrelse, fra 0,5-2 m dype og 1-5 m brede. De lengste nedsynkningsstrukturene er på ca. 240 m og 260 m og de minste strukturene er synkegroper med diameter og dybde på under 1 m. Det er to trender i orienteringen til rennene (Figur 38) som er NV-SØ og NNØ-SSV, utenom trendene er det stor variasjon. Alle nedsynkningsstrukturer er vegetert (Figur 39). Hovedandelen av synkegroper ble registrert nær elven og det er fire synkegroper som er registrert vest for IS1.



Figur 37 Oversikt over moreneobservasjoner, nedsynkningsstrukturer (synkegroper og renner), spalter, skrenter, instrumentering, Bekk i grunn, myr og kilder. Kartet er kun basert på målinger gjort i felt.



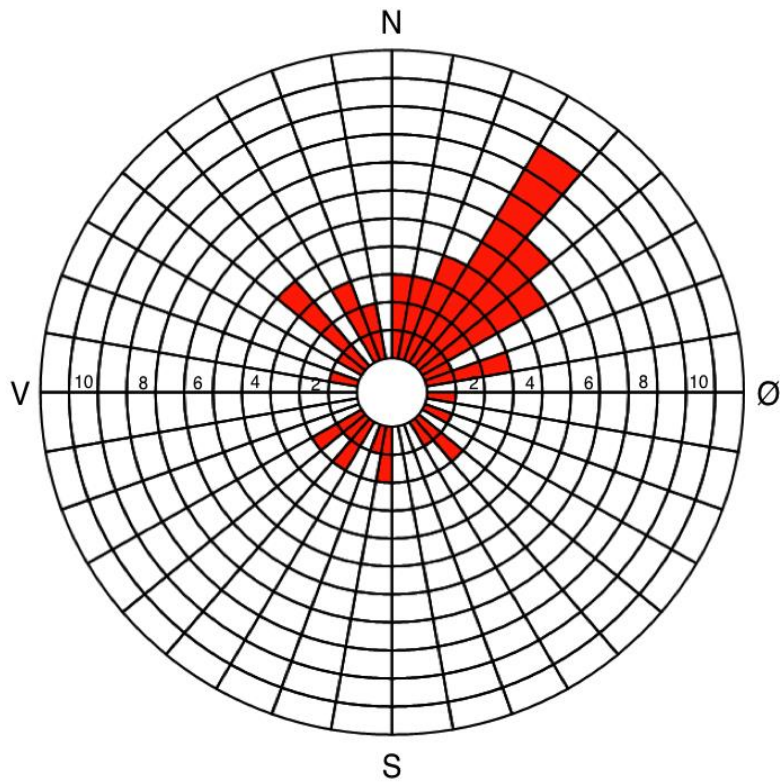
Figur 38 Rosediagram som viser orientering av renner basert på 73 målinger.



Figur 39 Vegetert renne i bakkant av området, ca. 2 m dyp og 4 m bred.

5.3.3 Skrent

Rosediagrammet i Figur 40 viser en tydelig trend der skrentene har strøk mot NØ med fall mot SØ. Det er også en svak trend der skrentene har strøk NV og fall mot NØ. Variasjonen i orienteringen til skrentene er liten. Nøyaktige fallmålinger er ikke tatt på alle skrenter da flere var utilgjengelige. Vi har dermed ikke gode data på fall. Størrelsen på skrentene varierte fra 2 til 30 m i høyde og fra noen meter til over 100 m i lengde (Figur 41). Det ble ikke observert strukturer som indikerer bevegelse.



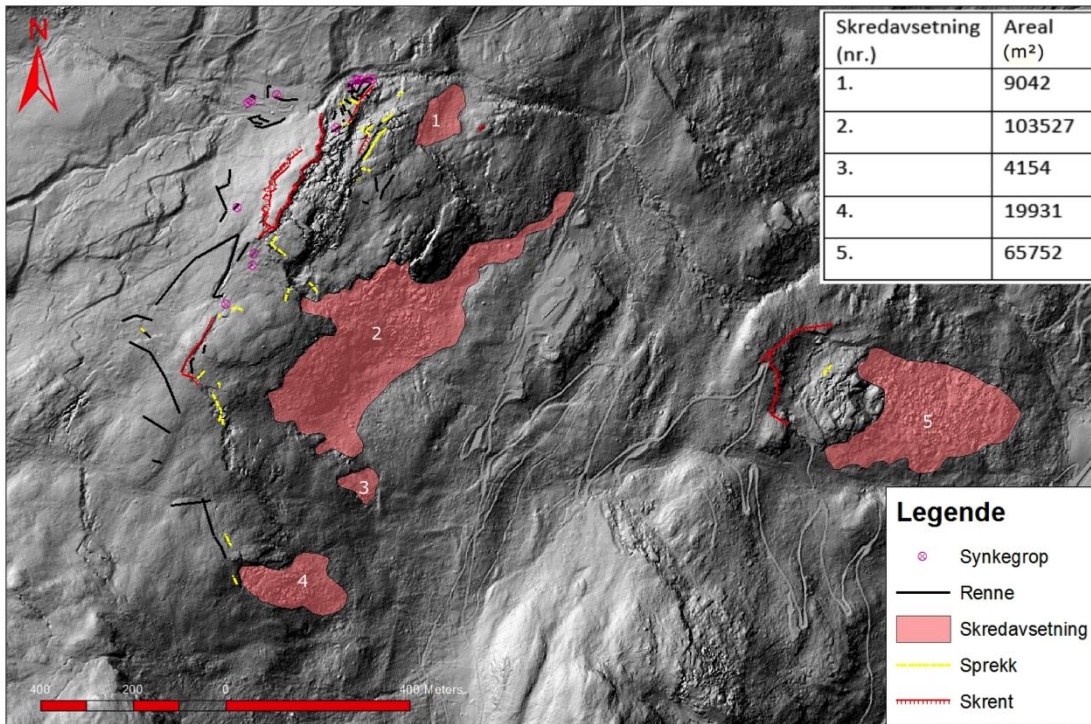
Figur 40 Rosediagram over strøk og fallretning (høyrehåndsregel (Figur 13)) til skrenter. Basert på 55 målinger.



Figur 41 Observert skrent ca. 5 m høy og 60 m lang.

5.3.4 Skredavsetninger

LiDAR-kart viser fem skredavsetninger (Figur 42). Skredavsetning 1, 2 og 3 viser en kaotisk oppbygging og en helningsgradient opp mot 35°. Skredavsetning 4 og 5 er kartlagt basert på fjernanalyse. Størrelser på avsetningene varierer fra mindre steiner til store blokker (Figur 43).



Figur 42 Skredavsetninger med overflateareal utregnet i ArcMap.

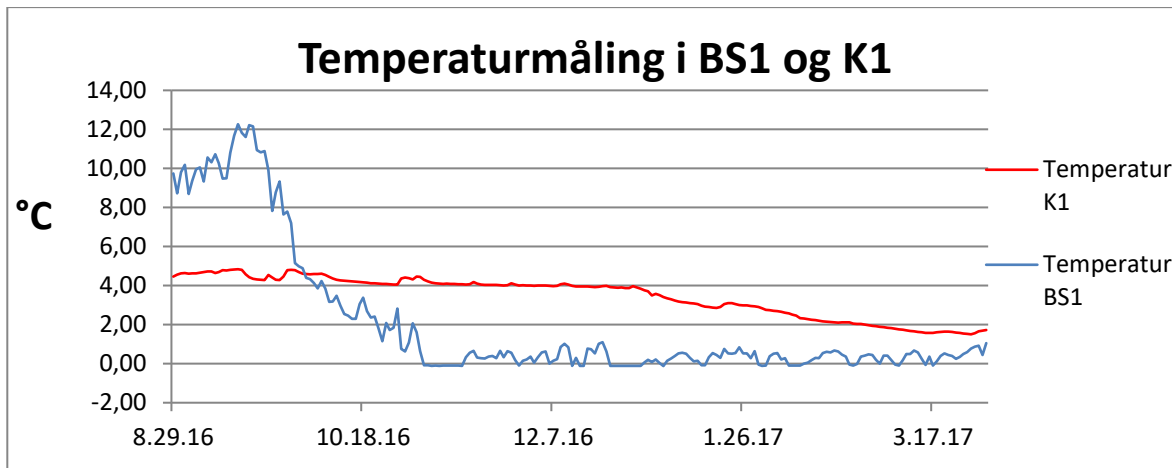


Figur 43 Skredavsetning fra område 2 sett fra SV.

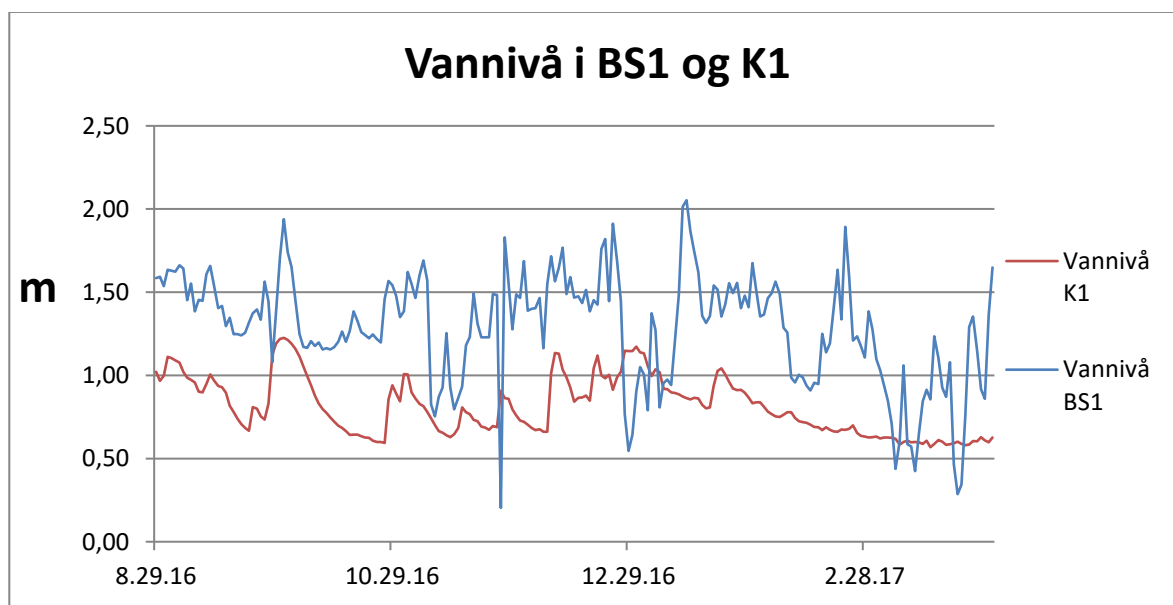
5.4 Hydrologi og Hydrogeologi

5.4.1 Trykk og temperatur

Hydrologiske målinger ble utført i perioden 29.08.16 til 31.03.17. Temperaturmålinger utført i K1 (Figur 44) viser en jevnere temperatur enn BS1. Vannivåmålinger viser en ca. lik variasjon i BS1 og K1 (Figur 45) frem til 31.10.16. Etter dette ble dammen BS1 islagt, og målingene er høyst usikre. Ved felttur 09.03.17 var det isdekke i flere lag ved dammen i Døsagrovi (BS1) hvor «diveren» var satt ut.



Figur 44 Temperaturmålinger i BS1 og K1 i °C i måleperioden 29.08.16 til 31.03.17.



