

BACHELOROPPGAVE

Strukturell og geomorfologisk kartlegging av den mulig ustabile fjellsiden Liane i Fortunsdalen, Sogn og Fjordane

av
424 Katrine Mo
415 Berit Soldal

Structural and geomorphological mapping of the potential unstable rock slope Liane in Fortunsdalen, Sogn og Fjordane county, Western Norway

Geologi og geofare

GE491

Juni 2016



Avtale om elektronisk publisering i Høgskulen i Sogn og Fjordane sitt institusjonelle arkiv (Brage)

Jeg gir med dette Høgskulen i Sogn og Fjordane tillatelse til å publisere oppgaven «Strukturell og geomorfologisk kartlegging av den mulig ustabile fjellsiden Liane i Fortunsdalen, Sogn og Fjordane» i Brage hvis karakteren A eller B er oppnådd.

Jeg garanterer at jeg er opphavsperson til oppgaven, sammen med eventuelle medforfattere. Opphavsrettslig beskyttet materiale er brukt med skriftlig tillatelse.

Jeg garanterer at oppgaven ikke inneholder materiale som kan stride mot gjeldende norsk rett.

Ved gruppeinnlevering må alle i gruppa samtykke i avtalen.

Fyll inn kandidatnummer og navn og sett kryss:

424 Katrine Mo

JA NEI

415 Berit Soldal

JA NEI

Bacheloroppgave i geologi og geofare ved Høgskulen i Sogn og Fjordane

Strukturell og geomorfologisk kartlegging av den mulig ustabile fjellsiden Liane i Fortunsdalen, Sogn og Fjordane



Foto: Berit Soldal

Katrine Mo og Berit Soldal

Juni 2016

Forord

Denne bacheloroppgaven utgjør de avsluttende 20 studiepoengene av totalt 180 studiepoeng på bachelorprogrammet geologi og geofare ved Høgskulen i Sogn og Fjordane. Gjennom arbeidet med oppgaven har vi fått bruk for mye av de kunnskapene vi har lært i løpet av de tre årene på høgskulen, men vi har også lært mye nytt. Det har vært kjekt, men også travelt. Vi har lagt ned mange timer i felt og på datalaben, og føler vi har fått mye positivt ut av å skrive denne oppgaven.

Vi har vært veldig heldige som har fått skrive denne oppgaven for Norges Geologiske Undersøkelse (NGU). Det har vært spennende og motiverende å jobbe med en slik oppgave når vi vet at deler av den kan benyttes i NGU sin kartlegging av ustabile fjellparti i fylket. Vi vil takke NGU for finansiering av feltarbeidet vårt i august uke 32-33 i 2016, og Ivanna Penna med feltassistent som var med oss siste dagen av feltarbeidet i august 2016.

Vi vil også gi en stor takk til vår veileder Helge Henriksen. Han har kommet med gode og kritiske innspill til utforming av oppgaven. Han har alltid vært tilgjengelig på enten mail eller kontor. Takk også for god veiledning under feltarbeidet.

Sist men ikke minst, takk til familie for god støtte gjennom en utfordrende og spennende tid og for lån av bil til feltarbeidet sommeren 2015.

Sogndal 31.05.16

Katrine Mo

Berit Soldal

Sammendrag

I 2007 ble det satt i gang en systematisk kartlegging av ustabile fjellpartier i Sogn og Fjordane. Gjennom dette prosjektet «ROS analyse for fjellskred i Sogn og Fjordane» skal potensielt ustabile partier i fylket kartlegges og eventuelle sekundæreffekter estimeres. Tussen, som er et ustabil fjellparti i Fortun, er tidligere undersøkt. Liane som ligger ca. 500 m vest for Tussen skal også undersøkes, og det er bakgrunnen for denne oppgaven.

Undersøkelsen av Liane skal være med å danne grunnlag for vurdering av behovet for videre undersøkelser og eventuell overvåkning av fjellsiden. Det er gjennomført kartlegging av berggrunnsgeologiske og geomorfologiske forhold i fjellsiden. Under det undersøkte fjellpartiet er det flere vannkilder. Vann kan ha en smørende effekt som reduserer friksjonen langs glideplan i fjellet. Derfor ble det i tillegg gjort undersøkelser i to av kildene for å kunne få informasjon om sprekkesystemer og et mulig glideplan. Det er målt temperatur, vannføring og elektrisk ledningsevne i kildebekkenene.

På Liane består berggrunnen av glimmerskifer. Det er bratte skrenter i glimmerskiferen og mye av denne har rast ut og dannet store urer under Liane. Det ble ikke observert glideplan i løpet av feltarbeidet. Bergartsgrensen mellom kvartsitt og glimmerskifer er vurdert som for dyptliggende og for slak til å kunne utgjøre et glideplan. Variasjoner av glimmerskifer og kvartsitt, som ble observert i underkant av det mulig ustabile partiet, tyder på at fjellet kan være foldet. Dersom det er en stor fold i fjellet, kan en eventuell skjærsone i en foldesjenkel fungere som glideplan (scenario 2 og 3). Soner med svakere glimmerskifer med fyllittisk karakter kan også være et mulig glideplan (scenario 1). Geomorfologien som ble observert er typisk for et ustabil område. Innsynkninger i randmoreneavsetninger grunnet reaktivering av sprekker indikerer at området har vært eller er i bevegelse. Undersøkelsene i kildene kan tyde på to forskjellige sprekkesystemer og/eller glideplan som grunnvannet transporteres langs.

Strukturene i fjellet tilsier at partiet Liane kan være ustabil. Foliasjonen i glimmerskiferen, som utgjør plataet, heller innover i fjellet og kan derfor ikke være et glideplan. Orienteringen av sprekken som avgrensner de fire kartlagte blokkene. Hvis den største blokken (blokk 3) glir ut, vil det danne fjellskred med et volum opptil 135 millioner m³. Diskusjon av scenarioer konkluderer med at det mest sannsynlige er utvelting av blokk B1 og steinsprang langs kanten av Liane. Resultatene viser grunn til å anbefale en grundigere undersøkelse av fjellpartiet.

Figurliste

Figur	Figurtekst	Sidetail
1	Oversikt over identifiserte ustabile fjellparti i Sogn og Fjordane. Modifisert fra Böhme et al. 2011	2
2	Oversiktskart over studieområdet Liane. Liane ligger i Luster kommune i Sogn og Fjordane (2A og B). Området ligger sørvest for Tussen i Fortunsdalen(2C). Kartet merket med D er hentet fra Google Earth (www.google.no/earth).	4
3	Løsmassekart fra deler av Fortunsdalen. Kartet er basert på data fra løsmassekartet til NGU (http://geo.ngu.no/mapserver/LosmasserWMS).	5
4	Berggrunnsgeologisk kart over deler av Fortunsdalen. Kart laget basert på data hentet fra NGU (http://geo.ngu.no/mapserver/BerggrunnWMS).	6
5	Bergarten på plataet Liane minner mer om glimmerskifer enn fyllitt. Legg merke til foliasjon og kvartslinser.	7
6	Normalverdier for nedbør i Fortun. Metrologisk stasjon, 55169, Fortun. Det er mest nedbør i Fortun i perioden september-januar. (www.eklima.no)	8
7	Utsnitt fra Vorren (1970). Området som er zoomet inn er Liane og viser randmoreeneryggene.	9
8	To fjellskredavsetninger er kartlagt og registrert i nærheten av Liane i Fortunsdalen. Redigert skjermdump fra www.skrednett.no .	10
9	Illustrasjon av strøk og fall. Fallet til planet er vinkelen mellom planet og horisontalplanet målt vinkelrett på strøket.	12
10	Tre ulike geometrier for fjellskred i Norge, modifisert fra Braathen et al. (2004)	13
11	Flere morfologisk fenomener kan knyttes til bevegelse i et fjellparti. Hentet fra Agliardi et al. 2001	15
12	12A viser instrumentet (mini-diveren) som ligger i kilden og måler vanntrykk og temperatur, 12B er avleseren til mini-diveren. Mini-diveren blir koblet til avleseren slik som på bildet. (http://www.novamatrixgm.com/groundwater-monitoring/groundwater-dataloggers/mini-diver)	16
13	Diverne i K1 ble utplassert i ly for den mest turbulente strømmen. Røret ble brukt til målinger av vannføring.	18
14	De to sedimentprøvene ble tørrsiktet i en standard siktekolonne.	19
15	I flere av sprekkesettene ble det observert blokker i sprekkeåpningene (15A og B)	20
16	Stereoplott av polene til 55 målinger av sprekkeretninger ved Liane. Fire sprekkesett ble registrert.	21
17	Flere av sprekkeene er nesten helt tildekket av vegetasjon, og vanskelig å se i terrenget (17A og B).	22
18	På plataet Liane er det kartlagt fire avgrensede blokker, samt noen mindre blokker.	23
19	3D modell av det ustabile området fremstilt i ArcScene. Fire avgrensede blokker er kartlagt.	23
20	En av blokkene er tydelig avgrenset av sprekker (mindre blokk NØ på figur 18).	24
21	Fremme på plataet er det store oppsprekninger langs sprekkeretning S1. Sprekkeene deler opp plataet i blokker.	24
22	I glimmerskiferen på plataet Liane er det foliasjon. Helningen i foliasjonen varierer fra bratt til slak.	25
23	Foliasjonen i glimmerskifer faller hovedsakelig mot NV.	26
24	Foliasjonen i kvartsitten har kun en pol-konsentrasjon i stereonettet som heller svakt mot SØ.	27
25	Grensen mellom kvartsitt og glimmerskifer innenfor variasjonene er lett å identifisere.	27
26	SP1 ble hentet fra den østligste ryggen, mens SP2 ble hentet fra den største registrerte forsenkningen.	28
27	SP1 ble hentet fra 27a, og SP2 ble hentet fra 27b.	29
28	Resultatene fra kornfordelingsanalysen viser liten forskjell i sedimentsammensetning for SP1 og SP2.	29

29	Standarddiagram fra Selmer-Olsen (1954). Middel kornstørrelse (Md) og sorteringsgrad (So) for SP1 og SP2 er markert i rødt.	30
30	Forsenkningene varierer i størrelse, fra de største som er 10 m dype (Figur 30A), til de mindre med kun en meter dype (Figur 30B).	31
31	Forsenkningene har en dominerende orientering NV-SØ.	31
32	Skrentene har en dominerende orientering NØ-SV med fall mot SØ.	32
33	Skrent med helning utover i dalen	33
34	Skrent med helning innover i fjellet	33
35	Under Liane er det lobeformede avsetninger. Tre relativt nye skredbaner er observert.	34
36	To av steinsprangene har gått fra SV av plataået, mens det tredje har gått fra NØ.	34
37	En stor glimmerskiferblokk har beveget seg langt forbi uravsetningen.	35
38	Ca. 200 m unna Liane går det en raskant fra et tidligere skred. Ved kanten av plataået er utvelting av blokker sannsynlig og en steinsprangbane er tydelig i terrenget.	36
39	Raskant fra tidligere skred er muligens til stede på begge sider av Liane.	36
40	Oversiktskart over lokalitetene til K1-K4. I K1 ble vannføring og vannivå målt i kildeutspringet, mens i K3 ble det målt lengre nede i kildebekken.	37
41	Graf som viser temperatur i K1, K3 og lufttemperatur fra august 2015-april 2016.	40
42	Den øverste grafen er laget basert på data hentet fra www.eklima.no . Det er nedbørdata (mm) fra Skjolden i perioden 11.08.15-11.04.16. Grafen fremstilt av rådata fra diverse i den nederste grafen viser mye støy i perioden november-februar. De gule linjene viser tidsrommet november 2015-februar 2016 for begge grafene.	41
43	Figuren viser at det er mange minusmålinger i verdiene for vannivå i K1 og K3 i perioder av måleserien.	42
44	Sammenligning av vannivå i K1 med lufttemperatur uttrykt som løpende middelvei med n=72.	42
45	Sammenhengen mellom vannivå og vannføring i K1. Formelen vist i grafen er generert av Excel ved eksponentiell korrelasjon mellom to punkt.	43
46	Sammenhengen mellom vannivå og vannføring i K3. Formelen vist i grafen er generert av Excel ved eksponentiell korrelasjon mellom to punkt.	43
47	Estimert vannføring i K1 og K3	44
48	Strukturgeologisk kart over Liane, som viser foliasjonsmålinger, skrenter og sprekker. Stereoplottene er basert på målinger av foliasjon i glimmerskiferen og av strøk og fall på sprekker.	45
49	Geomorfologisk kart over Liane med tilhørende rosedigram basert på data for forsenkninger og skrenter.	46
50	Oversiktskart over de forskjellige scenarioene. Profilene A og B er trukket over det mulig ustabile plataået.	47
51	Profil A, scenario 2 og 3	49
52	Profil B med alle scenarioer	50
53	Soner med variasjoner mellom glimmerskifer og kvartsitt	53
54	Den mulige baksprekken og avgrensning av scenario 1B	54
55	Satellittbilde av Liane fra Google Earth. (www.google.no/earth)	55
56	En illustrasjon av hvordan K3 kan ha lavere elektrisk ledningsevne enn K1. Vannet kan komme fra forskjellige sprekkesystem der den ene kilden er mer påvirket av overflatevann enn den andre.	56

Tabelliste

Tabell	Tabelltekst	Sidetall
1	Tabellen er basert på 52 målinger av strøk og fall på sprekkesettene S1 - S4.	21
2	Temperatur og elektrisk ledningsevne i kildeutspringene	38
3	Vannføring og vanntrykk i K1 og K3 *(ca. 350m nedstrøms fra kildeutspringet)	38

Innholdsfortegnelse

1 Innledning og bakgrunn.....	1
1.1 Målsetting.....	3
2 Områdebeskrivelse.....	3
2.1 Kwartærgeologi.....	5
2.2 Berggrunnsgeologi.....	6
2.3 Klima, hydrologi og hydrogeologi.....	7
3 Tidligere arbeider og skredhendelser.....	9
4 Materialer og metoder.....	11
4.1 Kartgrunnlag og kartframstilling.....	11
4.2 Datainnsamling.....	11
4.2.1 Feltkartlegging.....	11
4.2.2 Digitale kartdata, DTM og ortofoto.....	11
4.3 Strukturgeologisk kartlegging.....	12
4.4 Geomorfologisk kartlegging.....	14
4.5 Undersøkelser av kilder.....	16
4.6 Analyse av sedimentprøver.....	19
5 Resultat.....	20
5.1 Strukturgeologi.....	20
5.1.1 Sprekker.....	20
5.1.2 Foliasjon.....	25
5.2 Geomorfologi.....	28
5.2.1 Løsavsetninger.....	28
5.2.2 Forsenkninger.....	30
5.2.3 Skrenter.....	32
5.2.4 Skredavsetninger og skredbaner.....	34
5.3 Kilder.....	37
5.4 Strukturelt- og geomorfologisk kart.....	45
6 Vurdering av stabilitet og mulige scenarioer.....	47
7 Diskusjon.....	51
7.1 Strukturgeologi.....	51
7.2 Geomorfologi.....	52
7.3 Kilder.....	55
8 Konklusjon.....	59

9 Referanser	60
--------------------	----

Vedlegg

- 1 Sammenligning av målinger gjort av diver K1
- 2 Sammenligning av målinger gjort av diver K3
- 3 Sammenligning av målinger gjort av barometer
- 4 Strukturelt og geomorfologisk kart over det undersøkte området

1 Innledning og bakgrunn

Norge er med sine dype daler og høye fjell, utsatt for geofarar i form av skred. De største skredene i fast fjell, med volum større enn 100 000 m³, klassifiseres som fjellskred.

Konsekvensene av et fjellskred kan være store og føre med seg ekstreme ødeleggelser. Dette har blitt bekreftet flere ganger i løpet av Norges historie, der utløsninger av fjellskred har fått fatale følger. Eksempler er fjellskredene som gikk ned i Loenvatnet i 1905 og 1936. Skredene resulterte i en tsunami som sekundæreffekt, og endte livet til 61 mennesker i 1905 og 73 mennesker i 1936 (Furseth 2006).

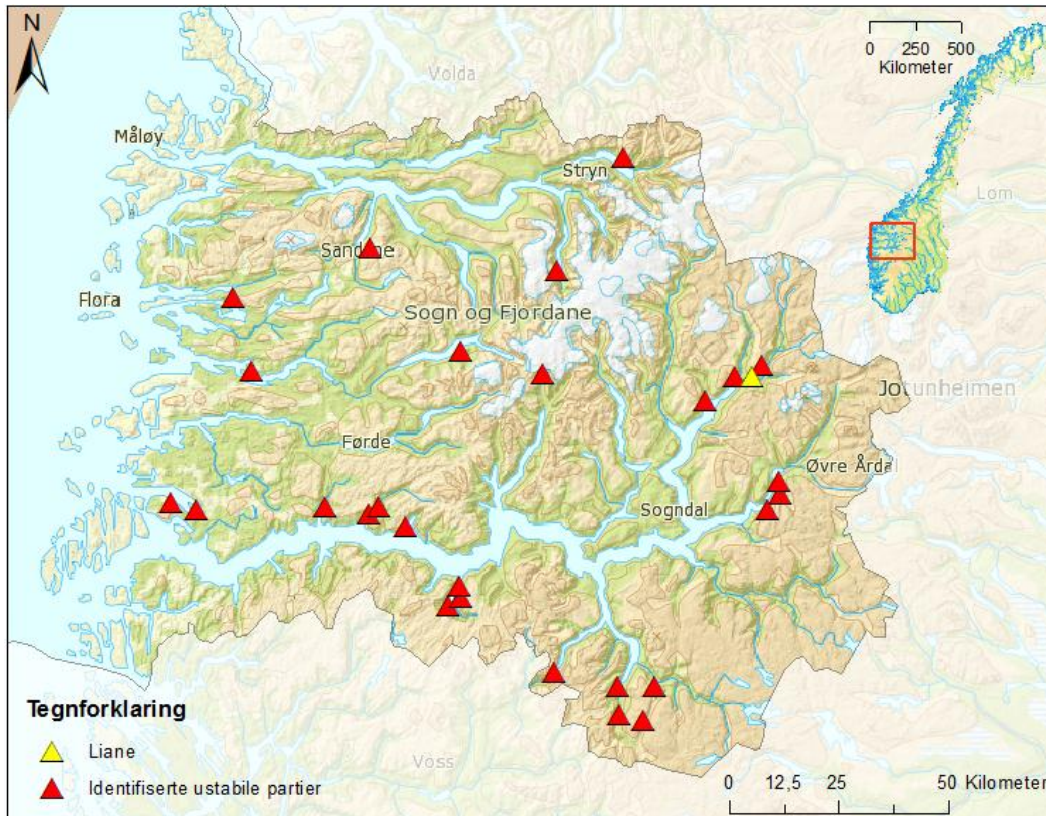
Grunnet den store risikoen for fjellskred i Norge, har fokuset de siste årene økt når det kommer til kartlegging og overvåkning av ustabile fjellsider. Spesielt fylkene Sogn og Fjordane, Møre og Romsdal samt Troms er utsatt for fjellskred. Selv om store fjellskred er relativt sjeldne, er de høyt prioritert innenfor kartlegging på grunn av enorme primære og sekundære effekter (Oppikofer et al. 2015). Det gjør kartlegging av ustabile partier viktig slik at bl.a. arealplanleggingen kan tilpasses denne risikoen og at det kan gjøres avbøtende tiltak, for eksempel i form av beredskapsplaner.

Flere fjellsider blir sett på som store risikoobjekter og er nå under konstant overvåkning. De mest medieomtalte er nok Åknes, Mannen og Nordneset. Utenom disse er det flere fjellsider som blir overvåket med jevne mellomrom med måleutstyr som GPS-punkter eller periodevis bruk av inSAR. Sett bort ifra hendelser tilknyttet jordskjelv, blir ikke fjellskred utløst uten deformasjon i forkant (Hermanns et al. 2012).

Risiko er definert som et produkt av konsekvens og sannsynlighet (Hermanns et al. 2013). En fjellside som Åknes blir høyt prioritert i overvåkingen. Dette er fordi konsekvensene av skredet kan bli svært store, da en utrasing vil resultere i en tsunami (Blikra et al. 2006). Sammenlignet med Åknes, vil en fjellside med utløpsområde ut i en ubebodd dal, der sannsynligheten for at mennesker ferdes er lav, ha en mindre konsekvens. Dersom utløpsbanen krysser en elv, kan det føre til en oppdemming. Konsekvensene av et skred i området vil da øke, selv om den primære konsekvensen ikke nødvendigvis er så alvorlig.

Sogn og Fjordane er det fylket i Norge som historisk har opplevd størst antall tap av liv i forbindelse med fjellskred (Böhme et al. 2011). Det er fortsatt en stor risiko for fjellskred i fylket. På bakgrunn av dette ble det i 2007 satt i gang en systematisk kartlegging av ustabile fjellpartier i Sogn og Fjordane gjennom NGU (Henderson et al. 2008). Gjennom prosjektet «ROS analyse for fjellskred i Sogn og Fjordane» skal ustabile fjellpartier i fylket kartlegges og eventuelle sekundæreffekter estimeres. Det skal også gjennomføres en konsekvensanalyse for hver ustabile fjellside (NGU 2015 1).

Hittil er det identifisert 28 potensielt ustabile fjellsider i fylket (Böhme et al. 2011) (Figur 1). Ett av de ustabile partiene er fjellet Tussen som ligger i Fortunsdalen. Tussen er et av de største ustabile partiene som er registrert i Norge med et anslagsvis volum opp til 100 millioner m³ (Henderson et al. 2008). Konsekvensene av et stort fjellskred i Fortunsdalen vil være katastrofale, både på grunn av bebyggelse og infrastruktur i utløpssonen samt mulig oppdemming av elva. Det er derfor viktig å utarbeide en vurdering om det finnes flere ustabile fjellsider i dalen. Fjellpartiet Liane er et parti i Fortunsdalen som NGU har bestemt at skal undersøkes, og det er nettopp dette partiet som er tema for denne bacheloroppgaven.



Figur 1. Oversikt over identifiserte ustabile fjellparti i Sogn og Fjordane. Modifisert fra Böhme et al. 2011

1.1 Målsetting

Målet med denne oppgaven er å lage et detaljert strukturgeologisk og geomorfologisk kart av det mulig ustabile partiet Liane. For å kunne utarbeide et slikt kart er feltarbeid med observasjoner og innsamling av data sentralt i tillegg til bearbeiding og tolking av dataene. Studier av digitalt kartmateriale kombinert med ortofoto vil dessuten gi verdifull informasjon fra områder som ikke er tilgjengelige i felt.

Resultatet skal bli et kart som NGU skal kunne benytte seg av i sin videre vurdering av stabiliteten i fjellsiden. Det strukturgeologiske og geomorfologiske kartet skal gi en god oversikt over strukturer i fjellet. For å få en bedre forståelse for gjennomstrømningen av grunnvann i fjellet, hentes hydrogeologiske data inn fra kildene nedenfor det mulig ustabile partiet.

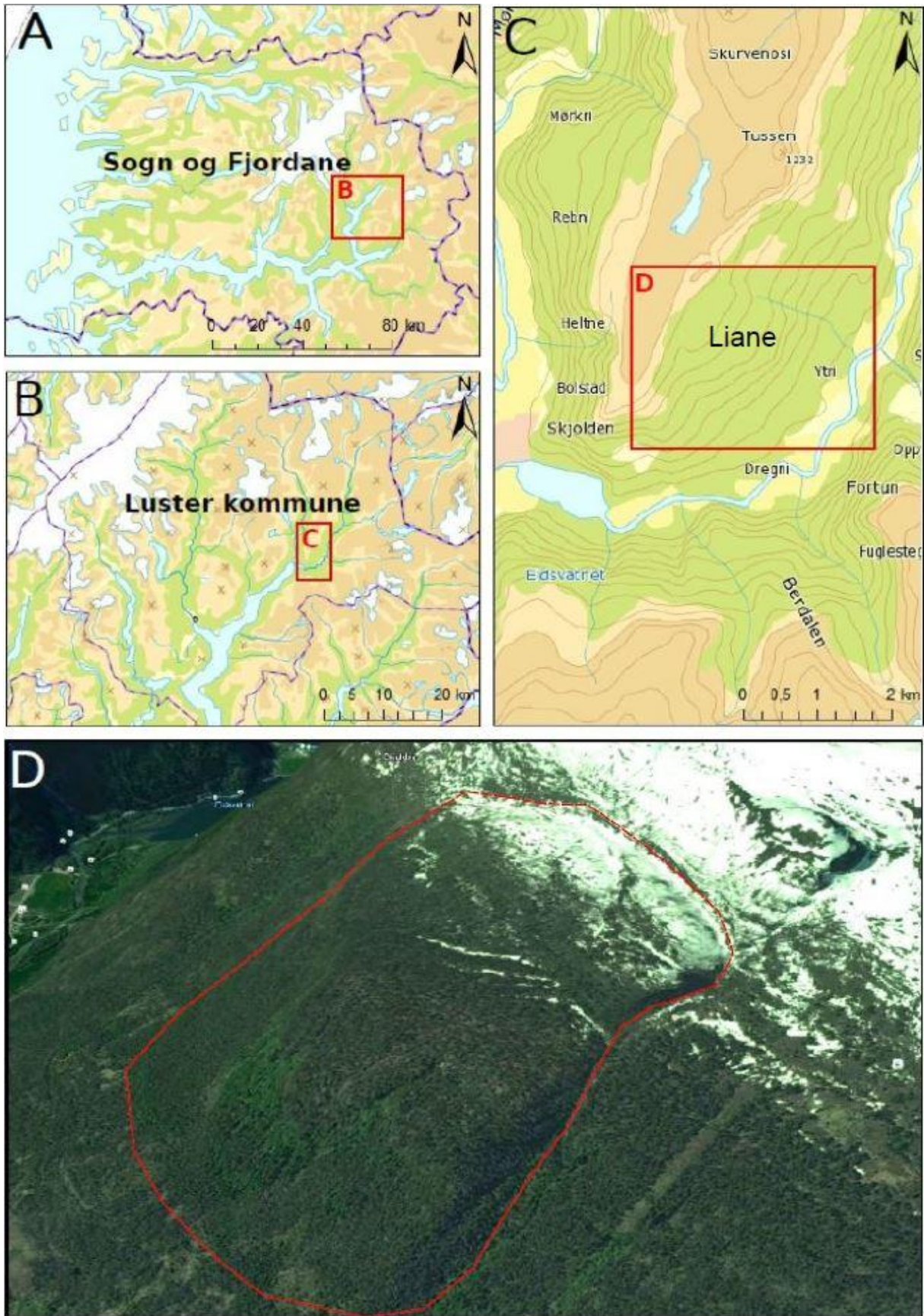
Viktige problemstillinger er:

- Tilsier strukturgeologi og geomorfologi i det undersøkte partiet at det kan være ustabil?
- Gir hydrogeologiske faktorer informasjon om stabiliteten i fjellmassivet?
- Hva kan være mulige scenarier av fjellskred som omfatter deler av eller hele området?

Leserveiledning: For å få en god oversikt over strukturene og geomorfologien, er det lurt å bruke vedlegg 4 som støtte til resultatdelen.

