

# Lidarskanning av skredutsatte skråninger i Hardanger

Ragnhild Lithun Norang



Masteroppgave i kvartærgeologi og paleoklima  
Institutt for Geovitenskap  
Universitetet i Bergen

September 2016





# Sammendrag

Målet med dette masterprosjektet var å undersøke hvordan bakkebasert lidarskanning kan brukes til å kvantifisere og overvåke skredutsatte skråninger. Videre har det blitt undersøkt om det er mulig å volumestimere skredavsetninger, og om det er mulig å identifisere bevegelser i skråninger ved hjelp av data fra bakkebasert lidarskanning. Til dette har det blitt brukt data innhentet ved tre ulike måletidspunkt; april 2015, september 2015 og mars 2016. Studieområdet for undersøkelsene er lokalisert til nordvestsiden av Hardangerfjorden i Kvam kommune. De undersøkte lokalitetene var både løsmasseskråninger og fjellsider av fast fjell.

En lidarskanner (*Light Detection And Ranging -skanner*) er en aktiv fjernmålingsteknikk, som ved hjelp av laserpulser samler inn topografiske data over et valgt studieområde. Skanneren sender ut en laserstråle, og måler tiden det før tar laserstrålen reflekteres tilbake til skanneren. Ved hjelp av denne toveis-tiden bestemmes avstanden til objektet som reflekterte laserstrålen. Denne prosessen gjøres tusenvis av ganger i sekundet, og genererer på denne måten en sky med millioner av punkter, kalt en punktsky. Punktskyen blir som en nøyaktig, men ukontinuerlig, tredimensjonal modell av det skannede området.

Resultatene fra undersøkelsene viser at bakkebasert lidarskanning er et nyttig verktøy for kvantifisering og undersøkelser av skråninger, spesielt i utilgjengelige områder der det er vanskelig å innhente informasjon om området ved hjelp av tradisjonelle feltmetoder. Innhenting av data ved bruk av bakkebasert lidarskanning er en enkel prosess, men det er knyttet en del utfordringer til prosessering og analyse av punktskyene som kan medføre unøyaktigheter i analysene.

For overvåkning av skråninger fra store avstander egner bakkebasert lidarskanning seg primært dersom bevegelsene eller endringene mellom dataene fra de ulike måletidspunktene er av en viss størrelse. Dersom bevegelsene eller endringene er mindre enn målefeilen knyttet til metoden, vil de nemlig ikke oppdages.

Ved hjelp av data fra ulike måletidspunkt kan en også gjøre volumberegninger av skredhendelser som har skjedd mellom de to måletidspunktene.



# Forord

Da jeg begynte å studere geovitenskap ved Universitet i Bergen, fattet jeg tidlig en interesse for kvartærgeologi og temaer rundt naturfarer. Det falt meg derfor naturlig å velge en oppgave innen dette temaet, imidlertid med et mer teknisk aspekt rundt en ny metode for skredkartlegging og undersøkning.

Takk til min veileder, professor Jostein Bakke ved Institutt for geovitenskap, for å ha laget denne spennende oppgaven. Videre vil jeg rette en stor takk til min medveileder, Dr. Simon Buckley ved Uni Research, for hjelp til prosessering av data og mange gode innspill og kommentarer til oppgaven. Takk til medveileder, Aart Verhage i NVE, for tips til gode artikler. En takk rettes også til Benjamin Dolva som har vært med meg i felt og også hjulpet meg med prosessering av data. Takk til Dr. Eivind Wilhelm Nagel Støren ved Institutt for geovitenskap for hjelp med feltarbeid, og takk til Tore Dolvik, kommunegeologen i Kvam kommune, for å ha vist meg spennende og meget relevante studieområder.

Tiden på realfagsbygget hadde ikke vært den samme uten alle de flotte medstudentene som gjennom årene også har blitt nære venner. Tusen takk til Karoline og Kieu-Diem for fine stunder på lesesalen. Takk til "lunsjgjengen" for alle trivelige lunsjer og gode diskusjoner. Tusen takk til Karen og Karoline for å etter å ha levert sin egen master, ha tatt seg tid til å lese igjennom denne og kommet med innspill. En stor takk rettes også til min familie for støtte og gode ord. En ekstra takk til mamma, Gerd Lithun, for å ha korrekturlest tekster utallige ganger, og en ekstra takk til min lillesøster, Synnøve Lithun Norang, for å ha bidratt som feltassistent.

Sist, men ikke minst vil jeg takke min kjære samboer, Fredrik Skeie, for alt. Denne oppgaven hadde ikke blitt til uten din hjelp.

Ragnhild L. Norang

Ragnhild Lithun Norang

31. august 2016



# Innholdsfortegnelse

1	Introduksjon .....	1
1.1	Innledning .....	1
1.2	Problemstilling .....	4
2	Teoretisk bakgrunn .....	5
2.1	Studieområde .....	5
2.1.1	Berggrunn .....	5
2.1.2	Klima.....	7
2.2	Massebevegelse.....	10
2.2.1	Klassifisering av massebevegelse .....	11
	Steinsprang og steinskred .....	13
	Jordsig.....	14
	Jordskred.....	15
	Flomskred .....	15
3	Metode .....	16
3.1	Bakgrunn.....	16
3.2	Teknologien .....	17
3.2.1	Nøyaktighet og oppløsning.....	19
	Reflektivitet.....	20
	Divergens av laserstrålen .....	20
	Samplingsfrekvens.....	22
3.2.2	Meteorologiske forhold.....	22
3.2.3	Plassering av skanneren .....	23
3.2.4	Flere returpulser .....	24
3.2.5	Digitale bilder .....	26
3.3	Prosessering .....	27
3.3.1	Registrering.....	27
3.3.2	Rengjøring og desimering.....	28
3.3.3	Triangulering.....	28
3.3.4	Teksturering .....	29

3.4	Analyser av data.....	30
3.4.1	Endringsanalyse .....	30
3.4.2	Volumberegning .....	31
3.5	Programvarer for prosessering og analyse av bakkebasert lidardata .....	31
3.5.1	RiSCAN PRO .....	31
3.5.2	Cloud Compare .....	33
3.5.3	IMEdit i PolyWorks .....	33
3.6	Feltarbeid og innsamling av data .....	33
3.6.1	Riegl VZ-1000 .....	33
4	Resultater .....	36
4.1	Lokalitet 1 - Steinsdalen .....	36
4.1.1	Skannposisjon og innstillinger .....	37
4.1.2	Beskrivelse av lokalitet 1a .....	37
4.1.3	Beskrivelse av lokalitet 1b .....	39
4.1.4	Beskrivelse av lokalitet 1c .....	40
4.1.5	Modeller av lokalitetene .....	41
	Lokalitet 1a .....	41
	Lokalitet 1b .....	42
	Lokalitet 1c .....	43
4.1.6	Endringsanalyse .....	44
	Lokalitet 1a .....	45
	Tolkning – lokalitet 1a .....	49
	Lokalitet 1b .....	50
	Tolkning – lokalitet 1b .....	53
	Lokalitet 1c .....	54
	Tolkning – lokalitet 1c .....	55
4.1.7	Volumestimering .....	56
	Lokalitet 1a .....	56
	Tolkning av lokalitet 1a .....	57
4.1.8	Oppsummering av lokalitet 1 a-c .....	58

4.2	Lokalitet 2 - Bessadalen.....	58
4.2.1	Skannposisjon og innstillinger.....	59
4.2.2	Beskrivelse av lokalitet 2.....	60
4.2.3	Modell av lokaliteten.....	61
4.2.4	Endringsanalyse.....	63
4.2.5	Tolkning lokalitet 2 - Bessadalen.....	67
4.2.6	Volumestimering.....	68
4.2.7	Oppsummering av lokalitet 2.....	68
4.3	Oppsummering av resultater.....	68
5	Diskusjon.....	71
5.1	Innsamling av data.....	71
5.2	Triangulerte modeller.....	71
5.2.1	Triangulering av modeller.....	71
5.2.2	Teksturering av triangulerte modeller.....	72
5.2.3	Vegetasjon i triangulerte modeller.....	74
5.2.4	Fylling av hull i triangulerte modeller.....	75
5.3	Endringsanalyse.....	76
5.3.1	Påvirkning fra prosesseringen.....	76
5.3.2	Påvirkning av ulike måletidspunkt.....	77
5.3.3	Påvirkning av vegetasjon.....	77
5.3.4	Valg av nøytral sone.....	78
5.4	Volumestimering av skredhendelser.....	79
5.5	Andre mulige feilkilder.....	80
	Fotavtrykk.....	81
	Posisjon ved ulike måletidspunkt.....	82
	Meteorologiske og atmosfæriske forhold.....	82
5.6	Forslag til forbedring av metoden og fremtidig arbeid.....	83
5.7	Resultat og klimatiske parametere.....	84
6	Konklusjon.....	86
	Kilder og litteratur.....	87
	Vedlegg 1.....	92
	Vedlegg 2.....	93





# 1 Introduksjon

## 1.1 Innledning

Landskapet i Norge har blitt formet gjennom istidene, og på Vestlandet og i Nord-Norge har isens erosjon ført til bratte fjellsider og dype daler. Disse fjellsidene og dalene er for bratte til å være stabile, og skred er derfor en naturlig prosess (Vorren og Mangerud, 2007, s. 550; Lied, 2014, s. 5). Løsmasser avsatt av breene i bratte skråninger og terreng gir også grunnlag for ulike typer løsmasseskred. På Østlandet og i Trøndelag, som var dekket av havet under forrige istid, ble det avsatt store mengder marin leire som i dag fører til leirskred (Lied, 2014, s. 5).

I følge den femte vurderingsrapporten fra FNs klimapanel (IPCC, 2014) viser forskning at klimaet på jorden er i endring, og at Norge vil få et varmere og våtere klima, i tillegg til flere tilfeller av ekstremvær. Generelt vil økt nedbør og vind føre til en økning i naturfarehendelser som flom og skred, og fremtidige klimaendringer vil også føre til en forandring av dagens skredmønster, altså både skredtype og den geografiske forekomsten av skred (Lied, 2014, s. 10).

Norges geologi, topografi og klima gjør dermed at vi er utsatt for skred og andre naturfarer. Skred er en av de viktigste årsakene til naturkatastrofer i Norge, og i løpet av de siste 150 årene har minst 2000 menneskeliv gått tapt i skredulykker (Sulebak, 2007, s. 89-90). Det er ikke nødvendigvis selve skredet som gjør mest skade, men ringvirkninger av skredet, som når skredet ender i et vann eller i en fjord og danner en flodbølge som skyller inn over land. Dette var tilfellet under de tre skredulykkene som skjedde i Loen i 1905 og 1936 og i Tafjord i 1936, der til sammen 174 mennesker omkom som følge av flodbølgene som oppstod etter skredene (Lied, 2014, s. 6).

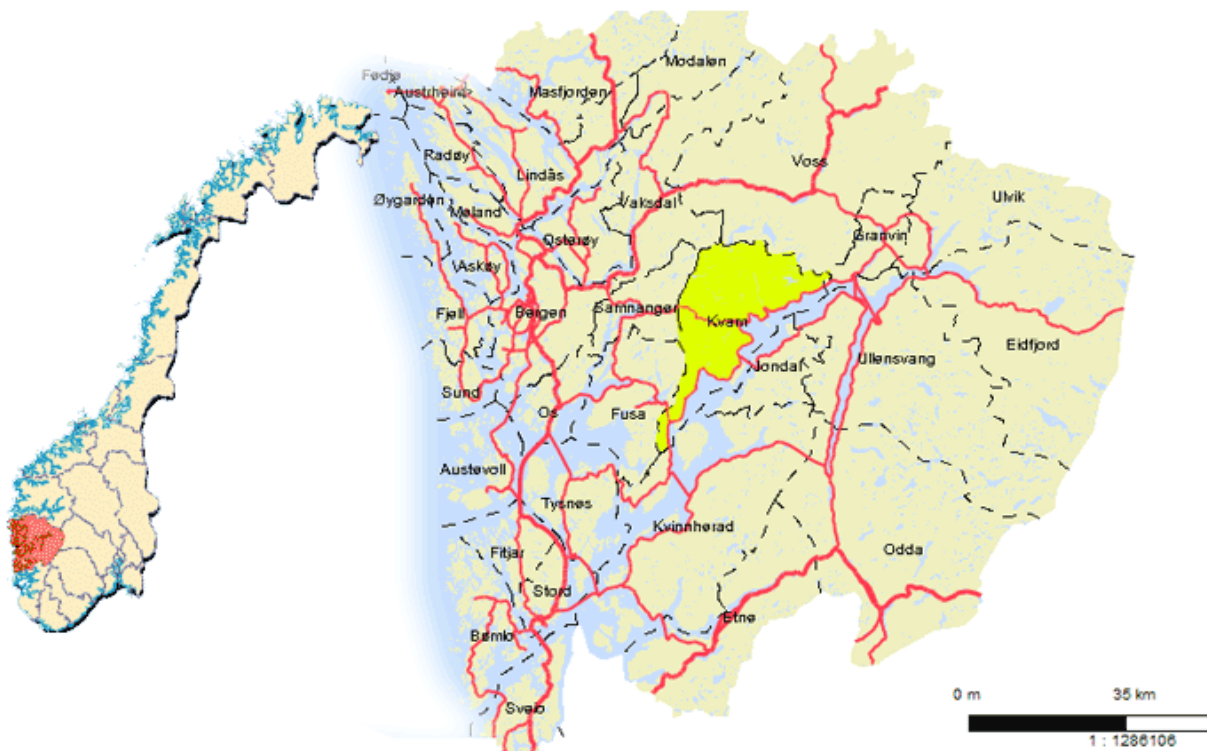
Det følger store sosioøkonomiske konsekvenser av skred. Risikoen er stor for tap av menneskeliv, direkte materielle skader på bygg og anlegg, samt ødeleggelser av infrastrukturen i området. Kunnskap og forståelse om skred, skredprosesser og de potensielle risikoområdene til ulike typer skred er derfor viktig for å kunne forebygge og redusere skader og ulykker (Lied, 2014, s. 4). Det trengs også økt kartlegging og overvåking av skråninger, slik at samfunnet i størst mulig grad kan sikre seg mot skred

og skredulykker, blant annet i forhold til veibygging og bosetning (Lied, 2014, s. 4). Det er imidlertid utfordringer knyttet til dette. Kartlegging og overvåkning av skredutsatte skråninger kan være krevende og farlig, grunnet blant annet terrengforhold og utilgjengelighet på skråningene. Det er derfor behov for en enkel teknikk for å redusere disse utfordringene, slik at det blir sikrere og enklere å undersøke og overvåke skråninger (Abellán mfl., 2014; Oppikofer, 2016).

Målet med denne oppgaven er å undersøke hvordan repeterte målinger gjort med bakkebasert lidarskanner kan brukes som en fjernmålingsteknikk for å undersøke endringer i skråninger mellom flere måletidspunkt. Bakkebasert lidarskanning er en aktiv fjernmålingsteknikk som samler inn høyoppløselig terrenginformasjon over et studieområde, og gir en nøyaktig tredimensjonal modell av topografien. Dette kan være et svært nyttig hjelpemiddel for en nøyaktig kartlegging og overvåking av blant annet skråninger, og det kan også bidra til å gi en økt forståelse av skredmekanismer og –prosesser. Ved å sammenligne skanninger fra ulike måletidspunkt, kan en avdekke og analysere forskjeller mellom skannene, som skredhendelser eller bevegelser i ustabile fjellpartier (Oppikofer, 2016).

De tradisjonelle metodene for å overvåke endringer og bevegelse i fjellside baseres på punkt-baserte målinger, som eksempelvis strekkstag og GPS. Selv om disse metodene har en høy nøyaktighet og presisjon, er ulempen at de kun gir informasjon om et lavt antall valgte målepunkt og ikke hele områder. I tillegg er gjerne områdene som er i bevegelse ukjent, slik at det trengs en metode for å oppdage disse områdene. Datamateriale fra bakkebaserte skannere tatt ved ulike måletidspunkt har en høy punkttetthet og oppløsning og kan dermed gi informasjon om endringer og bevegelser for hele det skannede området (Oppikofer mfl., 2009; Abellán mfl., 2010). Videre kan en ved hjelp av ulike metoder for å sammenligne og måle forskjeller og bevegelser mellom datamateriale fra ulike måletidspunkt, hente ut informasjon om både lengden og retningen til bevegelsene (Teza mfl., 2007; Oppikofer mfl., 2009; Oppikofer, 2016). Annen geologisk informasjon en kan hente ut fra datamateriale fra bakkebasert lidarskanning er for eksempel en detaljert geometri av fjelloverflater som sprekker og sprekkeorienteringer, lengder, avstander, ruhet og blokkstørrelser (Kemeny og Turner, 2008; Oppikofer, 2016).