Figur 45 Vannivå i Døsagrovi ved BS1 og K1 fra 29.08.16 til 31.10.16. Fra 31.10.16 ble BS1 ispåvirket. Dette gir feilutslag på dybdemålinger.

5.4.2 Ledningsevne målinger

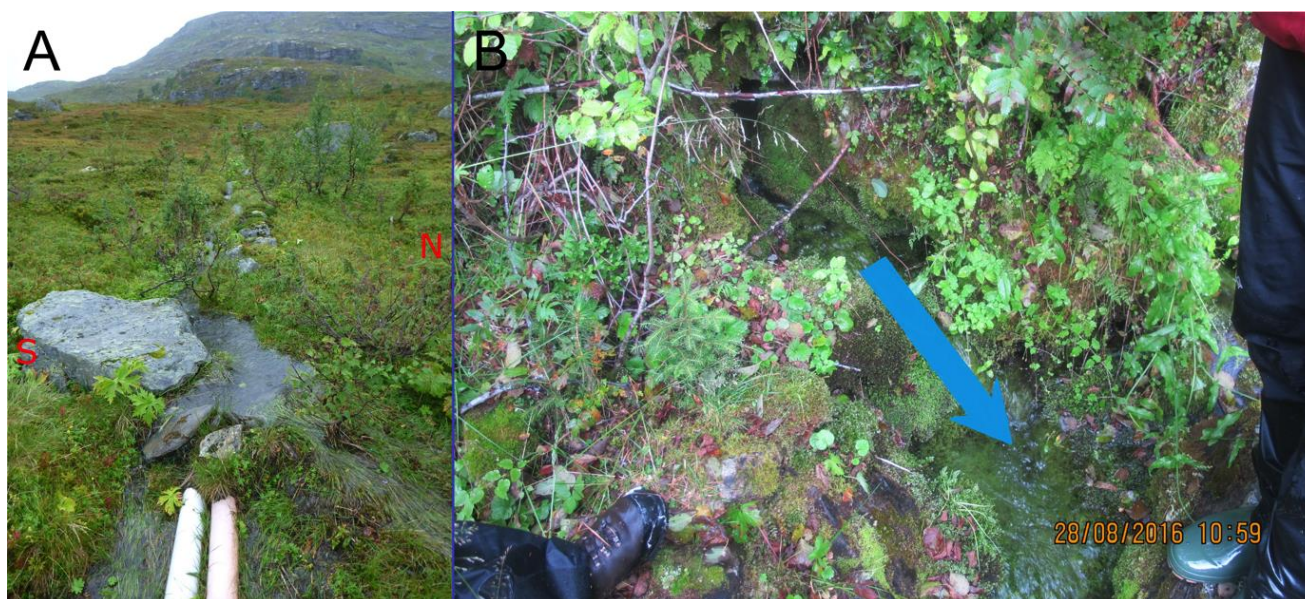
Det ble målt elektrisk ledningsevne ved BS1, BS2, K1 og K2 (Figur 37). Målingen er satt inn i Tabell 4. Det er ikke målt høye verdier for området, og K1 har ved flere målinger den samme elektriske ledningsevnen som BS1. BS2 har ifølge våre målinger høyere ledningsevne enn BS1 og K1. K2 har høyest ledningsevne.

Tabell 4 Oversikt over ledningsevne målinger (i $\mu\text{S/cm}$) gjort i felt

Dato	BS1	K1	BS2	K2	Kommentar
10. Aug	0,07	0,19			
28. Aug	0,12	0,13			
29. Aug	0,09	0,12	0,2	0,37	Store mengder nedbør falt i løpet av natten til 29. aug.
13. Sep	0,14	0,14	0,2	0,29	Samme dag som første saltforsøk.

5.4.3 Spøringsforsøk

Det ble observert et vannløp som forsvant ned i et sprekkesystem (BS2) i øvre del av område (Figur 37, Figur 46A). Grovt målt vannføring på 2-3 l/s. K2 slår ut i en skredur, noe som gjorde det vanskelig å måle vannføring. Men vannføring i K2 (Figur 46B) var større enn i BS2. Spøringsforsøk endte resultatløst.

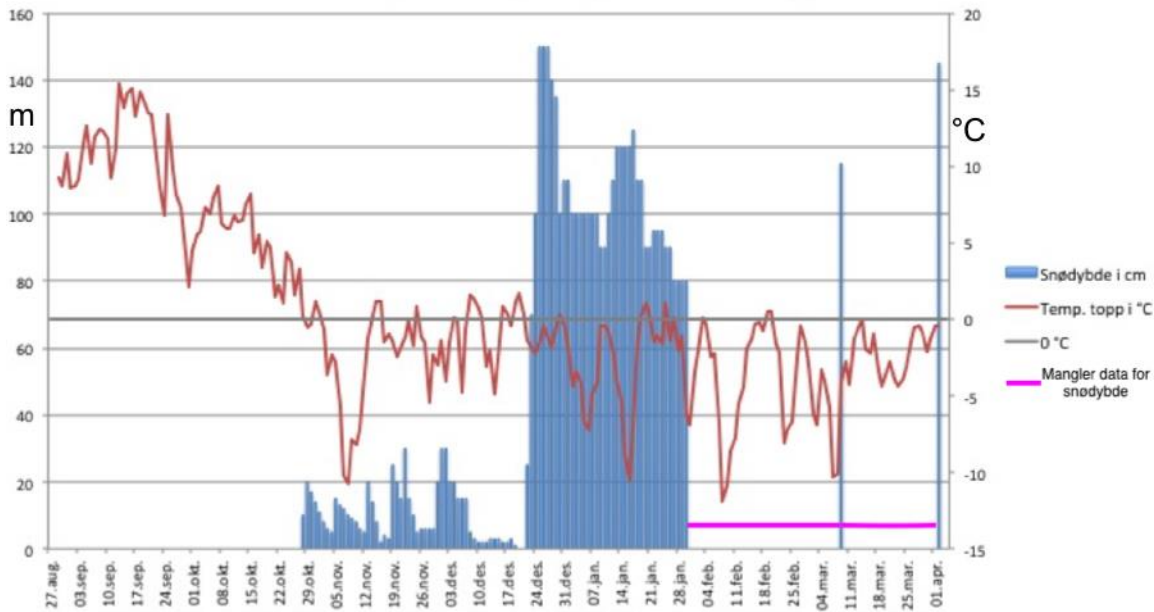


Figur 46 A viser området BS2 går ned i grunnen. B viser området kilden K2 går ut i dagen.

5.5 Kryologi

Første observasjon av IS1 var den 11.08.16. IS1 er 20 m dyp, ca. 2 m bred og med ca. 1,45 m snø i bunn. Isen var ikke fryst fast i sidene på sprekken. Samlet snø- og ismengde var ca. 7 m³. IS1 ble overvåket fra 27.08.17. Da var samlet snø- og ismengde estimert til ca. 5 m³. Frem til første snøfall smeltet snøen og isen gradvis, men ble aldri borte.

Temperatur og snødybde ved IS1 i topp.



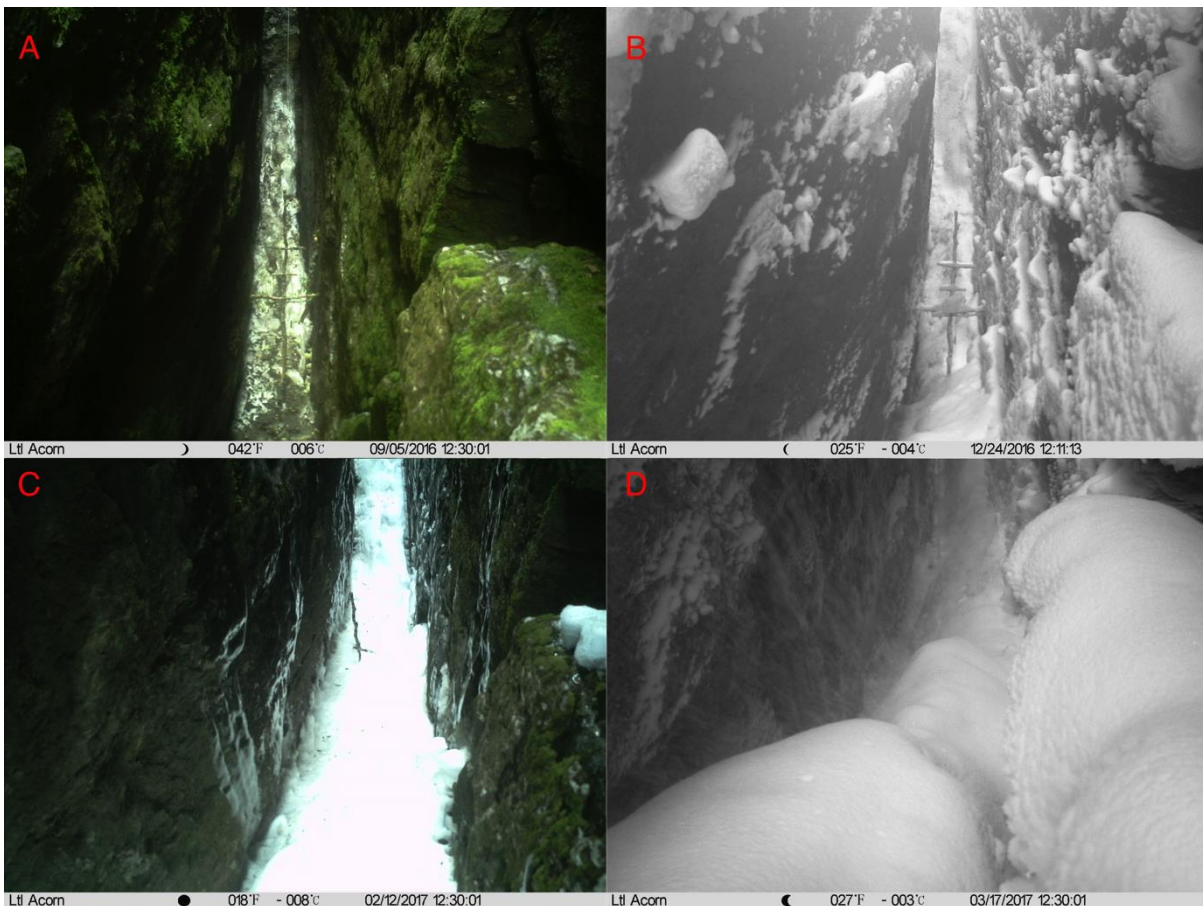
Figur 47 Rød linje viser temperatur ved IS1 i topp (målt med «diver»). De blå kolonnene viser snødybde (topp). Lilla horisontal linje indikerer periode uten nøyaktig snødybde data.

Snødybden og temperatur ved IS1 blir fremstilt i Figur 47. Første snøfall var 28.10.17. Etter dette har det vært periodevis smelting og tilførsel av nysnø. Ved 20.12.17 var det ingen snø før et stort snøfall i perioden 22.12.17 til 26.12.17 (Figur 48). Etter denne perioden synker snøen noe. Temperaturen ligger under 0 °C, så dette skyldes mest sannsynlig vind og nedsynkning. Kameraet sluttet å ta bilde 30.01.17 så etter dette har vi ikke snødybde data, frem til måling 09.03.17 og 02.04.17 som er tatt med søkestang i felt. Snøen var tørr og noe vindpåvirket den 09.03.17. Ved siste felttur var snøen våt og vi gikk i gjennom opp mot en halv meter.