2 Områdebeskrivelse

Fortunsdalen ligger i Luster kommune i Sogn og Fjordane. Dalen ligger i NØ-SV retning (Figur 2). Dalen er spredt befolket, med tilsammen rundt 130 fastboende i dalen. Midt gjennom dalen renner Fortundalselva, og bebyggelsen ligger på begge sider av denne. Området er karakterisert av bratte fjellsider, høye fjell og en relativt flat dalbunn. Liane, området som har blitt undersøkt i denne oppgaven, består av et sterkt oppsprukket platå med en stor uravsetning under (Figur 2D). Det er tydelige vertikale sprekker fremme på platået.

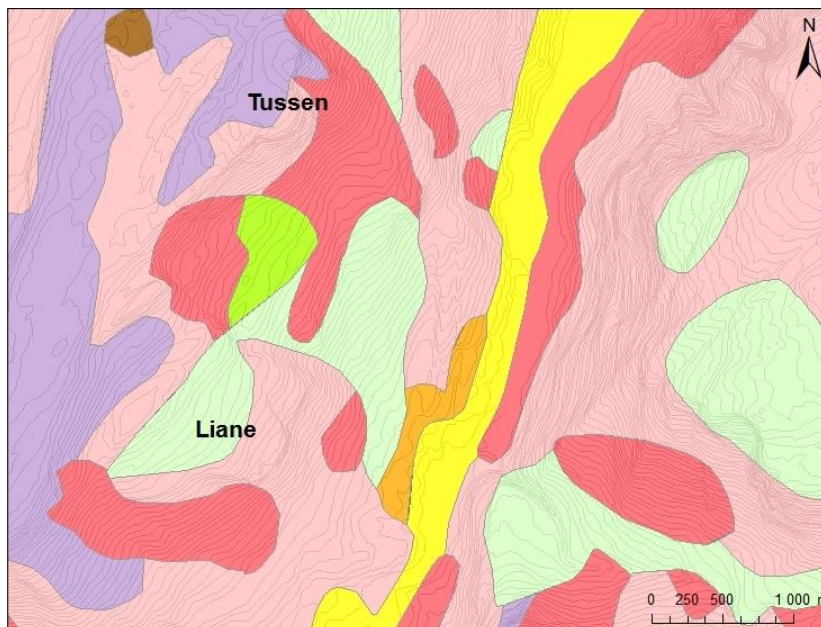


Figur 2. Oversiktskart over studieområdet Liane. Liane ligger i Luster kommune i Sogn og Fjordane (2A og B). Området ligger sørvest for Tussen i Fortunsdalen (2C). Kartet merket med D er hentet fra Google Earth (www.google.no/earth).

2.1 Kvartærgeologi

De siste 2,6 millioner årene i jordens historie kalles kvartærtiden. Den er karakterisert av store klimasvingninger, der det har vekslet mellom perioder med istider og mellomistider. De voldsomme svingningene, har resultert i flertallige fremrykk og tilbakesmeltinger av breer. Disse har etterlatt landformer og løsmasser som man fortsatt ser i dag. Det er fra Weichsel, siste istid, at vi finner de ferskeste sporene. Weichsel varte fra ca. 117 000 - 11 700 år BP (Ramberg et al. 2013). En stor del av løsmassene vi har i Norge i dag, ble avsatt i løpet av denne tiden (NGU 2015 2).

De breeroderte dalsidene i Fortunsdalen er preget av skredmateriale fra både fjellskred, steinsprang, snøskred samt jord- og løsmasseskred. Disse skredavsetningene er fra slutten av og etter siste istid. Dalbunnen består stort sett av fluviale og glasifluviale avsetninger, men det er også noen områder som består av bunn- og ablasjonsmorene. Under Liane er det ur, og relativt unge skredbaner samt blokker som tyder på at dette er et aktivt steinsprangområde. På plataet Liane er det generelt et usammenhengende/tynt dekke med morenemateriale (Figur 3), men det er også kartlagt flere rygger med randmoreneavsetninger (Vorren 1970). Randmoreneryggen går igjen flere steder innover i Fortunsdalen (Aa & Sønstegeard 2005).



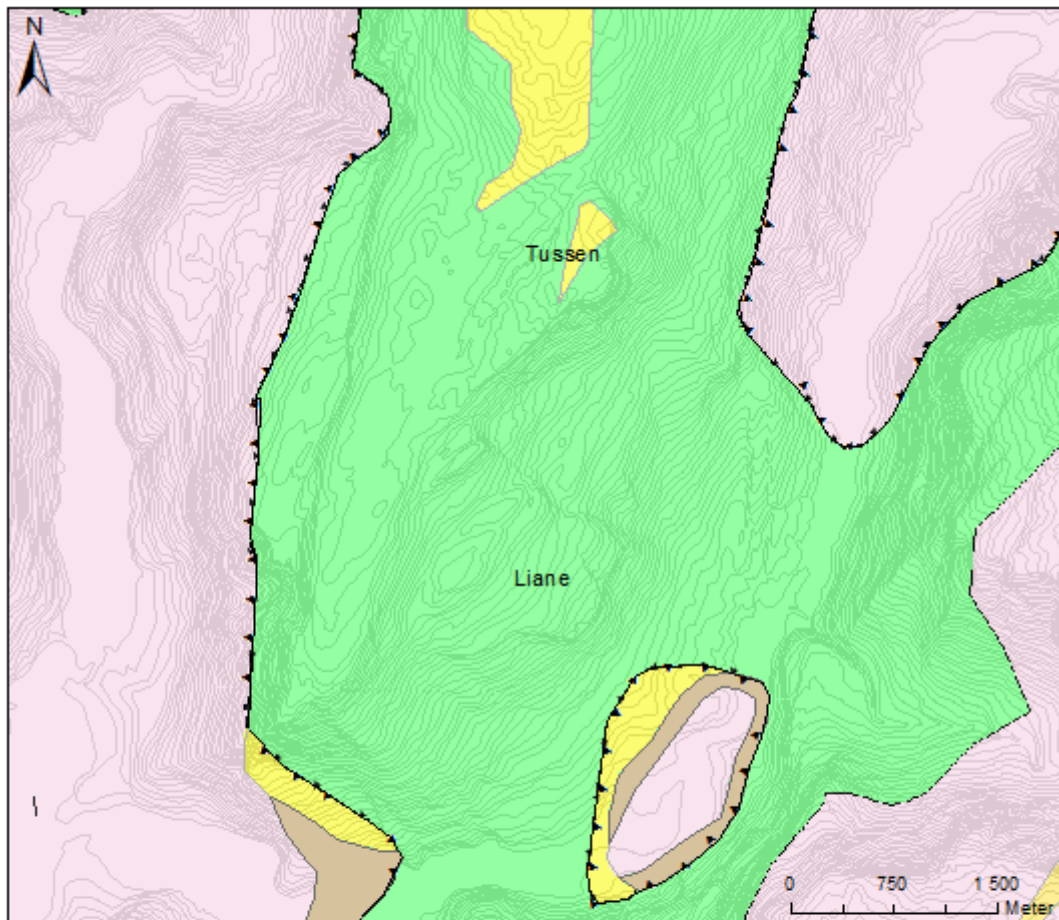
Tegnforklaring

 Bart fjell, stedvis tynt dekke	 Tynn morene
 Breelavsetning	 Tykk morene
 Elveavsetning	 Forvitningsmateriale
 Skredmateriale	 Torv og myr

Figur 3. Løsmassekart fra deler av Fortunsdalen. Kartet er basert på data fra løsmassekartet til NGU (<http://geo.ngu.no/mapserver/LosmasserWMS>).

2.2 Berggrunnsgeologi

I nærheten av Liane er det tre berggrunnsgeologiske hovedenheter. (1) Stedegne mellom- til senproterozoiske granittiske ortogneiser og amfibolitt, er overlatt av (2) kvartsitt og konglomerat fra Kinnfokfjellformasjonen. Disse er blottlagt i et lite grunnfjellsvindu. Enhetene (1) og (2) er overskjøvet av (3) kambro-siluriske bergarter fra Fortundekket. Fortundekketts bergarter er markert med grønn farge i figur 4, og er beskrevet som fyllitt, noen steder grafittførende, mens det er granatglimmerskifer nær undergrensen (Lutro & Tveten 1996).



Tegnforklaring

- Fortun/vangsdekket, omdanna bergarter fra senproterozoisk til kambrosilurisk tid, innskyvd i kambrosilurisk tid
- Fyllitt, noen steder grafittførende, granatglimmerskifer nær undergrensen
- Grunnfjellsunderlaget, omdanna bergarter fra mellom- til senproterozoisk tid
- Granittisk ortogneis med bånd eller striper, noen steder migmatittisk, gneis med diorittisk til granittisk sammensetting
- Amfibolitt, amfibolittisk gneis og grønskifer med kopper av gabbro
- Kinnfokfjellformasjonen, stedegne avsetningsbergarter fra senproterozoisk eller kambrosilurisk tid
- Kvartsitt og konglomerat
- Skyvegrense
- Bergartsgrense

Figur 4. Berggrunnsgeologisk kart over deler av Fortunsdalen. Kart laget basert på data hentet fra NGU (<http://geo.ngu.no/mapserver/BerggrunnWMS>).

På plataet Liane minner bergarten mer om glimmerskifer enn fyllitt (Figur 5). Derfor blir bergarten videre i denne oppgaven omtalt som glimmerskifer. Deler av glimmerskiferen i Fortundekket er svært mørk, noe som henger sammen med høyere innhold av grafitt (Lutro 1988). Denne varianten av glimmerskiferen er hovedsakelig observert som blokker i uren under det mulig ustabile partiet. Berggrunnen i Fortun er tidligere knyttet til høy steinsprangaktivitet (Aa & Sønstegaard 2005). Dette er fordi en svak bergart som glimmerskifer kombinert med bratte fjellsider er faktorer som kan føre til ustabilitet.



Figur 5. Bergarten på plataet Liane minner mer om glimmerskifer enn fyllitt. Legg merke til foliasjon og kvartslinser.

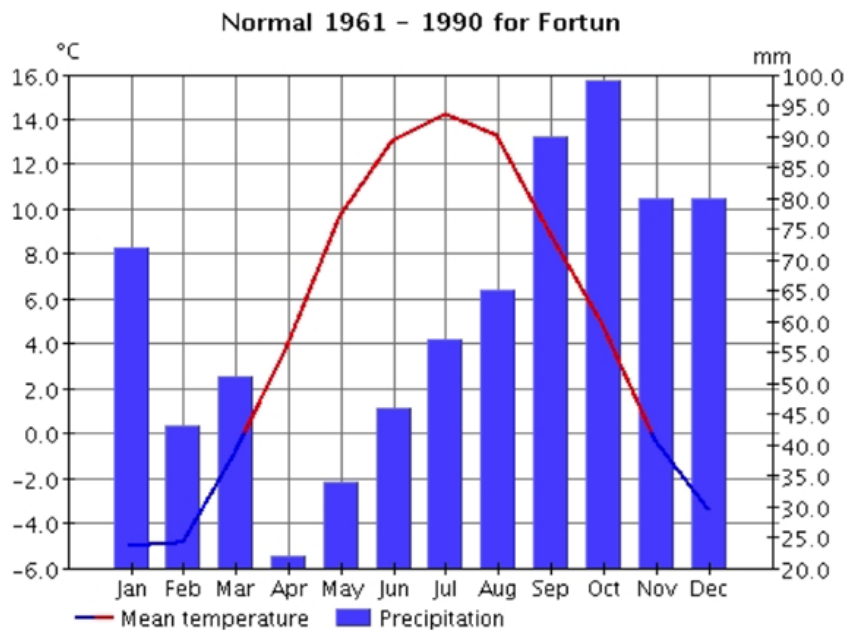
2.3 Klima, hydrologi og hydrogeologi

Klimaet er i endring, og det er sterke bevis på at dette har medført flere uregelmessige og intense nedbørsperioder over det siste århundret (Benestad 2013). I Norge har årsnedbøren i gjennomsnitt blitt beregnet til å øke med 5 - 30 prosent mot slutten av dette århundret. På deler av Vestlandet kan vinternedbøren øke med over 40 prosent. Det vil bli flere nedbørsdager i året, og gjennomsnittlig nedbørmengde disse dagene blir høyere (Hanssen-Bauer et al. 2009). De langsiktige geologiske prosessene i fjellet er hovedsakelig faktorene som gjør utløsningen av fjellskred mulig. Derfor er det ikke grunnlag for å si at klimaendringene vil påvirke hyppigheten av fjellskred (Hanssen-Bauer et al. 2015).

Steinsprang derimot kan komme hyppigere når kraftig nedbør øker poretrykket i sprekker.

Norges årsmiddeltemperatur frem mot år 2100 anslås å øke med mellom 2,3 - 4,6 °C. Tilsvarende tall på Vestlandet er 1,9 - 4,2 °C. I følge beregningene blir det størst temperaturøkning i vinterhalvåret (Hanssen-Bauer et al. 2009). Høyere temperaturer i vinterhalvåret vil resultere i at en større andel av nedbøren kommer i form av regn.

Normalverdier for perioden 1961-1990 for temperatur og nedbør i Fortun er vist i figur 6. Figuren viser at det er mest nedbør om høsten. På senhøsten synker temperaturene som fører til frost og at en større mengde av nedbøren faller som snø. Om våren er det nedbør og snøsmelting som er faktorer for avrenning og nydannelse av grunnvann. Lufttemperaturen når normalt en topp på ca. 14 °C i juli, og en bunn på -5 °C i januar.

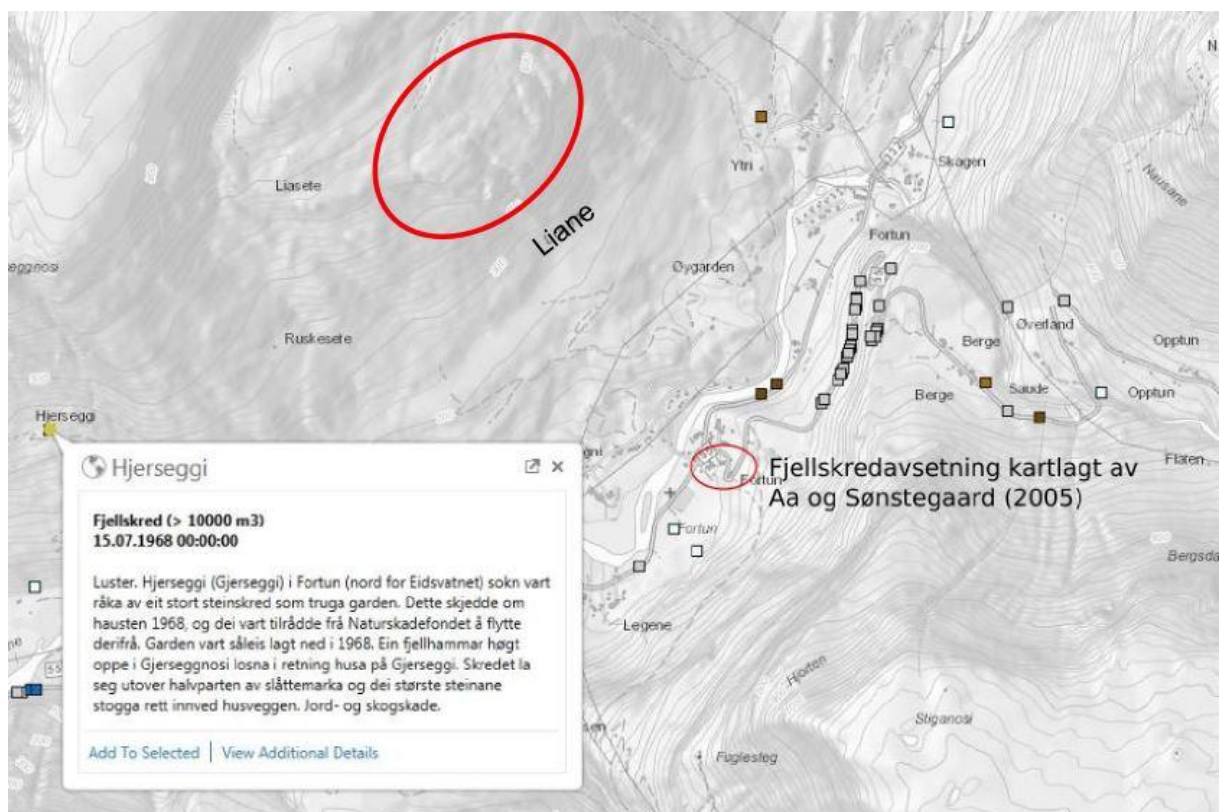


Figur 6. Normalverdier for nedbør i Fortun. Metrologisk stasjon, 55169, Fortun. Det er mest nedbør i Fortun i perioden september-januar. (www.eklima.no)

Fremst på platået ved Liane er det store åpne sprekker. Overflatevann fra området renner ned i sprekke, og det kan være dette som danner grunnvann som senere kommer ut i kilder ved foten av uren under platået. En annen mulighet er at vannet renner inn i mindre sprekker og åpninger lengre opp i fjellsiden. I tillegg kan overflatevann transporteres i uren og komme ut i kildeutspringet. Vannet som kommer ut ved kildene er sannsynligvis en blanding av vann nydannet i uren over kildene og vann transportert gjennom et sprekkesystem i fjellet av ukjent utstrekning.

skrednett (Figur 8). Skredet som er registrert i skrednett gikk i 1968 som følge av at en fjellhammer fra fjellet Hjerseggnosi løsnet. Blokker fra skredet gikk helt ned til gården Hjerseggi og førte til jord og skogskade da det la seg ut over store deler av jordene.

På skrednett er det også registrert relativt hyppige steinsprang langs veiskjæringene på Sognefjellsveien, der det siste registrerte var i desember 2015. Det har gått seks jord- og løsmasseskred langs Fortunsdalen. I løpet av perioden 1700-1800 gikk det tre snøskred som ble utløst fra østsiden av dalen. Skrednett viser kun én registrert skredhendelse på vestsiden av Fortunsdalen fra år 1650. Dette skredet var et jordskred. På ortofoto og fra riksvei 55 ser man tydelige skredavsetninger og skredbaner på vestsiden. Grunnen til at disse ikke er registrert på skrednett kan være fordi det er lite ferdsel i området og skredene ikke har ført med seg noen konsekvenser.



Figur 8. To fjellskredavsetninger er kartlagt og registrert i nærheten av Liane i Fortunsdalen. Redigert skjermdump fra www.skrednett.no.

4 Materialer og metoder

4.1 Kartgrunnlag og kartframstilling

Kartene i oppgaven er fremstilt ved hjelp av programmet ArcGIS 10.3. Som topografisk kartgrunnlag ble det brukt digitale FKB- data med høydekurver 1 og 5 m, i tillegg til N50-data med 25 m høydekurver. 1m høydedata er brukt i fremstilling av en digital terrengmodell (DTM). Topografisk Norgeskart 2 er brukt som basiskart, og ligger til grunn for flere av figurene. Berggrunnsgeologisk kart og kart over løsmasser er hentet fra NGU sine kartdata, og bearbeidet videre i ArcGIS 10.3:

Berggrunn N250

<http://geo.ngu.no/mapserver/BerggrunnWMS>

Løsmasser N50/N250

<http://geo.ngu.no/mapserver/LosmasserWMS>

Topografisk Norgeskart 2

<http://openwms.statkart.no/skwms1/wms.topo2>

4.2 Datainnsamling

4.2.1 Feltkartlegging

I felt ble det målt strøk og fall på sprekker, skrenter og foliasjon. På grunn av store variasjoner i helningsvinkel til foliasjonen ble det tatt flere målinger ved hver lokalitet.

Gjennomsnittsverdien av foliasjonen på de forskjellige lokalitetene ble brukt i kartet.

Forsenkninger ble observert og markert med dybde og diameter på feltkartet. I tilfeller der

forsenkningene ble observert i rekker, ble også orienteringen målt. Parallelle rygger ble

observert på tvers av plataået. Det ble gjennomført målinger av vannivå, temperatur og

elektrisk ledningsevne i kildene under plataået. Lokalitetene ble stedfestet med GPS (Garmin

60CSx). Posisjonene ble lastet ned og lagret som shapefiler, som senere ble brukt i ArcGIS

10.3 til fremstilling av kart.

4.2.2 Digitale kartdata, DTM og ortofoto

Ved hjelp av 1m høydedata, ble det laget en DTM, der skredtunger under plataået kom tydelig

frem. Flere sprekker enn de som ble registrert i felt ble observert oppe på plataået ved hjelp av

terrengmodellen. De største forsenkningene og ryggene var godt synlige på DTM. Ortofoto

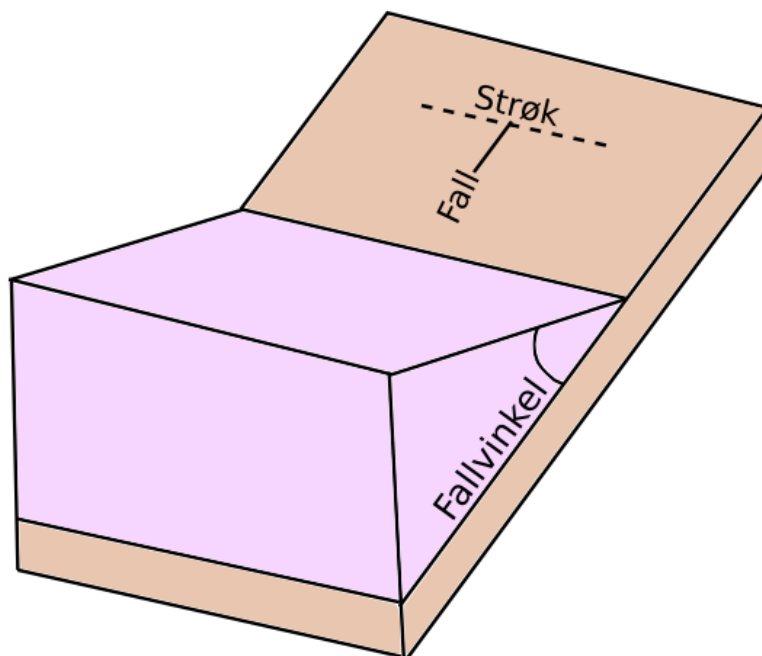
ble brukt til planlegging i forkant av feltarbeidet, og til å plassere skredbaner i etterkant.

4.3 Struktureologisk kartlegging

En forståelse for fjellets struktur, med tanke på sprekker, foliasjon og oppbygning er viktig i en vurdering av stabiliteten. Dette er fordi strukturer i fjellet og kombinasjoner av sprekke- og foliasjonsretninger kan være avgjørende for stabiliteten. Undersøkelser av sprekker og foliasjoner i fjellet kan være et godt verktøy for å definere hvor stort område av fjellet som er i bevegelse. Dette er viktig å finne ut av fordi volumet har en vesentlig betydning for utløpslengden til skredet (McEwen 1989). Utløpslengden har en stor betydning for konsekvensen av skredet.

Kartleggingen av sprekker ble hovedsakelig gjennomført i felt. I tillegg til feltarbeidet er det brukt ortofoto, 1m høydedata, DTM og observasjoner fra helikopter. Strøk og fall til sprekke ble målt ved hjelp av Silva Compass Expedition S som er et kompass med inklinometer, og er analysert i resultatdelen av oppgaven.

Strøket representerer skjæringslinjen mellom en planstruktur og horisontalplanet, mens fallet til et plan er vinkelen mellom planet og horisontalplanet målt vinkelrett på strøket (Figur 9).

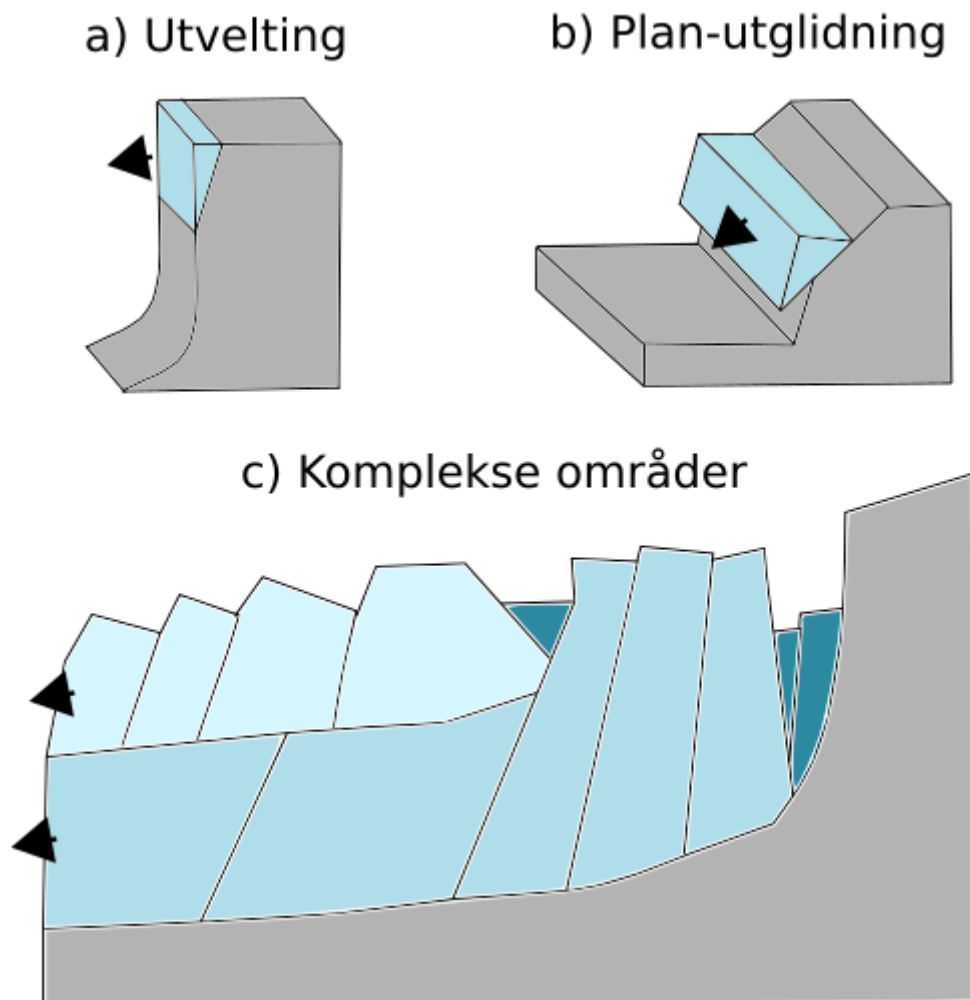


Figur 9. Illustrasjon av strøk og fall. Fallet til planet er vinkelen mellom planet og horisontalplanet målt vinkelrett på strøket.

Målingene er spredt relativt jevnt utover området for å få et resultat som er representativt for hele det aktuelle fjellplatået. I de delene av området som er dekket av moreneavsetninger, er det ingen målinger. De registrerte målingene er videre satt inn i et stereografisk plott for å

vurdere mulighetene for utglidning. Til dette analysearbeidet ble programmet DIPS 6.0 fra RocScience brukt.