Utgangspunktet for denne oppgaven er undersøkelser av to lokaliteter i Kvam kommune i Hardanger (Figur 1) gjort 22. april 2015, 17. september 2015 og i 31. mars 2016. Lokalitetene har blitt valgt på bakgrunn av anbefaling fra kommunegeologen i Kvam, Tore Dolvik. Dolvik anbefalte disse lokalitetene, da det nylig har vært flere typer skredaktivitet i områdene, som jordskred, flomskred, steinsprang og steinskred. I februar 2015, rett før første måletidspunkt, gikk det også en større steinskred nær husbebyggelse på en av lokalitetene, og Dolvik ønsket derfor at det skulle bli gjort en nærmere undersøkelse av skråningen.



Figur 1: Til venstre er Hordaland fylke markert med rødt på norgeskartet, og til høyre er Kvam kommune markert med gult innenfor Hordaland fylke (Tolo, 2007).

## **1.2 Problemstilling**

Hovedproblemstillingen i denne oppgaven er å undersøke hvordan bakkebasert lidarskanning kan brukes til å kvantifisere og overvåke skredutsatte skråninger. Videre skal det undersøkes om det er mulig å bruke bakkebasert lidarskanning til å volumestimere en skredavsetning, og om det er mulig å identifisere bevegelser i skråninger ved hjelp av bakkebasert lidarskanning.

## **2 Teoretisk bakgrunn**

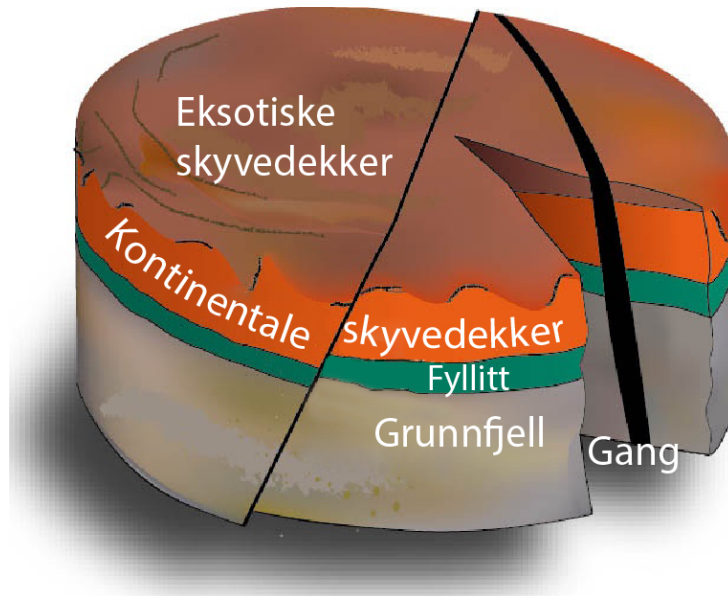
Dette kapittelet vil introdusere studieområdet, med særlig fokus på berggrunn og klima. Deretter følger en teoretisk del om massebevegelse, hvor et utvalg av massebevegelsestyper vil beskrives nærmere. Utvalget er gjort basert på hvilke typer massebevegelse som finnes på lokalitetene som er undersøkt i denne oppgaven.

### **2.1 Studieområde**

Studieområdene som er undersøkt i denne oppgaven ligger på nordvestsiden av Hardangerfjorden, i Kvam kommune i Hordaland, som vist i Figur 1. Kvam kommune er en langstrakt kommune med fire større tettsteder og mange små. De høyestliggende områdene i kommunen ligger i nord og nordvest. Høyest er Fuglafjellet (1334 moh.) og Kaldanuten (1332 moh.).

#### **2.1.1 Berggrunn**

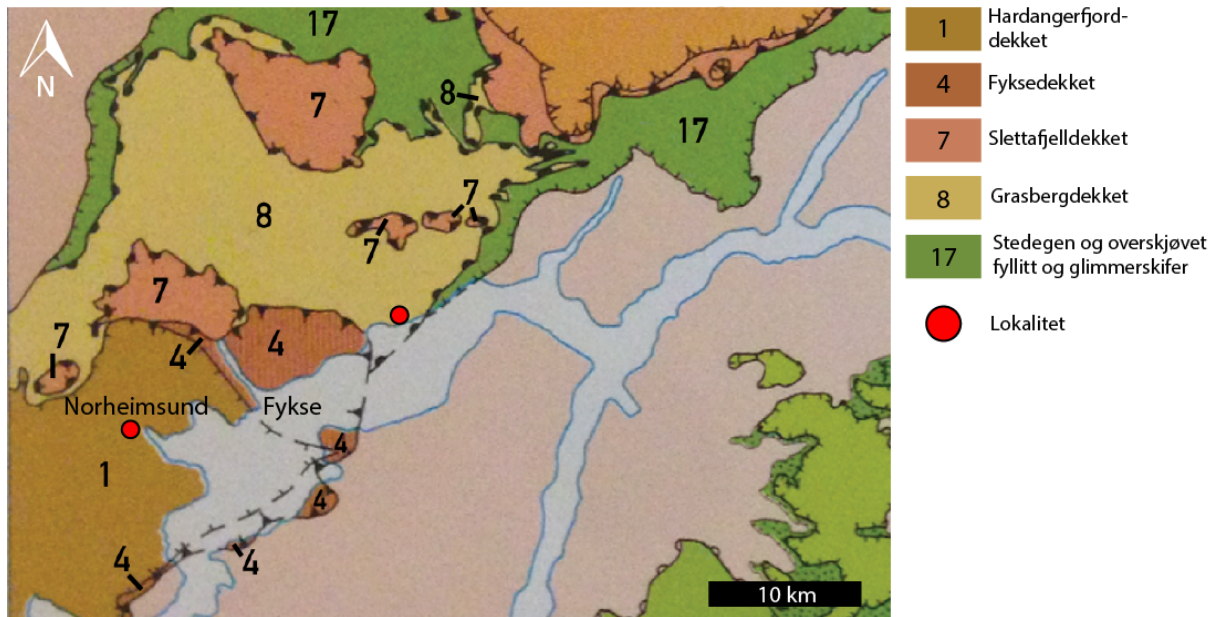
Geologisk sett kan berggrunnen i Hordaland deles inn i fire enheter, som vist i Figur 2. Nederst er det grunnfjell bestående av gneiser og granitter fra proterozoikum. Over grunnfjellet ligger det omdannede sedimentære bergarter, som fyllitt, fra kambrosilur. Disse ble dannet da peneplanet ble oversvømt av havet i tidligkambrisk tid, og sedimenter ble avsatt på havbunnen (Sigmond, 1998). Øverst er det kontinentale og eksotiske skyvedekker, fra proterozoikum og kambrosilur, som ble skjøvet inn over de yngre sedimentære bergartene under den kaledonske fjellkjededannelsen for over 400 millioner år siden (Fossen, 2005, s. 20-24).



**Figur 2:** Forenklet figur over berggrunnen i Hordaland. Nederst er grunnfjell bestående av gneiser og granitter, over det ligger omdannede sedimentære bergarter som fyllitt. Øverst er det kontinentale og eksotiske skyvedekker. Modifisert etter Fossen (2005, s. 21).

I Kvam kommune består berggrunnen hovedsakelig av de kontinentale og eksotiske skyvedekkerne av proterozoiske og kambrosiluriske bergarter. Disse ble omdannet og fremskjøvet under den kaledonske fjellkjededannelsen og ligger i dekker som ble fremskjøvet fra nordvest i store dekkpakker. Dekkpakkene ble skjøvet over ulike avstander til forskjellig tid og er derfor av ulik karakter (Sigmond, 1998).

Figur 3 viser et forenklet berggrunnskart over studieområdet, der de ulike fargene representerer de ulike dekkpakkene, eller bergartsdekkene, i Kvam kommune. Ved Norheimsund er det de eksotiske skyvedekkerne av skifre, som grønnskifer, grønnstein og fyllitt som er de vanligste (2005, s. 478-479). Disse hører til Hardangerfjorddekket, som består vesentlig av omdannede bergarter, trolig fra ordovicisk til silurisk tid. Disse er hovedsakelig dannet i et øybuemiljø og deretter omdannet og fremskjøvet som et ofiolittkompleks i kaledonsk tid (Sigmond, 1998). Lengre inn i fjorden, rundt Fykse og nordøstover, er det de kontinentale skyvedekkerne med kvartsitt, granitt og gneis som dominerer (Helland-Hansen, 2005). Disse hører til Fyksedekket, Slettefjelldekket og Grasbergdekket, og er alle omdannede bergarter fra proterozoisk tid. Fyksedekket inneholder gneiser og omdannede sedimentære bergarter, mens Slettefjelldekket og Grasbergdekket består av omdannede overflate- og dypbergarter, som for eksempel granitt, gabbro, kvartsskifer og grønnstein (Sigmond, 1998).

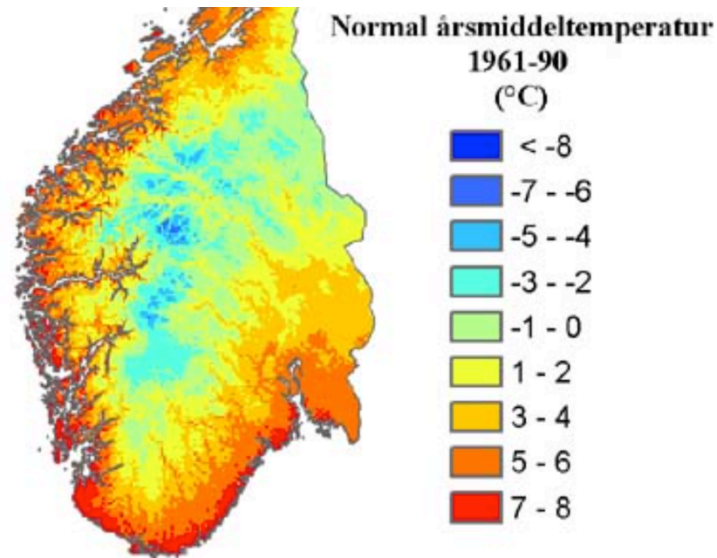


Figur 3: Forenklet berggrunnskart over deler av Kvam kommune. Ved Norheimsund består berggrunnen av de eksotiske skyvedekkenene tilhørende Hardangerfjorddekket. Nordvest for Fykse består berggrunnen av de kontinentale skyvedekkenene tilhørende Fykse, Slettafjelldekket og Grasbergdekket. Plasseringen av lokaliteter er markert med røde prikker. Modifisert etter Sigmond (1998).

### 2.1.2 Klima

Skredfaren i et område er sterk knyttet til de lokale terrengforholdene, men en av de viktigste utløsningsfaktorene ved skred er ofte værforholdene. Skred utløses ofte i forbindelse med spesielle værforhold som store nedbørsmengder på kort tid eller sterk vind.

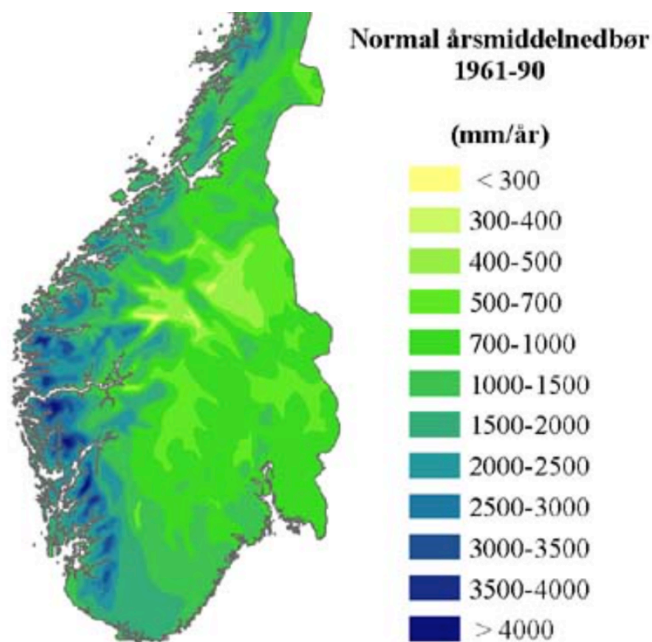
På grunn av Norges beliggenhet i forhold til vestavindsbeltet og Golfstrømmen har Norge et varmere klima enn det breddegradene skulle tilsi. Den normale årsmiddeltemperaturen i Sør-Norge viser to hovedtrekk: Det første er høye temperaturer langs kysten og det andre er lave temperaturer i innlandsstrøkene, som vist i Figur 4.



**Figur 4: Normal årsmiddeltemperatur i Sør-Norge under siste normalperiode 1961-1990. Som figuren viser har studieområdet en årlig middeltemperatur på rundt 1-2 grader celsius. (Lippestad, 2016b).**

Når det gjelder nedbør, er det store forskjeller i den normale årsmiddelnedbøren i Sør-Norge. De største nedbørsmengdene finnes innenfor kysten av Vestlandet, som vist i Figur 5. Her kommer det mest nedbør om høsten og vinteren, og minst om våren, og den dominerende typen nedbør er frontnedbør og orografisk nedbør. Frontnedbør dannes i lavtrykkene ved polarfronten, ved skillet mellom kald polarluft fra nord og varmere, fuktig luft fra sør. De fuktige luftmassene kommer inn over Norge fra sørvest og vest, og vil føre til nedbør i møte med den kalde polarluften. Det kommer mest frontnedbør om høsten og vinteren, og spesielt om høsten ettersom den varme luften da inneholder mer fuktighet. Den orografiske nedbøren skyldes luftmasser som treffer kysten av Norge og blir presset til værs av terrenget/fjellene, slik at det ikke klarer å holde på fuktigheten og den slippes ut som nedbør (Lippestad, 2016c).





**Figur 5: Normal årsmiddelnedbør for Sør-Norge under siste normalperiode 1961-1990. Som figuren viser har studieområdet en årlig middelnedbør på rundt 2500-3000 millimeter per år. (Lippestad, 2016a).**

Klimaet i Kvam kommune er et typisk kystklima med kjølige somre, milde vintre og mye nedbør. Målinger gjort fra stasjon 50105 Norheimsund, som ligger i Norheimsund på ca. 20 moh., viser en gjennomsnittstemperatur på 6,8 °C under siste normalperiode, 1961-1990 (tabell 1). For samme stasjon og normalperiode var gjennomsnittsnedbøren 2125 millimeter per år (tabell 2).

**Tabell 1: Månedlig og årlig middeltemperatur (oppgitt i grader celcius) under siste normalperiode 1961-1990, fra stasjon 50105 Norheimsund (eKlima, 2016)**

Stasjon	jan	feb	mar	apr	mai	jun	jul	aug	sep	okt	nov	des	år
50105	-0,1	-0,2	1,8	5,2	10,3	14,0	15,0	14,5	10,5	7,0	3,0	1,0	6,8

**Tabell 2: Månedlig og årlig gjennomsnittsnedbør (oppgitt i millimeter) under siste normalperiode 1961-1990, fra stasjon 50105 Norheimsund (eKlima, 2016)**

Stasjon	jan	feb	mar	apr	mai	jun	jul	aug	sep	okt	nov	des	år
50105	210	150	180	90	85	115	130	150	255	265	245	250	2125

Kunnskap om klimaet i et område er viktig for å kunne vite hvilke typer skred- og skredprosesser som har størst innvirkning i området. Den store nedbørsmengden kombinert med topografien i Kvam kommune gjør at visse områder i kommunen er spesielt utsatt for enkelte skredtyper.