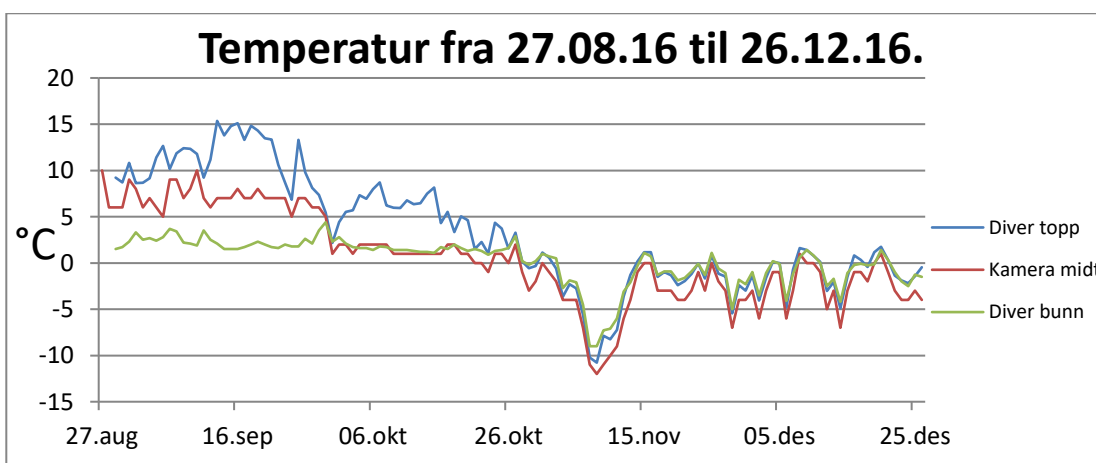
Figur 48 Bilder fra viltkamera rettet mot IS1 tatt den 04.09.16 og 25.12.16.

Man kan i bunnen av sprekken ikke se en tilsvarende periodevis smelting som ved topp. Maks snødybde i bunn er over 350 cm fra 17.03.17 og synker gradvis sammen frem til måleslutt. Akkumulasjonen skyldes nedfall av og vindtransportert snø fra toppen (Figur 49).

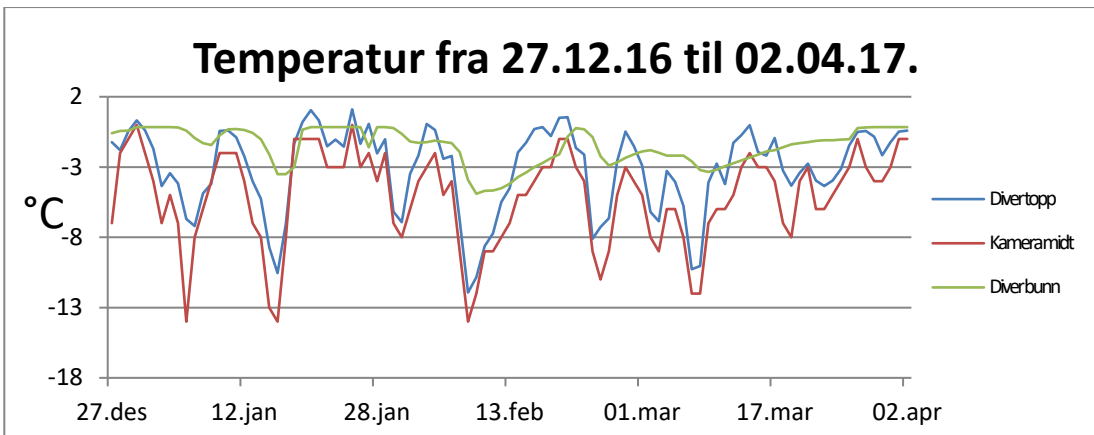


Figur 49 Bilder fra viltkamera i bunnen av IS1 tatt ved A: 05.09.16, B: 24.12.15, C: 12.02.17 og D: 17.03.17.

Frem til oktober er det kaldest nederst og varmere oppover (Figur 50). Fra oktober og til måleslutt måler viltkameraet i midten de kaldeste temperaturene. Fra slutten av oktober følger målingene fra viltkameraet de samme svingningene som «diver» i toppen. Temperaturmålingen fra «diver» i topp og bunn viser de samme svingningene, generelt høyere temperaturer i bunnen frem til «diver» i bunnen blir nedsnødd 26.12.16. «Diveren» i bunnen måler da snøtemperaturen frem til måleslutt (Figur 51).



Figur 50 Temperaturmålinger ved IS1 fra 27.08.16 til 26.12.16. Blå linjer viser temperaturmålinger tatt med «diver» i toppen. Røde linjer viser temperaturmålinger tatt med kamera i midten. Grønn linje viser temperaturmålinger fra «diver» i bunnen før den ble dekket med snø (27.12.16).



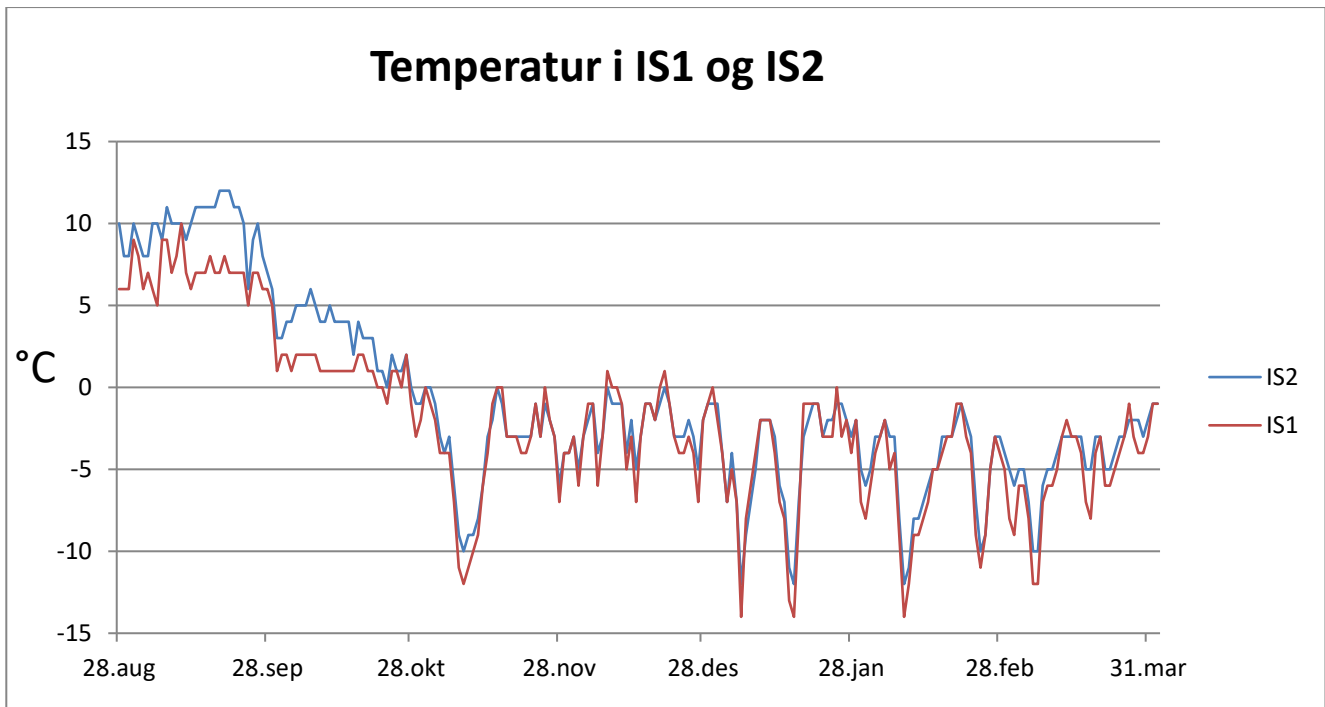
Figur 51 Fortsettelse til Figur 50. Temperaturmåling ved IS1 27.12.16 til 02.04.17. Blå linjer viser temperaturmålinger tatt med «diver» i toppen. Røde linjer viser temperaturmålinger tatt med kamera i midten. Grønn linje viser temperaturmålinger fra «diver» i bunnen etter den har blitt dekket av snø.

Første observasjon av snø og is ved IS2 var 11.08.16. Rommet der grotten går opp i dagen er på ca. 7 m². Grotten består av flere rom med varierende størrelse. Tykkelsen på isen varierte mellom noen få cm til 65 cm. IS2 ble instrumentert 27.08.16, da var det ca. 3 m³ med synlig snø og is. Ved felttur 26.10.16 var det ca. 0.5 m³ med synlig is. Bilder viser ikke snø eller is fra 01.10.16 frem til første snøfall 28.10.16, så vi kan ikke si noe om snøen og isen har vært helt borte før første snøfall.

Vi har ikke nøyaktig informasjon om snødybde for bunnen av IS2. Hovedakkumulasjonen til IS2 er nedrast snø og is. Snødybden rundt IS2 er større enn i snødybden nede i IS2 den 01.03.17 (Figur 52). Figur 53 sammenligner temperaturer for IS1 og IS2, den viser svært lik temperatur for begge lokalitetene.



Figur 52 IS2 den 11.08.16 og 01.03.17. Det har samlet seg masse snø rundt inngangen til IS2. Rød linje markerer samme utstikkende blokk og pil til venstre viser observert snødybde den 11.08.16.



Figur 53 Sammenligning av temperatur mellom IS1 og IS2 målt med kamera i sprekkene.

6 Diskusjon

6.1 Faktorer som påvirker ustabiliteten ved Skjeringahaugane

6.1.1 Berggrunn

Ifølge Böhme et al. (2011) er bergartstype en av de viktigste faktorene for dannelse av ustabile fjellparti i Sogn og Fjordane og de fleste ustabile fjellpartiene ligger i relativt svake bergarter som fyllitt og forvitret mafisk gneis (Böhme et al., 2011). På Skjeringahaugane er bergarten fyllitt med karakteristisk foliasjon (Figur 28). Fyllitt er en finkornet bergart med et høyt glimmerinnhold, hvor de plateformete mineralene ligger parallelt til foliasjonen (Wyllie & Mah., 2004). Foliasjon er en av de viktigste ujevnheter som fører til dannelse av ustabile fjellparti i Vest-Norge (Braathen et al., 2004; Ganerød et al., 2008; Saintot et al., 2011). 30 av de 72 ustabile partiene studert av Böhme et al. (2011) i Norge viser et glideplan parallelt med foliasjonen.

På Skjeringahaugane er foliasjonen målt til å ha et fall på ca. 23° med en gjennomsnittlig fallretning på 111° (Figur 30). Sammenlignet med friksjonsvinkel gitt av Wyllie & Mah. (2004), er det sannsynlig at det kan dannes glideplan langs svakheter i foliasjonen. Sprekkesett 3M har lignende fallretning med 5° slakere fall enn foliasjonen. 3M består av få målinger, men er observert til å kunne dannes langs svakheter i foliasjonen.