På grunnlag av ulike kombinasjoner av strukturer skiller Braathen et al. (2004) mellom tre ulike geometrier for fjellskred i Norge: utvelting-, plan-utglidning- og komplekse områder. Inndelingen er videre basert på geometri av strukturene, type deformasjon, gradienten på fjellsiden og hvor stort volum av fjell som er involvert. Utveltingsområder er oftest kjennetegnet ved bratte fjellsider ($> 60-75^\circ$) (Figur 10a). Områder med plan-utglidning derimot finner oftest sted i mer moderat hellende sider ($< 45^\circ$) (Figur 10b). De komplekse områdene involverer glidning, rotasjon av blokker og utfall (Figur 10c).



Figur 10. Tre ulike geometrier for fjellskred i Norge, modifisert fra Braathen et al. (2004)

Et utveltingsområde er et kildeområde med bratt hellingsgrad. Karakteristisk for et utveltingsområde er blokker som er skilt fra fjellet av steile sprekker som går parallelt med fjellsiden. Dersom sprekken er gjennomgående og fullstendig avgrensner blokken vil alt som

holder blokken på plass være friksjon. Utveltingsområdene blir ikke like store som plane- eller komplekse utglidningsområder.

Plane utglidningsområder opptrer der fjellsiden har en lav gradient ($< 45^\circ$) og hvor svakhetssoner er orientert sub-parallelt med fjellsiden. En viktig faktor for utglidning er at glideplanet har en lavere helningsvinkel enn fjellsiden, slik at glideplanet kommer ut i dagen. Svakhetssoner kan omfatte foliasjon, lagdeling og eldre svakhetssoner som gamle tektoniske oppsprekninger. Bevegelsen skjer på grunn av aktivering eller reaktivering langs disse svakere planene.

Komplekse områder har en utbredelse som vanligvis overgår 1 km^2 og en dybde som varierer fra 20 til flere 100 m. Disse har som regel en kaotisk og ujevnt overflatemorfologi, da de gjerne består av flere blokker. Topografisk gradient av området er ofte relativt lav, mens fjellsiden heller moderat til bratt ned mot dalen. Blokker kan identifiseres ved at det renner grunnvann langs planet, dette gjelder også for plan-utglidning. Interne blokker blir ofte separert av sprekker og kan roteres mot fjellsiden eller mot dalen. Det er også ofte interne grabenstrukturer som i mange tilfeller finnes i de innerste delene av det kollapsende området. Denne deformasjonen kan beskrives som en kombinasjon av plan utglidning og utvelting.

4.4 Geomorfologisk kartlegging

Kunnskap om geomorfologiske fenomener som opptrer i sammenheng med en ustabil fjellside er viktig for å kunne forstå deformasjonshistorien i berggrunnen (Agliardi et al. 2001).

Kartleggingen av de geomorfologiske strukturene på Liane ble gjennomført ved feltarbeid, i tillegg til bruk av ortofoto og DTM. Fokuset lå på å finne potensiell baksprekk, laterale avgrensninger, glideplan samt å kartlegge forsenkninger. Diameter, dybde og orientering av forsenkningene ble registrert. Retningsmålingene på forsenkningene er satt inn i et rosedigram i programmet Dips 6.0 fra RocScience.

Tre geomorfologiske faktorer presentert av Oppikofer et al. (2014) beskriver tilstanden til en ustabil fjellside. De tre faktorene ble lagt til grunn for kartleggingsarbeidet.

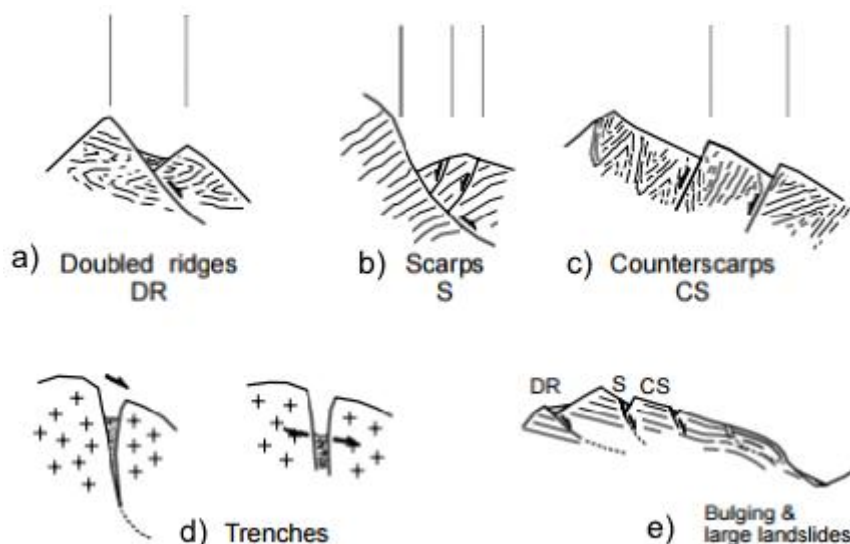
Faktor 1. Utvikling av en baksprekk: En baksprekk definerer den øverste grensen av et ustabil parti, og er ofte den første morfologiske faktoren som vurderes. Baksprekken kan være utviklet, delvis utviklet eller ikke utviklet. Ustabile partier som står i fare for å rase ut,

uten å ha utviklet en baksprekk er sjeldne. Grunnet de flere glasiasjonene landet har gjennomgått, finnes det eldre tektoniske strukturer og oppsprekninger knyttet til spenningsavlastning ved deglasiasjon og landheving. Disse strukturene kan opptre i stabilt fjell og kan feiltolkes som aktive baksprekker.

Faktor 2. Potensielle utglidningsplan: Foliasjon, lagdeling, sprekker eller forkastninger kan fungere som glideplan for en ustabil fjellside. Muligheten for utvikling av et glideplan avhenger av orienteringen til de forskjellige strukturene. Dersom strukturene heller ut i dalen med en helningsvinkel lavere enn fjellsiden, er dette den mest kritiske situasjonen.

Faktor 3. Laterale avgrensninger: Disse avgrensningene kan gi en indikasjon på hvor mye bevegelse som har forekommet, og hvor mye mer bevegelse som må til for at fjellsiden raser ut. Dersom området er fullstendig avgrenset lateralt, er dette den mest ustabile situasjonen.

I tillegg er det flere morfologiske fenomener som ofte opptre i sammenheng med ustabile fjellsider. Skrenter med helning både utover i dalen og innover i fjellet (Figur 11b og 11c), grøfter og parallelle rygger er noen av disse fenomenene (Figur 11a). Utenom disse fenomenene, er større skred i området rundt, samt «bulging» et fenomen som er knyttet til bevegelse (Figur 11e).



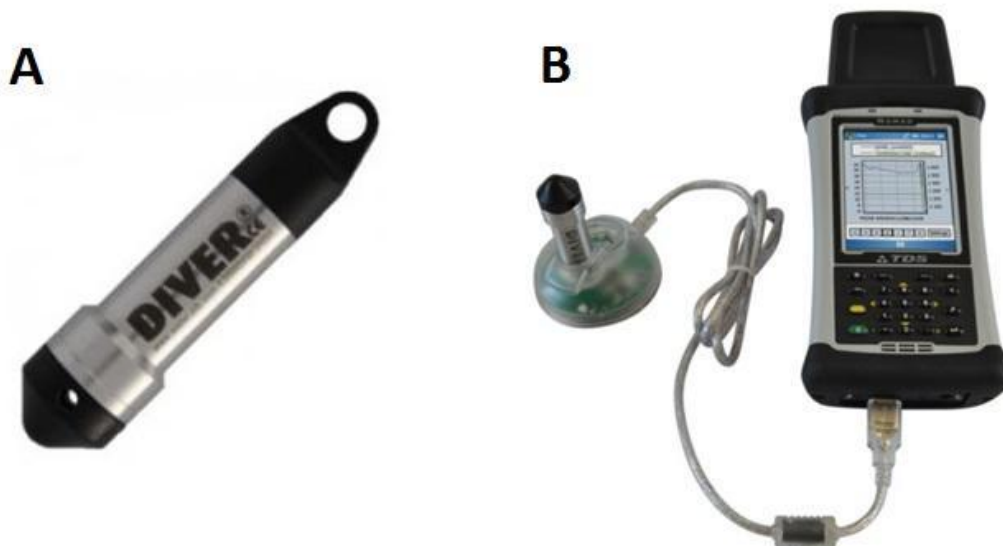
Figur 11. Flere morfologiske fenomener kan knyttes til bevegelse i et fjellparti. Hentet fra Agliardi et al. 2001

4.5 Undersøkelser av kilder

Vann spiller en viktig rolle for utløsning av flere typer skred, ettersom det påvirker stabiliteten i fjell og løsmasser. I ustabile fjellpartier der vann renner gjennom sprekkesystemer, vil en økning i vannføring føre til større poretrykk i fjellet og redusere friksjonen langs glideplanet (NGU 2016). Vann er en helt avgjørende faktor for det ustabile partiet Veslemannen (Skrede et al. 2015). Derfor er det naturlig å studere forholdene i kildene under plataået Liane. Ved å samle inn data fra kildene, og se på hvordan de varierer i temperatur og vanntrykk over tid, kan man forhåpentligvis danne seg et mer helhetlig bilde av risikoen.

Ved hjelp av mini-divere ble det målt vanntrykk (vannivå) og temperatur i kildene (K1 og K3) (Figur 12a). Diveren måler det totale trykket over instrumentet, det vil si vanntrykk pluss barometrisk trykk. Målingene må derfor korrigeres ved å trekke fra det barometriske trykket. Dette gjøres ved å ta samtidige målinger i både luft og vann.

I mini-diveren finnes det et minne som kan lagre opptil 16 000 målinger og batteriet kan ha en levetid på opptil 10 år, avhengig av hvor ofte det måles. I enden av mini-diveren er det en optisk kontakt som settes ned i en avlesningsenhet som kobles til datamaskinen eller til et håndholdt instrument (Figur 12b).



Figur 12. 12A viser instrumentet (mini-diveren) som ligger i kilden og måler vanntrykk og temperatur, 12B er avleseren til mini-diveren. Mini-diveren blir koblet til avleseren slik som på bildet.

(<http://www.novametrixgm.com/groundwater-monitoring/groundwater-dataloggers/mini-diver>)

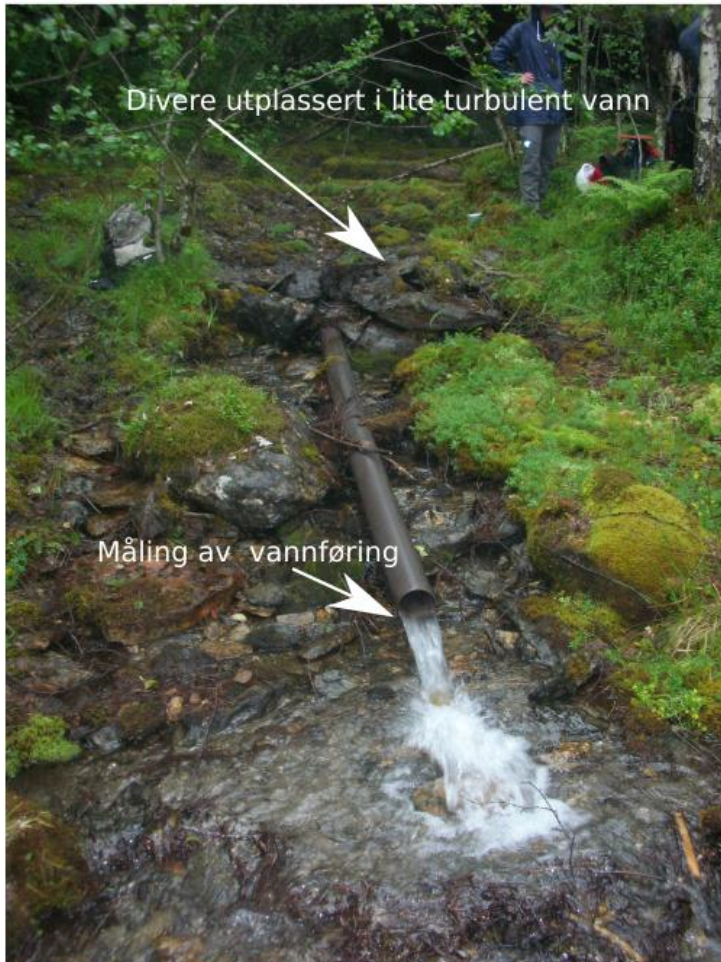
Vanntrykket er et indirekte mål for vannmengde (m) som gir høyden på vannsøylen over sensoren i målepunktet. Siden vannstanden varierer med vannføringen gir loggerne som er satt ned i de ulike kildene informasjon om relativ vannføring i målepunktene.

Temperaturmålingene gir en indikasjon på om vannet har stabil temperatur og kan være grunnvann i motsetning til vann med variabel temperatur som indikerer overflatevann.

Grunnvann har som regel en relativt stabil temperatur rundt årsmiddel lufttemperatur på stedet. Det vil si at om vinteren er grunnvannet varmere enn lufttemperaturen, og om sommeren kaldere.

Loggerne ble satt ut 11 august 2015, og hentet inn 19 april 2016. Den 18. desember 2015 ble loggerne avlest for å kontrollere at de fungerte som de skulle. Loggerne er programmert til å logge en gang pr. time. To diverer ble lagt ut i begge kildebekkene for å være sikker på at målinger ble registrert. Plasseringen av diverne ble bestemt av praktiske årsaker. Like ved kildeutspringet K1 lå det et plastrør. Røret er trolig blitt brukt til tidligere undersøkelser, men det har ikke vært mulig å spore opp rapporter om dette. Her var det enkelt å bygge opp en demning for å lede alt vannet gjennom røret (Figur 13). Demningen sørget også for å skape delvis stillestående vann, som er viktig ved målinger med diverer. Målingene i K3 ble utført 350 m nedstrøms utspringet, der kildebekken er demt opp på grunn av utbyggingen av en traktorvei. Oppdemningen gjorde forholdene gode for utplassering av diverer, og den innlagte stikkrennen ble brukt til å måle vannføring. To diverer ble også hengt opp ca. en meter over bakkenivå slik at lufttrykk kunne trekkes fra ved fremstilling av data.

Vannets temperatur og elektriske ledningsevne ble målt i kildeutspringene med en konduktivitetsmåler, WTW340i. Ledningsevnen gir viktig informasjon om vanntype. Jo høyere den elektriske ledningsevnen er, til mer oppløste ioner er det i vannet. Ledningsevnen måles i mikrosiemens pr. centimeter ($\mu\text{S}/\text{cm}$)



Figur 13. Diverne i K1 ble utplassert i ly for den mest turbulente strømmen. Røret ble brukt til målinger av vannføring.

Overflatevann har lav ledningsevne mens grunnvann med lang oppholdstid i grunnen har som regel høyere ledningsevne. Dette varierer med forholdene på stedet, bl.a. med hvilken berggrunn det er. Det må derfor gjøres flere målinger for å undersøke hva som er høy og lav ledningsevne i et område. Grunnvann kan ha betydning for friksjonen i bergsprekkene og dermed være viktig for vurdering av stabiliteten i fjellet.

Når temperatur og elektrisk ledningsevne er forskjellig mellom ulike målingsområder, indikerer dette at vannet har ulik opprinnelse og oppholdstid i grunnen. Måles det rundt 80-120 $\mu\text{S}/\text{cm}$ er det trolig grunnvann som har vært i grunnen i lengre tid, mens overflatevann generelt har en mye lavere elektrisk ledningsevne på grunn av oppløste ioner. Det ble målt elektrisk ledningsevne i K1-K4 5 august 2015 og 19 april 2016. I tillegg ble det gjort en kontrollmåling av temperatur og elektrisk ledningsevne av overflatevann i området i april 2016 (Figur 40).

4.6 Analyse av sedimentprøver

Det ble hentet inn to sedimentprøver fra forskjellige områder på det som [Vorren \(1970\)](#) har kartlagt som randmorenerygger (Figur 7). For å undersøke dannelsen av ryggene og forsenkningene, ble det tatt to prøver til kornfordelingsanalyser. Dannelse av forsenkninger kan eksempelvis skje ved innsynkning av materiale på grunn av reaktiverte sprekker eller gjennom dannelse av dødisgroper. Er forsenkningene dødisgroper forventes det mer sorterte avsetninger enn om det er innsynkninger i randmorenen. En typisk moreneavsetning er usortert og består av alle kornstørrelser ([Greve et al. 1999](#)).

Prøvene ble samlet inn ved å grave to utsnitt i løsmassene. De ble så tørket på 110 °C i varmeskap i et døgn. Sedimentene ble siktet gjennom følgende siktstørrelser som tilsvarer en standard siktekolonne: 16,0 mm, 8,0 mm, 4,0 mm, 2,0 mm, 1,0 mm, 0,5 mm, 0,25 mm, 0,125 mm, 0,063 mm. Alt materiale over 19 mm ble tatt bort fra prøven før analysen. Siktene ble stilt i rekkefølge med største sikt øverst (Figur 14). Materiale ble videre fordelt og veid i de forskjellige kornstørrelsene. Videre ble det regnet ut kumulativ prosent av sedimentprøvene for å lage en kornfordelingskurve i Excel. Verdiene er så satt inn i et Md-So diagram. Et Md-So diagram viser sortering og middelkornstørrelse av en prøve. Ved å finne middelkornstørrelsen (Md) og sorteringsgraden (So) og å sette dette inn i et standarddiagram, kan man få en indikasjon på hvilken dannelse løsmassene har ([Selmer-Olsen 1954](#)).



Figur 14. De to sedimentprøvene ble tørrsiktet i en standard siktekolonne.

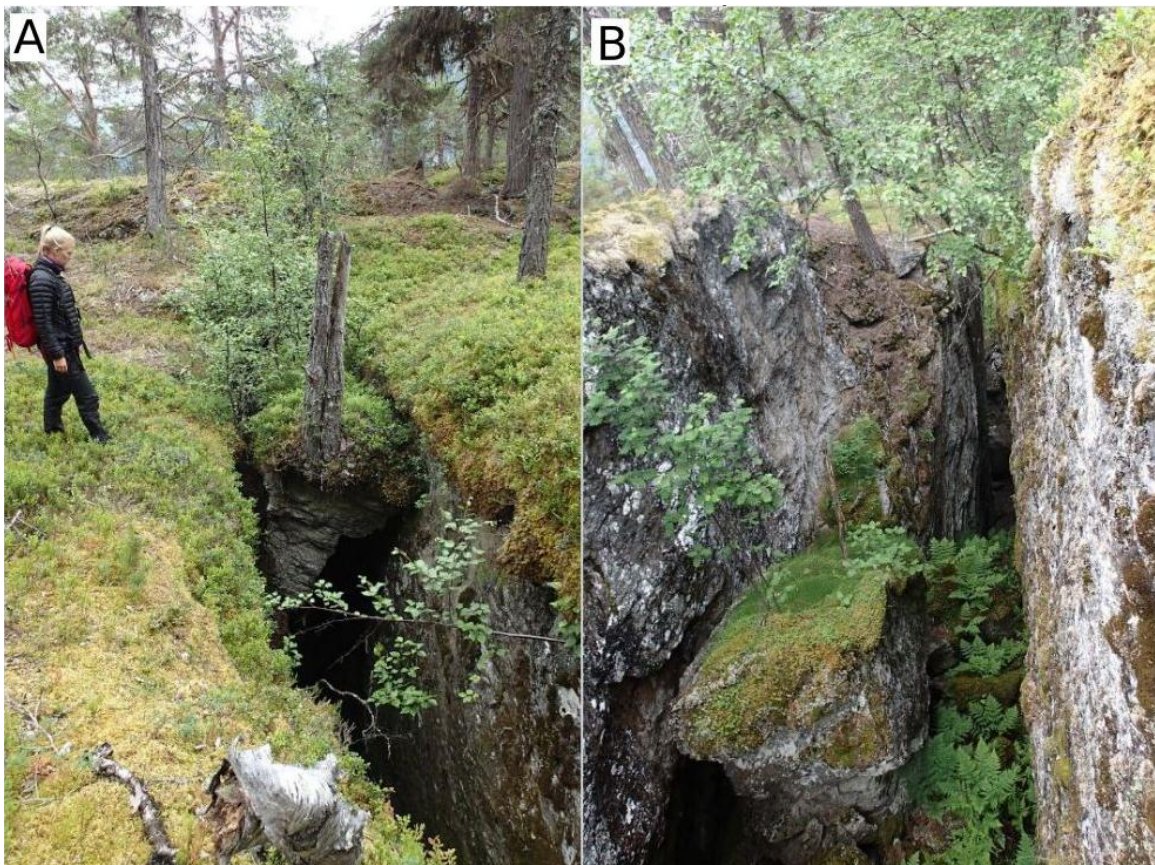
5 Resultat

5.1 Strukturgeologi

5.1.1 Sprekker

Platået som er undersøkt i denne oppgaven ligger på nord-vestsiden av Fortunsdalen, og er godt synlig fra riksvei 55. Det er tydelig at det er oppsprukket framme på platået, men også utenfor det mulig ustabile platået er det observert sprekker. Det er i alt observert fire sprekkeretninger, som er gitt betegnelsene S1-S4.

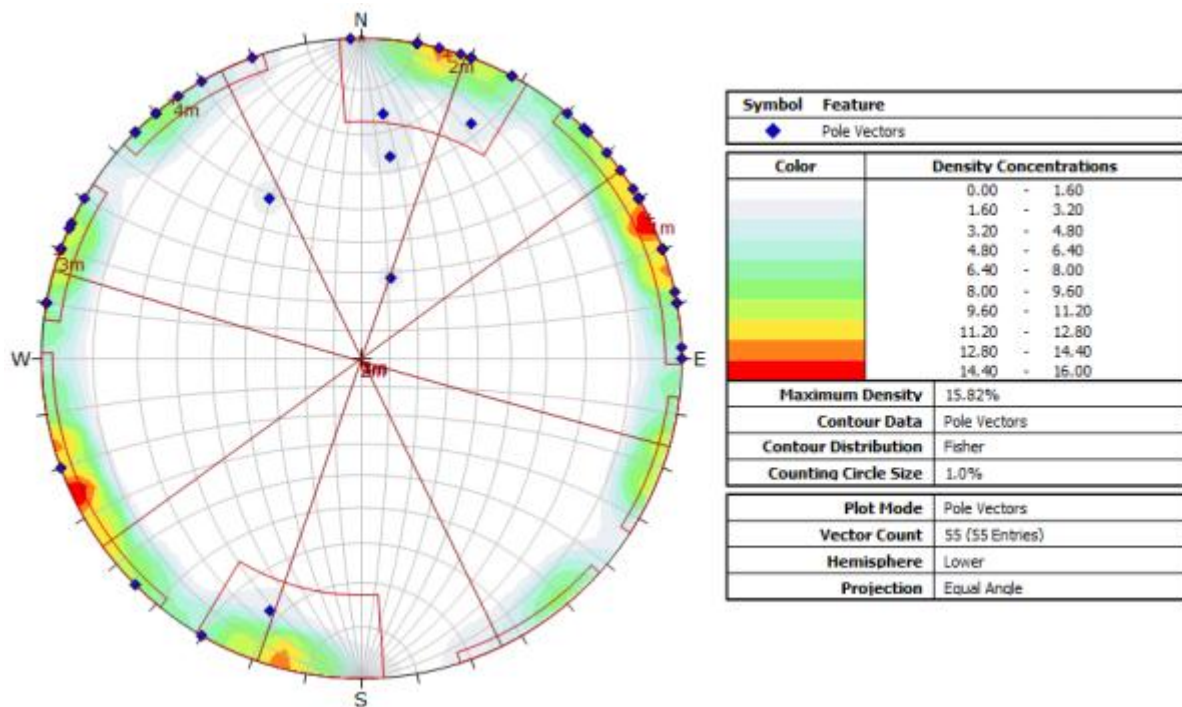
De største sprekkene har karakter av revner (Figur 11d). Sprekkene er svært store, og i flere av dem ligger det blokker langs oppsprekkingen (Figur 15). Dette sprekkesettet (NNV-SSØ) er gitt navnet S1 og opptrer ofte i kombinasjon med sprekkesett S2 (ØSØ-VNV). Verdiene målt i felt ble satt inn i et stereoplott, og gjennomsnittsorienteringen av sprekkesettene er regnet ut ved bruk av funksjonen «add set window». Resultatene er presentert i tabell 1.



Figur 15. I flere av sprekkesettene ble det observert blokker i sprekkåpningene (15A og B)

Stereogrammet i figur 16 er basert på 55 målinger av strøk og fall på sprekker på Liane. Hovedandelen av sprekkene er tilnærmet vertikale. Dette gikk igjen i de fleste målingene,

men seks målinger skiller seg ut, da de har en slakere helning. I området dekket av randmoreneavsetninger ble det ikke foretatt noen målinger, da det ikke er noe fjell i dagen.



Figur 16. Stereoplott av polene til 55 målinger av sprekkeretninger ved Liane. Fire sprekkesett ble registrert.

Sprekkesett	Strøk	Fall	Antall poler
S1	154	90	21
S2	106	89	15
S3	19	90	9
S4	54	90	7

Tabell 1. Tabellen er basert på 52 målinger av strøk og fall på sprekkesettene S1 - S4.

Tre poler går ikke under noen av sprekkesettene. En av disse har et fall på 30 grader mot SV og et strøk på 110. De to resterende målingene har fall på 60 mot SØ og 65 grader mot S og strøk på 60 og 98. De to mindre representerte sprekkesettene S3 og S4 er orientert henholdsvis NNØ-SSV (S3) og ØNØ-VSV (S4). Sprekkesettene S3 og S4 er mindre tydelige i terrenget enn sprekkesettene S1 og S2. I flere tilfeller var sprekkene så smale at de stedvis ble fullstendig tildekket av vegetasjon. Figur 17 viser hvordan noen av sprekkene var delvis gjengrodde i terrenget. Helningen på sprekkene er vertikale, og dette går igjen i tilnærmet alle de undersøkte sprekkene.