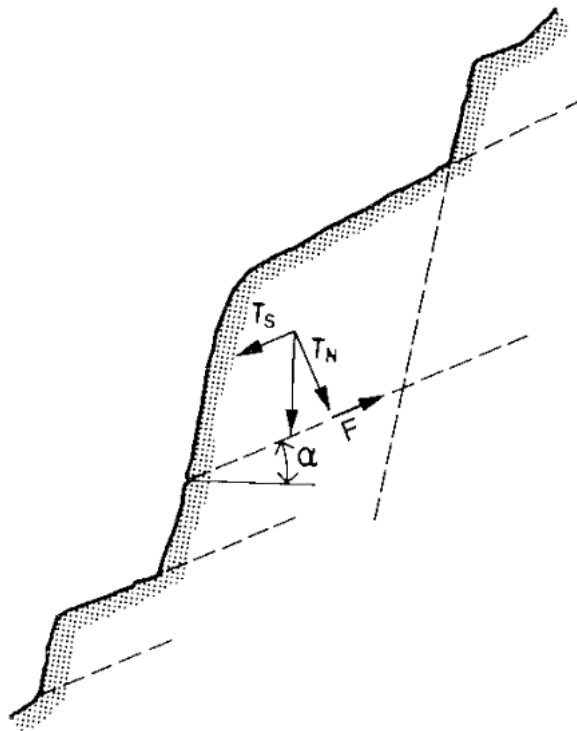
Som nevnt i kapittel 1, er klimaet i Norge i endring der det forventes at vi vil få et varmere og våtere klima. Et varmere og våtere klima vil kunne øke faren for noen typer skred, og redusere faren for andre typer skred. Både hyppigheten og den geografiske plasseringen av skredhendelser vil også påvirkes, og det er derfor viktig med økt kunnskap og forståelse om skredprosesser og klima (Sletten mfl., 2009; Klimatilpasning, 2016b).

I følge nettstedet klimatilpasning.no (Klimatilpasning, 2016a) forventes det i Hordaland fylke en økning i temperatur på omtrent 4 grader. Økningen er forventet å være størst om høsten og vinteren, og minst om sommeren. Årsnedbøren er ventet å øke med rundt 15 %, der den største økningen også her vil være om høsten og vinteren. Episoder med kraftig nedbør er forventet å øke både i intensitet og forekomst. Den årlige vannføringen vil øke, og det er forventet flere og større regnflommer. I bratt terreng, slik som mye av terrenget i Kvam kommune er, vil klimautviklingen kunne gi en økt frekvens av skred tilknyttet styrtregn, flom, snøfall og snøsmelting, som for eksempel jordskred, flomskred, sørpeskred, steinsprang og steinskred (Klimatilpasning, 2016a).

## **2.2 Massebevegelse**

Massebevegelse er i følge Norsk geologisk ordbok (Sigmond mfl., 2013) en bevegelse av løsmasser langs en skråning. I alle skråninger vil eventuelle løsmasser være utsatt for en kraft som vil drive massene nedover mot et lavereliggende terreng. Denne drivkraften er en komponent av tyngdekraften og kalles ofte skjærspenning eller skjærstress, som vist i Figur 6. Skjærstresset bestemmes ved hjelp av skråningsvinkelen og massens vekt. Når skråningsvinkelen og vekten øker, øker også skjærstresset og omvendt. Når skjærstresset blir større enn skjærstyrken oppstår det en massebevegelse. Skjærstyrken er de kreftene som holder massen på plass, blant annet den kohesive styrken til materialet og friksjonskoeffisienten til planet (Sulebak, 2007, s. 94-95). Dersom skjærstresset plutselig blir større enn skjærstyrken vil forflytningen av masse være

plutselig og rask, som i et skred. Dersom skjærstresset og skjærstyrken er omtrent like store, vil massebevegelsen være langsom, som i jordsig (Sigmond mfl., 2013; Sulebak, 2007, s. 93).



Figur 6: Avløst materiale beveger seg nedover når skjærstresset er større enn skjærstyrken.  $F$  er friksjonskoeffisienten, og er avhengig av blant annet bergart, ruhet og vanntilgang (NGI, 1979).

Skred i løsmasser og fjell forekommer ofte etter kraftig nedbør ettersom det øker porevanntrykket i jordmasser eller vanntrykket i spalter og sprekker i fjellet, noe som svekker skjærstyrken til massen. I tillegg fører et økt vanninnhold til økt vekt, noe som øker skjærstresset (Sulebak, 2007, s. 95-96).

### 2.2.1 Klassifisering av massebevegelse

Klassifisering av massebevegelse kan gjøres på flere måter ettersom det er ulike typer prosesser og materiale som er involvert i de ulike typene massebevegelse. Det er flere kriterier en kan ta hensyn til, for eksempel bevegelsesfart, materiale,

geomorfologi/geometri til massen og vanninnhold, og det finnes derfor flere ulike klassifiseringsmetoder for massebevegelse (Selby og Hodder, 1993, s. 249).

I følge Hungr mfl. (2001) er klassifiseringene gjort av Varnes (1954, 1978) og Hutchinson (1968, 1988) de mest brukte klassifiseringssystemene i den engelskspråklige verden. Varnes gjorde sin klassifisering på bakgrunn av bevegelses- og materialtype, mens Hutchinsons (1988) klassifisering er delt inn i åtte hovedgrupper basert på morfologi, med undergrupper basert på blant annet materiale og bevegelsesrate (Selby og Hodder, 1993, s. 251-254).

Sulebak (2007, s. 96) skiller mellom to hovedtyper massebevegelse etter bevegelsesfarten og hvordan vanninnholdet i massen påvirker bevegelsen. Den ene typen er "tørre" masser, herunder fall, sprang, skred og utglidning, der bevegelsen ikke påvirkes av vanninnholdet, slik at massen opptrer som en enhet og har samme fart gjennom hele massen. Bevegelsesfarten er rask og momentan. Den andre gruppen består av "våte" masser, herunder strømning, flytning, sig og vandring, der farten er størst i massens overflate og avtar gradvis nedover i jorden. Bevegelsesfarten er sakte og jevn, og kan sees på som en kontinuerlig prosess som kan være lite synlig fra år til år.

I Blikra og Nemec (1998) blir den stratigrafiske oppbygningen av postglasiale skredavsetninger på Vestlandet undersøkt og klassifisert etter avsetningsprosess. Disse avsetningsprosessene er delt inn i kategoriene skred der materialet løsner fra fast fjell (*rockfall*)/resedimentert materiale (*debrisfall*), massestrøm/jordeskred (*debrisflow*), sørpeskred (*snowflow*) og flomskred (*waterflow*). En oppsummering av disse avsetningsprosessene og deres stratigrafiske oppbygning vises i Figur 7 (Blikra og Nemec, 1998).

SEDIMENTARY FEATURES	DEPOSITIONAL PROCESSES				
	rockfall/debrisfall	debrisflow		snowflow	waterflow
TYPE/GEOMETRY OF DEPOSITS					
three-dimensional view					
vertical cross-section					
TEXTURE AND STRUCTURE	Highly immature debris; mainly angular clasts. Boulder to sand size grade. Clast-supported and commonly openwork, with pebbly to sandy infill at the top. Deposits often infilled with waterlain sand and/or redeposited soil material.	Mature debris; subrounded to rounded clasts. Matrix-rich to clast-supported. Sandy/muddy matrix. Common "coarse-tail" inverse grading and outsized cobbles or boulders.	Clast-supported, bouldery to cobbly "heads" and clast-to matrix-supported, pebbly upslope "tails". Common normal grading.	Unsorted, scattered clasts and gravel "patches" infilled with waterlain sand or pebbly sand. The sand in large interstices shows stratification, but is massive, very fine/silty and possibly shell-bearing in submarine deposits.	Clast-supported, pebbly to cobbly gravel interlayered with poorly sorted/stratified sand. Matrix-supported gravel occurs as debrisflow remnants.
CLAST FABRIC	Boulders and large cobbles often show "rolling" fabric, $at(i)$ or $alt(b)(i)$ , when emplaced frontally in isolation. Many large clasts upslope show "sliding" fabric $at(p)$ , but a disorderly "adjustment" fabric predominates; "shear" fabric $at(p)$ often typifies the avalanche's overriding tail, when evolved into a grainflow.	Large clasts mainly aligned downflow, $at(p)$ or $at(p)at(i)$ , but showing $at(i)$ orientation along the lobe front.	Common "rolling" fabric $at(i)$ in the frontal and top part of the debrisflow head; common "shear" fabric $at(p)$ or $at(p)at(i)$ in the flow's tail.	Mainly disorderly (chaotic "melt-out" fabric). Boulders and cobbles deposited from turbulent snowflows may have "rolling" fabric $at(i)$ , but the scattered debris is vulnerable to rotation by subsequent avalanches. Dense snowflows and slushflows may create "shear" fabric $at(p)$ , but this loses order during the melt-out.	Common tractional fabric; poorly developed in gullies due to clast pivoting and adjustment to banks. Many large clasts are rotated <i>in situ</i> to $at(p)$ position by less competent waterflow.
DEBRIS SOURCE	Weathered bedrock. Glacial till and valley-side kame terraces.	Glacial till, kame terraces and upper-slope colluvium.		Glacial till and upper-slope colluvium, including fresh bedrock. Common slope-soil erosion.	Upper slope colluvium and glacial till.

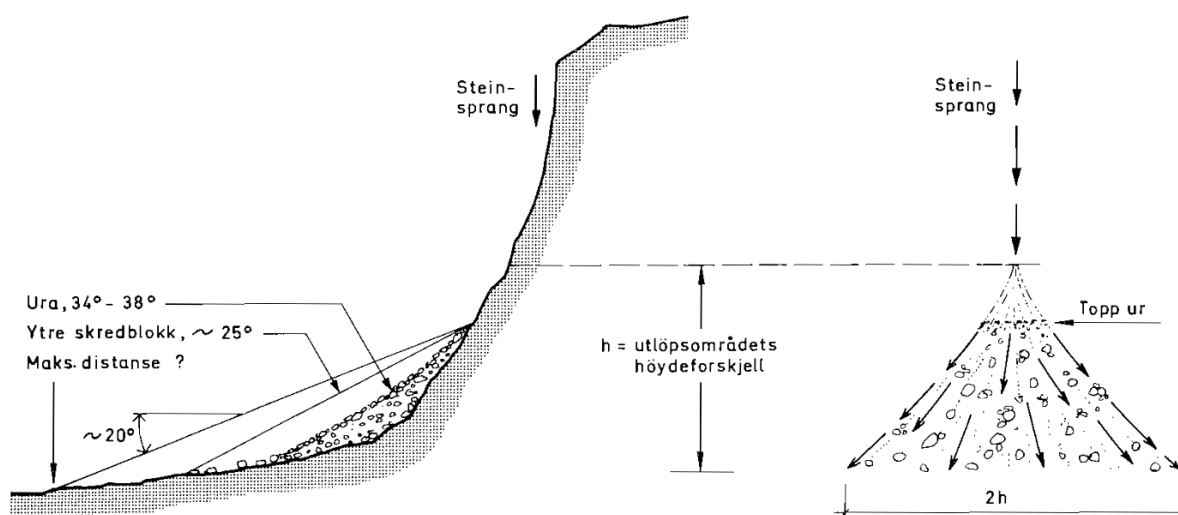
Figur 7: Oppsummering av hovedavsetningsprosessene og den stratigrafiske oppbygningen til postglasiale skredavsetninger på Vestlandet (Blikra og Nemeč, 1998).

### Steinsprang og steinskred

Steinsprang, steinskred (og fjellskred) defineres ut fra volumet på skredet (Domaas og Grimstad, 2014). Steinsprang er enkeltsteiner eller steinmasser med et volum på opp til 100 kubikkmeter som plutselig løsner fra en bratt fjellside. Blokkene transporteres enten ved fritt fall eller ved at blokkene ruller, hopper, glir eller knuses ned en bratt skråning (Blikra mfl., 1989; Domaas og Grimstad, 2014). Er volumet på de utraste steinmassene mellom 100 og 10 000 kubikkmeter kalles det et steinskred og består av store og små oppknuste steinblokker og steinstøv dannet gjennom skredbevegelsen. Enkeltblokker kan også sprette ut av skredstrømmen og nå vesentlig lengre enn selve hovedskredet (Domaas og Grimstad, 2014).

På sikt fører steinsprang og -skred til at det dannes en ur, kalt talus, ved foten av fjellsiden. Dersom rotpunktet/utløpet for avsetningene ligger i en kløft eller i et skar i fjellsiden, vil uren få en vifte- eller kjegleformet avsetning, kalt raskjegle eller talusvifte (Blikra mfl., 1989; Sulebak, 2007, s. 98). Materialet i uren har ofte en fallsortering, der de

største skredblokkene vanligvis når lengst og ofte ligger ved foten av uren, mens det fineste materialet samles ved toppen (Blikra mfl., 1989). Dette kalles også styrtgradering (Sulebak, 2007, s. 98). Helningsvinkelen på uren er vanligvis mellom 35-40°, mens helningen fra ytre skredblokk til toppen av uren ofte er rundt 25°, som vist i Figur 8.



Figur 8: Oversikt over utløpsdistanse og spredning av skredmateriale i utløpsområdet ved steinsprang og steinskred. Helning fra ytre skredblokk til toppen av utløpsområdet er ofte rundt 25° (NGI, 1979).

Den stratigrafiske oppbygningen til steinsprang er karakterisert ved kantede og svært umodne klaster (Blikra og Nemeč, 1998).

Både steinsprang og steinskred løsner i bratt terreng, i fjellsider som er brattere enn 40° og når fjellsiden er brattere enn fjellets friksjonsvinkel (NGU, 2015b; NGI, 1979). Frekvens og type skred avhenger av faktorer som blant annet bergart, sprekkemønster, hvor oppsprukket berggrunnen er og tilgangen på vann (NGI, 1979). Både steinsprang og steinskred er mest vanlig om høsten og våren når det er temperaturvekslinger rundt 0 °C, og når frostsprengningen samt isløsingen er størst (NGI, 1979; Sulebak, 2007).

### **Jordsig**

Jordsig er en langsom glidning av vannholdige og finkornede løsmasser i skråninger under påvirkning av tyngdekraften (Sigmond mfl., 2013). Denne type massebevegelse er spesielt vanlig i høyfjellet og i polare strøk, ettersom det her dannes tele i jorden, der det

tinte øvre laget siger nedover på det frosne underlaget når jorden tiner etter frost. I tillegg er det ofte et sparsomt vegetasjonsdekke som kan hindre bevegelse (Sulebak, 2007, s. 104).

### ***Jordskred***

Jordskred er en rask utglidning av jordmasser langs en skråning (Sigmond mfl., 2013). Skredet har ofte en pæreformet skredbane, der tykkelsen på laget som glir ut ofte er rundt 0,5-1,0 meter. Jordskred utløses ofte i skråninger som er brattere enn 25°, men kan også utløses i slakere skråninger dersom vanntrykket i skråningen øker (Sandersen, 2014). Det er flere faktorer som kan bidra til at et jordskred utløses. Det kan skje etter kraftig eller vedvarende nedbør og/eller snøsmelting, ved menneskelige inngrep som veibygging, overbeiting eller flatehogst, eller ved steinsprang eller steinskred som treffer et vannmettet løsmassedecke som deretter sklir ut (NGU, 2015a).

### ***Flomskred***

Flomskred er hurtige og vannrike skred, som går langs elve- og bekkeløp der det ikke er permanent vannføring (NGU, 2015a) og der vannmasser konsentreres i terrenget (NGI, 1979). Ettersom flomskred har et høyere vanninnhold enn et jordskred vil det ha en mer strømmende bevegelsesform. Flomskred kan utløses alle steder der løsmasser utsettes for erosjon av rennende vann og inntreffer ofte ved kraftig nedbør og/eller snøsmelting når de ordinære dreneringssystemene ikke klarer å ta unna vannmassene (NGI, 1979).

## 3 Metode

### 3.1 Bakgrunn

LiDAR står for *Light Detection and Ranging*, og er en tredimensjonal laser-kartleggingsteknologi. Laserskanneren sender ut en laserstråle, og bruker tiden laserstrålen bruker på å reflekteres tilbake til skanneren, til å bestemme avstanden til objektet som reflekterer strålen. Denne prosessen gjøres tusenvis av ganger i sekundet, og genererer på denne måten en sky med millioner av punkter, kalt en punktsky. Punktskyen blir som et ukontinuerlig tredimensjonalt bilde av objektet som undersøkes (Kemeny og Turner, 2008).