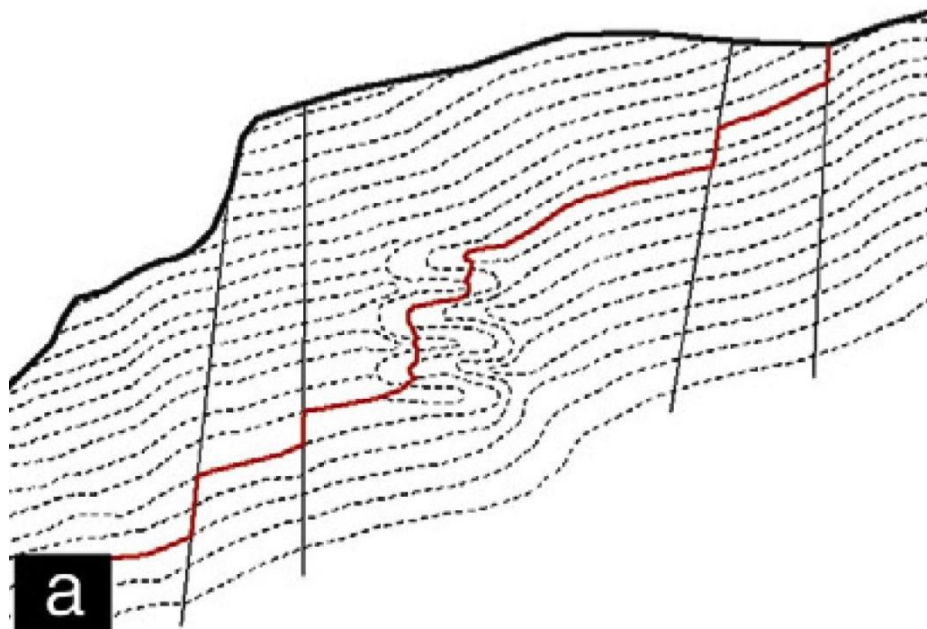
Det ble gjort kinematisk analyse for kileutglidning, planærutglidning og utvelting. Analyse for utvelting viser at ca. 3% av polene var å finne innenfor kritisk vinkel, alle polene var av sprekkesett 1M med bratt fall mot NV. For kile- og planærutglidning varierer resultatene som følge av de to ulike friksjonsvinkelen som er tatt i bruk. Analyse for kileutglidningen viser at mellom ca. 11% og ca. 32% av kryssningspunktene faller innenfor ustabile orienteringer. Det er dermed sannsynlig at denne mekanismen er tilstede på Skjeringahaugane. Kryssningspunktene består av poler fra

foliasjon- og sprekkemålinger. Resultatet for planærutglidning viser at mellom ca. 12% og 26% av polene faller innenfor kritisk orientering. Polene består hovedsakelig av foliasjonsmålinger. Planærutglidning langs foliasjonen er mulig.

Kinematisk analyse tar ikke hensyn til de store variasjonene av orienteringer som er å finne i et stort ustabil fjellparti. Skjeringahaugane har på overflaten mange mekanismer som godt kan beskrives med kinematiske analyse, men det som skjer i dypet kan ikke alltid like godt beskrives. Det er f.eks. usannsynlig at det ustabile fjellpartiet er en stor kile. Det ble i felt ikke observert tegn til kileutglidning, men analysen viser denne formen for deformasjon som ganske sannsynlig. Dette skyldes at målingene er tatt i et større område og samlet i en enkelt analyse.

Det interessante med analysen for Skjeringahaugane er at planutglidning har ustabile orienteringer med både høy og lav friksjonsvinkel. Dette gjør svakheter som foliasjon til en kandidat for mulige glideplan. Hvis man sammenligner resultatene fra denne formen for analyse med observasjoner i felt og fjernanalyse vil man bedre forstå hvilke mekanismer som kan fungere i og på hele partiet.

I tillegg til foliasjon kan også folding påvirke stabiliteten av en fjellside. Det skyldes intern svekking i form av utflating og strekking av mineral (spesielt langs foldesjenklene), og foldegeometrien som er med på å «guide» utviklingen av bruddflater (Saintot et al., 2011). I Flåm er det funnet at foldestrukturer kan bidra til trinnvis glideplanutvikling. Glideplanet er delt opp av sprekkesett, foldestrukturer og brudd i intakt fjell (Böhme et al., 2012) (Figur 54). Saintot et al. (2011) viser flere eksempler i Storfjord-området hvor folder med cm til km amplituder påvirker utviklingen av gravitasjonsstrukturer. Det er i alt 7 av 14 lokaliteter i Storfjord-området hvor glideplan utvikler seg etter geometriske avgrensninger som følge av allerede eksisterende folder (Saintot et al., 2011).



Figur 54 Bruddflate langs foliasjon (rød linje). Figur hentet fra Böhme et al., 2012

Fyllitten på Skjeringahaugane har små folder (muligens parasittfolder) (Figur 28) som kan bety at bergarten også er foldet på en større skala (Fossen & Gabrielsen, 2013). Figur 33 viser retning på regionale foldakser i litologier rundt (Fortun-Vangsdekket og Jotunhemskomplekset) (Lutro, 1986) og foldekaser vi selv har konstruert. De konstruerte foldeaksenes orientering ligner de regionale foldeaksene (Figur 33). Både de regionale foldeaksene og foldeaksene vi har konstruert faller mot

fjorden. Glideplan kan dannes langs akseplan, men orienteringen er usikker. Ustabiliteten på Skjeringahaugane kan ha oppstått på grunn av en ideal orientert gjennomgående svakhet langs foliasjonen og foldestrukturer.

6.1.2 Vann

Under tidligere arbeid gjennomført av NGU ([Hermanns et al., 2011](#)) ble det observert to kilder N og NØ for Luster Sjukeheim (Figur 37, Figur 55, Figur 56). Disse kildene ble i rapporten sett på som tegn til dyptsittende glideplan for ustabiliteten. I vårt feltarbeid ble to kilder periodisk undersøkt, de ligger på samme høyde over havet, hvor den ene av dem ble dokumentert av NGU (K1). I tillegg er det ved fjernanalyse kartlagt to mulige kilder som slår ut SØ for K2 (Figur 57). Ved K1 kan man se vannet komme ut av sprekker, mens man ved K2 ser vannet komme ut i dagen i en skredavsetning (Figur 46B). Hvilken høyde K2 ev. kommer ut av fjellet er dermed usikkert. At kildene ligger på rundt samme høyde kan tyde på en gjennomgående svakhet i fjellet. De ligger ca. 1 km fra hverandre (Figur 37). Ledningsevne målingene fra felt ga lave verdier for både K1 og K2. Døslagrovi renner gjennom hele området og det kan tenkes at vann fra elven drenerer ned i grunnen.

Det er tidligere blitt gjort måling i K1 ([Henriksen, 2009](#)). Disse målingene viste jevnt over elektrisk ledningsevnen mellom 1-1,5 ganger høyere i K1 enn i BS1 (Døslagrovi). Målingene viste også lik variasjon i vannnivå mellom K1 og BS1 og jevn temperatur i K1 mens temperaturen varierte i BS1. Konklusjonen fra rapporten var at K1 bestod av vann fra Døslagrovi med innsig av grunnvann. Ledningsevne målingene våre viser liten forskjell mellom K1 og Døslagrovi (Tabell 4), men er begrenset til tre målinger oppe og nede, og er statistisk sett svake. Det ble målt lavere ledningsevne i K1 enn i K2. Denne ulikheten viser at vannet som kommer ut i K2 har lengre oppholdstid og/eller mindre grad av innblanding av overflatevann. Det ble registrert et lite vannløp som forsvant ned i grunnen på punkt BS2 (Figur 46). BS2 har høyere ledningsevne enn Døslagrovi. Dette kan også være en del av forklaringen på hvorfor K2 har høyere ledningsevne enn K1. Trykk- og temperaturmålinger for BS1 og K1 viser at K1 følger en lik trend i vannstand som BS1 på sommeren og utover høsten, men nivå målinger i BS1 blir påvirket av is fra 31.10.16. Det er derfor stor usikkerhet rundt målingene for BS1 etter den ble islagt. Temperaturmålingene i K1 er mer stabile over tid, og følger ikke variasjonene i BS1. Det tyder på at vannet i K1 går i eller delvis i grunnen. Myrene observert (Figur 37) hadde ingen tydelige utløp, det tyder på oppsamling av vann i tynt morenedekke. Studie av [Domaas et al. \(2002\)](#) sier at dreneringen av vann ned i sprekker i Flåmsdalen og langs Aurlandsfjorden er sterkt styrt av mektigheten på det overliggende morenematerialet. På Skjeringahaugane viser kart av [Vorren. \(1970\)](#) og NGU at området er preget av tynt morenedekke. Det er antageligvis ikke lang dreneringstid gjennom disse morenemassen og dermed lett for overflatevann å drenere ned i sprekkesystemer i grunnen.

6.1.3 Is

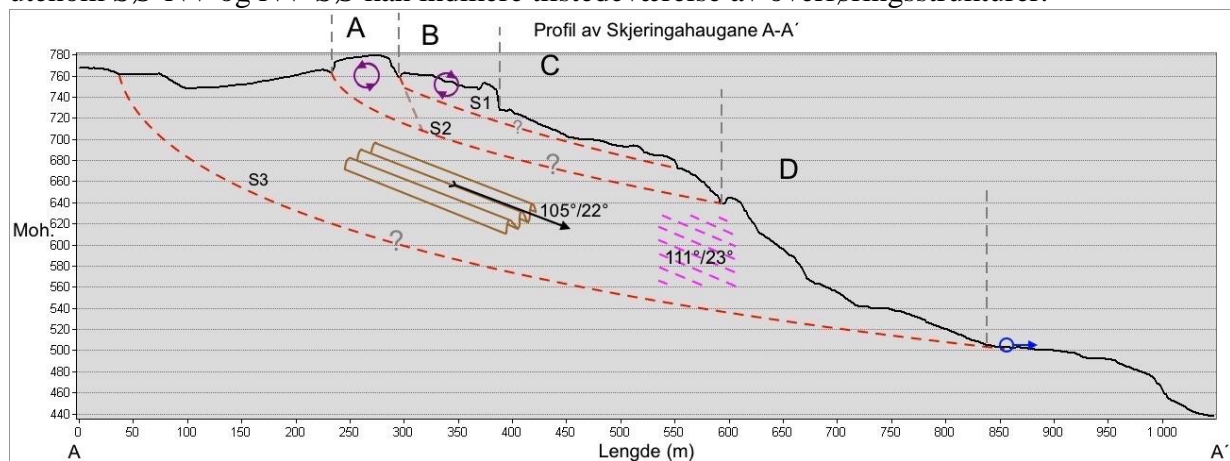
Observasjonene i felt viste mangel på binding mellom is og fjell, så vi kan anta at isen ikke fungerer stabiliserende. Oppsamling av snø og is i sprekker kan føre til at et ev. glideplan blir "smurt" med smeltevann. Ved analyse av bilder fra IS1 og IS2 går det frem at snømengden i bunn hovedsakelig er fra nedrasing. Det var skavldannelse ved IS1, som i smelteperioden falt ned. Ved det ustabile fjellpartiet Jettan på Nordnes vest for Tromsø er det blitt gjort studie av permafrostens påvirkning på ustabiliteten ([Blikra & Christiansen, 2014](#)). Resultat herfra viser en betydelig variasjon i bevegelse etter sesong. Av [Saintot et al. \(2011\)](#) går det frem at nedre grense for permafrostområder i Vest-Norge er 1500 moh. Temperaturmålingene fra sprekke ved IS1 og IS2 (Figur 53) viser ikke kulde som gir grunnlag for å tenke seg et permafrost-scenario på Skjeringahaugane. Resultatene fra temperaturmålinger av IS1 viser at temperaturen nede i sprekken er kaldere enn ved toppen på høsten, men at det jevner seg ut etterhvert som temperaturen generelt faller (Figur 50,

Figur 51). Snøen vi observerte er trolig ikke annet enn snø som har ligget igjen i sprekkene over sommeren. Oversomringen skyldes trolig at snøen er skjermet for sol og vind.