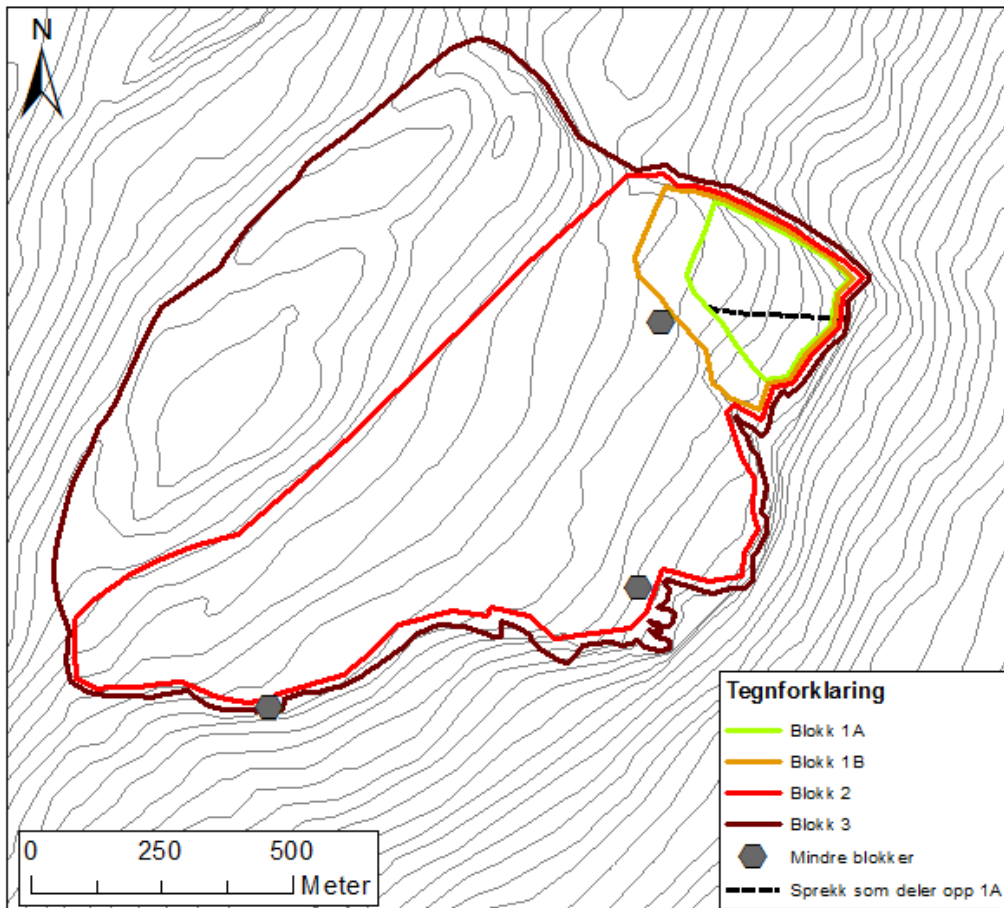


Figur 17. Flere av sprekkene er nesten helt tildekket av vegetasjon, og vanskelig å se i terrenget (17A og B).

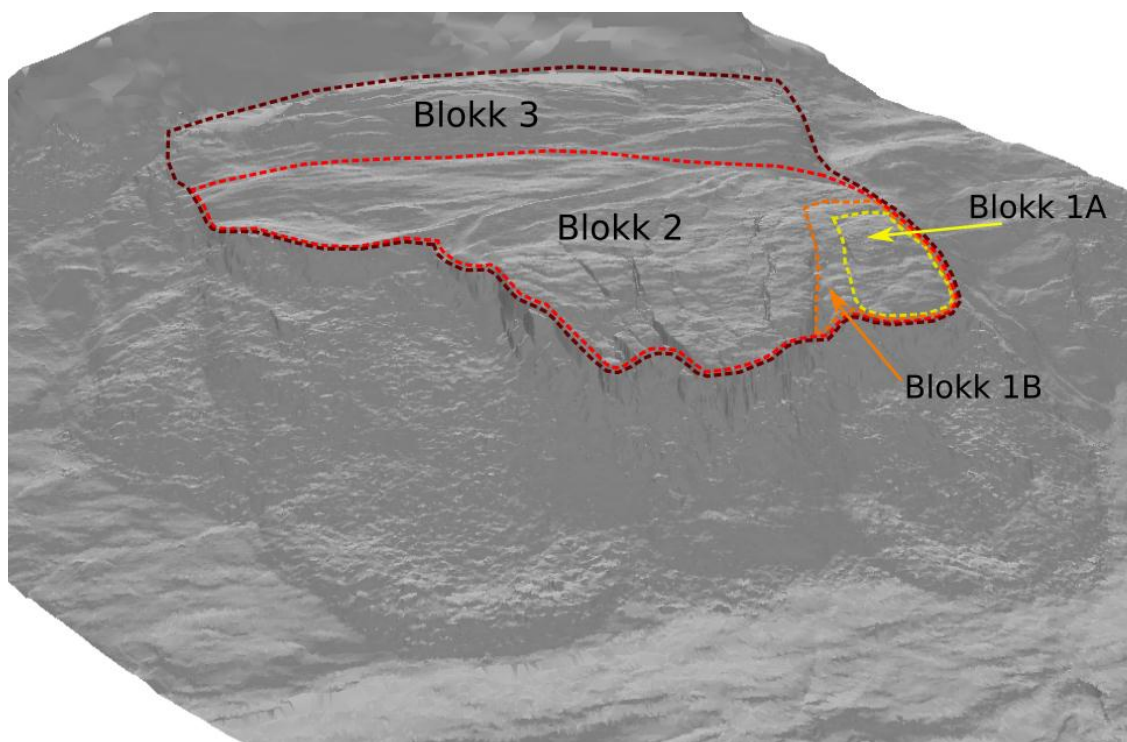
Sprekker kan fungere som en lateral avgrensning for et ustabil parti, og derfor ble det prioritert å følge sprekker for å kartlegge avgrensede blokker. I felt var det til tider vanskelig å følge sprekkene, da bratte skrenter og varierende sprekkeretninger gjorde framkomsten i terrenget komplisert. De laterale avgrensningene ble derfor i tillegg kartlagt ved hjelp av ortofoto, DTM og observasjoner/bilder fra helikopter.

Fire blokker er tilnærmet totalt avgrenset (Figur 18). En av blokkene er blokk 1A. Her går sprekkene langs sidene av blokken, men det er ingen tydelig baksprekk. Blokk 1A er avgrenset bakover av en skrent med bratt helning ut i dalen. Denne blokken er ca. 300x250 m. Blokk 1A er en del av blokk 1B som er totalt avgrenset av sprekker. Blokk 1B er ca. 500x300 m, og omfatter også arealet til blokk 1A (Figur 19).

Den tredje blokken som er avgrenset er ca. 400x1000 m (Blokk 2). Blokk 2 baserer seg på skrenter som bakre avgrensning. Det største potensielle avgrensede området er ca. 900x1000 m (Blokk 3). Blokk 2 og 3 er derimot ikke basert på sprekker som eneste laterale avgrensning, da de er delvis avgrenset av skrenter.

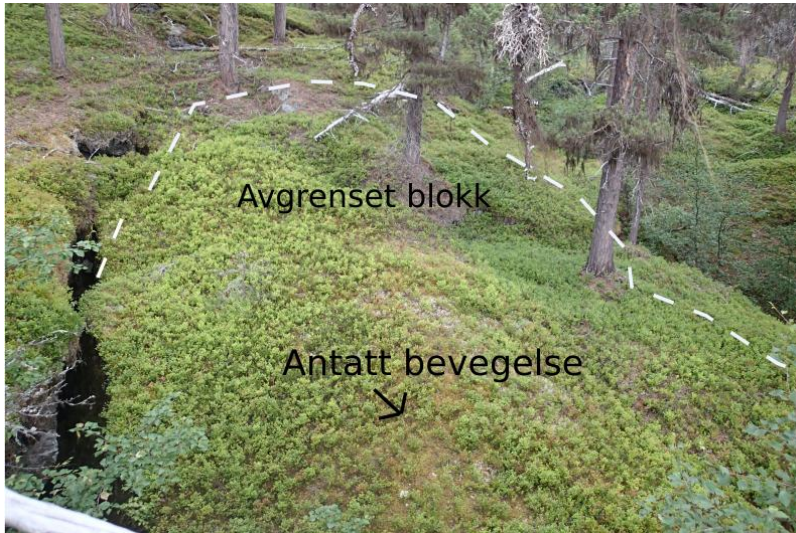


Figur 18. På platået Liane er det kartlagt fire avgrensede blokker, samt noen mindre blokker.



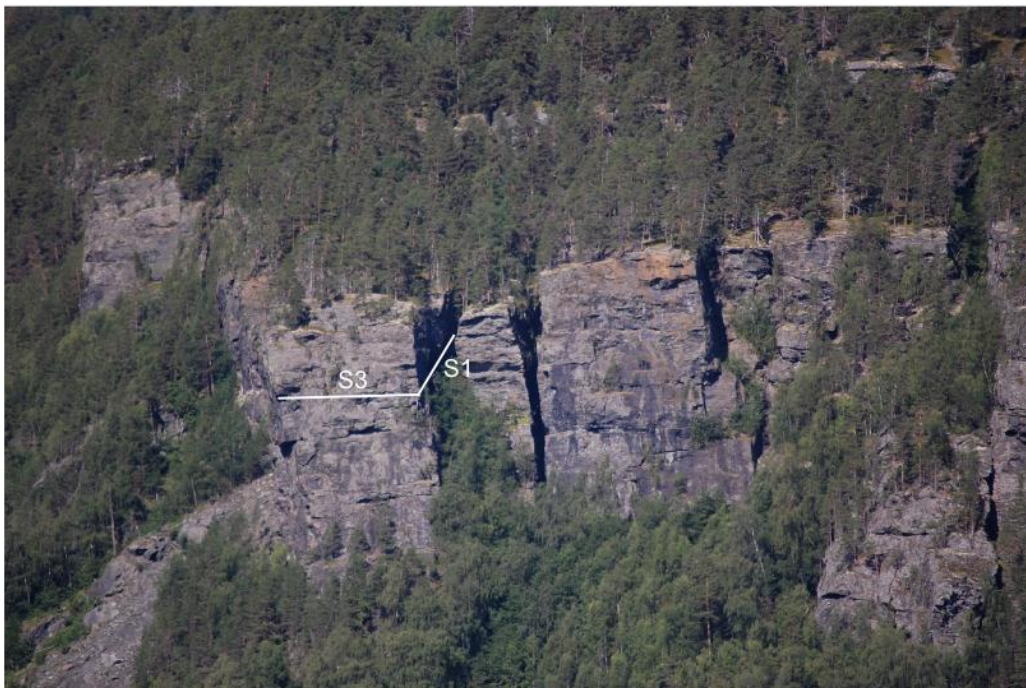
Figur 19. 3D modell av det ustabile området fremstilt i ArcScene. Fire avgrensede blokker er kartlagt.

Sprekkene avgrenser også i tre tilfeller mindre blokker. De mindre blokkene vil ikke føre til fjellskred, da volumet er godt under $100\,000\text{ m}^3$. De er avgrenset lateralt av sprekker, og har antatt bevegelse utover mot dalen. En av de mindre blokkene ligger et stykke inn på platået (NØ), i enden av en av de store sprekkene. Sprekkene som avgrenset denne blokken er ikke tilgrodd i like stor grad som flere av de større sprekkene (Figur 20).



Figur 20. En av blokkene er tydelig avgrenset av sprekker (mindre blokk NØ på figur 18).

Det er flere delvis lateralt avgrensede blokker langs kanten av platået. De avgrensede blokkene ser ut til å ha sunket ned i forhold til platået bak (Figur 21). Ved å se på de delvis avgrensede blokkene kommer det tydelig frem hvor dominerende S1 er fremme på platået. Det er mulig at fronten av blokkene er forårsaket av S3.



Figur 21. Fremme på platået er det store oppsprekninger langs sprekkeretning S1. Sprekkene deler opp platået i blokker.

5.1.2 Foliasjon

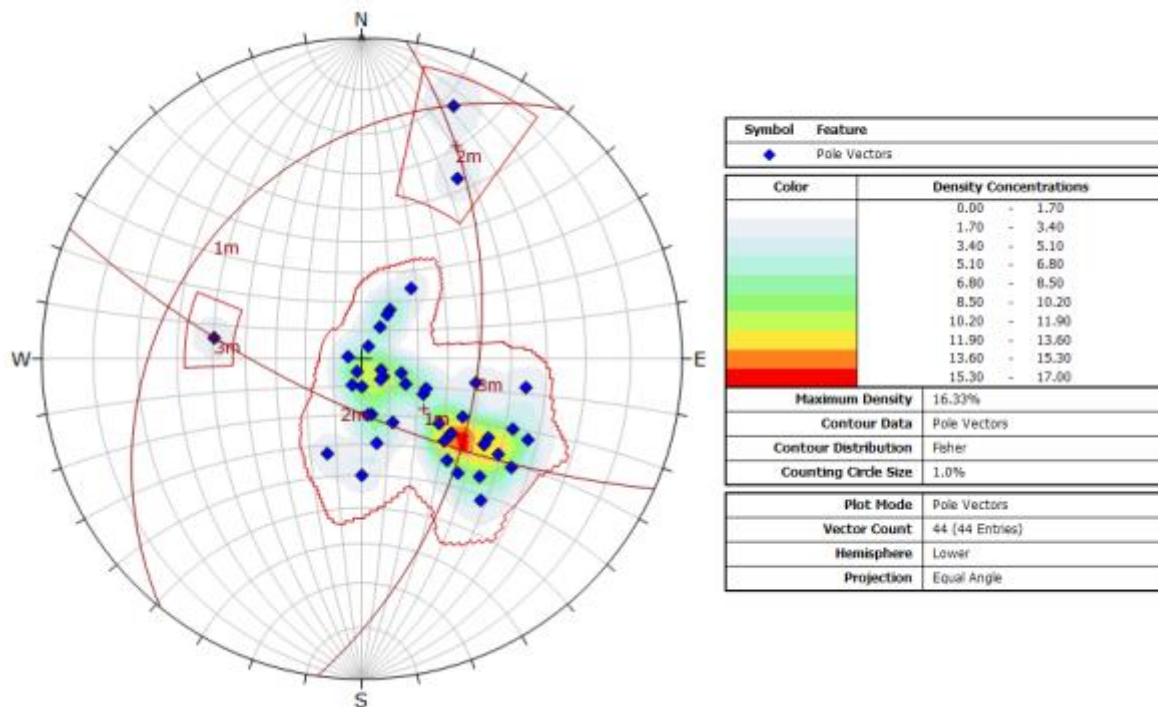
Foliasjonsmålingene i området ble delt opp etter hvilken bergart som ble undersøkt.

Foliasjonen i glimmerskiferen var noe krevende å måle, da orienteringen varierte fra bratt til slakere på omtrent samme område (Figur 22). De store variasjonene i områdene skyldes småfolder i bergarten. Derfor ble det ved de fleste lokalitetene tatt flere målinger og regnet ut gjennomsnitt. Det ble totalt gjort 44 foliasjonsmålinger i glimmerskiferen på plataået Liane. Målingene er spredt utover på Liane, og i tillegg ble det gjort en kontrollmåling i grensen mellom uravsetningen og plataået. Foliasjonen her stemte godt overens med de andre foliasjonsmålingene.



Figur 22. I glimmerskiferen på plataået Liane er det foliasjon. Helningen i foliasjonen varierer fra bratt til slak.

Foliasjonsmålingene er satt inn i et stereonett (Figur 23). Basert på stereonettet er hovedorienteringen av foliasjonen sentrert i et område (1m) med gjennomsnittlig strøk på 219 og fall på 28 grader mot NV. Noen målinger av foliasjonen skiller seg markant fra hovedretningen. Disse er merket av i to sett (2m og 3m) og har strøk på 114 og 8, og et fall på 72 mot SV og 50 grader mot Ø. Innenfor konsentrasjonen av polene til hovedorienteringen (1m) er det to større delområder. Helningen til foliasjonen varierer mellom svært slak og noe brattere helning mot NV innover i fjellet.

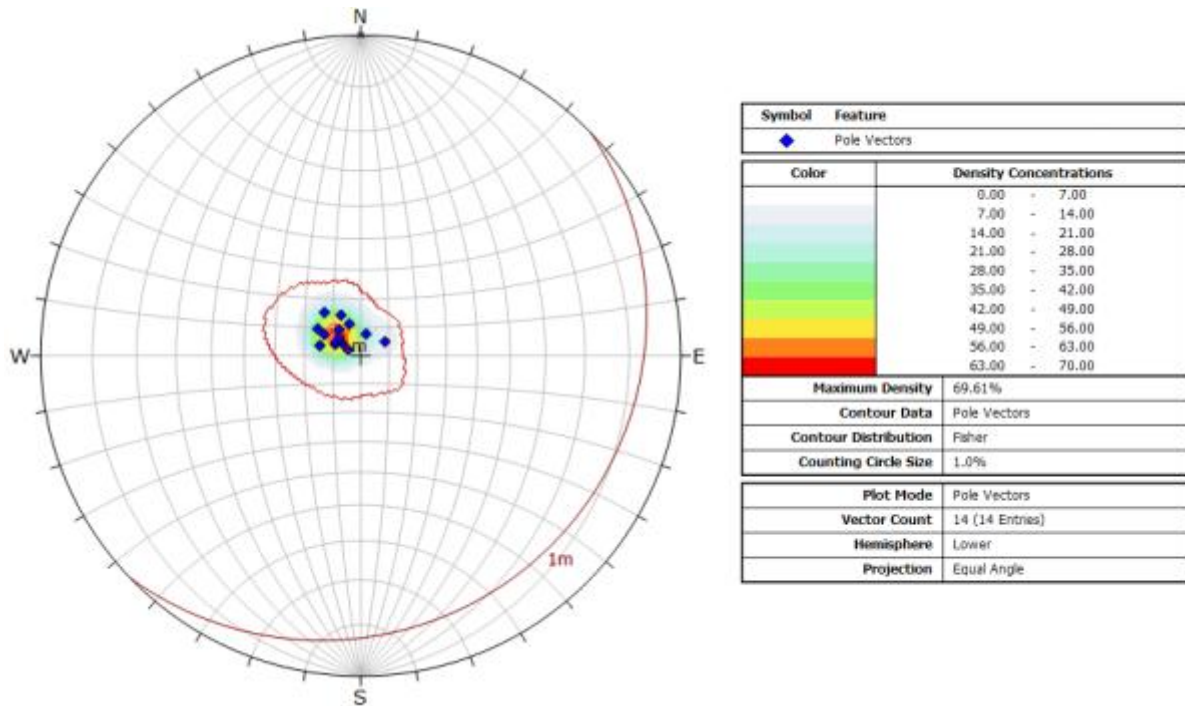


Figur 23. Foliasjonen i glimmerskifer faller hovedsakelig mot NV.

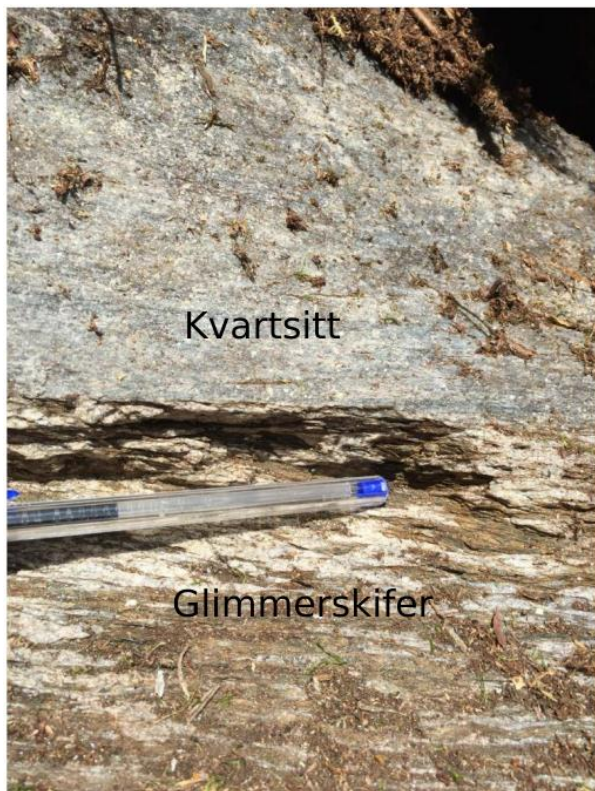
Foliasjonsmålinger ble også utført i kvartsitten under det mulig ustabile partiet. Foliasjonen her skiller seg markant fra den som ble observert i glimmerskiferen. I kvartsitten heller foliasjonen mot SØ, dette er tilnærmet motsatt av foliasjonen i glimmerskiferen. Fallvinkelen varierer mellom 5 og 20 grader. I kvartsitten er det bare en hovedkonsentrasjon av polene (Figur 24). Konsentrasjonen har et gjennomsnittsstrøk på 46, og helning på 10 grader mot SØ.

Det ble gjort 14 målinger spredt relativt jevnt rundt i området under det potensielt ustabile partiet. Deler av det nedre området er dekket av ur, noe som gjorde målinger av foliasjonen i kvartsitten under skredavsetningene umulig.

I underkant av det mulig ustabile partiet er det soner med variasjon mellom kvartsitt og glimmerskifer. Her ble det observert et parti med kvartsitt overlatt av et ca. 1m bredt bånd med glimmerskifer som igjen var overlatt av kvartsitt. Grensen mellom variasjonene er tydelig (Figur 25). Helningen av grensen mellom disse variasjonene er relativt lik som foliasjonen i kvartsitten, men noe slakere. Disse variasjonene kan indikere at det er større folder i glimmerskiferen.



Figur 24. Foliasjonen i kvartsitten har kun en pol-konsentrasjon i stereonetet som heller svakt mot SØ.



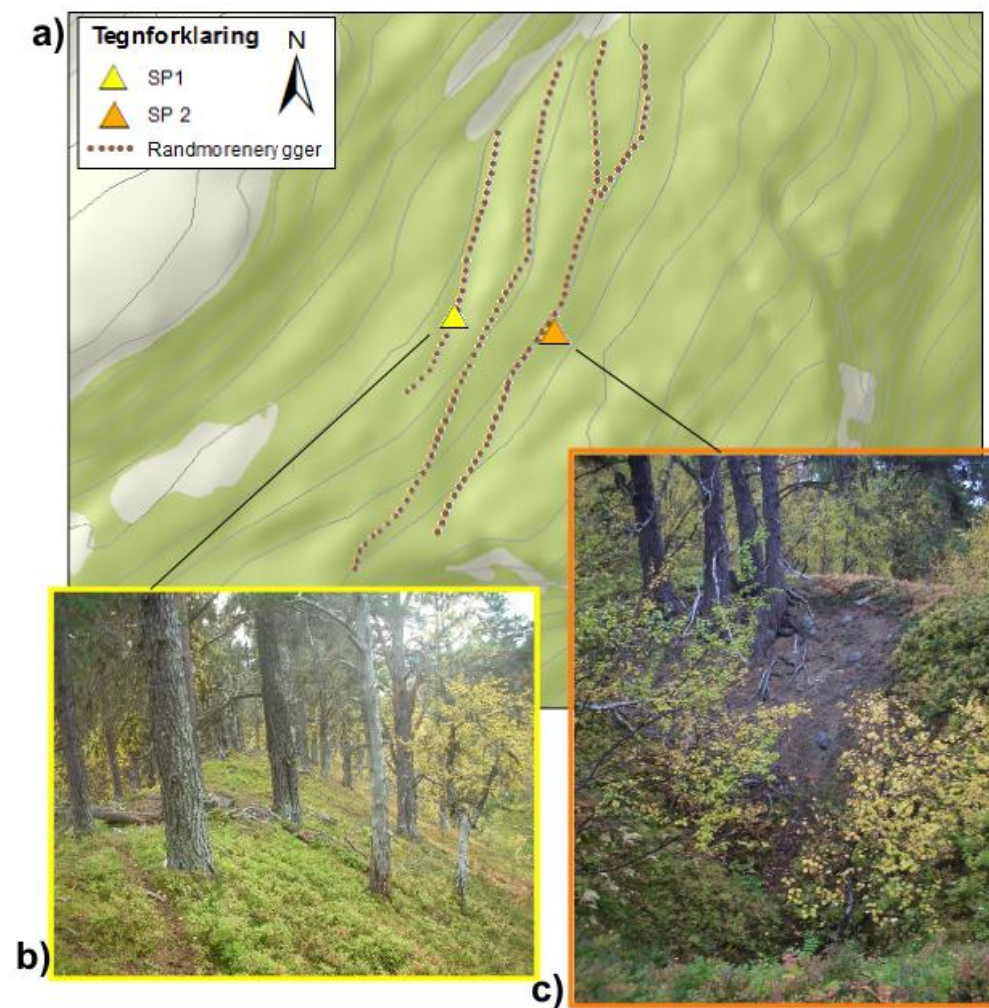
Figur 25. Grensen mellom kvartsitt og glimmerskifer innenfor variasjonene er lett å identifisere.

5.2 Geomorfologi

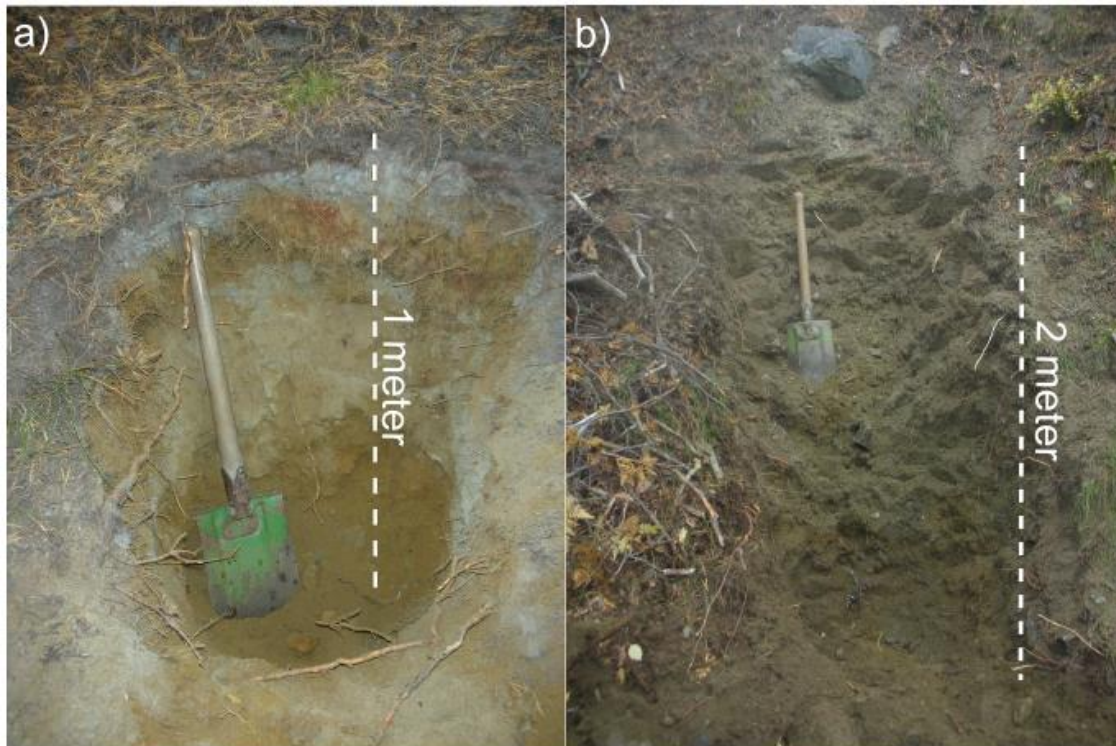
5.2.1 Løsavsetninger

Randmoreneavsetningene ligger som tre parallelle rygger og er orientert NNØ/SSV (Figur 26a). SP1 er hentet fra den øverste ryggen (Figur 26b), mens SP2 er hentet fra den største registrerte forsenkningen som ligger i den østligste ryggen (Figur 26c). Snittet i moreneryggen er presentert i figur 27a, mens snittet i forsenkningen er presentert i figur 27b.