Det finnes både bakkebasert og luftbåren lidarskanning. Ved bakkebasert lidarskanning er skanneren vanligvis montert på et stativ og holdes i ro under innsamlingen av data fra en bestemt posisjon (Buckley mfl., 2008). Skanneren kan også monteres på for eksempel en bil eller båt og være i bevegelse under innsamlingen av data (Rutzinger mfl., 2011). Ved luftbåren lidarskanning er skanneren montert på et fly, helikopter eller drone, hvor dataene samles inn under bevegelse (Wehr og Lohr, 1999; Abellán mfl., 2016). Ettersom denne oppgaven benytter en bakkebasert lidarskanner som står i ro under innsamlingen av data, er det denne metoden som er beskrevet i detalj videre. Prinsippene for de to metodene er for øvrig relativt lik.

En lidarskanner gir digitale data med høy nøyaktighet og presisjon (Santana mfl., 2012), og instrumentet egner seg derfor godt til geologiske undersøkelser. Lidarskanneren har en rekke bruksområder, blant annet modellering av blotninger (Buckley mfl., 2010b), bevegelsesmålinger av steinsprang eller større fjellparti (Abellán mfl., 2006; Oppikofer mfl., 2009; Abellán mfl., 2010), volumberegning av skredhendelser (Rabatel mfl., 2008; Abellán mfl., 2011), stabilitetsanalyser (Armesto mfl., 2009; Zakharov mfl., 2014), identifisering av endringer før større skredhendelser (Kromer mfl., 2015; Royán mfl., 2015), farekartlegging av flomskred (Conway mfl., 2010), identifisering, kartlegging og kvantifisering av morfologiske endringer (Bull mfl., 2010), samt overvåkning av forkastinger (Karabacak mfl., 2011).



Geologisk informasjon en kan hente ut fra bakkebasert lidardata er for eksempel en detaljert geometri av fjelloverflater som sprekkeorienteringer, lengder, avstander, ruhet og blokkstørrelser. Dette kan brukes til blant annet stabilitetsanalyser av helninger. En kan også hente ut informasjon om kildeområder for steinsprang, og informasjonen kan brukes til overvåkning av steinsprang ved å skanne området periodisk (Kemeny og Turner, 2008).

En stor fordel med lidarskannere er at de kan brukes til å undersøke områder som er vanskeligere tilgjengelig. Metoden kan også brukes for å undersøke farlige og usikre områder på en tryggere måte, ettersom datainnsamlingen tar kort tid, slik at en ikke trenger å oppholde seg i usikre områder over lengre tid. En kan også bruke en luftbåren skanner eller bakkebasert skanner med lang rekkevidde, slik at en unngår å oppholde seg i det farlige området i det hele tatt (Jones, 2006; Lato mfl., 2009; Buckley mfl., 2010a).

### **3.2 Teknologien**

En lidarskanner sender ut laserpulser av kollimert lys, som ved hjelp av innvendige roterende speil og/eller ved at hele skanneren roterer, skanner opptil 360 grader rundt skanneren. Skanningsmekanismen er avhengig av typen skanner. De reflekterte laserstrålene brukes til å kalkulere punkter som til sammen danner en sky av punkter og gir et tredimensjonalt bilde av det skannede objektets overflate. Dette gjøres i løpet av sekunder eller minutter, avhengig av skanneren (Kemeny og Turner, 2008) og ønsket oppløsning.

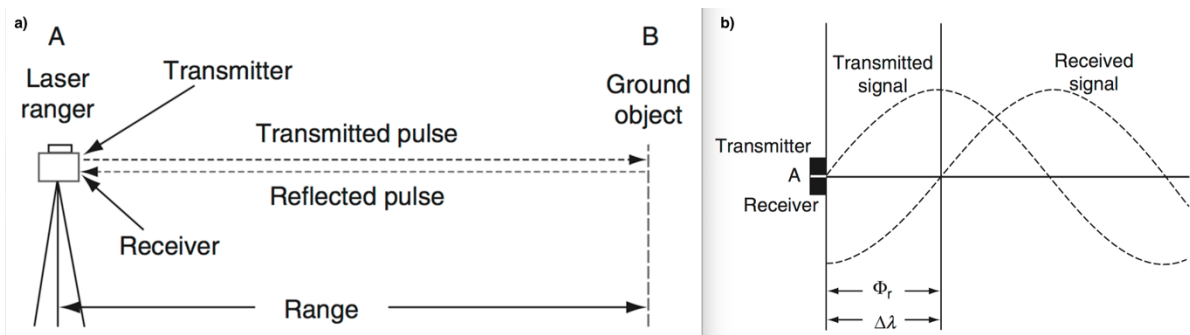
Det finnes i hovedsak to typer tredimensjonale laserskannere: flygetid- (*"time-of-flight"*) og faseforskyvningsskannere (*"phase shift"*). Flygetidskannere sender ut laserpulser og måler tiden det tar før de er reflektert tilbake til skanneren, som vist i Figur 9a. Ved hjelp av denne toveis tiden ( $t$ ) og hastigheten på laserpulsene ( $c$ ), som er lysets hastighet, regnes avstanden til den reflekterte overflaten ( $d$ ) ut, gitt ved likning 1 (Pesci mfl., 2007);

$$d = \frac{c \cdot t}{2} \quad (1)$$

I faseforskyvningsskannere blir laserstrålen sendt ut som en kontinuerlig stråle i stedet for i pulser. Frekvensen til laserstrålen holdes konstant, og ved hjelp av en prosess kalt amplitudemodulasjon, moduleres amplituden til laserstrålen. Det reflekterte lyset blir deretter sammenlignet med det emitterte lyset for å bestemme faseforskyvningen, som vist i Figur 9b (Petrie og Toth, 2009a, s. 18). Ved hjelp av faseforskyvningen mellom den emitterte og reflekterte laserstrålen ( $\theta$ ) og frekvensen ( $f$ ) til laserstrålen kan flygetiden ( $t$ ) bestemmes, gitt ved likning 2 (Wehr og Lohr, 1999);

$$t = \frac{\theta}{2\pi \cdot f} \quad (2)$$

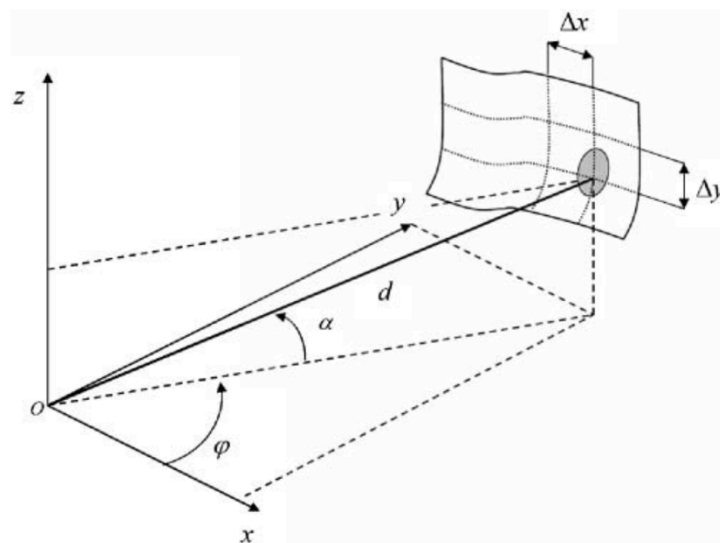
Videre bestemmes avstanden til den reflekterte overflaten ( $d$ ) på samme måte som for flygetidsskannere (Kemeny og Turner, 2008). Faseforskyvningsskannere er raskere og har en noe høyere nøyaktighet enn flygetidsskannere, men flygetidsskannere har en betydelig større rekkevidde (Petrie og Toth, 2009b, s. 90). De fleste bakkebaserte laserskannerne som brukes innenfor geovitenskap er flygetidsskannere (Jaboyedoff mfl., 2012).



Figur 9: a) I en flyvetidsskanner måles avstanden til objektet ved hjelp av flyvetiden til en laserpuls fra punkt A til B og tilbake til A. b) Viser faseforskyvningen ( $\theta$ ) mellom det emitterte signalet fra skanneren og det reflekterte signalet fra objektet (Petrie og Toth, 2009a, s. 4-5).

Rett etter at en laserstråle er reflektert tilbake til skanneren og målt, sendes det ut en ny stråle litt horisontalt eller vertikalt forskjøvet i forhold til den forrige strålen (Kemeny og Turner, 2008). Dette gjøres ved hjelp av roterende speil, som gir den vertikale endringen, eller ved at hele skanneren roterer rundt den vertikale akse, noe som gir den horisontale endringen (Petrie og Toth, 2009a, s. 7).

Ved hjelp av avstanden ( $d$ ) til det reflekterte objektet, sammen med den horisontale ( $\varphi$ ) og vertikale ( $\alpha$ ) vinkelkomponenten til laserstrålen, kan en bestemme de sfæriske koordinatene ( $d \varphi \alpha$ ) til det reflekterte punktet. Dette kan igjen konverteres til kartesiske koordinater ( $x y z$ ), som vist i Figur 10 (Teza mfl., 2007). Punktene måles i forhold til skannerens lokale posisjon (Pesci mfl., 2007). Ved å vite den geografiske posisjonen til skanneren, som finnes ved hjelp av GPS, kan en bestemme den absolute posisjonen til skanneren slik at hvert av punktene kan georefereres (Buckley mfl., 2008).



Figur 10: En laserpuls sendes ut og den horisontale- ( $\varphi$ ) og vertikale ( $\alpha$ ) vinkelkomponenten til laserstrålen, samt avstanden ( $d$ ) danner de sfæriske koordinatene ( $d \varphi \alpha$ ). De sfæriske koordinatene kan deretter konverteres til kartesiske koordinater ( $x y z$ ) (Teza mfl., 2007).

### 3.2.1 Nøyaktighet og oppløsning

Graden av nøyaktighet, det vil si nærheten til den "sanne" verdien, og presisjon, det vil si spredningen eller gjentakelsen på målingene (Buckley mfl., 2008) avhenger av blant

annet reflektiviteten og divergensen til laserstrålen (Teza mfl., 2007; Buckley mfl., 2008; Lato mfl., 2010). Hvilken nøyaktighet som kreves avhenger igjen av bruksområdet for dataene (Huising og Gomes Pereira, 1998; Lichti og Jamtsho, 2006; Buckley mfl., 2008).

Oppløsningen til en laserskanner er en parameter som bestemmer detaljnivået som kan observeres i en punktsky og kan deles inn i oppløsning som funksjon av skannavstand og oppløsning som funksjon av skannvinkel. Avstandsoppløsning vil si evnen en avstandsmåler har til å avbilde objekter i samme synsfelt, mens vinkeloppløsning er evnen til å avbilde to objekter i tilgrensende synsfelt. Sistnevnte bestemmes av to parametere; laserstrålens diameter og samplingsfrekvens (Lichti og Jamtsho, 2006; Jaboyedoff mfl., 2012).

### ***Reflektivitet***

For hvert punkt i punktskyen måles reflektiviteten, det vil si mengden reflektert signal i forhold til det emitterte, i tillegg til koordinatene for hvert punkt (Teza mfl., 2007). Intensiteten ( $I$ ) til det reflekterte signalet påvirkes hovedsakelig av materialet/sammensetning til objektet, innfallsvinkelen til laserstrålen og avstanden til objektet (Franceschi mfl., 2009; Abellán mfl., 2010). Materialet til objektet påvirker det reflekterte signalet, ettersom ulike materialer har ulike refleksive egenskaper som varierer i forhold til bølgelengden på laserstrålen (Petrie og Toth, 2009a, s. 23; Soudarissanane mfl., 2011). Det kan medføre at enkelte materialer ikke blir godt nok registrert eller med en lavere nøyaktighet. Reflektiviteten til det skannede objektet påvirker både nøyaktigheten og oppløsningen på lidardataene. Dersom objektet har lav reflektivitet, er sannsynligheten for at laserstrålen blir reflektert lav, og det genereres færre punkt. Oppløsningen og nøyaktigheten blir dermed lavere (Teza mfl., 2007).

### ***Divergens av laserstrålen***

En laserstråle er kollimert før den sendes ut av laserskanneren, men vil likevel spres litt slik at størrelsen på laserstrålen som treffer objektet er større enn ved laserskanneren (Petrie og Toth, 2009a, s. 21). Størrelsen på laserstrålen som treffer objektet kalles laserens fotavtrykk, og nøyaktigheten til punktene i punktskyen er sterkt påvirket av dette, der et stort fotavtrykk fører til lavere nøyaktighet og omvendt (Teza mfl., 2007).

Punktet i fotavtrykket som produserer refleksjonen sammenfaller ikke nødvendigvis med sentrum av fotavtrykket, men vinkelkomponentene/de sfæriske koordinatene som hører til reflektoren er fra sentrum av fotavtrykket (Lichti og Jamtsho, 2006; Teza mfl., 2007). Dersom overflaten innenfor fotavtrykket varierer i dybde, kan dette føre til at avstanden ( $d$ ) til punktet som reflekterer laserpulsene kan være nærmere eller lengre fra skanneren enn punktet i sentrum av fotavtrykket (Soudarissanane mfl., 2011). Diameteren på fotavtrykket, som er vinkelrett på laserstrålen, kan uttrykkes ved likning 3:

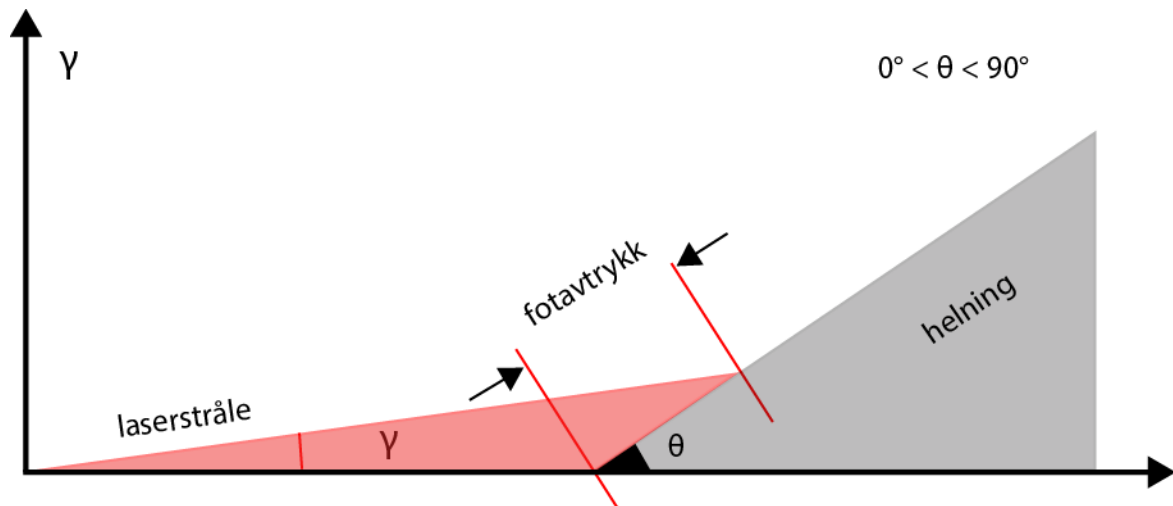
$$D = a + bd \quad (3)$$

der  $D$  er laserens fotavtrykk i diameter,  $a$  er blenderåpningen til laseren,  $d$  er avstanden til objektet og  $b$  er laserstrålens divergens (Baltsavias, 1999; Teza mfl., 2007). Blenderåpningen ( $a$ ) har som regel en lav verdi og påvirker fotavtrykket ( $D$ ) lite i forhold til laserstrålens divergens ( $b$ ) og avstanden til objektet ( $d$ ) (Baltsavias, 1999). En stor divergens på laserstrålen gir et stort fotavtrykk og motsatt. Det samme gjelder for avstand mellom skanner og det reflekterte objektet, der en stor avstand gir et stort fotavtrykk og motsatt. Laserstrålens divergens ( $b$ ) er igjen avhengig av bølgelengden til laserstrålen ( $\lambda$ ) og blenderåpningen til laseren ( $a$ ), og den minste divergensen til laserstrålen (også kalt "Instantaneous Field Of View") kan gis ved likning 4 (Baltsavias, 1999).

$$IFOV \text{ eller } b_{min} = 2,44 \frac{\lambda}{a} \quad (4)$$

Vinkelen mellom laserstrålen og objektet har også stor påvirkning på nøyaktigheten og oppløsningen, der en normal vinkel mellom de to gir best resultat. Dersom laserstrålen ikke er parallell med objektets normal, vil diameteren i fotavtrykket øke (Teza mfl., 2007) som vist i Figur 11. Jo større vinkel mellom laserstrålen og objektes normal, dess større blir fotavtrykket, og dess større vil unøyaktigheten bli. For analyser av endringer mellom skann fra skråninger fra ulike måletidspunkt, kan dette føre til betydelige feil i resultatet. Dette ettersom punktet for et bestemt sted på en overflate kan se ut til å ligge

nærmere eller lengre fra enn på det andre skannet, selv om det ikke har skjedd en reell endring og punktene skulle hatt samme avstand.