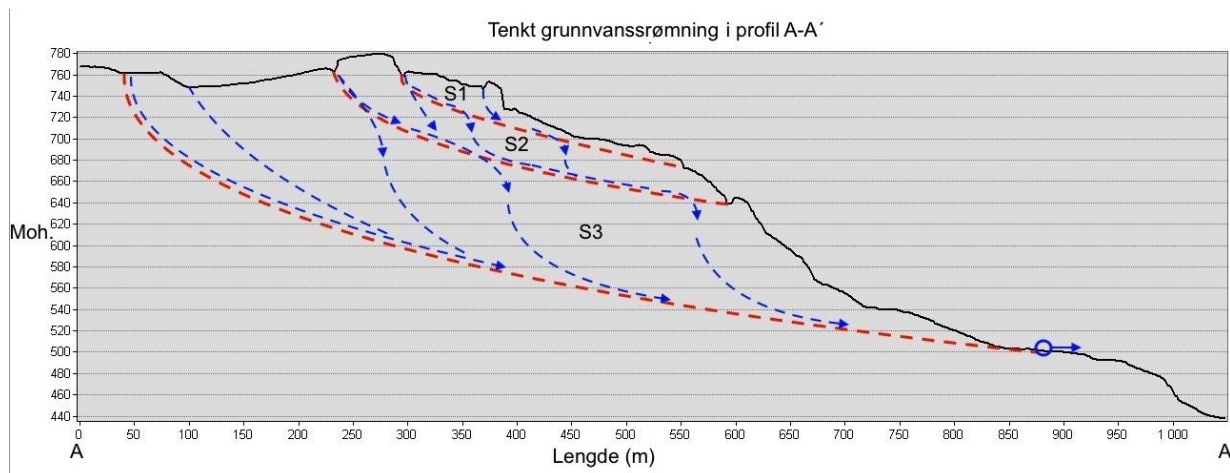
6.2 Geometrien av ustabiliteten

For å kunne lokalisere og beskrive et ustabil fjellparti er det tre hovedstrukturer som må lokaliseres: baksprekk, laterale avgrensninger og glideplan (Böhme et al., 2011). Disse hovedstrukturene fungerer som avgrensning for den ustabile delen av fjellsiden og danne grunnlaget for beregning av størrelse og utløsplengde. Strukturene baksprekk og laterale avgrensninger er som regel synlige i topografien og kan skille seg ut. Glideplan er derimot vanskeligere å se da det går i grunnen. Av Agliardi et al. (2001) går det frem at ustabile fjellparti ikke trenger et godt definert eller komplett glideplan før det går ut i skred. På Skjeringahaugane har vi strukturer som ifølge Agliardi et al. (2001) kan tyde på bevegelse langs dyptsittende glideplan (Figur 8). Vi har observert grabenstruktur, skrenter, «counterscraps» og spalter. Skjeringahaugane har strukturer som kan fungere som bakre og laterale avgrensninger.

Det er to dominerende sprekkesett på Skjeringahaugane med orienteringer; NØ-SV (1M) og SØ-NV (2M). Disse sprekkesettene har relativt vertikalt fall og danner tydelig spalter. Det ble også observert et sprekkesett med 18° fall mot SØ (3M). Nedsynkningsstrukturene vi observerte var vegeterte og i områder som består av morene ifølge løsmassekart (Figur 2, Figur 3). Flere av rennene gikk over i spalter, som kan tyde på det har vært bevegelse etter at morenematerialet ble avsatt. Orientering av renner observert i felt samsvarer til dels ikke med orientering av renner kartlagt med fjernanalyse (Figur 38, Figur 19B). Ulikheten i orientering kan skyldes metoden for innsamling av data. Ved fjernanalyse er det kartlagt et større område enn i felt. I tillegg er mindre strukturer lettere synlig i felt og større strukturer mer markante ved fjernanalyse. Orienteringen til rennene følger trendene NV-SØ (feltnålinger) og NNØ-SSV (fjernanalyse). Skrentene på Skjeringahaugane er brattere enn fallet til sprekkesett 3M og foliasjonen. Det er mulig de utgjør overganger mellom ulike glideplan (Figur 55, Figur 56). Orienteringen mellom renner, skrenter og spalter samsvarer godt, og er gunstige for bakre og laterale avgrensninger. Variasjonen i målingene av spalter, renner og skrenter utenom SØ-NV og NV-SØ kan indikere tilstedeværelse av overføringsstrukturer.



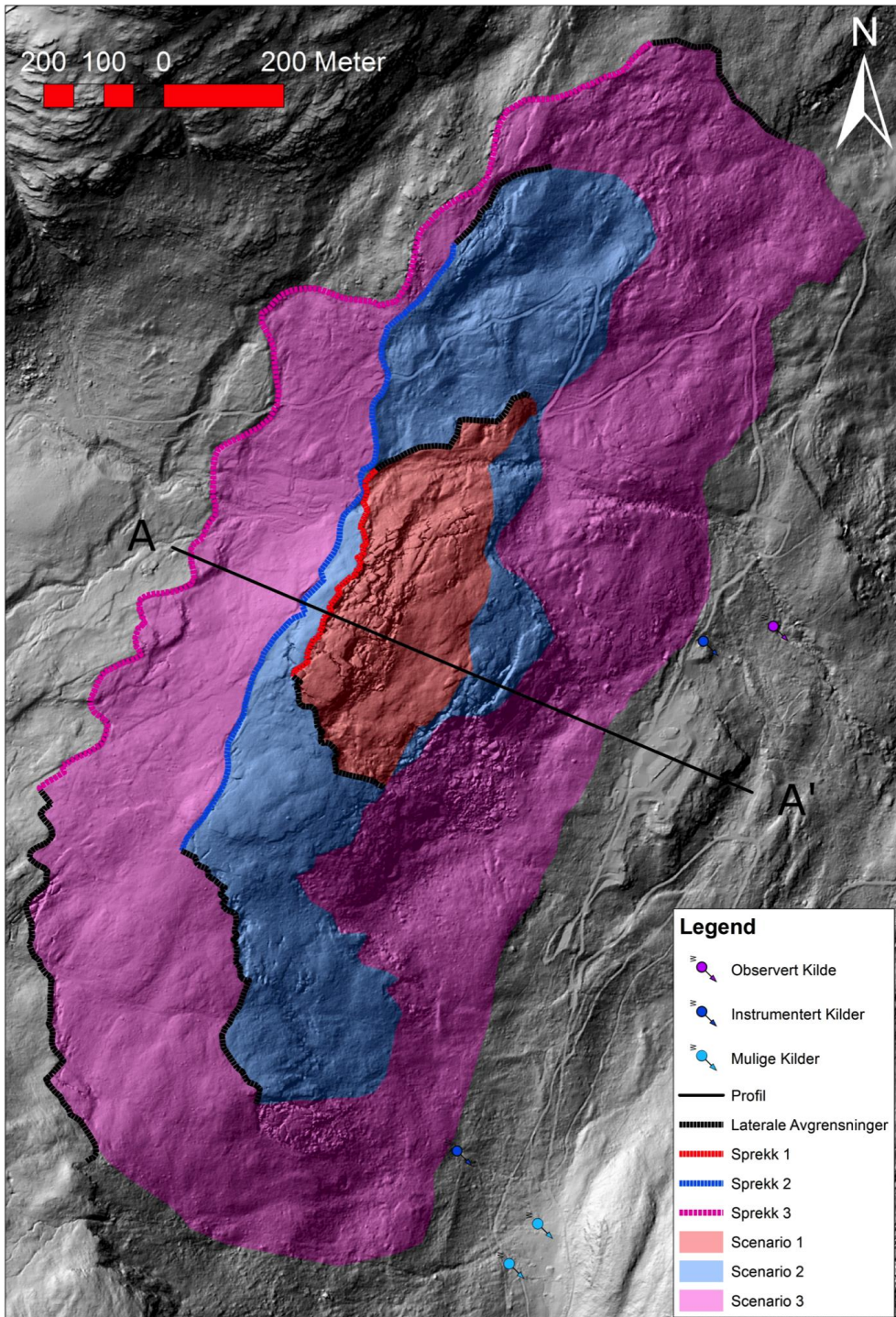
Figur 55 Profil av Skjeringahaugane. Profilet er delt opp i område A, B, C og D etter deformasjon. Roterende piler indikerer antatt rotasjon av blokker. Område A med «listric fault geometry» og B med «domino style geometry». Kilde i blått kommer ut i dagen på 500 moh. (men ikke hvor profilet går). S1, S2, S3 med tilhørende spørsmålstegn indikerer tenkt glideplan. Brun struktur er skisse av tenkt foldegeometri for Skjeringahaugane med tilhørende fallretning/fall. Rosa stiplet linjer indikerer foliasjonsmåling med fallretning/fall.



Figur 56 Skisse over tenkt grunnvannstrømning gjennom de ulike scenarioene på Skjeringahaugane.

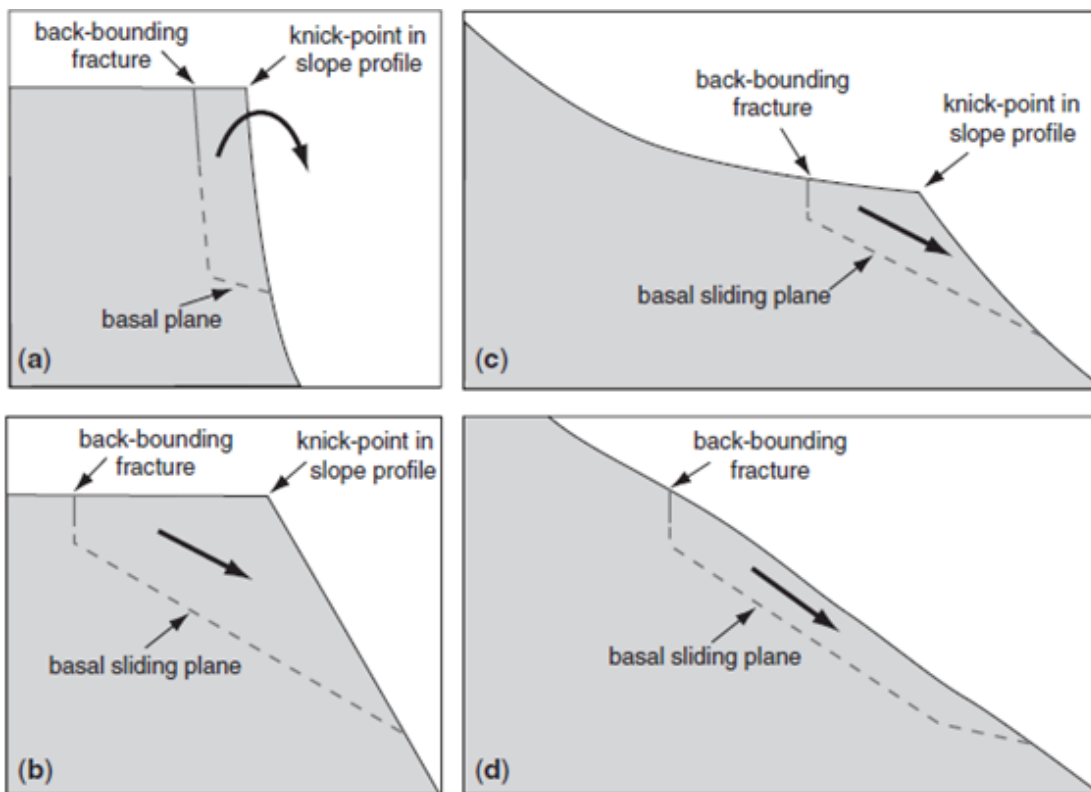
Det er blitt observert flere store skredavsetninger (Figur 17) og under befaring fant vi ingen tegn til nylig bevegelse eller ferske skredhendelser. Flere av avsetningene lå i fremkant av bratte skrenter, som indikerer at utvelting kan ha skjedd (Figur 42, Figur 43). I skogen ovenfor Luster Sjukeheim ble det observert flere større vegeterte blokker. Lignende observasjoner ble gjort av [Henderson et al. \(2008\)](#) som viser til bilde av flere store blokker i bunnen av skråningen under Skjeringahaugane.