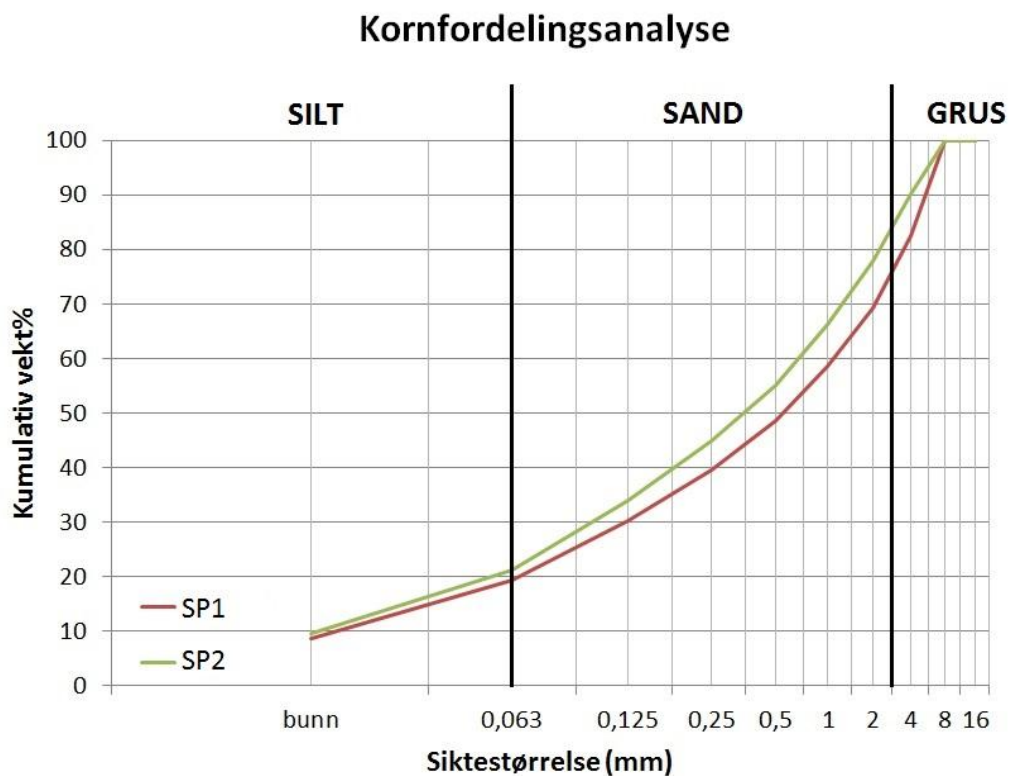
Kornfordelingsanalysen som ble gjort av SP1 og SP2 viser at de er svært like og at begge består av silt, sand og grus. SP1 består av 8,6 prosent silt/leire, 39,9 prosent sand og 51,5 prosent grus. SP2 består av 9,6 prosent silt/leire, 56,6 prosent sand og 33,8 prosent grus. Kornfordelingskurvene ble sammenlignet med Neeb (1992) sine eksempler på typiske kornfordelingskurver for leire, morenemateriale, elvemateriale og breelvmateriale. Kornfordelingskurvene i figur 28 ligner mest på kurven til morenemateriale.



Figur 26. SP1 ble hentet fra den østligste ryggen, mens SP2 ble hentet fra den største registrerte forsenkningen.

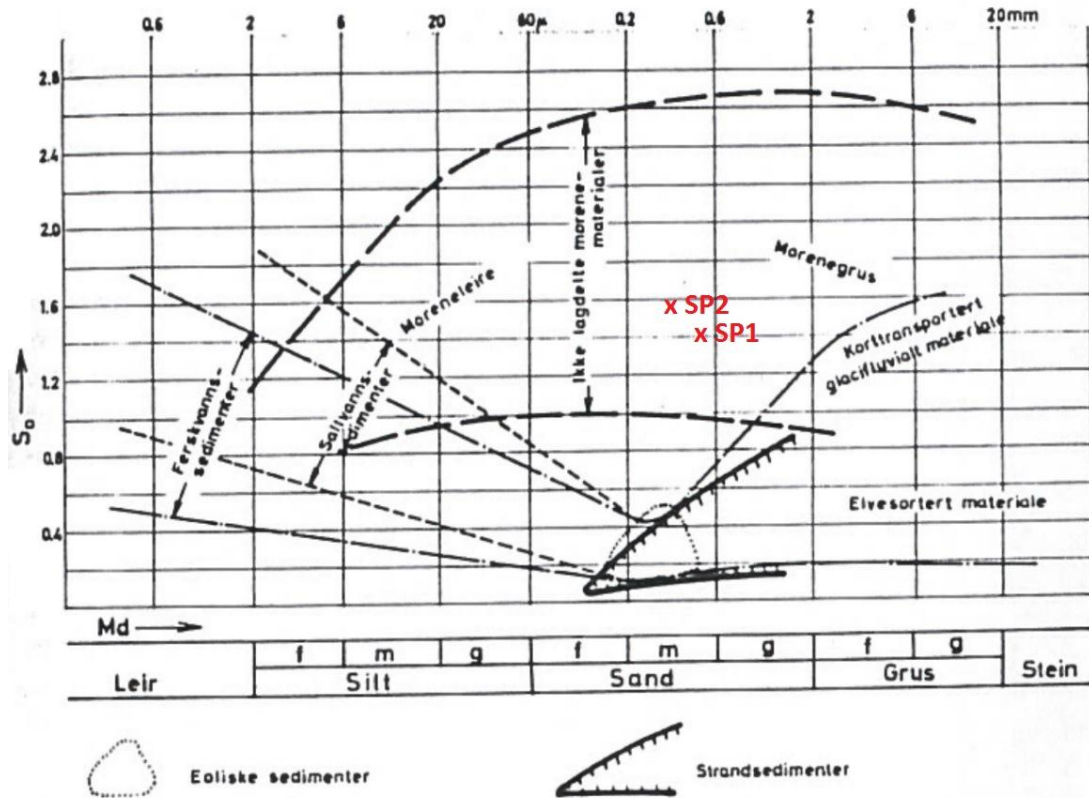


Figur 27. SP1 ble hentet fra 27a, og SP2 ble hentet fra 27b.



Figur 28. Resultatene fra kornfordelingsanalysen viser liten forskjell i sedimentsammensetning for SP1 og SP2.

Middel kornstørrelse (Md) og sorteringsgrad (So) for SP1 og SP2 er satt inn i et Md-So diagram. Diagrammet viser at begge prøvene ligger i sonen for ikke lagdelte morenematerialer (Figur 29).



Figur 29. Standarddiagram fra Selmer-Olsen (1954). Middell kornstørrelse (Md) og sorteringsgrad (So) for SP1 og SP2 er markert i rødt.

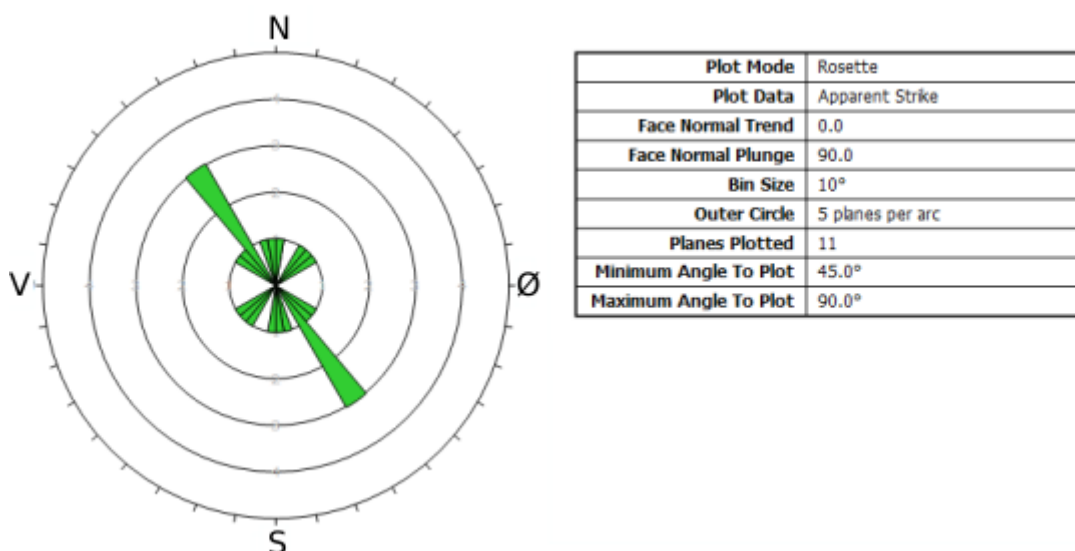
5.2.2 Forsenkninger

I deler av partiet som er dekket av morenemateriale er det flere forsenkninger som varierer i størrelse. De største som ble observert hadde en diameter på ca. ti meter, og en dybde på ca. fem meter (Figur 30A). Størrelsen varierte helt ned til de mindre som hadde en diameter på en meter, og var en meter dype (Figur 30B). Forsenkningen opptrådte både i rekker og enkeltvis.



Figur 30. Forsenkningene varierer i størrelse, fra de største som er 10 m dype (Figur 30A), til de mindre med kun en meter dype (Figur 30B).

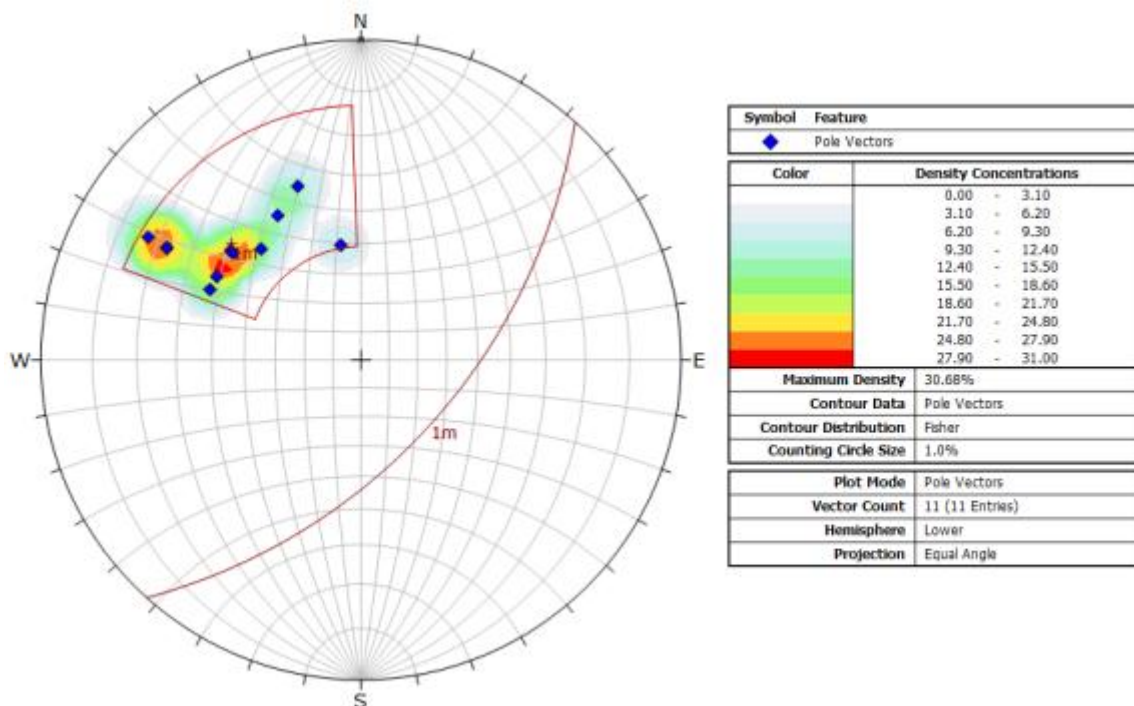
I rosedigrammet som er basert på retningene på forsenkningene (Figur 31) er resultatet noe annerledes enn for sprekke. Sprekke hadde tydelige hovedretninger med orientering NNV-SSØ, VNV-ØSØ, NNØ-SSV og ØNØ-VSV. Forsenkningene er orientert relativt likt med sprekkeretningene, men istedenfor de to tydeligste sprekkeretningene som er henholdsvis NNV-SSØ og VNV-ØSØ har forsenkningene en dominerende retning (NV-SØ). Det vil si at den dominerende retningen til forsenkninger faller sammen med dominerende sprekkeretning.



Figur 31. Forsenkningene har en dominerende orientering NV-SØ.

5.2.3 Skrenter

Med unntak av områdene som er dekket av randmorene, er hele det undersøkte området preget av skrenter. Under kartleggingen lå fokuset på å gjennomføre målinger av skrentene i den øvre delen av området. Det ble gjennomført strøk- og fallmålinger på 11 av skrentene, og resultatet er presentert i figur 32. Skrentene er orientert NØ-SV og har en helning mot SØ som varierer mellom 40 og 75 grader. Gjennomsnitts-orienteringen til skrentene er regnet ut og viser et strøk på 42 grader og en helning på 57 grader mot SØ. Det ble ikke observert glidespeil eller andre strukturer på skrentene som indikerer bevegelse.



Figur 32. Skrentene har en dominerende orientering NØ-SV med fall mot SØ.

Selv om hovedandelen av skrentene i området heller ut i dalen (Figur 33 og 11b), finnes det også skrenter som heller innover i fjellet (Figur 34 og 11c).



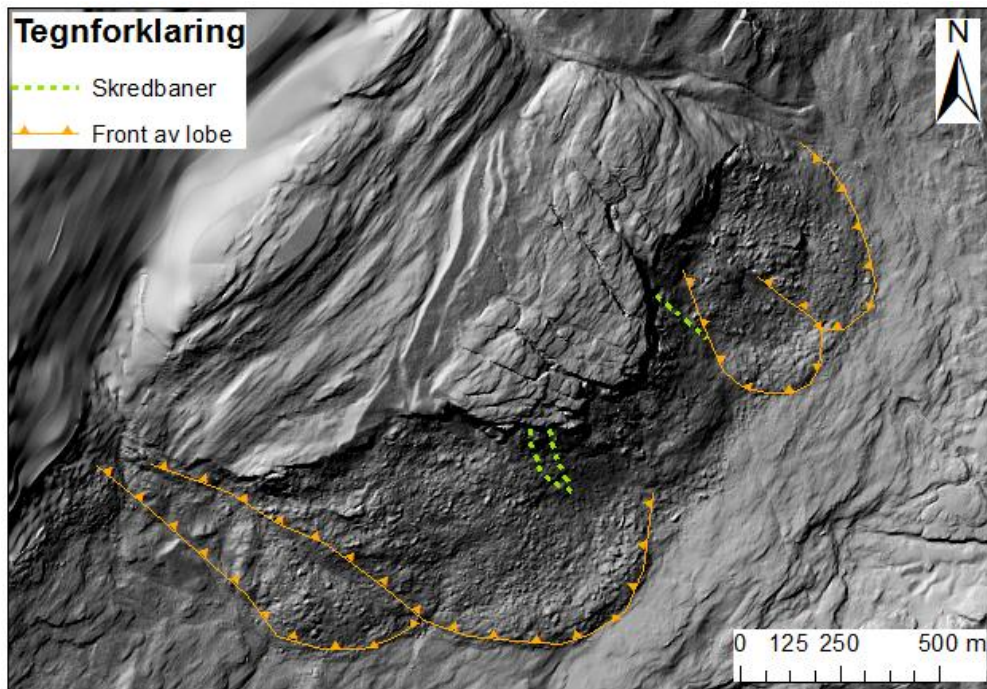
Figur 33. Skrent med helning utover i dalen



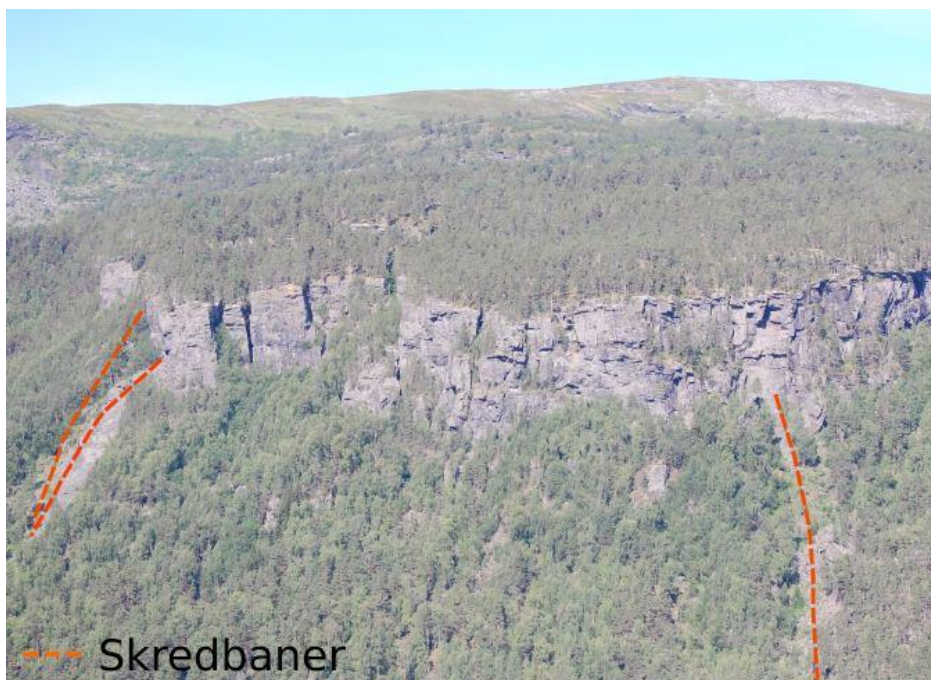
Figur 34. Skrent med helning innover i fjellet

5.2.4 Skredavsetninger og skredbaner

På hver side av Liane er det store lobeformede skredavsetninger (Figur 35). Disse er tydelige på en DTM, og kan være avsetninger fra tidligere stein- eller fjellskred. Mellom lobeformene er det ur som er dannet av steinsprang i området. Tre nyere skredbaner er identifiserbare ved hjelp av ortofoto. Skredbanene er også synlige fra andre siden av dalen (Figur 36).



Figur 35. Under Liane er det lobeformede avsetninger. Tre relativt nye skredbaner er observert.



Figur 36. To av steinsprangene har gått fra SV av platået, mens det tredje har gått fra NØ.

I utkanten av uren under partiet, ligger det flere store blokker med glimmerskifer (Figur 37). De stammer mest sannsynlig fra steinsprang som har gått lengre enn normalt på grunn av størrelse eller form på blokkene. Det er ingen tydelige tegn på store blokker som nylig har beveget seg lengre enn uravsetningene.

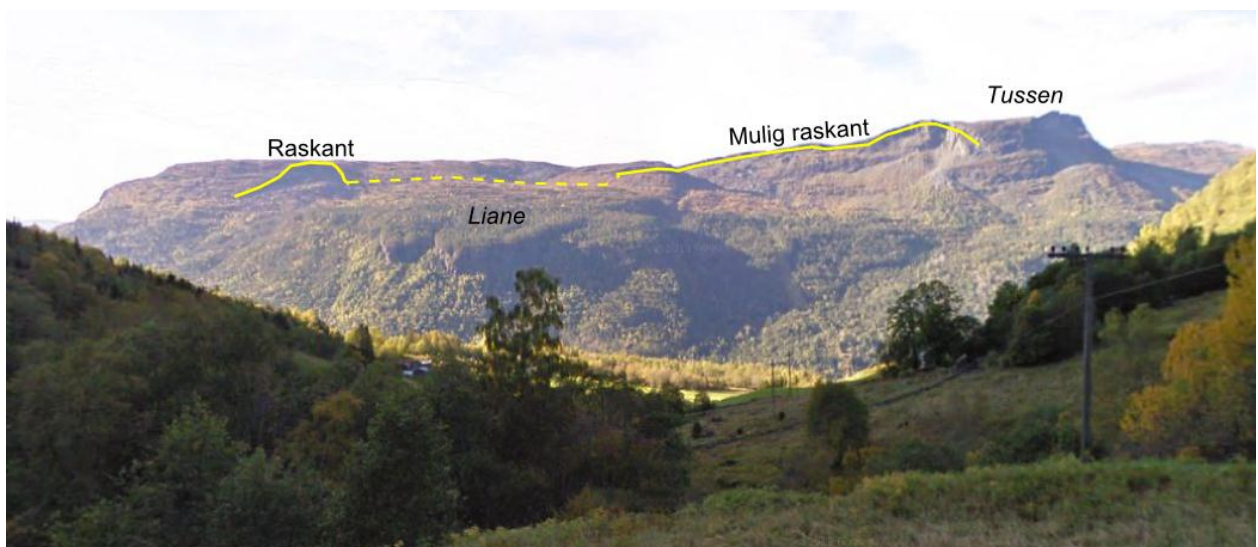


Figur 37. En stor glimmerskiferblokk har beveget seg langt forbi uravsetningen.

Like SØ for Liane har det relativt nylig gått et større skred. Utglidningsplanet er godt synlig på både ortofoto og fra dalbunnen. En raskant følger bakkanten av det utløste skredet (Figur 38). Denne raskanten kan muligens være den samme som den som går igjen på motsatt side av det mulig ustabile partiet, i retning Tussen (Figur 39).



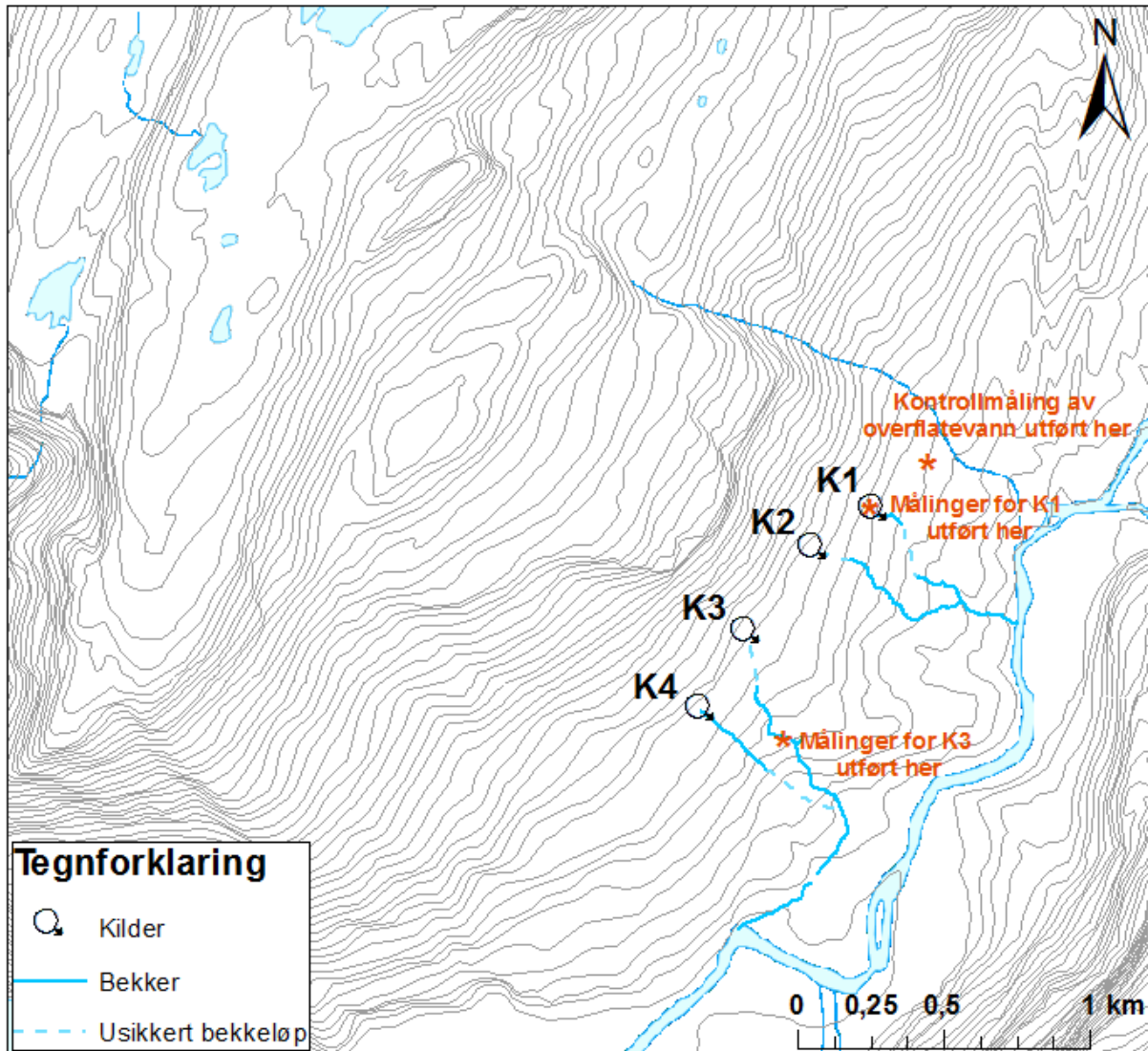
Figur 38. Ca. 200 m unna Liane går det en raskant fra et tidligere skred. Ved kanten av platået er utvelting av blokker sannsynlig og en steinsprangbane er tydelig i terrenget.



Figur 39. Raskant fra tidligere skred er muligens til stede på begge sider av Liane.

5.3 Kilder

Like under det mulig ustabile fjellpartiet er det mange kilder. Det ble kartlagt fire større kildeutspring, K1-K4 (Figur 40). Elektrisk ledningsevne og temperatur ble målt i alle fire kildene (Tabell 2). I K1 og K3 ble det lagt ut diverer for måling av vannivå og temperatur fra august 2015 til april 2016. I tillegg ble det målt vannføring i K1 og K3 august 2015 og april 2016 (Tabell 3), for å få en indikasjon på vannmengden.



Figur 40. Oversiktskart over lokalitetene til K1-K4. I K1 ble vannføring og vannivå målt i kildeutspringet, mens i K3 ble det målt lengre nede i kildebekken.