Figur 11: Fotavtrykket til laserstrålen øker med økt avstand til skråningen og med økt vinkel mellom laserstrålen og overflatens normal. Modifisert etter Pesci mfl. (2007)

### **Samplingsfrekvens**

En punktsky kan se ut til å ha en høy oppløsning på grunn av et lavt samplingsintervall og dermed en høy punkttetthet, men dersom diameteren på laserstrålen er stor i forhold til samplingsintervallet, vil fine detaljer bli uskarpe (Lichti og Jamtsho, 2006). Lichti og Jamtsho (2006) foreslo derfor en samplingsfrekvens på 86 % av diameteren til laserstrålen som det laveste samplingsintervallet.

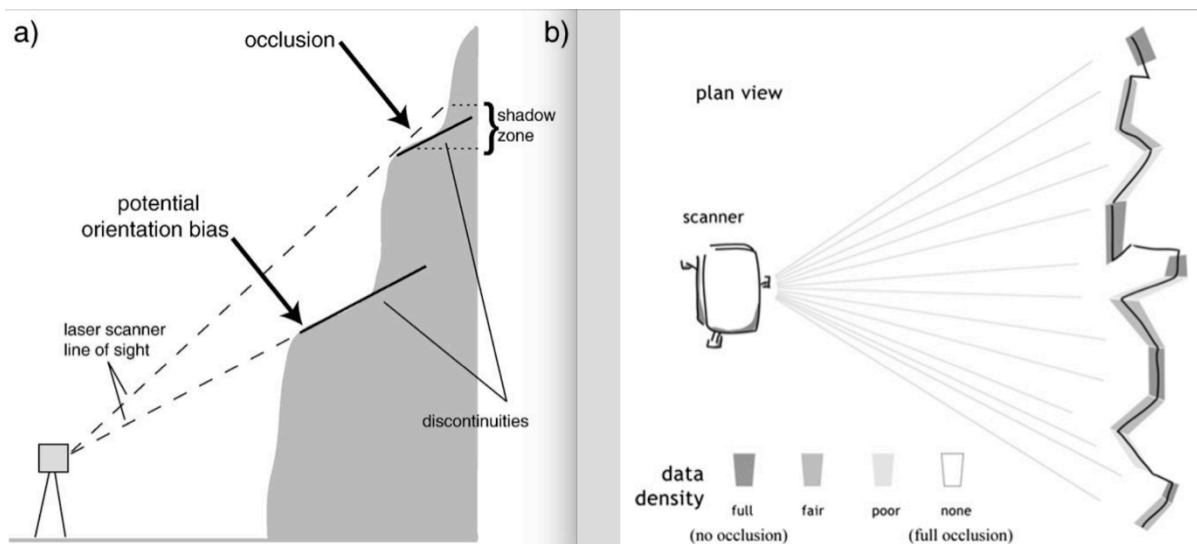
### **3.2.2 Meteorologiske forhold**

Ettersom laserskanning er en optisk måleteknikk, påvirkes den av atmosfæriske og meteorologiske forhold (Oppikofer, 2016). For å beregne avstanden til objektet som reflekterer laserstrålen, er det viktig å vite den nøyaktige hastigheten til lasersignalet. Hastigheten til lyset i luft endres imidlertid etter temperatur, trykk og fuktighet, og kan dermed påvirke den målte avstanden mellom skanneren og objektet (Riegl, 2016). Dersom en utfører gjentatte skann under ulike atmosfæriske forhold, kan dette føre til

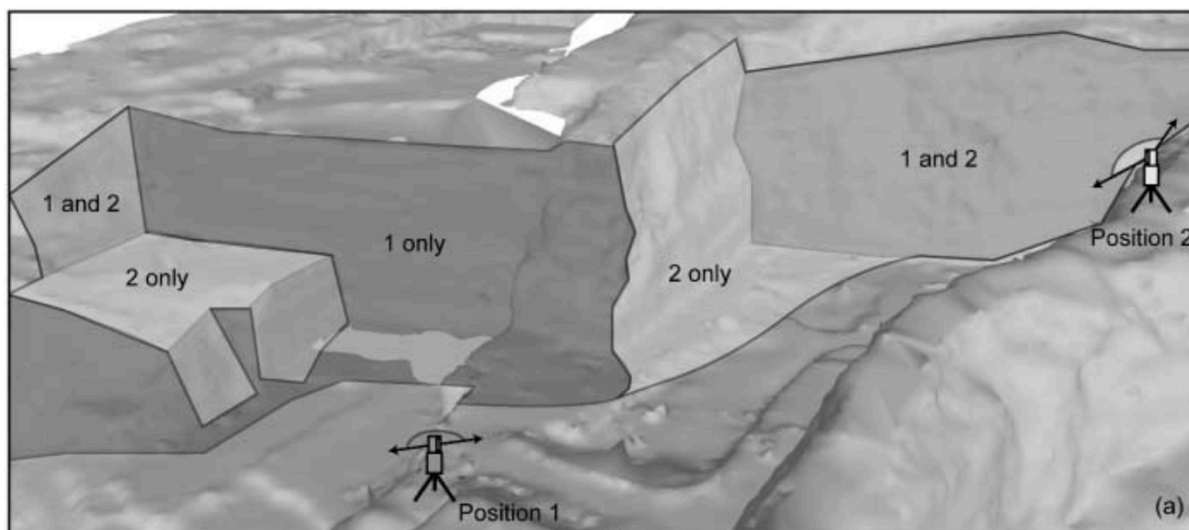
flere centimeter i forskjell. Dette gjelder spesielt dersom en skanner over lange avstander, både vertikale og horisontale (Oppikofer, 2016).

### 3.2.3 Plassering av skanneren

Ved plassering av skanneren, er det viktig å velge en plassering der skanneren har mest mulig fri sikt til objektet som skannes, slik at det ikke dannes hull i dataene forårsaket av blokkering av laserstrålen (Buckley mfl., 2008; Lato mfl., 2010). Overflater som er parallelle med laserstrålen eller som skjules av fremstikkende deler, vil ikke bli registrert, og dermed danne hull i dataene. Dette kalles *okklusjon* eller *skyggeområder*, og kan både være vertikal og horisontal, som vist i Figur 12a og b. Dette kan gi store orienteringsfeil for flatene i datasettet (Sturzenegger og Stead, 2009). For å unngå hull i datasettet, forårsaket av enten blokkeringer av laserstrålen eller overflater som er parallelle med laserstrålen, gjøres det flere skanninger fra ulike posisjoner og gjerne fra ulik høyde, som vist på Figur 13. Disse skanningene har ulik innsynsvinkel og kan dermed utfylle hverandre. Det er videre viktig at det er en noe overlapping mellom skanningene, slik at det ikke blir hull i dataene (Buckley mfl., 2008; Sturzenegger og Stead, 2009).



**Figur 12:** a) Illustrasjon av vertikal okklusjon. Når laserstrålen er parallel med overflaten (nederste flate) eller der laserstrålen har en større vinkel enn det overflaten har (øverste flate), kan det resultere i at det ikke registreres data fra overflaten (Sturzenegger og Stead, 2009). b) Illustrasjon, sett ovenfra, som viser horisontal okklusjon. Der laserstrålen er parallel med overflaten eller der overflaten er i skyggesonen til laserstrålen vil det være full okklusjon (Lato mfl., 2010).

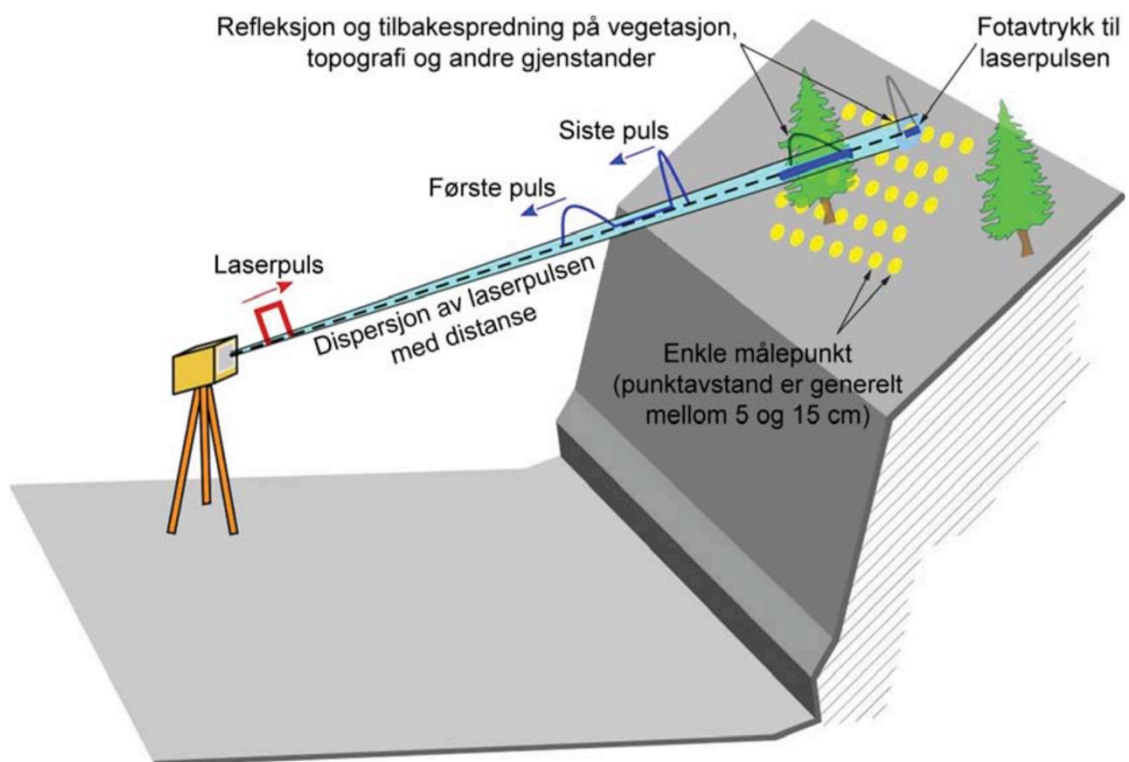


Figur 13: Illustrasjon som viser innsynsvinkelen for de ulike posisjonene til skannerne. For å få skannet hele fjellsiden, må en skanne fra begge posisjonene (Buckley mfl., 2008).

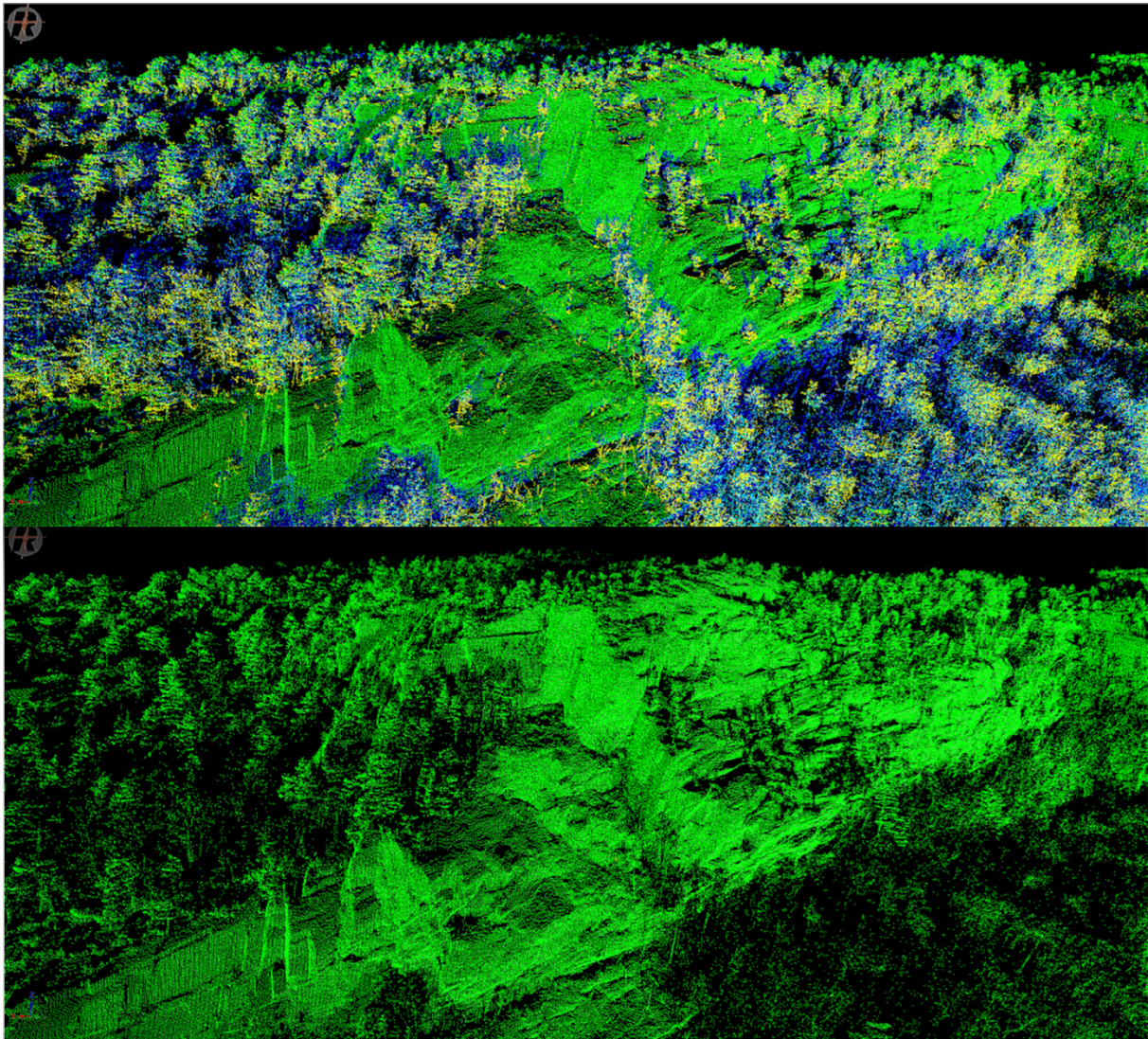
### 3.2.4 Flere returpulser

Ettersom størrelsen på fotavtrykket øker med avstand fra skanneren, kan flere objekter bli truffet i laserstrålens flybane, som vist i Figur 14. Dette fører til flere returpulser, der den første pulsen ofte vil representere vegetasjon, mens den siste pulsen representerer topografien under. Et eksempel på dette vises i Figur 15. Dersom vegetasjonen er for tett, slik at laserstrålen ikke når topografien under, vil returpulsen kun representere vegetasjonen (Oppikofer, 2016).





Figur 14: Laserstrålens diameter øker med avstand, slik at flere objekter kan bli truffet i laserstrålens flybane. Den første pulsen som reflekteres tilbake til skanneren vil representere vegetasjon, mens den siste vil representere topografien under. Hentet fra Oppikofer (2016), men etter Jaboyedoff mfl. (2012).



Figur 15: Det øverste bildet viser flere returpulser for et signal, der grønt er "*single targets*", gult er "*first targets*", turkis er "*other targets*" og blått er "*last targets*". Det nederste bildet viser samme figur som det øverste, men her kun "*single targets*" vist, og mye av vegetasjonen er dermed fjernet.