En av konklusjonene til [Scheiber et al. \(2015\)](#) er at man skal være kritisk til tolkning gjort ved fjernanalyse av en eller få personer. Bakgrunnen er at ulike tolkningen kan ligge til grunn. Arbeid og rapporter fra forskjellige forfattere og forskere bør inneholde en bestemt tolkning av de ulike strukturer man observerer. Ved Skjeringahaugane er det tidligere ikke utført tilsvarende fjernanalyse som denne oppgaven fremstiller. Det må derfor ligge til grunn en usikkerhet til vår tolkning av de observerte strukturer selv om strukturene vi har kartlagt med fjernanalyse er sammenlignet med strukturer observert i felt. Fjernanalyse har blitt brukt til å kartlegge et større område enn det som ble kartlagt i felt. Ut i fra fjernanalysen ble området vi så på som potensielt ustabil, utvidet (Figur 57).



Figur 57 Kart over sprekker som avgrensner potensielle utglidningsområder. Profil A – A' Figur 55 og Figur 56.

Studie av Böhme et al. (2011) presenterer en oversikt over typisk geomorfologi for ustabile fjellparti som er vanlige i fylket Sogn og Fjordane. Rapporten viser at alle de ustabile fjellpartiene som ble kartlagt i Sogn og Fjordane faller inn under kategoriene a-c. (Figur 58).



Figur 58 Generell tegning av ustabile fjellsider i Norge basert på geomorfologi før skred. Ustabile parti i Sogn og Fjordane er lokalisert ved ustabile kanter på platå lignende overflater (a og b), i tillegg til knekkpunkt i helninger (c). De er ikke å finne ved bratte skråninger med konstant helning. De forventede bevegelsene er fall for a og utglidning for b og c. (Böhme et al., 2011).

Det ble av [Henderson et al. \(2008\)](#) beskrevet flere ustabile fjellparti langs vestsiden av Lustrafjorden, blant annet Skjeringahaugane. Dalsiden inneholder i alt seks potensielt ustabile områder som inngår i Hjellane. Fem ligger i overgangen mellom Fortun-Vangsdekket (fyllitt) og Jotunheimskomplekset (gneis). Disse kan ha glideplan langs kontakten mellom skyvedekkene. Skjeringahaugane ligger under denne kontaktflaten og i Fortun-Vangsdekket. Ved Skjeringahaugane viser berggrunnskart et profil med opptil flere hundre meter tykt fyllittlag (Figur 5II). Dette tyder på at vi ikke har et underliggende berggrunnslag som kan fungere som et glideplan. Området under Luster Sjukeheim er ifølge NGU sitt kart over ustabile fjellparti avmerket som et eget ustabil parti. Det har skrenter i bakkant, berggrunnen er gneis fra Jotunheimskomplekset, og fra tidligere arbeid går det frem at ustabiliteten kan bevege seg langs kontaktsonen mellom Fortun-Vangsdekket og Jotunheimskomplekset.

Profilet av fjellsiden ved Skjeringahaugane (Figur 55, Figur 56) viser at det har et knekkpunkt («knick point») i fjellsiden (Figur 58). Av de ustabile fjellpartiene observert av [Böhme et al. \(2011\)](#) i Sogn og Fjordane har 79% (22 av 28) utviklet seg langs knekkpunkt (Figur 58). Det argumenteres for at disse ustabilitetene er en del av en generell denudasjonsprosess for å gjøre det fremstikkende partiet lik resten av skråningen ([Böhme et al., 2011](#)). Skjeringahaugane har en nedsenkning (grabenstruktur) før knekkpunktet (Figur 55, Figur 56). Der knekkpunktstrukturen stikker mest frem er deformasjon synligst. Det er fire markerte blokker i dette området (Figur 25, Figur 55 (Område A og B)). Området er preget av flere deformasjonsprosesser. Utvelting av mindre blokker og spalter fra ekstensjon tyder på en glideprosess langs plan. Skjeringahaugane minner da om et komplekst område etter klassifiseringen av fjellskred fra [Braathen et al. \(2004\)](#) (Figur 7). Det har en ujevn og kaotisk morfologi med flere blokker med «listric fault geometry & domino style geometry» samt en grabenstruktur i bakkant (Figur 7C).

Basert på resultat i felt og ved fjernanalyse er det funnet avgrensning av tre ulike bakenforliggende strukturer og tre laterale avgrensninger som danner tre ulike scenarier (Figur 57). Det ble ikke påvist glideplan i felt. Et ev. glideplan på Skjeringahaugane er trolig dannet langs svakheter i fylltitten. Sprekkesett 3M er muligens dannet langs disse svakhetene.

I scenario 1 (Figur 57) kan det se ut som sprekkesett 1M dør ut langs strøket i nord og har tegn til lateral avgrensning i sør med ekstensjonssprekker i øvre del. Scenario 1 utgjør område B og deler av C (Figur 55). Område B er preget av sprekker som går over i skredmasser og blokker, disse viser tegn til «domino style geometry» hvor øvre del av blokker har rotert mot fjorden. Område C er ikke preget av oppknusing og har få synlige deformasjonsstrukturer. Stiplet linje under S1 indikerer et tenkt glideplan. Deformasjonen i scenario 1 kan bety kort oppholdstid for vann som drenerer gjennom dette sprekkesystemet (Figur 56). Scenario 1 går ut i dagen i område C (Figur 55). Observasjonene og strukturene i scenario 1 minner om en overflatenær deformasjon som en del av utviklingen til et komplekst område. Området er tidligere beskrevet av [Henderson et al. \(2008\)](#) og [Hermans et al. \(2011\)](#), og observasjonene våre fra området stemmer overens med det som blir beskrevet der. Volumet til scenario 1 er beregnet til å være ca. 2,5 mill m³.

Scenario 2 omslutter scenario 1. Området rett sør for scenario 1 er ikke preget av oppknusing, og det minner mer om et større massiv som kan være i bevegelse. Avgrensningene er bygd opp av spalter, renner, skrenter og overføringsstrukturer. Man kan se en antydning til at de laterale avgrensningene dør ut langs strøket til skrentene. I område A (Figur 55) er bakre blokk lite preget av oppknusing og viser tegn til «listric fault geometry» (rotert fra fjorden). Nordlig avgrensning baserer seg på fjernanalyse. Mangelen på geomorfologiske strukturer utenom de som danner avgrensningen av partiet tyder på en mer dyptgående deformasjon enn i scenario 1 (Figur 55). Grunnvann kan tenkes å drenere ned langs sprekkesystem i scenario 1, og komme fra omliggende sprekkesystem (Figur 56). Det er ikke blitt observert noe kilde som kommer ut der vi har definert glideplan. Glideplanet er definert ut i fra helning på foliasjon. Volumet på scenario 2 er beregnet til ca. 18 mill m³.

Scenario 3 er markert langs bakre avgrensning for innsynkningen mellom scenario 2 og 3. For at dette området skal ha sunket inn må det mest sannsynlig eksistere dyptsittende glideplan (Figur 55). Fjernanalyse viser strukturer som kan danne potensiell baksprekk og lateral avgrensning for scenariet (Figur 18) (Vedlegg 1). Ett glideplan som blir trukket langs foliasjonen fra denne baksprekken treffer kilder på 500 moh. Dette styrker sannsynligheten for dannelsen av et glideplan i forbindelse med innsynkningen. Innsynkningen kan også være grunnen til «listric fault geometry» rotasjon på blokk i område A (Figur 55). Elektrisk ledningsevne målinger i K1 og K2 indikerer kort oppholdstid for vannet i grunnen, ev. innblanding av overflatevann. Varierende vannivå og stabil temperatur målt i K1 er motstridende resultat som indikerer at kilden har innblanding av overflatevann men at det mest sannsynlig tilbringer en kort tid i grunnen før det går ut i kilden. K1 ble av [Hermans et al. \(2011\)](#) sett på som dyptsittende glideplan. Det er ikke blitt gjort noen bevegelsesmålinger i scenario 3, eller feltarbeid langs den bakre strukturen. Figur 56 viser tenkt grunnvannsløp til et ev. glideplan. Det vil trolig gå langs med sprekkesystem ned i grunnen. Volumet på scenario 3 er beregnet til ca. 170 mill m³.

6.3 Utvikling av ustabiliteten

Dateringsmålinger fra [Hermans et al. \(2011\)](#); [Hermans et al. \(2012\)](#) viser at sprekkene i øvre del av Skjeringahaugane ble aktivert etter siste istid (begynnelsen av Holocen). Sprekk 1 (P1) (Figur 57) ble aktivert for ca. 9 000 år siden og P2 og P3 (Figur 12) ble aktivert for ca. 8 000 og ca. 5 000 år siden (Tabell 2).

Den plutselige avlastningen etter siste istid og tektonisk aktivitet (inkludert «isostatic rebound» og større jordskjelv) kan ha generert store gravitasjonsdrevne strukturer i Vest-Norge (Böhme et al., 2012). Avlastningen kan ha dannet sprekker parallelt med topografien og reaktivert tidligere sprekker (Agliardi et al., 2001). Saintot et al. (2011) utdypere videre ved å si at store mengder smeltevann rant ned i svakheter i skråninger, som førte til dannelsen av mange gravitasjonsdrevne prosesser (massebevegelser) i Norge. Kvartærgeologisk kartlegging av Vorren. (1970) viser deglasiale smeltevannskanaler fra Stordalen ned mot Skjeringahaugane. Ut i fra dette kan det tenkes at smeltevann har vært en bidragsyter i dannelsen og utvikling av gravitasjonsdrevne prosesser på Skjeringahaugane. Frostsprengning fra perioder der permafrosten nådde lenger ned har vært med på å danne ustabile fjellparti. Bare i yngre Dryas nådde permafrostgrensen helt ned til havnivå (Saintot et al., 2011). De fleste ustabile fjellparti i Norge regnes for å være dannet i disse to periodene (begynnelsen av Holocen og yngre Dryas), og er pr. i dag inaktive eller rolige (Saintot et al., 2011). Med alderen på oppsprekkingen er det trolig avlastning og/eller smeltevann som har dannet grunnlaget for ustabiliteten på Skjeringahaugane.

Dateringsmålingene tatt på 1M -sprekker som avgrensner blokk 1 og blokkene nedenfor (Figur 12, Figur 25) viser at sprekkedannelsen har startet i øvre del av området og utviklet seg nedover. De nedre sprekke har gjennomsnittlig beveget seg raskere (Hermanns et al., 2011; Hermanns et al., 2012). Observasjonene i felt av sprekkesett 1M og 2M viste at de er de dominerende sprekkesett. 1M har retning langs med fjorden (NØ-SV), og 2M går på tvers av fjorden (SØ-NV) (Figur 23). Disse orienteringene passer godt overens med orienteringene som er ønskelig for dannelsen av baksprekk og laterale avgrensninger.