	05.08.15	05.08.15	19.04.16	19.04.16
Kilder	Temperatur (°C)	Ledningsevne (µS/cm)	Temperatur (°C)	Ledningsevne (µS/cm)
K1	5,3	111,1	4,8	115,6
K2	4,7	108,3	4,6	108,1
K3	5,1	86,5	7,2	96
K4	5,7	85,5	5,3	84,7
Overflatevann	ikke målt	ikke målt	7,4	46,2

Tabell 2. Temperatur og elektrisk ledningsevne i kildeutspringene

	05.08.15	05.08.15	19.04.16	19.04.16
Kilder	Vannføring (l/s)	Vannivå over logger (m)	Vannføring (l/s)	Vannivå over logger (m)
K1	10	0,305	7	0,25
K3*	25 (anslått på bakgrunn av bilde)	0,23	15	0,1

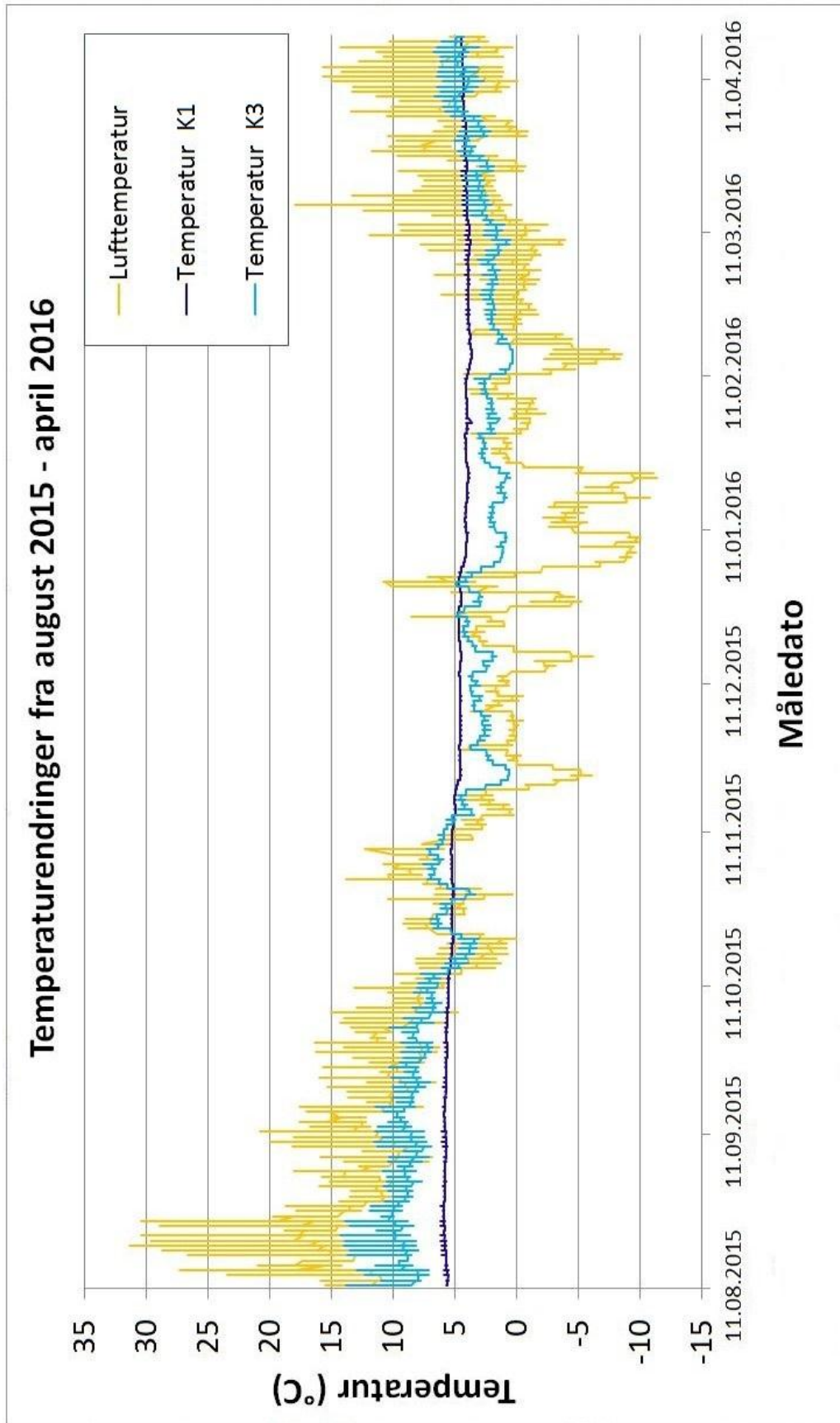
Tabell 3. Vannføring og vanntrykk i K1 og K3
*(ca. 350m nedstrøms fra kildeutspringet)

Figur 41 viser temperatur i K1 og K3 og lufttemperaturen fra august 2015 - april 2016. K1 har en relativt konstant temperatur på rundt 5 °C. K3 er mer påvirket av luft-temperaturen og varierer mellom ca. 3-10 °C. En varm periode i august 2015 skiller seg ut som en topp i grafen. Dette er ikke tolket som støy. Grafen viser høy lufttemperatur og høy temperatur i K3 fordi temperaturmålingene skjer etter at kildevannet har rent på overflaten i ca. 350 m.

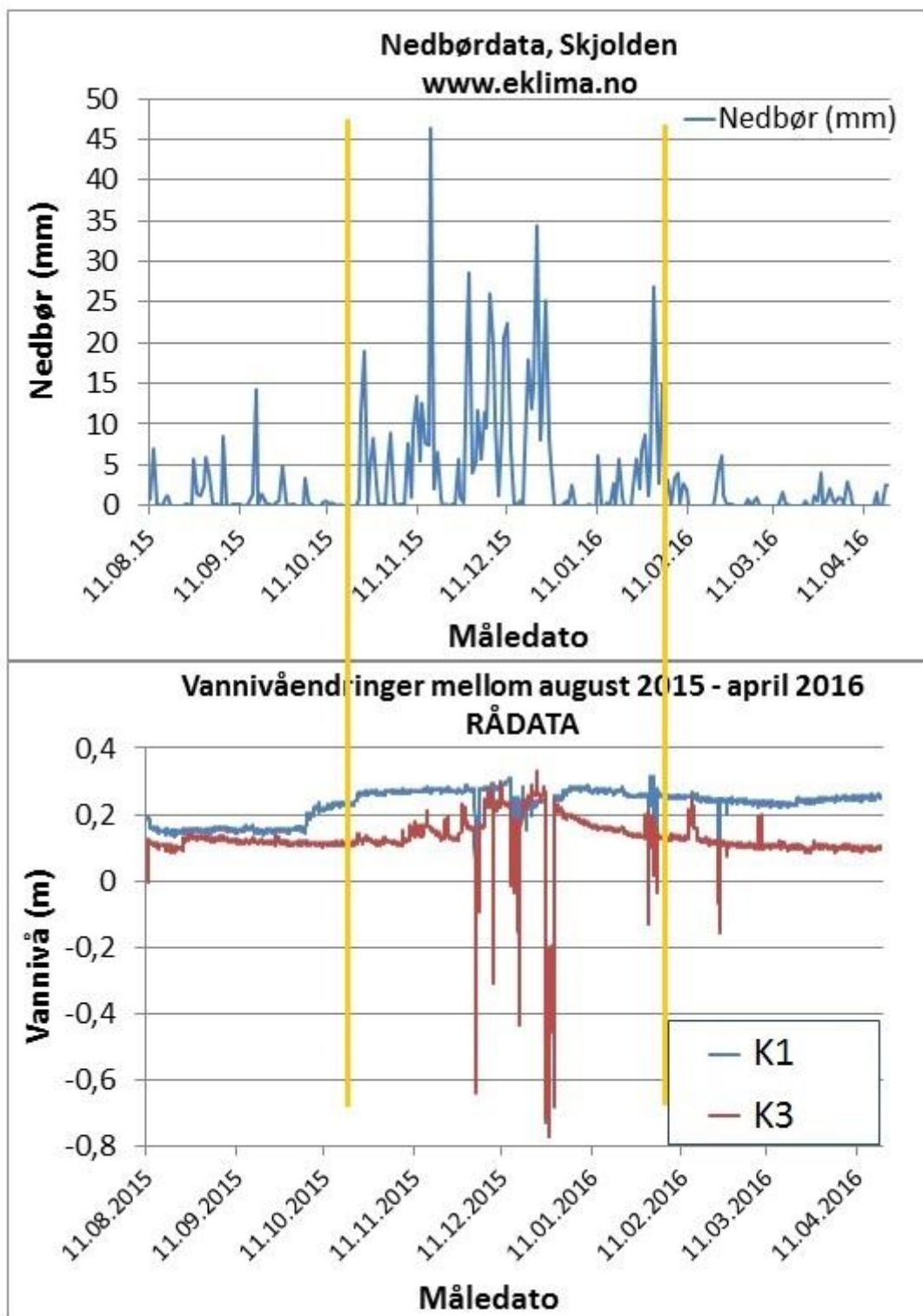
Vannivået (m vannsøyle over diver) i K1 og K3 er presentert i figur 42. Vannivået er sammenlignet med nedbørdata hentet fra www.eklima.no. Grafen viser at det i perioden august-november er lite nedbør, mens det i november-januar i snitt er mye mer. Det er også en mindre topp i nedbørmengden i februar. Etter disse toppene avtar nedbøren utover våren. Vannivået viser en stigning for K1 i løpet av oktober. Etter dette holder vannivået seg relativt stabilt, med få større svingninger. K3 har et noe annerledes mønster, der grafen holder seg mer eller mindre stabil hele måleperioden, med en liten økning rundt desember-januar.

Nedbørsdata fra Skjolden (værstasjon i Fortun lagt ned) viser at i perioden mellom november 2015 - januar 2016 er det generelt mye nedbør (Figur 42). Både data fra www.eklima.no og målinger fra diverne viser dette. Nedbøren i denne perioden har trolig vekslet mellom snø og regn. Det er mye støy på grafen, som kan skyldes store mengder nedbør i form av regn som har skylt løsmateriale over diverne slik at målingene ble forstyrret. En annen forklaring på den store mengden støy kan være at det i perioder har lagt seg snø over kildene. Grafen viser at nedbør påvirker vannivået i kildene. Det vil si at overflatevann renner ned i sprekkene oppe på plataet og kommer ut i foten av uren. Vannivået i kildene stiger med økt nedbør, og med det som trolig er snøsmelting i mars-april.

Vannføring og temperatur i K1 er relativt stabil, mens vannføring i K3 har mye større variasjon. I perioden november-februar er det høy vannføring, noe som sammenfaller med tidspunktet for mye nedbør (Figur 42). Vanntemperaturen er også lav i denne perioden, noe som viser at det er tilførsel av kjølig nedbør. For begge kildene så er avstanden opp til fjellskrenten av samme størrelsesorden. Det er vanskelig å spore topper i nedbørdataene til topper i vannføring for kildene. Det kunne ha gitt informasjon om vannets oppholdstid i grunnen.

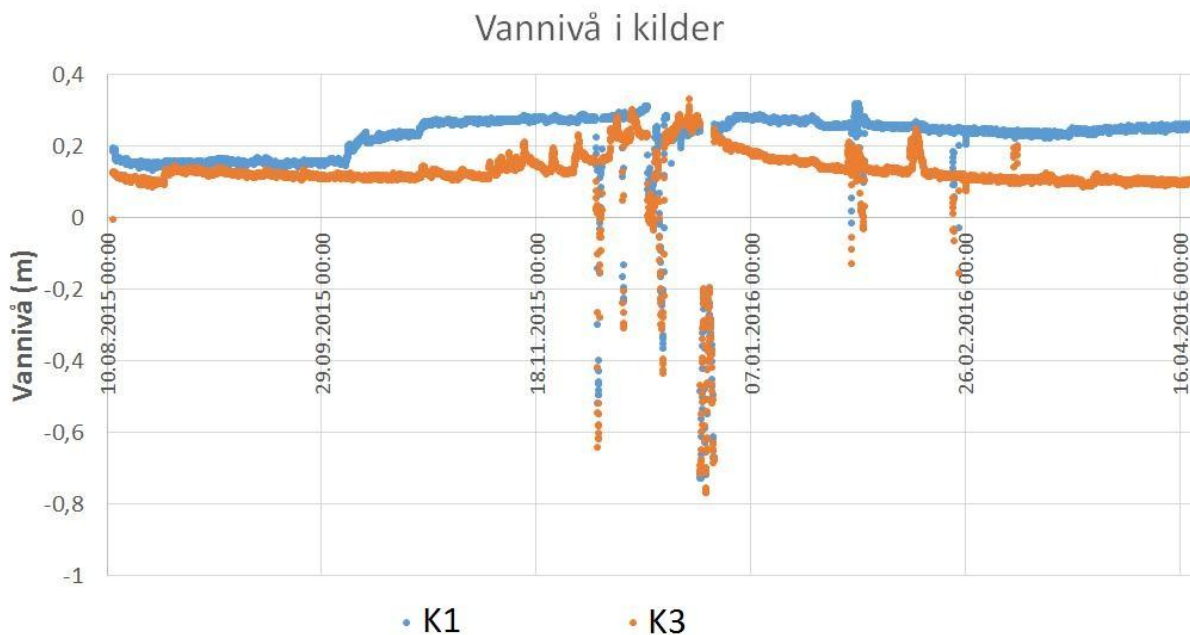


Figur 41. Graf som viser temperatur i K1, K3 og lufttemperatur fra august 2015-april 2016.



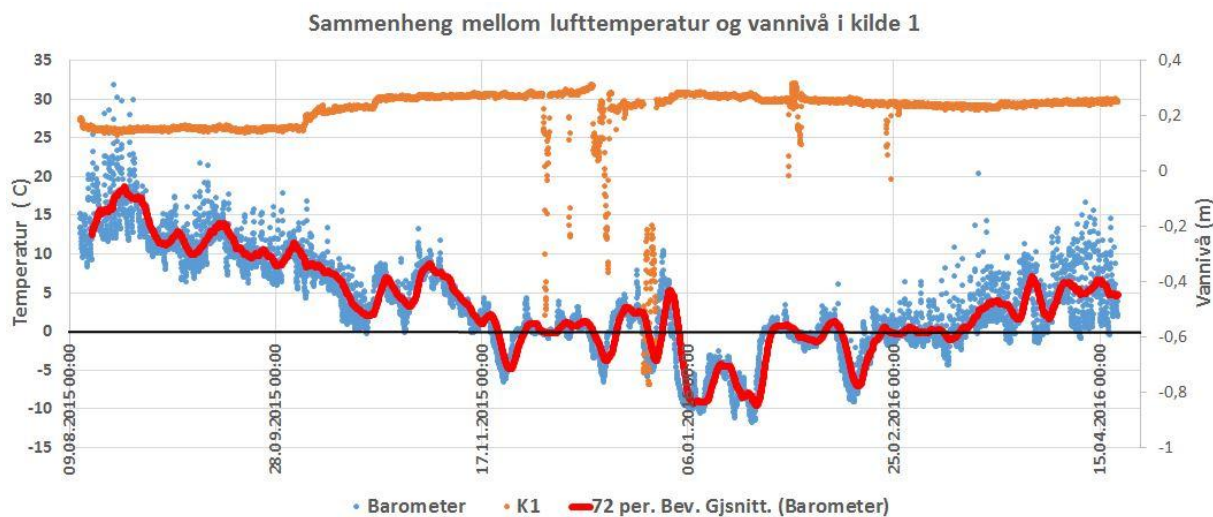
Figur 42. Den øverste grafen er laget basert på data hentet fra www.eklima.no. Det er nedbørdata (mm) fra Skjolden i perioden 11.08.15-11.04.16. Grafen fremstilt av rådata fra diverse i den nederste grafen viser mye støy i perioden november-februar. De gule linjene viser tidsrommet november 2015-februar 2016 for begge grafene.

Figur 42 viser at det er mange minusmålinger av vannivå i perioder av måleserien. I figur 43 viser det at feilmålingene opptrer samtidig i begge kildene.



Figur 43. Figuren viser at det er mange minusmålinger i verdiene for vannivå i K1 og K3 i perioder av måleserien.

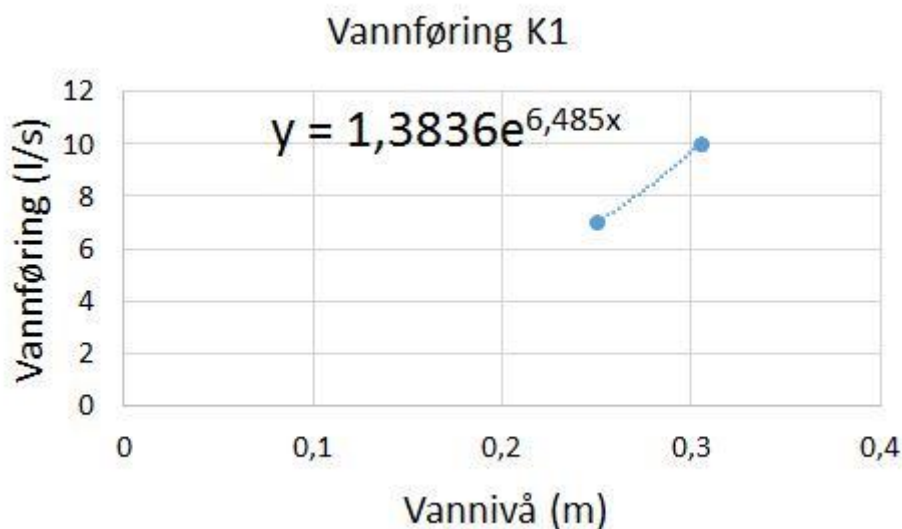
Ved å sammenligne lufttemperatur med vannivå i K1 viser grafen at det er sammenheng når det er feilmålinger og når lufttemperaturen ligger rundt 0 °C (Figur 44).



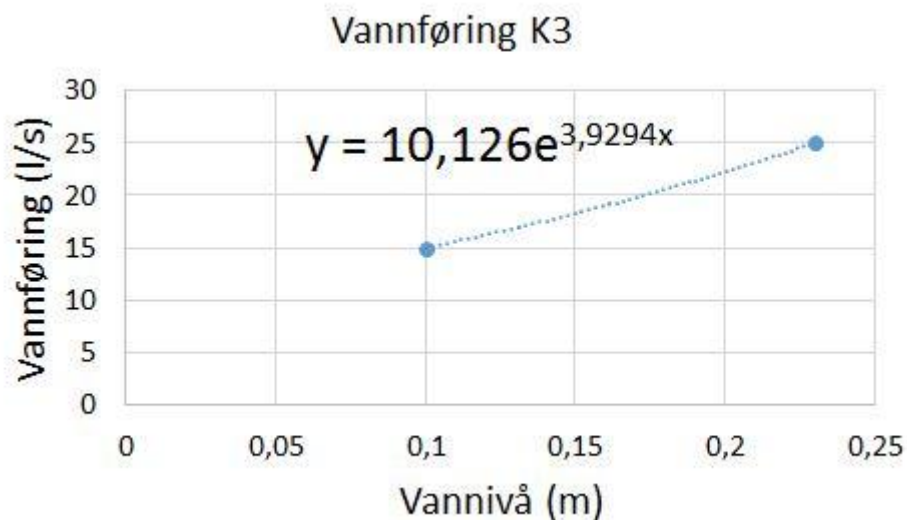
Figur 44. Sammenligning av vannivå i K1 med lufttemperatur uttrykt som løpende middelværdi med n=72.

Feilmålingene kan skyldes værforhold med vekslende mellom snø, is og smelting i målepunktene. Derfor er alle vannføringsmålinger med avvik fjernet fra den generelle trenden.

På bakgrunn av målingene i tabell 3 er det gjort en kvalitativ vurdering av sammenhengen mellom vannivå over loggerne og vannføring i kildene, figur 45 og 46. Grafene er fremstilt eksponentielt fordi vannføringskurver oftest har et eksponentielt forløp (Fetter 1988).

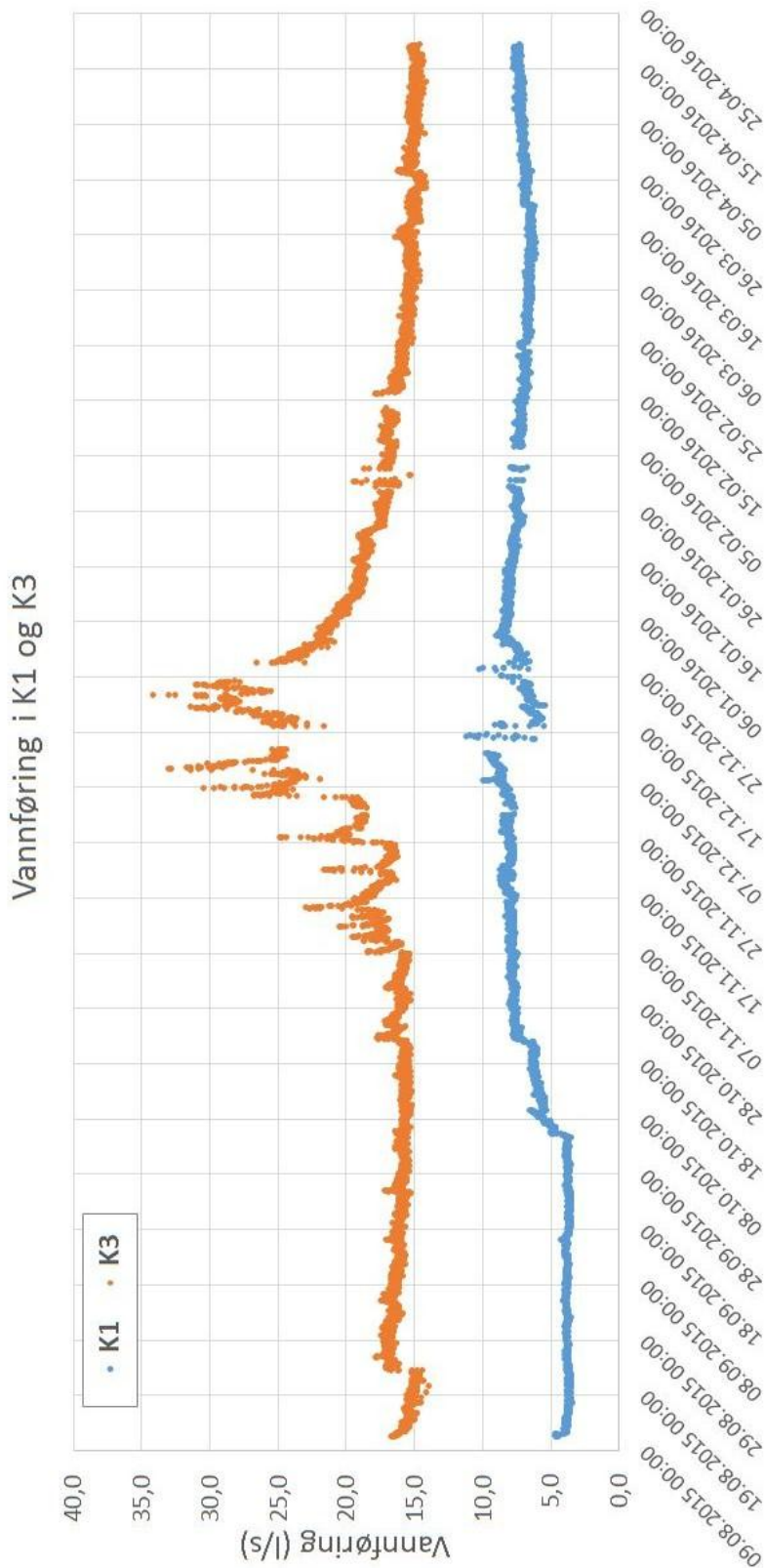


Figur 45. Sammenhengen mellom vannivå og vannføring i K1. Formelen vist i grafen er generert av Excel ved eksponentiell korrelasjon mellom to punkt.



Figur 46. Sammenhengen mellom vannivå og vannføring i K3. Formelen vist i grafen er generert av Excel ved eksponentiell korrelasjon mellom to punkt.

Loggedataene av vannivå er på bakgrunn av formlene vist i figur 45 og 46 gjort om til en fremstilling av vannføring i kildene (Figur 47). Fremstillingen er usikker da vannføringen kun er basert på to målinger i felt.

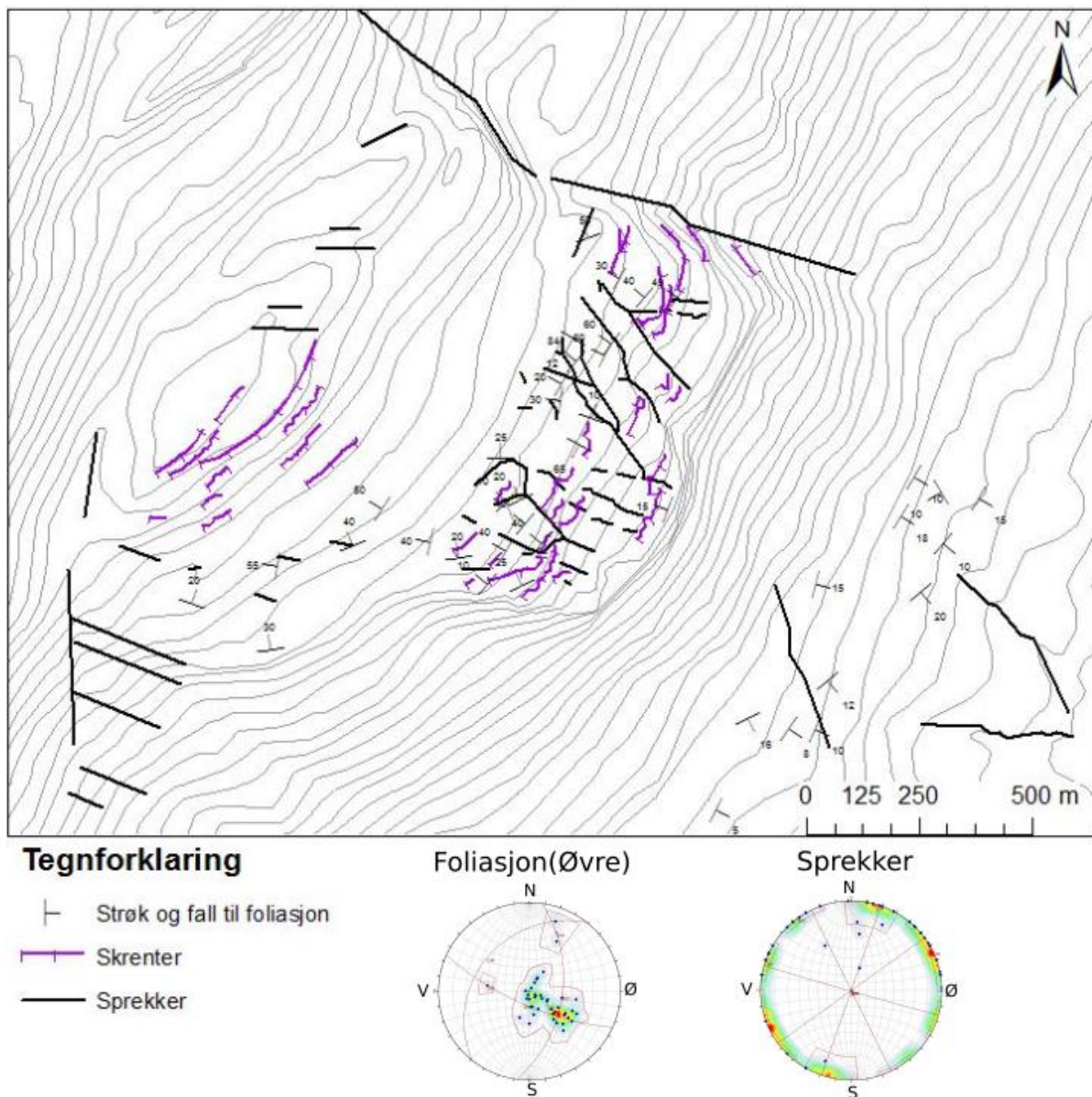


Figur 47. Estimert vannføring i K1 og K3

5.4 Strukturell- og geomorfologisk kart

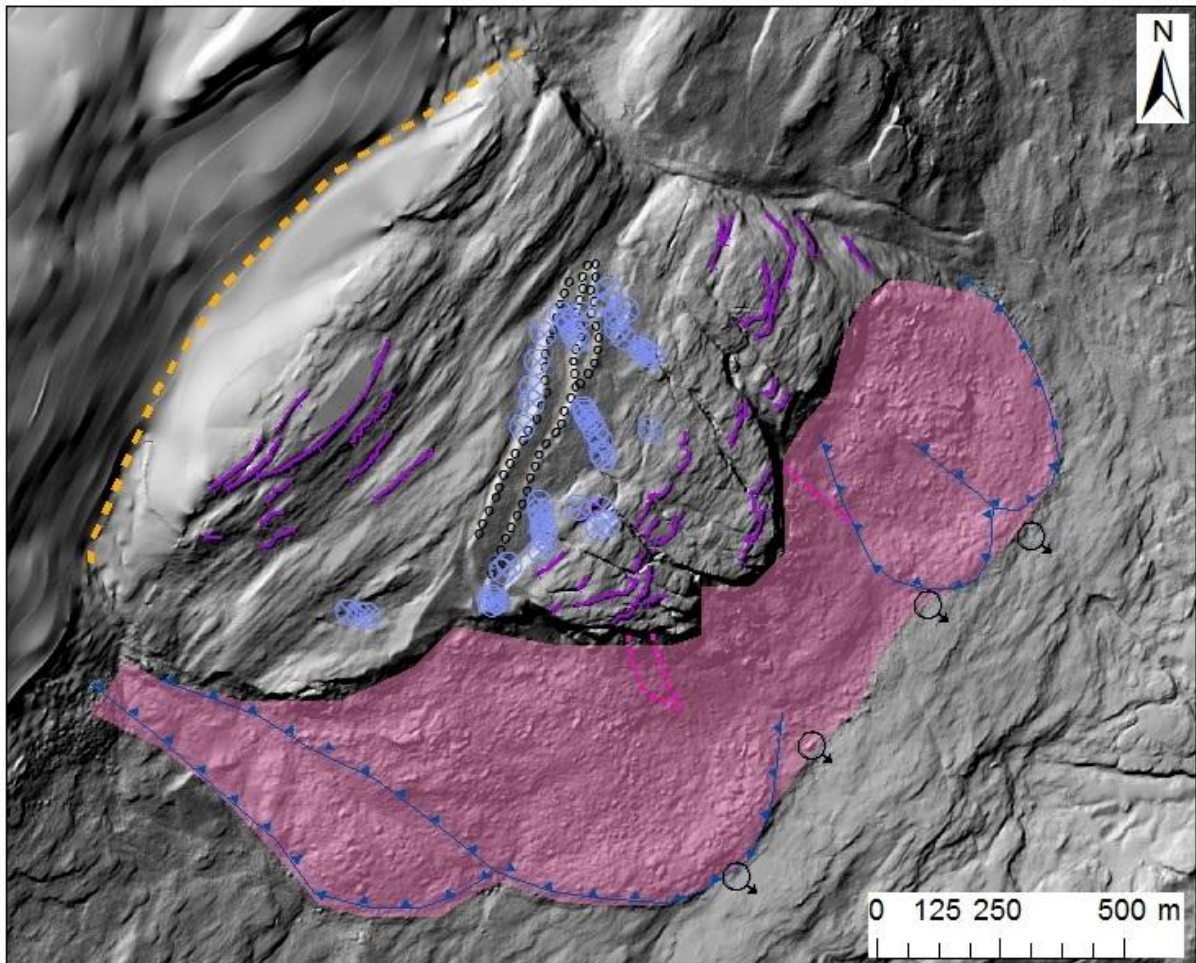
Gjennom en strukturell- og geomorfologisk kartlegging ble det produsert to kart, ett strukturelt og ett geomorfologisk kart. Kartene er basert på feltobservasjoner i tillegg til studie av DTM og ortofoto. Grunnen til at det ble produsert to kart, var for å gi en bedre oversikt over de forskjellige strukturene som ble kartlagt i området.