### 3.2.5 Digitale bilder

Punktskyen som genereres gir en nøyaktig beskrivelse av topografien i det skannede området. Avhengig av hvilke analyser som skal gjøres av modellen, kan en integrere bilder fra høyoppløselige digitale kameraer til modellen. Dette gjør tolkningen lettere, ettersom bildeoppløsningen som regel er høyere enn punktfordelingen, og en dermed får frem flere detaljer. Bildene kan enten tas med et kamera som er montert på skanneren og som er referert i forhold til skannerens posisjon (Buckley mfl., 2008), eller manuelt med et håndholdt kamera (Sima, 2013). Med et håndholdt kamera må en under prosesseringen manuelt velge fellespunkter mellom punktskyen og bildene for å

referere bildene i forhold til punktskyen (Sima, 2013). Bildene en tar med kameraet er lysavhengige, noe lidardataene ikke er, og det er dermed viktig å ta hensyn til at bildene må tas under like lysforhold fra de ulike posisjonene (Buckley mfl., 2008).

### **3.3 Prosessering**

Punktskyen som genereres med lidarskanneren er rådata som må bearbeides før det kan benyttes til analyseformål (Buckley mfl., 2008). Denne prosesseringen av dataene er delt inn i fire faser, som beskrevet i følgende underkapitler (Sima, 2013).

#### **3.3.1 Registrering**

Under en lidarundersøkelse gjennomføres én eller flere skanninger fra flere ulike posisjoner, som beskrevet i kapittel 3.2.3. Disse skannene har ulike lokale koordinatsystem og er ikke relatert til hverandre i rommet. Det første steget i prosesseringen av lidardata dermed er å registrere skannene inn i ett koordinatsystem. Avhengig av nøyaktigheten som kreves av undersøkelsen, finnes det flere ulike metoder å utføre dette på (Buckley mfl., 2008).

For å gi den relative plasseringen til hver av skannposisjonene i forhold til hverandre, holdes et av skannene fast, mens de andre justeres i forhold til dette (Buckley mfl., 2008). Først gjøres en manuell grovjustering ved å identifisere fellespunkter (tiepoints) i skannene (Oppikofer mfl., 2009; Oppikofer, 2016). En kan også sette ut reflektorer i området, for å bruke disse som fellespunkter. Disse oppdages automatisk av skanneren og gjør det dermed enklere å finne fellespunkter. Etter grovjusteringen gjøres det en finjustering. Denne justeringen gjøres automatisk ved hjelp av ulike programverktøy som finner like overflater i skannene, for eksempel ICP- (Iterative Closest Point) algoritmen (Teza mfl., 2007; Oppikofer mfl., 2009). Registreringen av skann gjøres både for skann tatt fra samme måletidspunkt, men også for skann tatt fra ulike måletidspunkt (Oppikofer, 2016).

For å bestemme den absolute plasseringen til skannene, brukes GPS-koordinater, enten ved å vite koordinatene til referanseobjekter i skannet eller ved å plassere en GPS på selve skanneren, i kjent avstand i forhold til målesenteret i skanneren. Sistnevnte er

mest vanlig i geologiske studier. Ettersom ett enkelt GPS-koordinat kun vil gi skannerens posisjon og ikke orienteringen til skanneren, kreves det minst tre overlappende skanninger, hver med GPS-koordinater for skanneren for å omdanne koordinatene til globale koordinater (Buckley mfl., 2008).

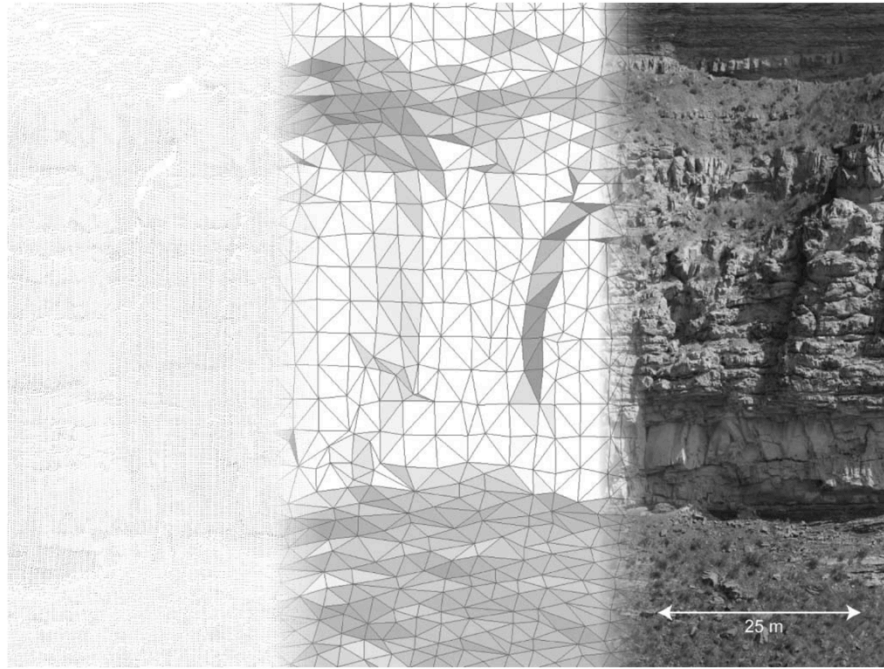
### **3.3.2 Rengjøring og desimering**

Ettersom de originale lidardataene er store, spesielt er det en stor tetthet av punkter i områdene der skannene overlapper, må en desimere datasettene slik at de får en mer håndterbar størrelse. Desimeringen kan gjøres automatisk ved hjelp av filtre, som for eksempel octree-filteret i programmet RiSCAN PRO (Riegl, 2016). Datasettet kan også inneholde vegetasjon eller andre ikke-geologiske objekter som om ønskelig kan fjernes fra skannene. Disse kan fjernes manuelt, noe som kan være en tidkrevende prosess, eller ved hjelp av ulike filtre, som for eksempel "*multi-scale dimensionality analysis*" av Brodu og Lague (2012) som er en metode for å klassifisere tredimensjonale punktskyer.

### **3.3.3 Triangulering**

For å danne "fotorealistiske", virtuelle tredimensjonale modeller, må punktskyen trianguleres slik at den topografiske overflaten representeres ved hjelp av en TIN-modell (*triangular irregular network*) (Buckley mfl., 2008), som vist i midten i Figur 16. En TIN-modell er en modell med kontinuerlig overflate i motsetning til ukontinuerlige punkter, slik som i en punktsky. En kontinuerlig overflate gjør det lettere å gjøre tolkninger og analyser. På grunn av vegetasjon, okklusjon, skarpe topografiske endringer og tilfeldige feil er ikke dette en enkel oppgave, og det kreves ofte manuell redigering for å løse disse problemene (Sima, 2013).





**Figur 16:** Til venstre vises en punktsky, i midten en TIN-modell og til høyre en teksturert blotning (Buckley mfl., 2008)

### 3.3.4 Teksturering

Det siste steget i prosesseringen av dataene er å teksturere de triangulerte dataene ved hjelp av digitale bilder, som vist i Figur 16. Bildene brukes som teksturer som legges over trianglene i TIN-modellen, basert på projeksjonen av hjørnene i hvert triangel på det digitale bildet. Dersom det er mye vegetasjon i synsfeltet til fotokameraet vil denne også tekstureres på modellen, selv om den eventuelt er fjernet fra selve modellen. Etersom bilder tas fra flere posisjoner og med stort overlapp, kan hvert triangel i overflatemodellen være synlig på flere ulike bilder. Det er derfor viktig å velge kriterier som velger det bildet som er best egnet til hvert triangel. Disse kriteriene kan være basert på retningen til kameraet i forhold til orienteringen til triangelet, avstanden fra kameraet til triangelet og kvaliteten på selve bildet (Buckley mfl., 2008). Å velge bilder manuelt kan være både vanskelig og tidskrevende, spesielt for store modeller med kupert terreng. Sima mfl. (2013) presenterer et rammeverk for dataassistert bildegeometri-analyse for å velge bilder til teksturering av fotorealistiske modeller.

## 3.4 Analyser av data

Etter prosesseringen av data kan det gjøres ulike typer analyser avhengig av formålet. Ved undersøkelser av endringer mellom to eller flere måletidspunkt, kan en gjøre analyser som sammenlikner de triangulerte modellene eller punktskyene. I denne oppgaven gjøres analysene ved sammenlikning av triangulerte modeller.

### 3.4.1 Endringsanalyse

To metoder for å måle endringer i overflater ved hjelp av sammenlikninger av punktskyer er i følge Lague mfl. (2013) sporing av homogene deler av overflater for å beregne forskyvningsfeltet eller måling av avstand mellom to punktskyer der homogene deler ikke kan bestemmes. De tre mest brukte metodene for å beregne avstander mellom punktskyer i forbindelse med geomorfologiske applikasjoner er i følge Lague mfl. (2013) "*DEM of difference*" (DoD), "*direct cloud-to-cloud comparison with closest point technique*" (C2C) og "*cloud-to-mesh distance*" eller "*cloud-to-model distance*" (C2M). I tillegg presenterer de en ny metode kalt "*Multiscale Model to Model Cloud Comparison*" (M3C2). Lague mfl. (2013) forklarer fordelene og ulempene med disse metodene. C2M er den mest brukte teknikken i inspeksjons-programvarer, der endringen i overflaten beregnes ved hjelp av avstanden mellom en punktsky og en reference-mesh/triangulert modell.

Den automatiske ICP-algoritmen er en rask metode for å sammenlikne og måle bevegelser og forskjeller mellom to punktskyer, i tre dimensjoner. Ved å analysere de positive og negative forskjellene mellom punktskyene, er det mulig å kvantifisere lengden og retningen til bevegelsen. ICP-algoritmen beregner vektoren mellom et punkt i en datapunktsky og det nærmeste punktet i en referansepunktsky, og gir dermed ikke bare avstanden, men også retningen til endringen (Oppikofer, 2016).

Dersom datapunktet fra en modell ligger foran eller ovenfor punktet i referansepunkttskyen, vil forskjellen være positiv, mens dersom datapunktet ligger bak eller nedenfor punktet i referansepunkttskyen, vil forskjellen være negativ. De positive forskjellene kan, med tanke på skred og andre skråningsprosesser, tolkes som opphoping av skredavsetninger eller fremflytning av skredmateriale, mens de negative

forskjellene kan tolkes som erosjon, innsynkninger, steinsprang- eller andre skredhendelser (Oppikofer mfl., 2009).

### **3.4.2 Volumberegning**

Den mest brukte metoden for å beregne volumendringen mellom to måletidspunkt er å måle volumet mellom et valgt referanseplan litt bak/under punktskyen/overflaten (for eksempel XY-planet) og punktskyene/overflatene fra før og etter endringen. Forskjellene mellom disse volumene fra før og etter endringen tilsvarer volumet av endringen (Rabatel mfl., 2008).

## **3.5 Programvarer for prosessering og analyse av bakkebasert lidardata**

Dette kapittelet beskriver de ulike programvarene og analyseverktøyene som er brukt i denne oppgaven. For å gjøre prosesseringen enklest mulig har det blitt forsøkt å gjøre mest mulig av prosesseringen i Riegl sin programvare, RiSCAN PRO.

### **3.5.1 RiSCAN PRO**

RiSCAN PRO er en programvare utviklet av Riegl. I denne oppgaven har RiSCAN PRO blitt brukt til å registrere punktskyene, teksturere de tredimensjonale modellene og å utføre endrings- og volumanalyser.

Registrering av punktskyene i RiSCAN PRO har først blitt gjort ved en manuell grovjustering, ved å identifisere fellespunkter (tiepoints) i skannene. Etter dette ble det gjort en finjustering ved hjelp av programfunksjonen "*Multi Station Adjustment*". Input dataene for beregningen var "*Polydata objects*" i form av overflatenormaler i punktskyene. For hver av punktskyene ble det laget overflatenormaler ved hjelp av programfunksjonen "*plane patch filte*". Verdiene for de ulike parameterne varierte mellom de ulike punktskyene. Det ble forsøkt å få et stort nok antall overflatenormaler innenfor noenlunde stabile områder (bygninger, fjellsider og lignende). Overflatenormaler som tilsvarte vegetasjon ble klippet vekk. I finjusteringen var "*adjustment parametrene*" faste, som vist i vedlegg 1, mens "*search radius*" og "*max. tilt angle*" ble justert på.

Avstandsmålinger mellom punktene og observasjon av store endringer mellom punkttskyer fra ulike måletidspunkt kan gjøres direkte fra de registrerte punkttskyene, slik at man sparer tid ved å ikke triangulere modellene. Punktene i punkttskyen kan også farges ved hjelp av bilder fra det skannede området og deretter forstørres for å danne en mer kontinuerlig og representativ gjengivelse av den skannede lokaliteten uten å triangulere eller teksturere modellen.

Teksturering av den triangulerte modellen gjøres automatisk i RiSCAN PRO ved at en velger de bildene som en ønsker å bruke for å teksturere modellen og deretter om det skal tas hensyn til kamerats synsvinkel eller ikke.

For å avdekke mulige endringer mellom to måletidspunkt, har programfunksjonen "*Surface Comparison*" blitt brukt. Denne programfunksjonen regner ut forskjellen mellom to overflater ved hjelp av enten normalvektorer, fra et punkt i datapunkttskyen til planet til det nærmeste datapunktet i referansemodellen eller ved hjelp av et referanseplan. I denne oppgaven har normalvektorer blitt brukt. De triangulerte modellene for hvert måletidspunkt ble importert til RiSCAN PRO. Modellen fra det første måletidspunktet ble valgt som "*reference mesh*", mens den nyeste modellen ble valgt som "*base data*". For hver av analysene defineres det et såkalt nøytralt område, det vil si et område som ikke tas med i analysen, på bakgrunn av at endringen defineres som for liten til at den skal tas med. Hvor stor endring som skal til før det defineres som en endring, defineres empirisk gjennom tolkning av det aktuelle område.

For å utføre volumberegninger har programfunksjonen "*Calculate volume & surface area*" blitt brukt. Det er flere ulike fremgangsmåter å velge mellom i programfunksjonen. Felles for de alle er at en lager et referanseplan, der volumet deretter beregnes mellom overflaten og referanseplanet. I denne oppgaven har modusen "*Raster (mesh)*" blitt brukt. Der beregnes volumet ved at en overflate, kalt "*base mesh*", fylles inn i en rasterstruktur og de resulterende rasterpunktene trianguleres. Hvert triangel i den resulterende "meshen" former, sammen med referanseplanet, et trekantet prisme. Summen av volumet til prismene mellom referanseplanet ("*reference mesh*") og overflaten ("*base mesh*") danner det totale volumet. Referanseplanet brukt i beregningen er XY-planet. Ettersom volumet er relativt i forhold til planet, er det viktig å bruke samme plan for volumberegningene for de ulike måletidspunktene (Riegl, 2016).



### 3.5.2 Cloud Compare

Cloud Compare er en prosesseringsprogramvare for tredimensjonale punktskyer og TIN-modeller. Den ble opprinnelig utviklet for å utføre sammenlikninger mellom to punktskyer eller en punktsky og en TIN-modell. I denne oppgaven har Cloud Compare blitt brukt for å klippe ut nøyaktig de samme områdene av de registrerte punktskyene som var av interesse og som deretter skulle trianguleres i IMEdit i PolyWorks.

### 3.5.3 IMEdit i PolyWorks

PolyWorks er en programvare utviklet av InnovMetric Software Inc. og inneholder fire ulike moduler som kan brukes til ulike formål. I denne oppgaven har modulen IMEdit blitt brukt for å triangulere punktskyene og deretter fjerne vegetasjon og fylle hull i modellen. Punktskyene har blitt triangulert med en "*max edge length*" på 4 meter. Hullene har hovedsakelig blitt fylt ved hjelp av "*Interactive Hole Filling*" og delvis ved hjelp av "*Automatic Hole Filling*". Vegetasjonen har blitt fjernet manuelt, ved å markere trianglene som tilsvarer vegetasjon, noe som var en svært tidkrevende prosess.