Det er 3 hovedfaser av «creep» et fjellparti kan befinne seg i (Crosta & Agliardi, 2003); i den første fasen går fjellpartiet fra å være fast til å gå i bevegelse, den andre består av konstant «creep» - bevegelser, og i den tredje er det akselerasjon før fjellsiden går fra å være ustabil til å bli et fjellskred. Saktegående «creep» blir ofte forbundet med utviklingen av et dyptsittende glideplan, slik som observasjoner gjort ved Indre Nordnes (Hernes, 2014). Tidligere GPS-målinger (Hermanns et al., 2011; Hermanns et al., 2012) på Skjeringahaugane indikerer at fjellpartiet pr. i dag befinner seg i en fase av «creep». Dateringsmålingene samsvarer med GPS-målingene og indikerer at det har vært bevegelse mellom siste istid og i dag. Om bevegelsen er konstant, sesongvarierende eller på annen måte periodevis, vites ikke. Fjellsiden kan ut i fra dette sees på som aktiv og det er ønskelig å utarbeide en oversikt over mektigheten til hele partiet og om det kan rase ut i en eller flere skredhendelser.

Det er blitt målt bevegelse i scenario 1, scenariet er preget av deformasjon som danner blokker. Scenario 2 og 3 er ikke preget av samme form deformasjon og blokkutvikling. Henderson et al. (2008) antar at ustabiliteten på Skjeringahaugane er relativt grunn, og at deformasjonen danner tynne flak. Denne beskrivelsen forklarer litt hvordan vi ser for oss utvikling av skredhendelser i scenario 1. Selv om ustabiliteten er antydning til å være dyp både i scenario 2 og 3 er det ikke nødvendigvis slik at skred går i form av hele scenarier på en gang. I scenario 1 ser vi for oss skred som går i form av utglidning av blokker over flere hendelser. Om de raser ut hver for seg eller utrasning setter i gang en kjedereaksjon er vanskelig å vite. Det kan også tenkes at bevegelse i dypere glideplan som utgjør scenario 2 og 3 kan være med på å sette i gang mer overflatenære bevegelser, som igjen kan sette i gang en utvikling med avskalling av blokker. En annen mulighet er at deformering grunnet sakte bevegelse av partiet vil gjøre scenariet 1 så oppstykket at fjellskred ikke vil kunne forekomme.

Det er ikke gjort bevegelsesmålinger for scenario 2 og 3. Begge scenarioene har tenkt dyptgående glideplan og mindre tegn til overflatenær deformasjon. Scenario 1 bryter ut av scenario 2 der knekkpunktet er best definert i topografien. Scenario 2 går ut i bratte skrenter som er preget av

skredmasser, at det vil fortsette å skje mindre utveltinger og utglidninger i disse områdene er sannsynlig. Utglidning langs mulige dyptgående glideplan i scenario 2 og 3 er vanskelig å si noe konkret om, men ikke umulig, da bakre og laterale avgrensninger samt gunstig orientering til duktile strukturer er tilstede. Blokker ved riksveien og veien opp til Luster Sjukeheim kan stamme fra Skjeringahaugane, og i så fall viser dette at man potensielt kan ha en lang utløpslengde for skredhendelser. Om ev. skred går helt til fjorden vil dette kunne danne tsunami. Sekundæreffektene av hendelser kan derfor bli store, og ramme svært mange.

7 Konklusjon

Målet med denne oppgaven har vært å gjennomføre en strukturell og geomorfologisk kartlegging av den ustabile fjellsiden Skjeringahaugane. Strukturene og observasjonene i felt ble diskutert opp mot fjernanalyse, hydrologisk analyse og kryologi. Skjeringahaugane er et komplekst område påvirket av flere deformasjonsstrukturer. Vi har basert på resultatene delt inn i tre scenarier.

Felles for de tre scenariene er en bakre avgrensing som går langs med fjorden og laterale avgrensinger på tvers av fjorden. Avgrensingene består av spalter, renner og skreenter. Foliasjonen er gjennomgående i det undersøkte området og faller gjennomsnittlig med ca. 23° mot fjorden. Dette er innenfor den kritiske friksjonsvinkelen til fyllitt. Konstruerte foldeakser har tilnærmet lik orientering som foliasjonen og de regionale foldeaksene viser større variasjon. Sprekkesett 1M (retning langs fjorden) og 2M (retning på tvers av fjorden) er dominerende, subvertikale og de sammenfaller med orienteringen til renner og skreenter.

I scenario 1 (ca. 2.5 mill. m³) startet oppsprekningen for ca. 9 000 år siden. Scenario 1 har tegn til flere bevegelsesmekanismer. Blant annet ekstensjon og «domino style geometry». Spalter og skreenter i sør fungerer som lateral avgrensing og skiller scenario 1 fra 2. Synlig deformasjon, og spalter som dør ut langs strøket i nord, indikerer et grunt glideplan.

Scenario 2 (ca. 18 mill. m³) er en utvidelse av scenario 1. Her er tegn til «listric fault geometry». Lateral avgrensing i sør består av skreenter. Det er mer vegetasjon og mindre synlig deformasjon enn i scenario 1. Glideplan kan tenkes å gå langs øvre avgrensing av innsynkningen bakenfor.

Scenario 3 (ca. 170 mill. m³) markeres bak grabenstruktur. Den bakre avgrensningen består av spalter, skreenter og renner. Deformasjonen i scenario 1 kan være et resultat av dypere glideplan som går under glideplan til scenario 1 og 2. Dette kan være forklaringen på grabenstrukturen.

Kildene som slår ut i samme høyde er trolig tegn på dyptsittende glideplan. Elektrisk ledningsevne i K1 kan være påvirket av infiltrasjon gjennom scenario 1. I øvre sørlige del er det myr og en bekk som går ned i grunnen (BS2), infiltrasjon av overflatevann til ev. glideplan kan tenkes.

7.1 Forslag til videre arbeid

Målinger av helårlig bevegelse bør vurderes for alle tre scenario. Dette vil bekrefte/avkrefte sesongvarierende bevegelsesmønstre. Flere GPS-punkt bør settes ut, også for scenario 2 og 3. Foliasjons- og foldemålinger i scenarioene vil styrke datagrunnlaget og for å bedre forstå oppbyggingen av glideplan. For å se sammenhengen mellom overflatevann og kilder bør tilsvarende sporforsøk som ble utført i BS2 og K2 utføres, samt kontinuerlige målinger av trykk, temperatur og ledningsevne. Kildene vi ikke undersøkte bør undersøkes. Skredavsetningene basert på fjernanalyse kan undersøkes for å se etter glideplan og tegn til nylige hendelser.

8 Referanser

- Agliardi, F., Crosta, G. & Zanchi, A. (2001). Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology* 59, 83-102.
- Blikra, L.H., Anda, E. Høst, J. & Longva, O. (2006) Sansynlighet og risiko knyttet til fjellskred og flodbølger fra Åknes og Hegguraksla. *NGU Rapport 2006.039*. Norges geologiske undersøkelse, Trondheim, 20pp,
- Blikra, L.H. & Christiansen, H.H. (2014). A field-based model of permafrost-controlled rockslide deformation in northern Norway. *Geomorphology* 208, 34-49.
- Braathen, A., Blikra, L.H., Berg, S.S. & Karlsen, F. (2004). Rock-slope failures of Norway; type, geometry deformation mechanisms and stability. *Norwegian Journal of Geology* 84, 67-88.
- Böhme, M., Saintot, A., Henderson, I.H., Henriksen, H. & Hermanns, R.L. (2011). Rock slope instabilities in Sogn and Fjordane County, Norway: a detailed structural and geomorphological analysis. *Geological Society London Special Publications* 351, 97-111.
- Böhme, M., Hermanns, R.L., Oppikofer, T., Fischer, L., Bunkholt, H.S.S., Eiken, T., Pedrazzini, A., Derron, M., Jaboyedoff, M., Blikra, L.H. & Nilsen, B. (2012). Analyzing complex rock slope deformation at Stampa, western Norway, by integrating geomorphology, kinematics and numerical modeling. *Engineering Geology* 154, 116-130.
- Corfu, F., Andersen, T.B. & Gasser, D. (2014). The Scandinavian Caledonides: main features, conceptual advances and critical questions. *Geological Society London Special Publications* 390, 39-43.
- Crosta, G.B. & Agliardi, F. (2003). Failure forecast for large rock slides by surface displacement measurements. *Canadian Geotechnical Journal* 40, 176-191.
- Domaas, U., Rosenvold, B. S., Blikra, L. H., Johansen, H., Grimstad, E., Sørli, J. E., Gunleiksrud, O., Engen, A. & Læg Reid, O. 2002. *Studie av fjellskred og dalsidestabilitet i fjyllittområder*. Norges Geoteknologiske Institutt, Report 20001132-2
- Fossen, H. & Gabrielsen, R. H. (2013). *Strukturgeologi* (2. utg.). Fagbokforlaget, Bergen, 375.
- Garmo, T. T. (1995) *NORSK STEINBOK: norske mineraler og bergarter* (3.utg.). Oslo: Universitetsforlaget. 300
- Ganerød, G. V., Grøneng, G., Rønning, J. S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Tønnesen, J. F., Kveldsvik, V., Eiken, T., Blikra, L. H. & Braathen, A. (2008). *Geological model of the Åknes rockslide, western Norway*. Elsevier. *Engineering Geology*
- Hanssen-Bauer, I., Førland, E.J., Haddeland, I., Hisdal, H., Mayer, S., Nesje, A., Nilsen, J.E.Ø., Sandven, S., Sandø, A.B., Sorteberg, A. & Ådlandsvik, B. (2015). Klima i Norge 2100: Kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert i 2015. *NCCS rapport 2/2015*, 215 pp.
- Henderson, I.H.C., Saintot, A., Böhme, M. & Henriksen, H. (2008). Kartlegging av mulig ustabile fjellpartier, Sogn og Fjordane. *NGU Rapport 2008.026*. Norges geologiske undersøkelse, Trondheim.