I figur 48 er det presentert et strukturgeologisk kart som viser strøk og fall til foliasjon, og retning på skrenter og sprekker. Det er flere sprekkeretninger som går igjen og noen av sprekkene avgrensner mindre områder.



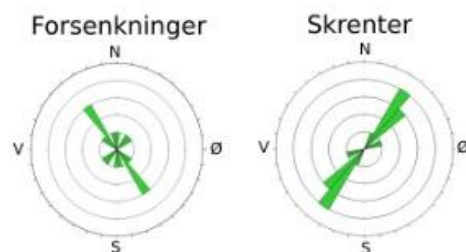
Figur 48. Strukturgeologisk kart over Liane, som viser foliasjonsmålinger, skrenter og sprekker. Stereoplottene er basert på målinger av foliasjon i glimmerskiferen og av strøk og fall på sprekker.

Det geomorfologiske kartet (Figur 49) viser forsenkninger, randmorenerygger, kilder, skrenter, skredbaner, lobeformer og skredavsetninger. Forsenkningene ligger alene eller på rekker. Ved foten av skredavsetningene ble det observert flere kildeutspring. Det som er kartlagt som en mulig baksprekk er en dal/forsenkning i terrenget som kommer tydelig frem på DTM.



Tegnforklaring

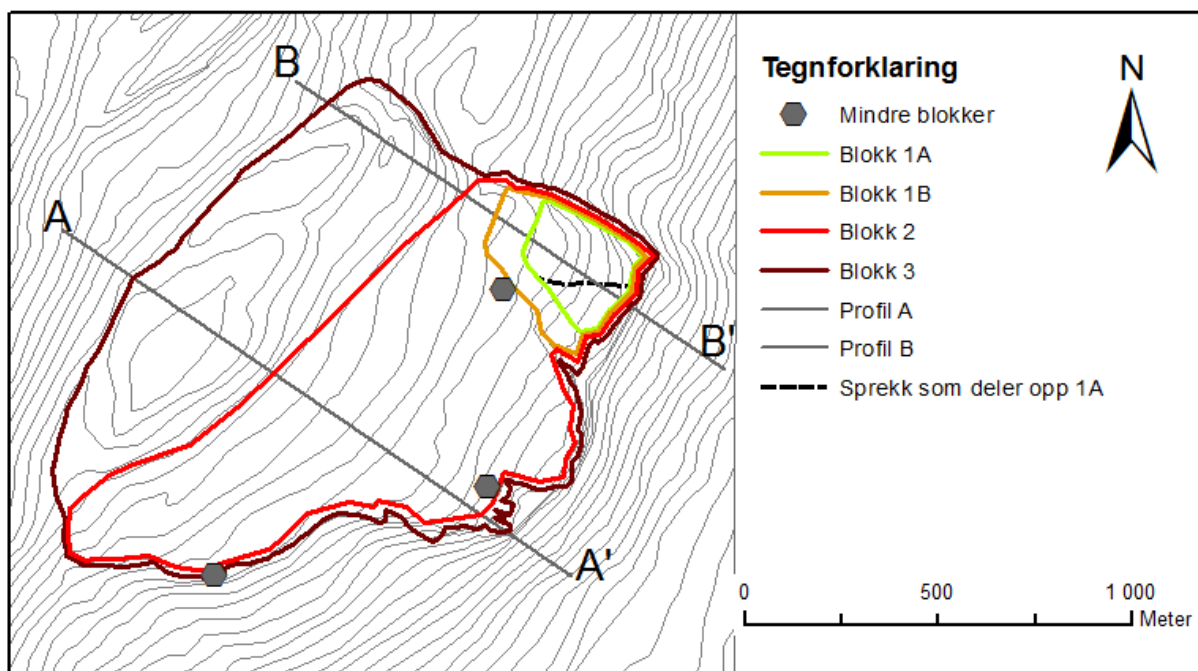
- | | | | |
|------|------------------|---------|------------------|
| ⊗ | Forsenkninger | —▲— | Front av lobe |
| ○● | Kilder | —■— | Skrenter |
| --- | Skredbaner | - - - - | Mulig baksprekk |
| ○○○○ | Randmorenerygger | ■ | Skredavsetninger |



Figur 49. Geomorfologisk kart over Liane med tilhørende rosedigram basert på data for forsenkninger og skrenter.

6 Vurdering av stabilitet og mulige scenarier

På bakgrunn av resultatene legger avgrensningene av ulike blokker til rette for fire mulige scenarier. Scenario 3 er det størst mulige og omfatter hele det potensielt ustabile området, kartlagt som blokk 3. Innenfor scenario 3 er det en avgrenset blokk (blokk 2) som utgjør scenario 2. Scenario 1 inkluderer to mindre blokker (blokk 1A og blokk 1B) ytterst på plataet i øst. I tillegg til disse scenarioene er det en stor risiko for utvelting av mindre blokker fra fremkanten av partiet. Småblokkene vil ikke bli vurdert som scenarier for fjellskred. Dette er fordi volumet av de mindre blokkene ikke er av en slik størrelse at de vil karakteriseres som fjellskred, men som steinsprang. De forskjellige scenarioene er presentert i figur 50, og to profiler er trukket over plataet.



Figur 50. Oversiktskart over de forskjellige scenarioene. Profilene A og B er trukket over det mulig ustabile plataet.

Scenario 3.

Det største scenarioet er utvelting av blokk 3. Denne blokken er over 1000 m bred og strekker seg over 900 m fra mulig baksprekk til raskant. Volumet av et fjellskred dersom denne blokken er i bevegelse vil avhenge av hvor dypt et eventuelt glideplan ligger. Kandidater for glideplan dersom hele blokk 3 er i bevegelse er; bergartsgrensen mellom kvartsitt og

glimmerskifer, svakhetssoner i fjellet med fyllittisk karakter og en mulig skjærsone langs en foldesjenkel.

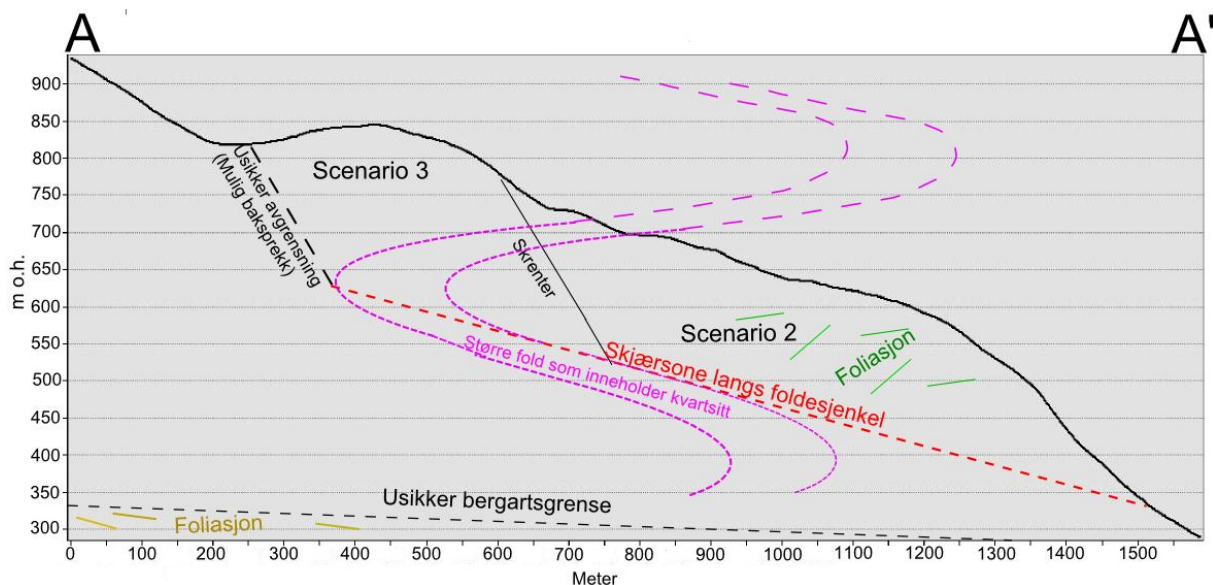
I uren ble det funnet blokker av glimmerskifer med fyllittisk karakter. Dersom svakhetssonene skal kunne fungere som et glideplan, må omfanget være enormt. Dette er lite sannsynlig. Bergartsgrensen mellom kvartsitten og glimmerskiferen ligger trolig for dypt og har for slak helning til å kunne være et glideplan for blokk 3. Dermed er det en skjærsone langs en eventuell foldesjenkel som er vurdert som den mest sannsynlige kandidaten til å utgjøre et glideplan.

Dersom skjærsonen blir lagt til grunn for glideplanet, kan dybden ligge være ca. 150 m. Dersom dette er et reelt glideplan vil det fungere sammenkoblet med planet som kan befinne seg i området med en mulig baksprekk/skrent. Volumet av dette scenarioet vil da være 135 millioner m³ (gjennomsnittsbredde 1000 m, gjennomsnittslengde 900 m og gjennomsnittsdypde 150 m).

Scenario 2

Scenario 2 omfatter utvelting av blokk 2, og er avgrenset mot NV av skrenter med helning på rundt 65 grader utover i dalen. Et mulig glideplan er vurdert som en sammenkobling av skrentene og skjærsonen. Scenario 2 er et mindre scenario innenfor scenario 3, kun skilt fra scenario 3 ved skrentene (Figur 51).

Dette scenarioet har en lengde på ca. 400 m på det lengste fra bakre avgrensning til raskant. Bredden er relativt lik som for scenario 3, på ca. 1000 m. Volumet av dette scenarioet, dersom glideplanet ligger på en maksdybde på ca. 150 m vil volumet være 60 millioner m³ (gjennomsnittslengde 400 m, gjennomsnittsbredde 1000 m og gjennomsnittsdypde 150 m).



Figur 51. Profil A, scenario 2 og 3

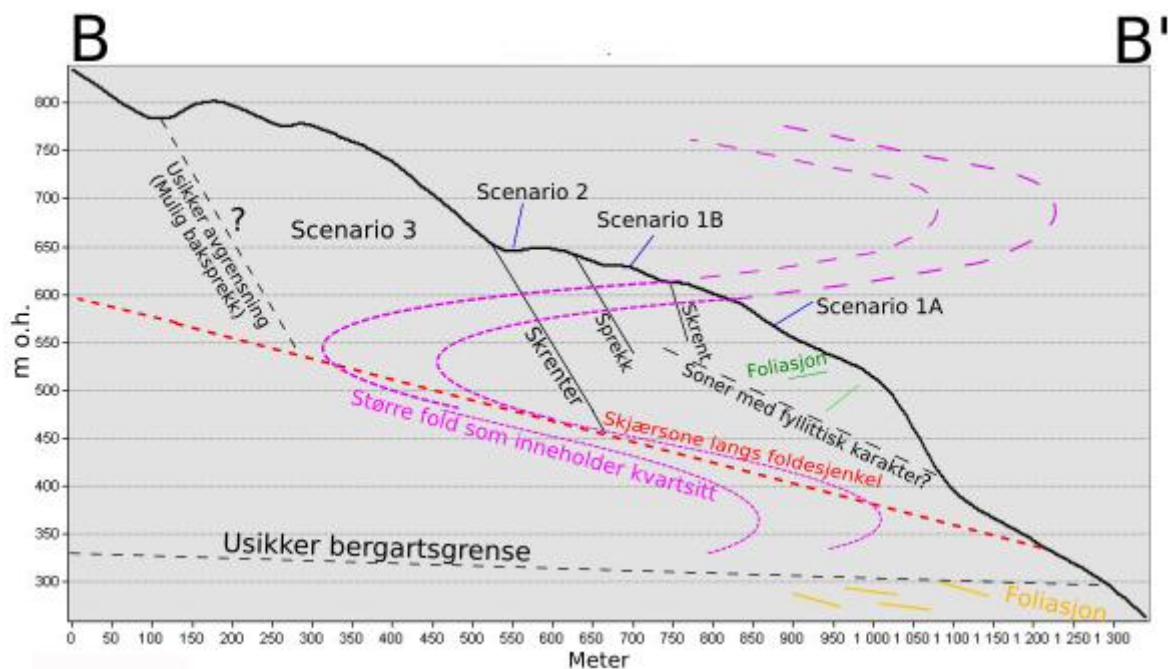
Scenario 1

Scenario 1 omfatter utvelting av kun blokk 1A eller 1B. 1B er fullstendig avgrenset av en baksprekk, og flere sprekker som avgrenser partiet lateralt. Scenarioet ligger innenfor de to større scenarioene. Likevel er det lite sannsynlig at et eventuelt glideplan her vil være tilsvarende det som er presentert i scenario 2 og 3. I uren under det mulig ustabile partiet ble det observert blokker som trolig stammer fra utrasing av soner med en mer fyllittisk karakter. Disse sonene kan være mulige glideplan for et område på størrelse med scenario 1B.

Dersom scenarioet omfatter blokk B, har det en bredde på ca. 300 m og en lengde på ca. 500 m. Siden det ikke ble observert noe glideplan i felt, er det vanskelig å anslå dybde for partiet. Dybden blir, basert på antagelser i figur 52, satt til 75 m. Volumet av dette scenarioet blir da ca. 11 millioner m³ (gjennomsnittsbredde 300 m, gjennomsnittslengde 500 m og gjennomsnittsdybde 75 m).

Hvis det kun er 1A som raser ut, er scenarioet avgrenset bakover av en bratt skrent. Innenfor 1A er det en sprekke som deler området i to. Blokk 1A kan derfor vise seg å være oppdelt i flere mindre scenarioer innad. Det er usikkert om en eventuell utrasing vil omfatte hele blokk 1A eller om det vil rase ut stykkevis. Ved blokk 1A er det, som for blokk 1B, ikke kartlagt noe glideplan. Dersom blokkene er i bevegelse er det stor sannsynlighet for at glideplanet også her utgjøres av områder med svakere soner i bergarten.

Blokk 1A er en mindre del av den avgrensede blokken 1B. 1A er ca. 250 m bred, 300 m lang og 75 m dypt. Dette utgjør dermed et volum på ca. 5,6 millioner m³.



Figur 52. Profil B med alle scenarioer

Vurdering av sannsynlighet

Bergartsgrensen mellom glimmerskifer og kvartsitt i området heller utover i dalen, men det er lite sannsynlig at denne kan fungere som et glideplan. Dette er på grunn av at helningen er slak, og at grensen ligger dypt i forhold til det mulig ustabile fjellpartiet. Foliasjonen i kvartsitten heller med ca. 20 grader utover i dalen, og det er sannsynlig at bergartsgrensen mellom kvartsitten og glimmerskiferen følger samme trend. Bergartsgrensen mellom kvartsitt og glimmerskifer ved Tussen er undersøkt i [Böhme et al. \(2011\)](#), og beskrevet som dyptliggende og slakt hellende (ca. 10 grader) ut i dalen.

Observasjoner av variasjoner mellom glimmerskifer og kvartsitt innenfor bergarten kartlagt som glimmerskifer ga ideen om omfattende folding. En eventuell skjærsone langs en foldesjenkel i dette området er den mest sannsynlige kandidaten til å kunne utvikle et glideplan. I felt ble variasjonene av kvartsitt og glimmerskifer kun observert ved en lokalitet. Dette var under plataet, like utenfor uravsetningene. Her var helningen av variasjonene svært slak. Grunnet den slake helningen, er det ikke sannsynlig at selve folden i seg selv kan fungere som et glideplan

Sonene med glimmerskifer av fyllittisk karakter er også vurdert som en mulig kandidat til å utgjøre et glideplan. Det er likevel lite sannsynlig at disse sonene kan utgjøre glideplan for områder større enn scenario 1A og 1B.

Oppsummert så er det scenario 1B som er mest sannsynlig, i tillegg til utvelting av blokker. Muligheten for at utrasing av scenario 1B kan påvirke stabiliteten i de større scenarioene er til stede. Soner med glimmerskifer av fyllittisk karakter er antatt å kunne utgjøre et glideplan. Den definerte baksprekker er hovedårsaken til at dette scenarioet blir vurdert som mest sannsynlig.

7 Diskusjon

7.1 Strukturgeologi

Liane er sterkt preget av de fire sprekkesettene (S1-S4) som finnes i området (Figur 16). Store sprekker i retning NNV/SSØ (S1) med tilnærmet vertikal helning er dominerende. Det er også noen mindre sprekkesett som er betydelig representert (S2-S4). Av de tre mindre representerte sprekkesettene er det VNV/ØSØ vendte sprekkesettet det som er sterkest representert (S2). S2 har vertikal helning, og kan fungere som en overføringsstruktur for det sterkest representerte sprekkesettet (S1). Sprekkesettene som er orientert tilnærmet parallelt med fjellsiden (S3 og S4), har vertikal helning. Derfor kan de ikke utgjøre et mulig glideplan.

Som tidligere nevnt er det et annet stort ustabil fjellparti i umiddelbar nærhet til Liane. Dette fjellpartiet heter Tussen og målinger gjort her av [Böhme et al. \(2011\)](#) ligner på sprekkestructurene som er observert på Liane. Et sprekkesett på Tussen med retning NNØ-SSV blir av [Böhme et al. \(2011\)](#) beskrevet som reaktiverte strukturer som kan ha mye å si for stabiliteten. Av [Hermanns et al. \(2011\)](#) blir sprekkesettet på Tussen med retning NV-SØ med vertikal helning presentert. Settet NV-SØ på Tussen har lignende orientering som S1 på Liane. Utenom dette er det flere likheter mellom Tussen og Liane. Dette gjelder for både retningen på sprekken, og det faktum at det andre sterkeste representerte settet (S2) fungerer som en overføringsstruktur.

Et sprekkesett på Tussen er beskrevet av [Böhme et al. \(2011\)](#) med strøkretning N/S og helning på 30 grader mot Ø. Dette er tolket som et sprekkesett som muligens kan være med på

å utvikle et glideplan. Liknende observasjoner på Tussen er beskrevet av [Hermanns et al. \(2011\)](#). Dette sprekkesettet er ikke observert ved Liane.

Selv om sprekke ikke viser orientering som passer til utvikling av et glideplan, er det flere andre strukturer som kan utgjøre et glideplan. En slik struktur er foliasjon i bergarten, men på grunn av at foliasjonen på Liane faller innover i fjellet, kan ikke dette fungere som et glideplan. Tilsvarende forhold er beskrevet i [Böhme et al. \(2011\)](#) på Tussen.

Ved det ustabile fjellpartiet Åknes er foliasjonen en viktig faktor for utvikling av glideplan ([Ganerød et al. 2008](#)). Her faller foliasjonen med 30-35 grader ut i fjorden, som er en uønsket orientering med tanke på stabiliteten til fjellet. Selv om foliasjon kan være avgjørende for stabiliteten, er Tussen et eksempel på et ustabil parti der foliasjon ikke står for utviklingen av et glideplan. En helning innover i fjellet legger i utgangspunktet til rette for god stabilitet.

7.2 Geomorfologi

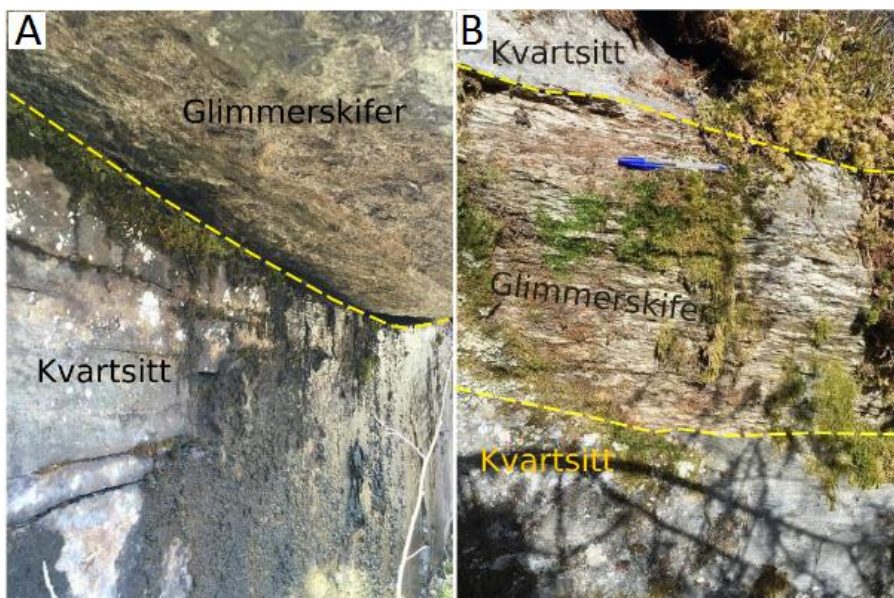
Det er observert forsenkninger flere steder i randmoreneryggene. Forsenkningene varierer i størrelse, fra en meter i diameter og en halv meter dype til de største som er ti meter i diameter og fem meter dype. Det ble observert forsenkninger både enkeltvis og orientert i rekker. Forsenkninger kan dannes på forskjellige måter. En mulig dannelsesmåte er at de er et resultat av tilbakesmeltingen etter siste istid. Ved tilbakesmeltingen kan større mengder is begraves av løsmasser og isoleres. Denne isoleringen av isen vil føre til en ujevn smelting, og kan resultere i dødisgroper. Oftest vil nedsmeltingen av dødisen resultere i at vann fylles opp i gropene, noe som igjen vil føre til sortert materiale og fint sediment i gropene. Dette er bakgrunnen for at sedimentprøver ble samlet inn. Ifølge Md-So diagram og ved sammenligning med [Neeb \(1992\)](#) sine typiske kornfordelingskurver er både SP1 og SP2 morenemateriale. Det støtter ikke teorien om en mulig dødisgrop.

En annen mulig forklaring på forsenkningene er at de er dannet på grunn av reaktivering av sprekker under morenematerialet. Det faktum at forsenkningene flere steder ligger på rekke og ofte i forkant av en sprekk støtter denne teorien. I områdene der forsenkningene ligger på rekke er hovedretningen NV/SØ. Hovedretningen til rekkene med forsenkningene har samme retning som eldre vertikale tektoniske sprekker kartlagt av [Henderson et al. \(2008\)](#) på Tussen (NV-SØ). Derfor er det grunn til å tro at forsenkningene kan være innsynkninger og forårsaket av sprekker som har vært aktive etter at randmorenen ble avsatt. Innsynkninger er

ved flere studier beskrevet som et morfologisk fenomen som kan knyttes til bevegelse. Blant annet er Vidme i Flåmsdalen et av de ustabile partiene der [Henderson et al. \(2008\)](#) knytter innsynkninger til aktive sprekker. Dersom sprekkeene på Liane har blitt reaktivert må det ha skjedd etter at moreneryggene ble avsatt mot slutten av Weichsel (117 000 -11700 år BP). Sprekkeene kan ha blitt reaktivert på grunn av spenningsavlastning etter tilbakesmelting av innlandsisen.

Hovedandelen av skrentene som ble kartlagt ved Liane har retning NØ/SV og helning mot SØ på mellom 40 og 75 grader. Noen av skrentene er også motsatt orientert, med en bratt helning innover i fjellet. Både skrenter orientert med helning utover i dalen og innover i fjellet er beskrevet av [Agliardi et al. \(2001\)](#) som fenomener som opptrer i sammenheng med bevegelse i et ustabil fjellparti.

Skrentene kartlagt på Liane er brattere enn sprekkesettet vurdert som mulig glideplan ved Tussen (heller med 30 grader mot Ø). Ved Liane er det en mulighet for at skrentene kan være med på å utgjøre en bakre avgrensning for området, og i kombinasjon med en annen struktur være med på å utvikle et glideplan. Dersom svakhetssoner i bergarten med glimmerskifer av fyllittisk karakter opptrer i kombinasjon med skrentene kan dette utgjøre et glideplan. En annen mulighet er kombinasjonen av skrenter og en skjærsone langs en eventuell foldesjenkel. Variasjonene i kvartsitt og glimmerskifer (Figur 53) observert i underkant av plataet kan tyde på større foldestrukturer i fjellpartiet.