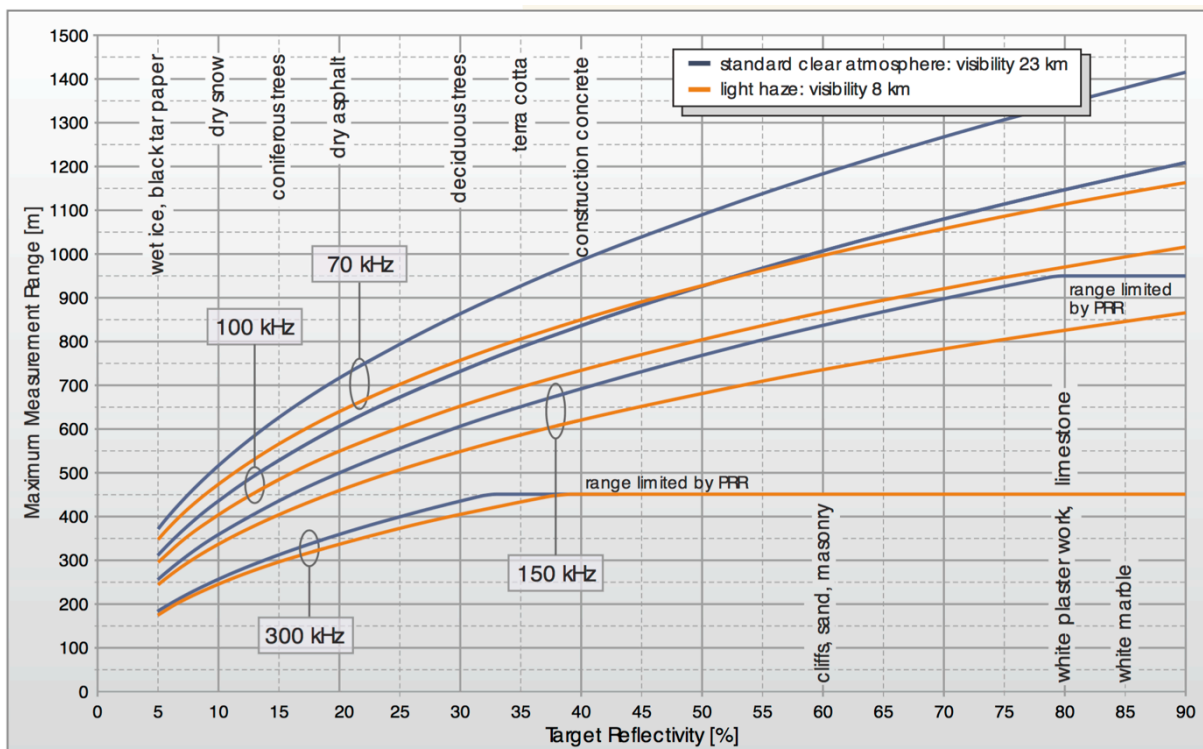
## 3.6 Feltarbeid og innsamling av data

### 3.6.1 Riegl VZ-1000

I denne oppgaven har innsamling av data blitt gjort ved bruk av en Riegl VZ-1000 lidarskanner, som vist i figur 9. Det er en bakkebasert skanner med lang rekkevidde, over 1400 meter, og en målehastighet på opp til 122 000 målinger i sekundet. Rekkevidden til skanneren er avhengig av de meteorologiske forholdene, materialet som skannes, samt repetisjonsfrekvensen til skanneren, som vist på figur 10. En rekkevidde på 1400 meter er gitt ved 80 % refleksivitet og en repetisjonsfrekvens på 70 kHz, og ved gode atmosfæriske forhold.



Figur 17: Riegl VZ-1000 med et Nikon D 800E kamera og GPS-antenne montert oppå.



Figur 18: Rekkevidden til skanneren under ulike meteorologiske forhold, ved ulike materialer (reflektivitet) og ved ulike repetisjonsfrekvenser (70-300 kHz) (Riegl).

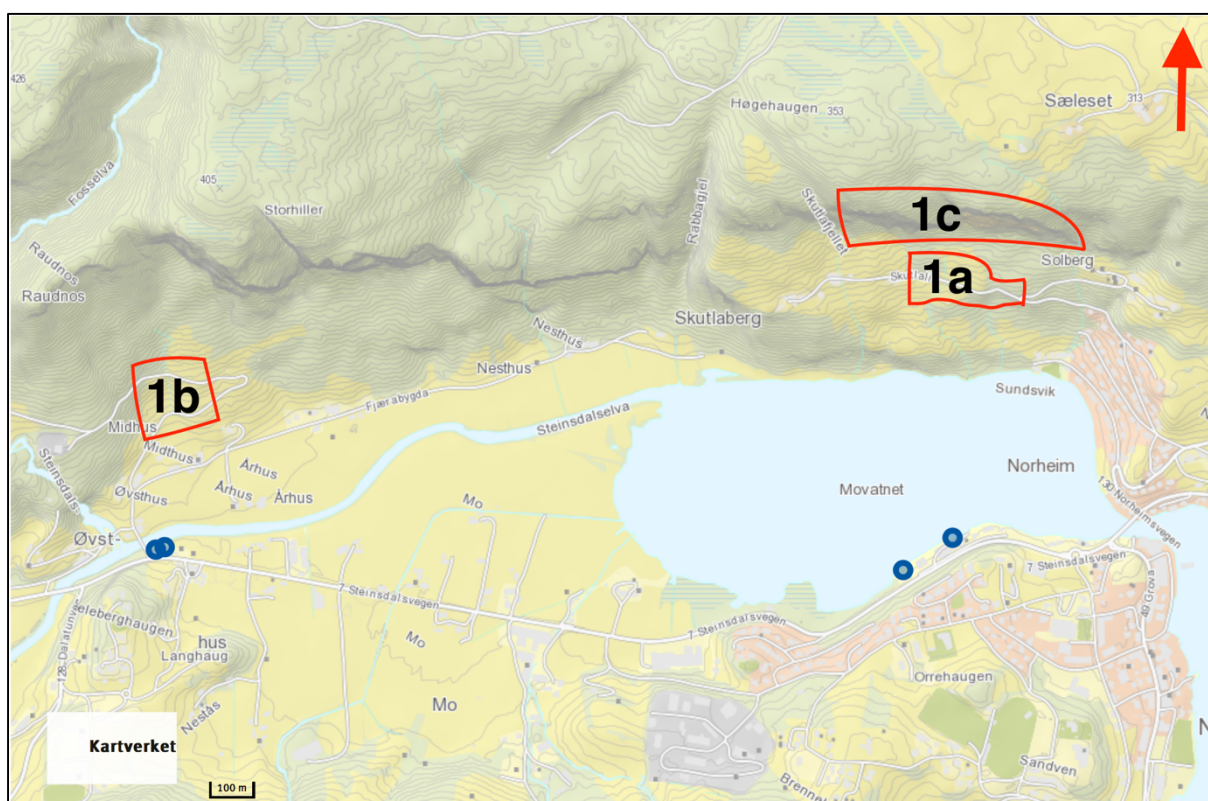
Skanneren har et bredt synsfelt (field of view) med 100° vertikalt (60° opp og 40° ned) og 360° horisontalt. Nøyaktigheten og presisjonen er på henholdsvis 8 og 5 millimeter (ved 100 meters avstand) og bølgelengden på laserstrålen er nær infrarød. Divergensen på laserstrålen er 0,3 mrad, noe som tilsvarer en økning på 30 millimeter i diameter på strålen per 100 meter. Skanneren har full "*waveform analysis*" som gjør at den kan skille mellom flere returpulser fra samme signal (Riegl).

## 4 Resultater

I dette kapittelet vil resultatene fra lidarskanningene ved de ulike lokalitetene og endrings- og volumanalysene som har blitt gjennomført bli presentert. Kapittelet er delt inn etter lokalitet og type analyse som er gjennomført på de ulike lokalitetene. Kapittelet avsluttes med en oppsummering av de ulike observasjonene.

### 4.1 Lokalitet 1 - Steinsdalen

Lokalitet 1a-c er på nord- og nordvestsiden av Movatnet i Norheimsund, som vist i Figur 19. Hele fjellsiden og skråningen langs denne siden av vannet ble skannet, men ettersom det er mye vegetasjon i studieområdet, som er tidkrevende å fjerne, ble enkelte områder valgt ut for nærmere analyser. Disse områdene ble plukket ut på bakgrunn av informasjon hentet ut fra NVE sin skreddatabase der tidligere skredhendelser er dokumentert, og de er derfor ansett som mest interessante å studere i detalj.



**Figur 19:** Lokalitet 1a-c er langs nord og nordvestsiden av Movatnet. De blå sirkelene indikerer de ulike skannposisjonene. Fra den nærmeste skannposisjonen for hver av lokalitetene er det ca. 700 meter til lokalitet 1a, 350 meter til lokalitet 1b og 800 meter til lokalitet 1c i luftlinje. Kart er hentet fra (Kartverket, 2016)

#### 4.1.1 Skannposisjon og innstillinger

Det ble gjennomført skanninger fra fire posisjoner på lokalitet 1, vist med blå sirkler i Figur 19, fra hver av de tre måletidspunktene; april 2015, september 2015 og mars 2016. Innstillingene på skanneren og fotokameraet montert på skanneren er vist i Tabell 3, og var de samme på alle skannposisjonene og måletidspunktene. På to av skannposisjonene ble det også tatt skann der skanneren ble tiltet 15° ettersom fotokameraets synsfelt er mindre enn skannerens. Punktskyene fra alle de fire skannposisjonene ble registrert i samme koordinatsystem. Ettersom avstanden fra de to skannposisjonene i vest til lokalitet 1a og 1c, og fra de to skannposisjonene i øst til lokalitet 1b, var over 1400 meter, som er rekkevidden til skanneren (jfr. Tabell 3), var oppløsningen på lidardataene ikke god nok. Det er derfor hovedsakelig data fra de to nærmeste skannposisjonene for hver av lokalitetene 1a-c som er brukt i modellene og analysene.

Tabell 3: Skannerens og fotokameraets innstillinger på lokalitet 1a-c

Rekkevidde (" <i>Me(s)as prog</i> ")	1400 m
Samplingsfrekvens (" <i>Line resolution</i> ")	0,03°
Fotokamera	Nikon D800E
Kameralinse	50 mm

#### 4.1.2 Beskrivelse av lokalitet 1a

Lokaliteten er en skråning på nordsiden av Skutlalia, på nordøst-siden av Movatnet i Norheimsund. Lokaliteten er rundt 100×250 meter, og strekker seg fra rundt 80 moh. til 115 moh. Det renner en liten elv gjennom lokaliteten i vest. På oversiden av Skutlalia og midt på lokaliteten, er vegetasjonen preget av åpne områder dekket av gress og enkeltstående trær. Vegetasjonen på nedsiden av Skutlalia og rundt det åpne området er dominert av løvskog, som vist i Figur 20. Berggrunnen på lokaliteten består av grønnstein og grønnskifer tilhørende Hardangerfjorddekket og Varadalsgruppen (NGU,



2016a). Denne observeres ikke, da lokaliteten er dekket av løsmasser, som i følge NGU (2016b) sitt løsmassekart er skredmateriale. Dette kan sees som et sammenhengende dekke, med stedvis stor mektighet (NGU, 2016b). I følge NVE sin skreddatabase (NVE, 2016) er det registrert en rekke utglidninger på lokaliteten. De fleste utglidningene er registrert på oversiden av Skutlabergveien. Her er det registrert utglidninger i januar 2000, oktober 2008, januar 2009 og flere i 2015. På nedsiden av veien er det registrert en utglidning fra oktober 2014, som det fremdeles er bevegelse i. Det er også registrert et flomskred fra oktober 2014 på nedsiden av veien. Dette gikk helt ned til gangstien ved Movatnet.



**Figur 20:** Bildene viser lokalitet 1a fra april 2015, september 2015 og mars 2016. I den stiplede firkanten midt i bildene kan det observeres en utglidning. Til høyre i bildet fra mars 2016 kan det observeres at flere trær er fjernet, og at skråningen er endret siden april 2015 og september 2015.

### 4.1.3 Beskrivelse av lokalitet 1b

Lokaliteten er en skråning nord for Midthus, på nordvest-siden av Movatnet i Norheimsund, merket 1b i Figur 19. Lokaliteten er rundt 120×160 meter og strekker seg fra rundt 20 moh. til rundt 90 moh. Rosselandsvegen krysser lokaliteten to ganger. Det renner en mindre elv midt gjennom lokaliteten. Vegetasjonen på lokaliteten består av åpne områder dekket av gress og enkeltstående trær, som vist på Figur 21. Berggrunnen på lokaliteten består av grønnstein og grønnskifer tilhørende Hardangerfjorddekket og Varadalsgruppen (NGU, 2016a). Denne kan ikke observeres da den er dekket av løsmasser, som i følge NGU sitt løsmassekart (NGU, 2016b) er et tynt dekke av morenemateriale. I følge NVE sin skreddatabase (NVE, 2016) er det registrert en utglidning i mars 2014 på lokaliteten. Da gled en jordskråning på nedsiden av Rosselandsvegen ut og stengte veien lengre nede. Samtidig gravde elven ut store masser under veien på oversiden av skredet.





**Figur 21:** Foto av lokalitet 1b fra de ulike måletidspunktene. Nede i høyre hjørne på bildene kan en observere litt av taket på gården Midthus, som ligger i front av lokaliteten.

#### 4.1.4 Beskrivelse av lokalitet 1c

Lokaliteten er en bratt fjellside i Skutlafjellet, på nordøst-siden av Movatnet i Norheimsund, like nord for lokalitet 1a, merket 1c i Figur 19. Lokaliteten er rundt 520×150 meter, og strekker seg fra rundt 170 moh. til 280 moh. Øst i lokaliteten renner det en liten elv. Det er lite vegetasjon i selve fjellsiden, men i bunn og på topp er det mye trær, som vist i Figur 22. I selve fjellsiden er det noe trær, busker og mindre vegetasjon. Berggrunnen på lokaliteten består av grønnstein og grønnskifer tilhørende Hardangerfjorddekket og Varadalsgruppen (NGU, 2016a). Det observeres lite løsmasser



på lokaliteten, men i følge NGU sitt løsmassekart (NGU, 2016b) er de eventuelle løsmassene på lokaliteten forvittringsmateriale eller skredmateriale. I følge NVE sin skreddatabase (NVE, 2016) er det registrert at det gikk et lite steinskred på lokaliteten 25. mars 2015, rett under en måned før fjellsiden ble skannet første gang.



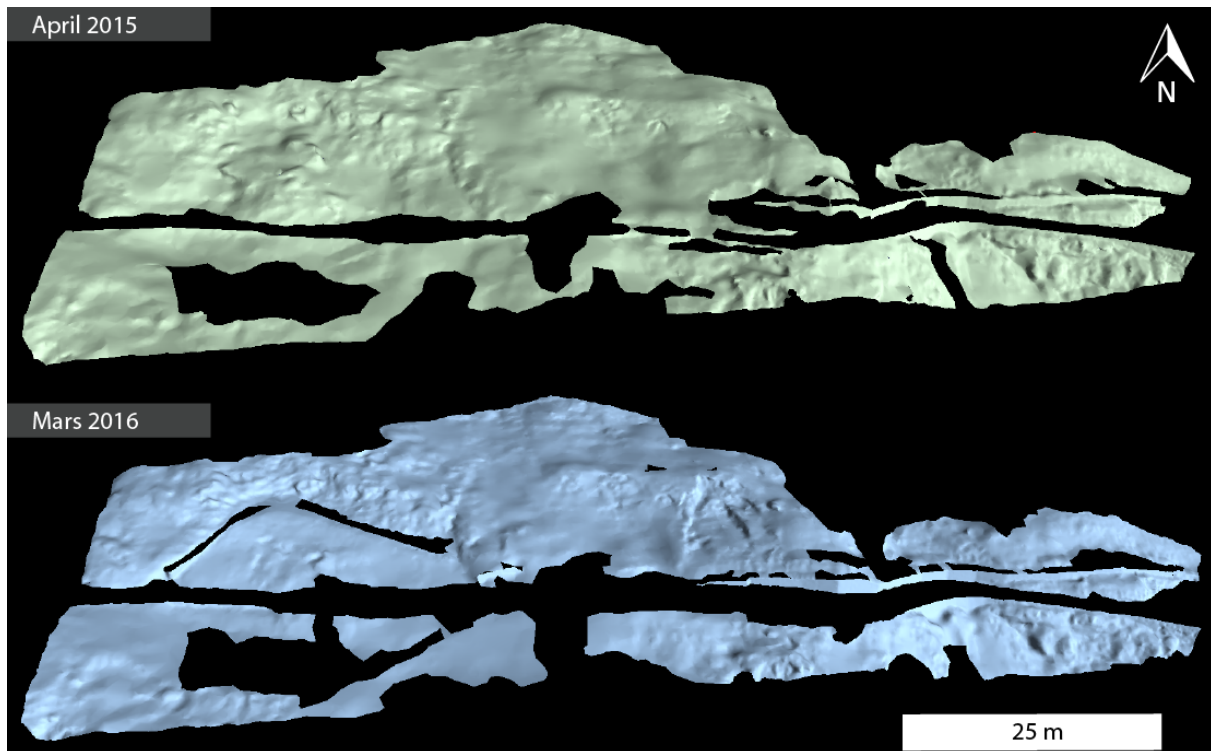
**Figur 22:** Bilde av lokalitet 1c fra april 2015. Bildet er tatt mot nord, og lokaliteten er markert med stiplet firkant.