- Henderson, I.H.C. & Saintot, A (2011). Regional spatial variations in rockslide distribution from structural geology ranking: an example from Storfjorden, western Norway. Geological Society, London, Special Publications 2011; v. 351; p. 79-95
- Henriksen, H. (2009) Småkraftprosjektet Døslagrovi i Luster kommune: *Konsekvensvurdering for lokal vanfosyning*. Sogndal. Høgskulen i Sogn og Fjordane.
- Hermanns, R. L., Fischer, L., Oppikofer, T., Böhme, M., Dehls, J. F., Henriksen, H., Booth, A. M., Eilertsen, R., Longva, O. & Eiken, T. (2011). *Mapping of Unstable and Potentially Unstable Slopes in Sogn og Fjordane*. (NGU Rapport 2011.055). Trondheim: Norges geologiske undersøkelse 111. 27-29,79-85.
- Hermanns, R. L., Redfield, T. F., Bunkholt, H. S. S., Fischer, L & Oppikofer, T. (2012). *Cosmogenic nuclide dating of slow moving rockslides in Norway*. London, Taylor & Francis Group; v. 2050; p. 849-854
- Hernes, I (2014) *Fjellskred ved indre Nordnes, Nordnesfjellet, Lyngen, Troms*. Masteroppgave i geologi. Universitetet i Tromsø
- Li, C. C., Zhang, N. & Ruiz, J. (2017) *Measurement of the basic friction angle of planar rock discontinuities with three rock cores*. Berlin: Springer-Verlag.
- Lutro, O. (1986). Geologisk kart over Norge, berggrunnskart LUSTRAFJORDEN M 1:50.000. Norges geologiske undersøkelse
- Oppikofer, T., Jaboyedoff, M., Pedrazzini, A., Derrin, M. H., & Blikra, L. H. (2011). *Detailed DEM analysis of a rockslide scar to characterize the basal sliding surface of active rockslides*. JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 116, F02016,
- Majidi, A & Mehdi, A. (2011) *Flexural Toppling Failure in Rock Slopes: From Theory to Applications*. University of Tehran.
- NASA (2015, 31.07) NASA- What's the Difference Between Weather and Climate?
https://www.nasa.gov/mission_pages/noaa-n/climate/climate_weather.htm
- NGU (2014, 14.12). Fjellskred i Norge. <https://www.ngu.no/emne/fjellskred-i-norge>
- NGU (2015a, 02.02). Systematisk kartlegging av ustabile fjellpartier.
<https://www.ngu.no/emne/systematisk-kartlegging-av-ustabile-fjellpartier>
- NGU (2015b, 24.03). Fjellskred i Norge. <https://www.ngu.no/emne/fjellskred-i-norge>
- NGU (2015c, 09.04). Strukturelle og kinematiske analyser. <https://www.ngu.no/emne/strukturelle-og-kinematiske-analyser>
- NGU (2015d, 09.04). Sogn og Fjordane. <https://www.ngu.no/emne/sogn-og-fjordane>
- NGU (2015e, 09.04). Kosmogen nuklid datering. <https://www.ngu.no/emne/kosmogen-nuklid-datering>
- NGU (2015f, 21.08). Kontroll på norske fjell. <https://www.ngu.no/nyheter/kontroll-på-norske-fjell>
- NVE (2017, 20.02) Fjellskredovervaking. <https://www.nve.no/flaum-og-skred/fjellskredovervaking/>
- Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. (2013). *Landet blir til: Norges geologi* (2.utg.). Trondheim: Norsk Geologisk Forening (NGF).

Ruddiman, W. F., (2014). *Earth's climate: past and future* (3 utg.). New York: W. H. Freeman and Company.

Saintot, A., Henderson, I. H. C. & Derron, M.-H. (2011) *Inheritance of ductile and brittle structures in the development of large rock slope instabilities: examples from western Norway*. London: Geological Society.

Scheiber, T., Fredin, O., Viola, G., Jarna, A., Gasser, D. & Lapinska-Viola, R. (2015) *Manual extraction of bedrock lineaments from high-resolution LiDAR data: methodological bias and human perception*. Taylor & Francis

Solinst (2017, 09.04) <https://www.solinst.com/products/dataloggers-and-telemetry/3001-levellogger-series/levellogger-edge/>

SSB (2013, 14.5). Folkemengde og befolkningsendring, 1. kvartal 2013. Hentet 6.3 2017 <https://www.ssb.no/befolkning/statistikker/folkendrkv/kvartal/2013-05-14?fane=tabell&sort=nummer&tabell=112359>

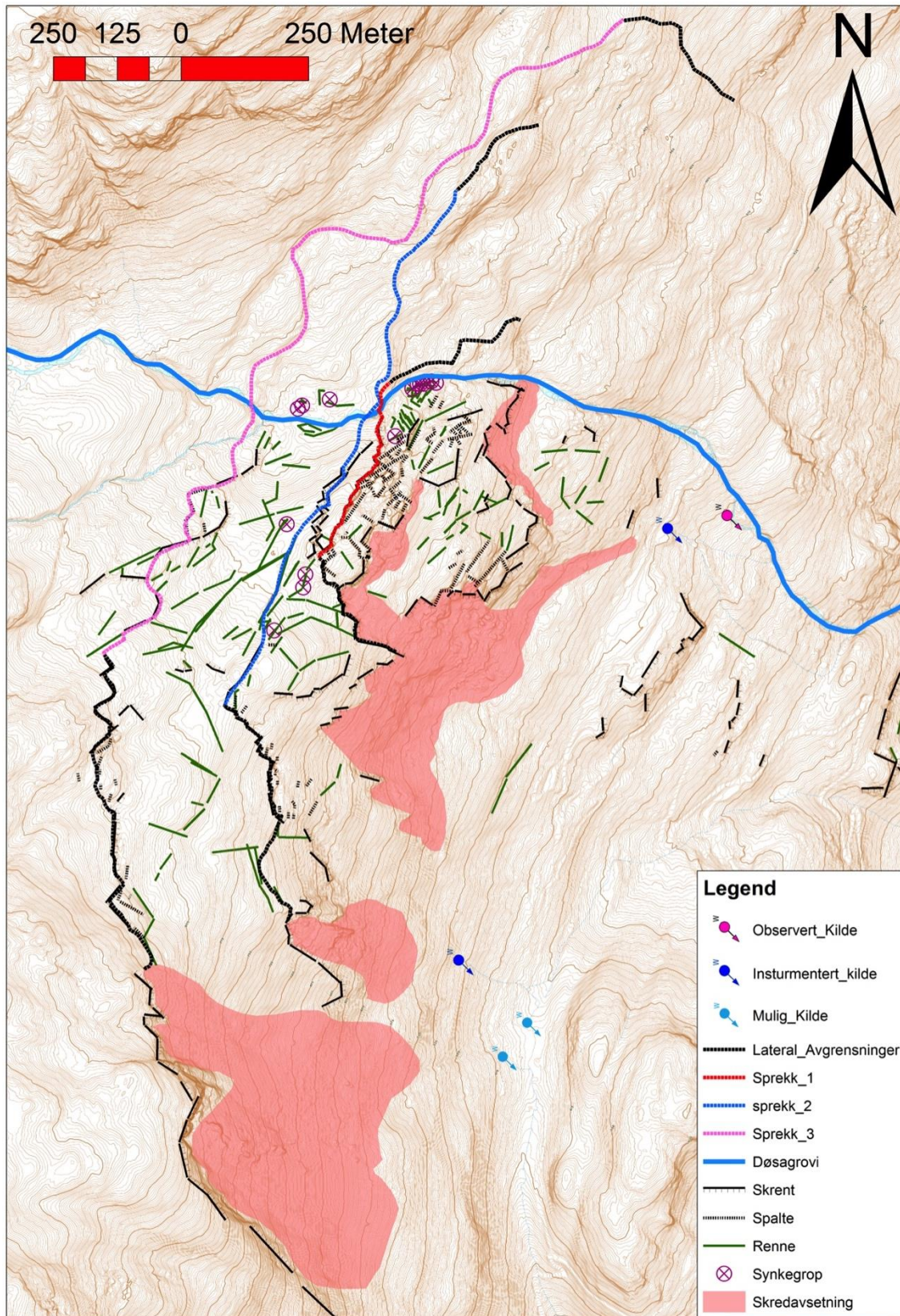
Strøk og fall-figur hentet fra:

http://wiki.novapoint.com/lib/exe/detail.php/no:np:tunnel:menu:strokfall.jpg?id=no%3Anp%3Atunnel%3Amenu%3Agraphic_geology_and_rock_support%3Ageologi&cache=cache

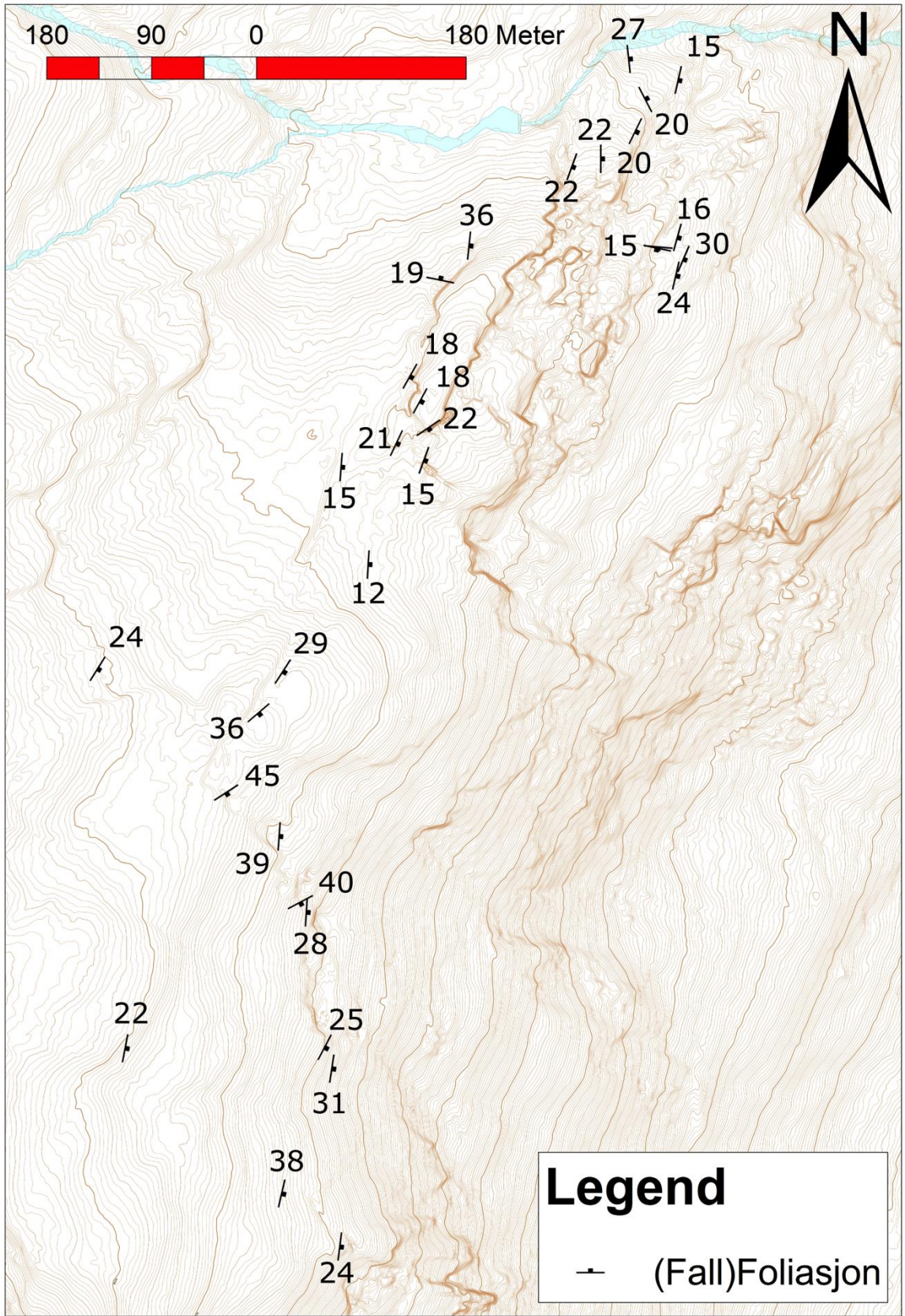
Vorren, T. O. (1970). *Deglasiasjonsforløpet i stroket mellom Jostedalbreen og Jotunheimen*. Unpublished Thesis, University of Bergen.

Wyllie, C. D. & Mah, W. C. (2004) *ROCK SLOPE ENGINEERING CIVIL AND MINING* (4. utg.) New York: Spoon Press

9 Vedlegg



Vedlegg 1 Kart over kartlagte strukturer, skredavsetninger, kilder, og bakre og laterale avgrensninger.



Vedlegg 2 Foliasjonskart