Figur 53. Soner med variasjoner mellom glimmerskifer og kvartsitt

Ca. 200 m vest for plataået Liane har et større skred glidd ut langs et plan med helning ut i dalen. Muligheten for at dette planet eksisterer under Liane er til stede, da et lignende plan ser ut til å eksistere på østsiden, mot Tussen (Figur 39).

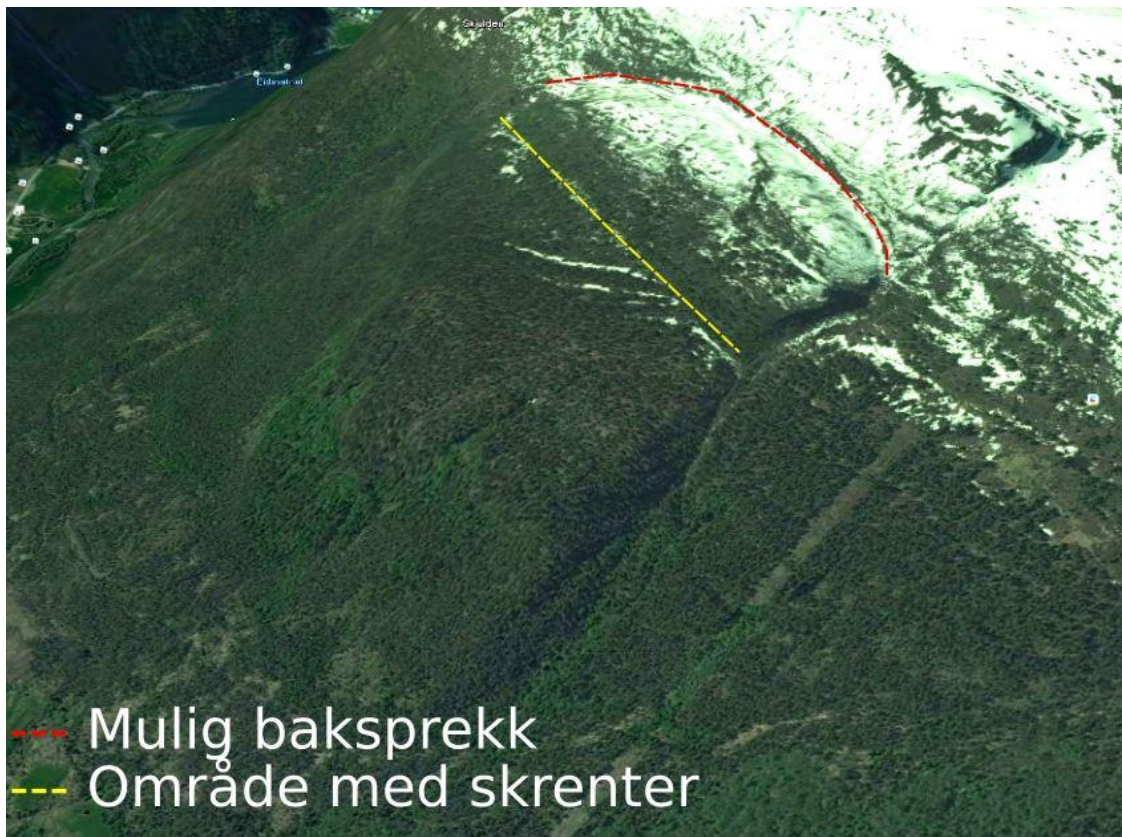
Det ble ikke observert glideplan ved toppen av uren i underkant av Liane. En mulig forklaring på det kan være at glideplanet ligger dypere og er dekket av ur. Ved Tussen er det heller ikke observert glideplan, men det er fordi dette mest sannsynlig er dekket av forvittringsmateriale (Böhme et al. 2011). En annen mulig forklaring på Liane kan være at glideplanet ikke eksisterer, og at fjellsiden er stabil.

På Liane er det observert en baksprekk (NØ på plataået) (Figur 54), som fungerer som den bakre avgrensningen av scenario 1B (Figur 50). Denne baksprekken har retning NØ-SV og er parallell med skrentene. Scenario 1A og 2 er derimot begge avgrenset av skrenter.



Figur 54. Den mulige baksprekken og avgrensning av scenario 1B

Den største geomorfologiske strukturen som er vurdert som en mulig baksprekk (Figur 55) vil, om det er ustabilt, kunne resultere i at 135 millioner m³ av fjellet settes i bevegelse. Orienteringen av baksprekken i det største vurderte scenarioet er tilnærmet parallell med dalsiden. Ved denne potensielle baksprekken er det ikke fjell i dagen og ingen mulighet for strukturgeologiske målinger. Forsenkningen i terrenget er spesielt synlig på satellittbildet fra Google Earth (april 2016), da snødekket fremhever strukturene (Figur 55).



Figur 55. Satellittbilde av Liane fra Google Earth. (www.google.no/earth)

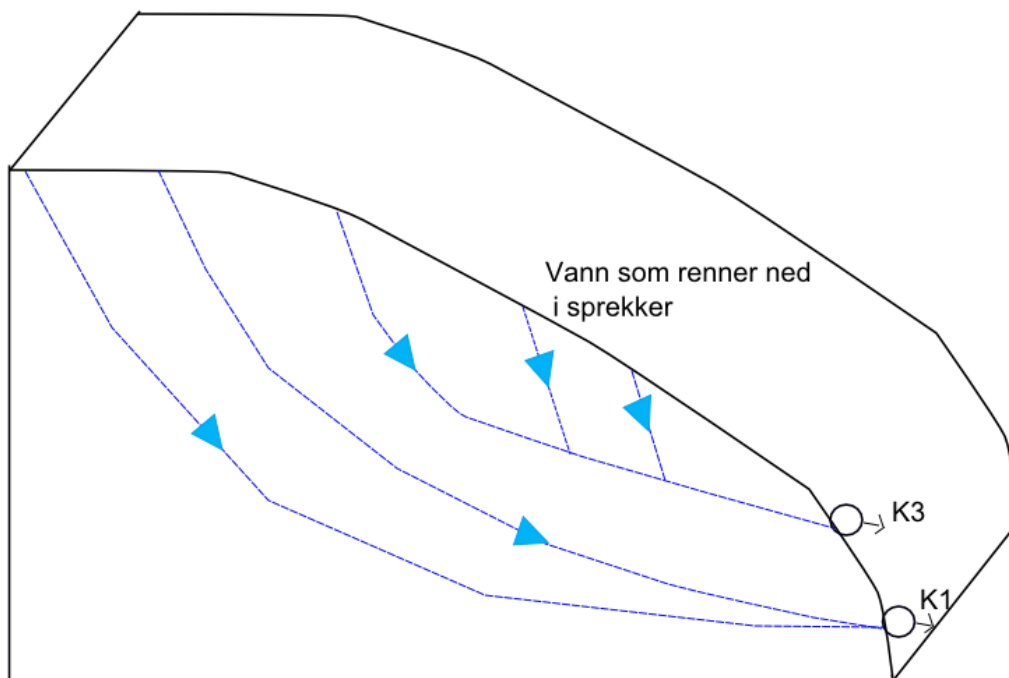
7.3 Kilder

Den elektriske ledningsevnen for K1-K4 varierer mellom 84,7-115,6 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Når ledningsevnen er så høy vil det si at det er grunnvann som slår ut fra kildene. Årsaken til at verdiene varierer i så stor grad mellom de undersøkte kildene, kan være at vannet har ulik oppholdstid i grunnen, eller ulik mengde innblandet overflatevann. Overflatevann kan blandes inn, enten på grunn av transport gjennom grunnere sprekker som ligger nærmere kildeutspringene, eller fordi kilden har rent et stykke langs overflaten før målingene utføres. Dersom sistnevnte forklaring er tilfellet, har overflatevann i form av nedbør og/eller smelting blitt tilført vannet som opprinnelig kom ut fra kilden.

Figur 56 illustrerer hvordan K3 kan inneholde mer overflatevann enn K1. Ledningsevnen til K1 ble målt nærmere kildeutspringet enn målingene gjort ved K3. K1 ligger lavere i terrenget enn K3, men har høyere ledningsevne. K1 har en ledningsevne på 111,1-115,6 $\mu\text{S}/\text{cm}$, mens K3 har en ledningsevne på 86,5-96 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Dette kan indikere transport gjennom forskjellige sprekkesystemer da K1 ligger lavere i terrenget enn K3.

K1 har en gjennomsnittstemperatur på rundt 5 °C, mens K3 varierer mellom ca. 3-10 °C.

Dette kan indikere at vannet i K3 blir mer påvirket av overflatevann enn K1. Siden K1 ligger lavest i terrenget og har høyest ledningsevne er en mulig forklaring at vannet som kommer ut ved K1 har den lengste strømningsbanen i fjellet. Teorien støttes også ved at temperaturen i K1 holder seg såpass stabil i forhold til temperaturen i K3.



Figur 56. En illustrasjon av hvordan K3 kan ha lavere elektrisk ledningsevne enn K1. Vannet kan komme fra forskjellige sprekkesystem der den ene kilden er mer påvirket av overflatevann enn den andre.

Gjennomsnitt av estimert vannføring i K1 og K3 er 6 l/s og 17,5 l/s basert på tabell 3 og figur 47. Total avrenning (Q) antas å være i størrelsesorden 24 l/s. Dette utgjør 757 000 $\text{m}^3/\text{år}$. I Fortun (st. 55161) er normal årsnedbør (P) 739 mm (Figur 6). Infiltrasjonsprosenten i oppsprukket fjell kan variere fra 25 til 47 % av årsnedbør (Henriksen 2006). På grunn av oppsprekkingsgraden på Liane, kan verdien antas å være opp mot 60 %. Denne antagelsen er basert på observasjoner av overflatevann i felt og realistisk areal.

1. 25 % av $P = 739 \times 0,25 = 185 \text{ mm/år} = 0,185 \text{ m/år}$
2. 60 % av $P = 739 \times 0,60 = 443 \text{ mm/år} = 0,443 \text{ m/år}$

$$Q = 757\,000 \text{ m}^3/\text{år}$$

$$A = \frac{Q}{P}$$

A = nødvendig areal for infiltrasjon

1.

$$\frac{\frac{757000 \text{ m}^3}{\text{år}}}{\frac{0,185 \text{ m}}{\text{år}}} = 4091891 \text{ m}^2 = 4,1 \text{ km}^2$$

2.

$$\frac{\frac{757000 \text{ m}^3}{\text{år}}}{\frac{0,443 \text{ m}}{\text{år}}} = 1708803 \text{ m}^2 = 1,7 \text{ km}^2$$

Ved å sammenligne nødvendig areal for infiltrasjon ser man at det er urealistisk med en infiltrasjonsprosent på 25 som gir et areal på $4,1 \text{ km}^2$, dette er på grunn av topografien i området. Det er mer realistisk med en infiltrasjonsprosent på 60 som gir et areal på $1,7 \text{ km}^2$. Poenget med utregningen er å vise at det er snakk om et stort nedbørsfelt som fører vann ned i sprekkene.

Om man regner på vannbalanse i stedet for infiltrasjonsprosent, kan man bruke Tamms formel (Knutsson & Morfeldt 1993) til å finne nettonedbør, altså total nedbør minus vanntap, ET (evapotranspirasjon). Gjennomsnittstemperatur (T) i Fortun er $4,4 \text{ }^\circ\text{C}$ (Figur 6). ET kan beregnes som

$$ET = 221,5 + 29T$$

$$ET(\text{Fortun}) = 221,5 + (29 \times 4,4) = 349 \text{ mm/år}$$

Nettonedbøren (PN) i området som kan danne grunnvann blir dermed

$$PN = P - ET$$

$$PN = 739 - 349 = 390 \text{ mm/år} = 0,39 \text{ m/år}$$

Når man tar hensyn til at det ikke er bekker i området, kan man som en tilnærming regne at all nedbøren infiltrerer direkte i sprekker.

Det er anslått at 757 000 m³ vann drenerer ut fra kildene årlig, og at nettonedbøren er 0,39 m/år.

Dette gir et nedbørsfelt på

$$\frac{\frac{757000 \text{ m}^3}{\text{år}}}{\frac{0,39 \text{ m}}{\text{år}}} = 1941025 \text{ m}^2 = 1,9 \text{ km}^2$$

Det er godt samsvar mellom ulike måter å beregne nedbørsfeltet på. Vi antar dermed at både metoden for beregning av at 60 % av bruttonedbør eller vannbalansevurderingen av Tamms formel gir realistiske anslag over nedbørsfeltet.

Estimatene av nedbørsfelt indikerer altså at det må enten være store sprekkesystemer eller at det er bekker som fører vann inn til lokale sprekker og infiltreres der. Det er lite bekker i området, og derfor antas det at sprekkesystemene er omfattende og samler inn vann fra 1,7 – 1,9 km².

Som presentert i kapittel 4.3 kan blokker eller avgrensninger identifiseres av vann som renner langs glideplanet (Braathen et al. 2004). Dette gjelder for komplekse områder og for plan-utglidning. Kildene som renner ut i underkant av plataet, kan ha fulgt sprekkesystemer og/eller glideplan gjennom fjellmassivet. Store variasjoner i verdiene målt ved K1 og K3 indikerer to forskjellige transportsystemer der vannet har ulik oppholdstid i grunnen.

På Veslemannen (Skrede et al. 2015) er det registrert at akselerasjonen av bevegelsen i partiet i stor grad er knyttet til vanntilførsel, og at stabiliteten blir svekket etter hver akselerasjonsperiode. Også på Åknes kan snøsmelting kombinert med kraftig nedbør bli en utløsningsfaktor (Ganerød et al. 2008). Normalverdier for nedbør i Fortun (Figur 6) viser at det er mest nedbør i september-januar. Resultatene viser også at vannivået øker utover høsten og holder seg stabilt utover våren. Det vil si at det er høyere vannføring gjennom sprekkesystemene på Liane i oktober-mars, med unntak av perioder der nedbøren faller som snø på vinterstid. Dersom partiet er ustabil, kan vann ha en stor rolle som utløsningsfaktor.

8 Konklusjon

Målet med denne oppgaven har vært å gjennomføre en strukturell og geomorfologisk kartlegging av den mulig ustabile fjellsiden Liane. De kartlagte strukturene er diskutert opp mot hydrogeologiske målinger i kildene under partiet.

- De dype vertikale sprekkesettene (S1-S4) er gjennomgående for stort sett hele plataået på Liane. Sprekkesettene i kombinasjon med skrenter fungerer som laterale avgrensinger av fire større blokker.
- Et mulig glideplan for scenario 2 og 3 kan være en skjærsone langs foldesjenkelen ved en større fold i bergarten. Glideplanet ble ikke observert for noen av de avgrensede blokkene, men kan være dekket av vegetasjon og rasmateriale. For blokk 1A og B kan glideplanet være svakhetssoner i glimmerskiferen.
- Sedimentprøven fra forsenkningen i moreneryggen på Liane er usortert og viser at prøvene består av morenemateriale. Forsenkningene er derfor tolket som innsynkninger forårsaket av sprekker som er reaktivert etter siste istid.
- Skredbanene i området viser at det er steinsprangaktivitet langs kanten av plataået. Dette kan være på grunn av at det er større bevegelser i partiet, men ikke nødvendigvis.
- De hydrogeologiske undersøkelsene viser at det mest sannsynlig er snakk om to sprekkesystemer i fjellet som fungerer som strømningsbaner for vannet. Sprekkesystemene må være store for å samle inn så mye vann som kommer ut i kildene. Det er en mulighet at K1 og K3 identifiserer avgrensinger eller glideplan.
- Av de tre forskjellige scenarioene som er diskutert, er nok scenario 1, og utvelting av blokk 1B mest sannsynlig da det er observert baksprekk. I tillegg er det stor sannsynlighet for utvelting av mindre blokker.
- Videre målinger med GPS vil være sentralt for å vurdere om det er bevegelse i fjellet og mulig identifisering av glideplan og baksprekk.

9 Referanser

Vitenskapelige artikler, bøker, rapporter og kart:

Aa, A. R., & Sønstegaard, E. (2005). Breheimen: geologi og landformer.

Agliardi, F., Crosta, G., & Zanchi, A. (2001). Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, 59(1), 83-102.

Benestad, R. E. (2013). Association between trends in daily rainfall percentiles and the global mean temperature. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(19).

Blikra, L. H., Longva, O., Braathen, A., Anda, E., Dehls, J. F., & Stalsberg, K. (2006). Rock slope failures in Norwegian fjord areas: examples, spatial distribution and temporal pattern. In *Landslides from massive rock slope failure* (pp. 475-496). Springer Netherlands.

Braathen, A., Blikra, L. H., Berg, S. S., & Karlsen, F. (2004). Rock-slope failures of Norway, type, geometry deformation mechanisms and stability. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 84(1), 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(1), 97-111.

Fetter, C. W. (1998). *Applied Hydrogeology* 2. ed. Merrill Publishing Company

Furseth, A. (2006). *Skredulykker i Norge*. Tun Forlag, Oslo, 207.

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. *Engineering Geology*, 102(1), 1-18.

Greve, M. H., Sperstad, R., & Nyborg, Å. (1999). Retningslinjer for beskrivelse av jordprofil. *NIJOS rapport 37*, 99

Hanssen-Bauer, I., H. Drange, E.J. Førland, L.A. Roald, K.Y. Børsheim, H. Hisdal, D. Lawrence, A. Nesje, S. Sandven, A. Sorteberg, S. Sundby, K. Vasskog & B. Ådlandsvik. "Klima i Norge 2100". Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilplassing, Norsk klimasenter, september 2009, Oslo

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". Kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert i 2015

Henderson, I., Saintot, A., Böhme, M., & Henriksen, H. (2008). Kartlegging av mulig ustabile fjellpartier, Sogn og Fjordane. *Norges geologiske undersøkelse Report*.

Henriksen, H. (2006). The Role of Regional and Local Variables in the Hydrogeology of the Solid Rocks of Fennoscandia. Ph.D-oppgave Universitetet i Bergen, ISBN 82-308-0281-5

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.

Hermanns, R. L., Oppikofer, T., Anda, E., Blikra, L. H., Böhme, M., Bunkholt, H., Crosta, G. B., Dahle, H., Devoli, G., Fischer, L., Jaboyedoff, M., Loew, S., Sætre, S. & Yugsi Molina, F. X. (2012). Recommended hazard and risk classification system for large unstable rock slopes in Norway. *Geological Survey of Norway Report*

Hermanns, R. L., Oppikofer, T., Anda, E., Blikra, L. H., Böhme, M., Bunkholt, H., Crosta, G. B., Dahle, H., Devoli, G., Fischer, L., Jaboyedoff, M., Loew, S., Sætre, S. & Yugsi Molina, F.X. (2013). Hazard and risk classification for large unstable rock slopes in Norway. *Ital J Eng Geol Environ. doi, 10 (4408), 2013-06*

Knutsson, G. & Morfeldt, C.-O., 1993: Grundvatten. Teori & tillämping. AB Svensk Byggtjänst

Lutro, O. 1988: Lustrafjorden, berggrunnsgeologisk kart 1417 I M 1:50.000. Beskrivelse. Nor. Geol. Unders. Skrifter 83, 1-39

Lutro, O. & Tveten, E. 1996
Geologisk kart over Norge, berggrunnskart ÅRDAL M 1:250.000
Norges geologiske undersøkelse

McEwen, A. S. (1989). Mobility of large rock avalanches: Evidence from Valles Marineris, Mars. *Geology, 17(12), 1111-1114.*

Neeb, P. R. (1992). *Byggeråstoffer: kartlegging, undersøkelse og bruk.* Tapir.

Oppikofer, T., Böhme, M., Saintot, A., Hermanns, R., & Longva, O. (2015). Hazard assessment of unstable and potential unstable rock slopes in Storfjord (Western Norway). In *Engineering Geology for Society and Territory-Volume 2*(pp. 243-248). Springer International Publishing.

Ramberg, I.B., Brynhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. (red), 2013. Landet blir til – Norges geologi. 2utg. Trondheim. Norsk Geologisk Forening, 656s.

Selmer-Olsen, R. (1954) Om norske jordarters variasjon I korngradering og plastisitet (Vol. 186). I kommisjon hos Aschehoug

Skrede, I., Kristensen, L. & Hole, J. (2015). “*Geologisk evaluering av Veslemannen - eit mindre fjellskred i utvikling*” NVE rapport

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

Nettsider:

NGU (2016, 11. mars). Grunnvann i Norge. Hentet 10. mai 2016 fra
http://www.grunnvanninorge.no/geoteknikk_skred.php

NGU 1 (2015, 2 februar). Fjellskred i Sogn og Fjordane. Hentet 5. april 2016 fra
<https://www.ngu.no/prosjekter/fjellskred-i-sogn-og-fjordane>

NGU 2 (2015, 25. februar). Kwartærgeologi. Hentet 15. februar 2016 fra
<https://www.ngu.no/emne/kvart%C3%A6rgeologi>.

Skrednett:

<http://atlas.nve.no/SilverlightViewer/Viewer.html?Viewer=NVEAtlas&runWorkflow=StartupQuery&mapServiceId=54&layerName=Skre>

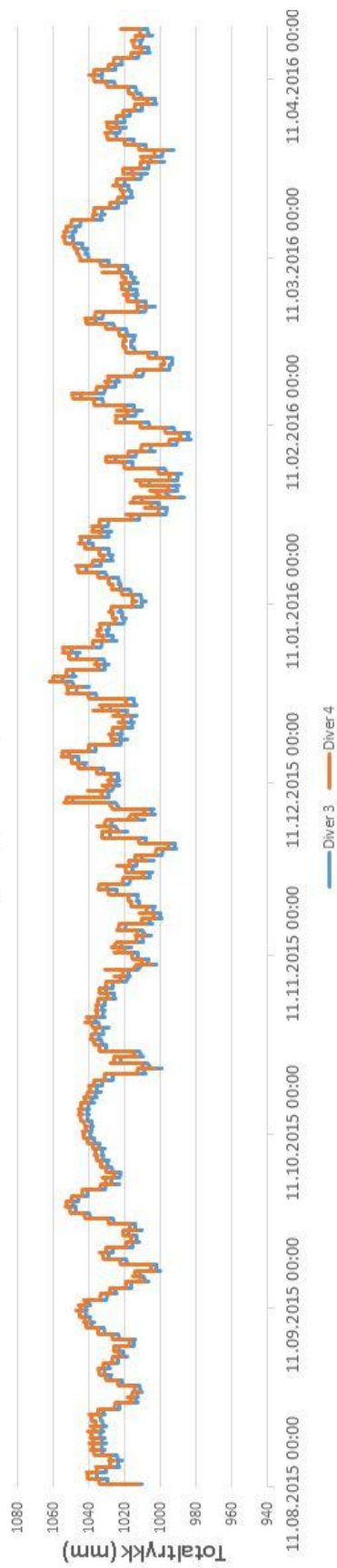
Vedlegg

1 Sammenligning av målinger gjort av diverne K1

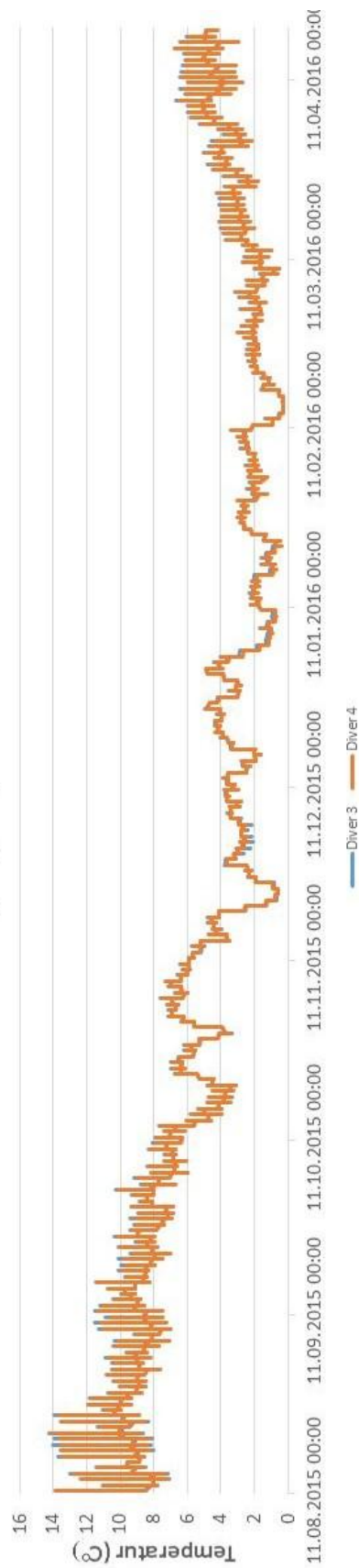


2 Sammenligning av målinger gjort av diver K3

Sammenligning totaltrykk diver i K3

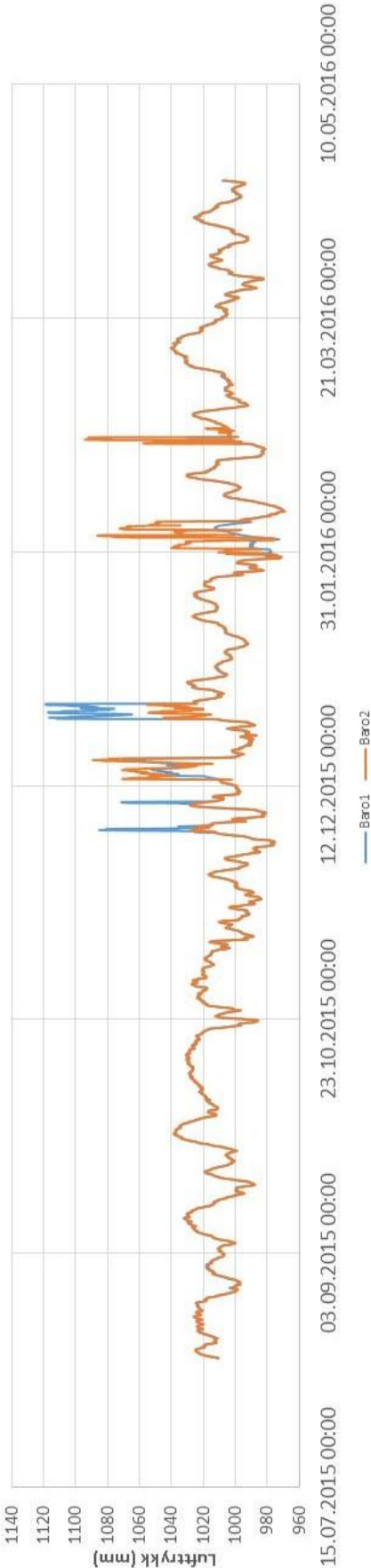


Sammenligning temperatur diver i K3



3 Sammenligning av målinger gjort av barometer

Sammenligning lufttrykk barometer 1 og 2



Sammenligning lufttemperatur barometer 1 og 2



4 Strukturelt og geomorfologisk kart over det undersøkte området