#### **4.1.5 Modeller av lokalitetene**

Ut fra lidardataene ble det laget en TIN-modell fra hver av de tre lokalitetene i Steinsdalen. Der det har vært mulig, har modellene blitt teksturert med bilder fra lokalitetene. Videre er det også tatt med modeller fra ulike måletidspunkt i de tilfellene der det er tydelig at det har skjedd endringer, og lidardataene har hatt god nok kvalitet eller oppløsning.

##### ***Lokalitet 1a***

Fra lokalitet 1a ble det laget to TIN-modeller fra hele lokaliteten. Disse vises i Figur 23. Det ble ikke laget en TIN-modell fra hele området fra september 2015, ettersom det var for mye vegetasjon i området på tidspunktet, noe som førte til at oppløsningen på lidardataene ble for lav.

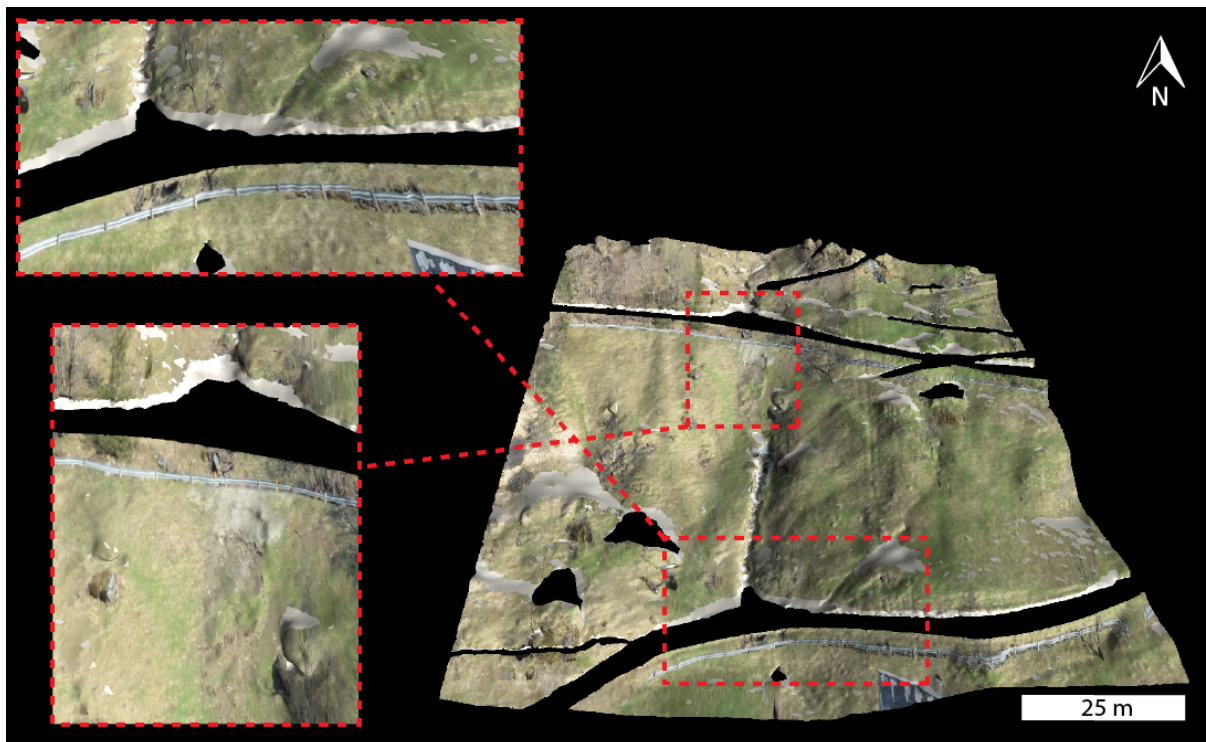


**Figur 23: Modeller fra lokalitet 1a. Den øverste modellen er fra april 2015, mens den nederste er fra mars 2016**

Figur 23 viser de to TIN-modellene fra hele lokalitet 1a for april 2015 og mars 2016. Det er enkelte hull i modellene hvor det mangler data. Den svarte, horisontale linjen som deler lokaliteten i to, fra vest til øst, er en vei kalt Skutlalia. Modellene er ikke teksturert, da det var mye vegetasjon i synsfeltet til kameraet, og lasermålingene var svært skrå i forhold til skråningen på lokaliteten. Fra modellen i Figur 23 kan det allerede her observeres at de to modellene ikke er helt like, og at det har skjedd endringer på lokaliteten fra april 2015 til mars 2016. Dette sees tydeligst i vest og midt på modellene. Disse endringene analyseres ytterligere i kapittel 4.1.6.

### **Lokalitet 1b**

Fra lokalitet 1b ble det laget én teksturert TIN-modell som vises i Figur 24. Denne modellen er fra april 2015.



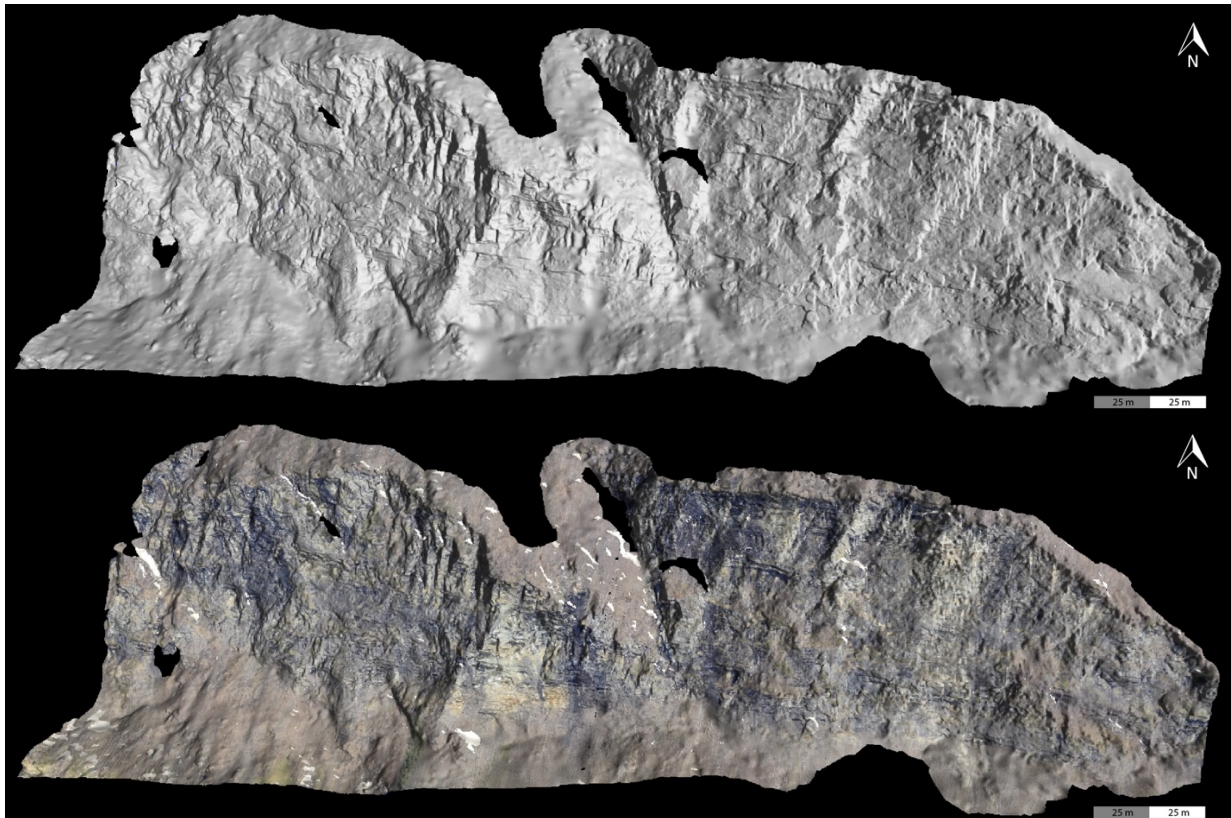
Figur 24: Teksturert modell fra lokalitet 1b fra april 2015. Figurer oppe til venstre viser et utsnitt fra hovedfiguren. De hvite områdene i figuren er områder hvor modellen ikke er teksturert som følge av at det ikke har vært tilstrekkelig fotogrunnlag til å teksturere.

Midt i modellen observeres en tydelig nedskjæring, som strekker seg fra nord til sør. Denne er merket som en elv i kartet, og det er rett over denne nedskjæringen og på nedsiden av den øvre bilveien, at det er registrert en utglidning fra mars 2014 (kapittel 4.1.3). Utglidningen observeres som en rundt fem meter bred nedskjæring i modellen, og vises i utsnittet nede til venstre i Figur 24. De to lengre, svarte strekningene som går fra vest til øst i modellen, er en bilvei. Ved første øyenkast ser tekstureringen av modellen vist i Figur 24 relativt riktig ut, men dersom en ser nøyer etter, kan en observere at tekstureringen ikke er helt presis. Et godt eksempel på dette vises i utsnittet oppe til venstre i figuren. Her kan det observeres et gjerde som skulle vært teksturert høyere oppe i modellen, helt opp mot det som er bilvei. I tillegg kan det, litt til høyre i utsnittet, observeres at gjerdet er forskjøvet, noe som skyldes at modellen er teksturert ved hjelp av flere ulike bilder.

### **Lokalitet 1c**

Fra lokalitet 1c ble det laget en TIN-modell fra april 2015, vist i Figur 25. I figuren er den nederste modellen teksturert.





**Figur 25: Modeller av lokalitet 1c, fra april 2015. Den nederste figuren er teksturert, mens den øverste ikke er det. De hvite områdene i den teksturerte figuren er områder hvor kameraet ikke har fotogrunnlag til å teksturere.**

Av figuren kan det observeres at den skannede fjellsiden er bratt og oppsprukket. Fjellsiden har fargeforskjeller, med et lysere parti midt i modellen. I bunn av fjellsiden observeres det en skråning bestående av løsmasser. Fra den teksturerte modellen fremgår det at denne skråningen er dekket av trær. Det er få hull i modellen.

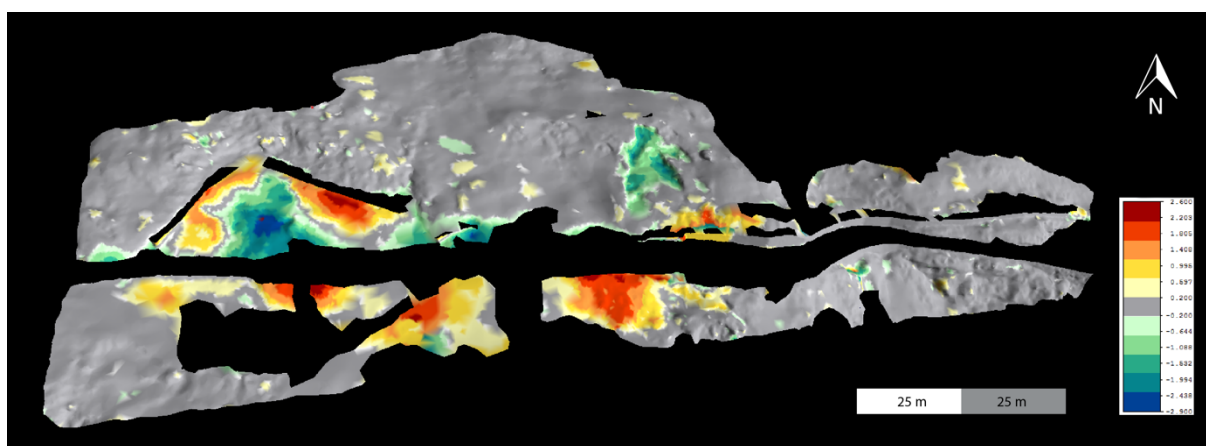
#### **4.1.6 Endringsanalyse**

For å avdekke endringer i modellene mellom de ulike måletidspunktene, april 2015 – september 2015 – mars 2016, har det blitt gjort forsøk på en overflatesammenlikning mellom de tre ulike modellene fra lokalitet 1a-c. Resultatet av denne analysen vises i dette kapittelet.

Modellene som vises i de videre figurene er fra den siste av måletidspunktene som sammenlignes, og fargene i figuren indikerer forskjellen i forhold til det tidligere måletidspunktet, gitt i meter. De grå områdene i figurene er områder som er innenfor en nøytral sone. Det har først blitt gjort en sammenlikning mellom modellene fra april 2015 og mars 2016, og der hvor det har skjedd en endring har det også blitt gjort sammenlikninger mellom april 2015 og september 2015, samt september 2015 og mars 2016. Modellene fra september 2015 hadde, på grunn av mye vegetasjon i synsfeltet til skanneren, ofte for dårlig oppløsning til at de kunne brukes.

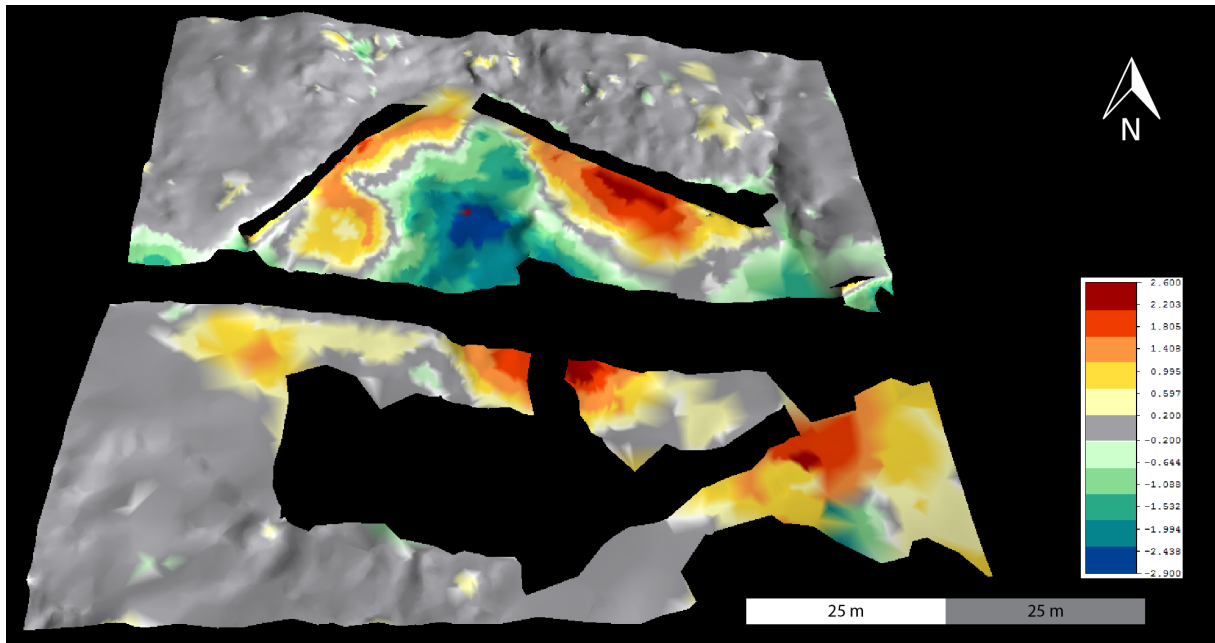
### **Lokalitet 1a**

Figur 26 viser en overflatesammenlikning mellom april 2015 og mars 2016 for lokalitet 1a. Det grå området i figuren er områder som er innenfor en nøytral sone, som i dette tilfellet har blitt definert til å være  $\pm 0,20$  meter.



Figur 26: Sammenlikning av overflater fra april 2015 til mars 2016, med 0,20 meter nøytral sone, lokalitet 1a. Fargeskalaen til høyre i figuren er gitt i meter, hvor rød farge viser en stor positiv forskjell og blått viser en stor negativ forskjell i forhold til den eldste modellen i sammenlikningen.

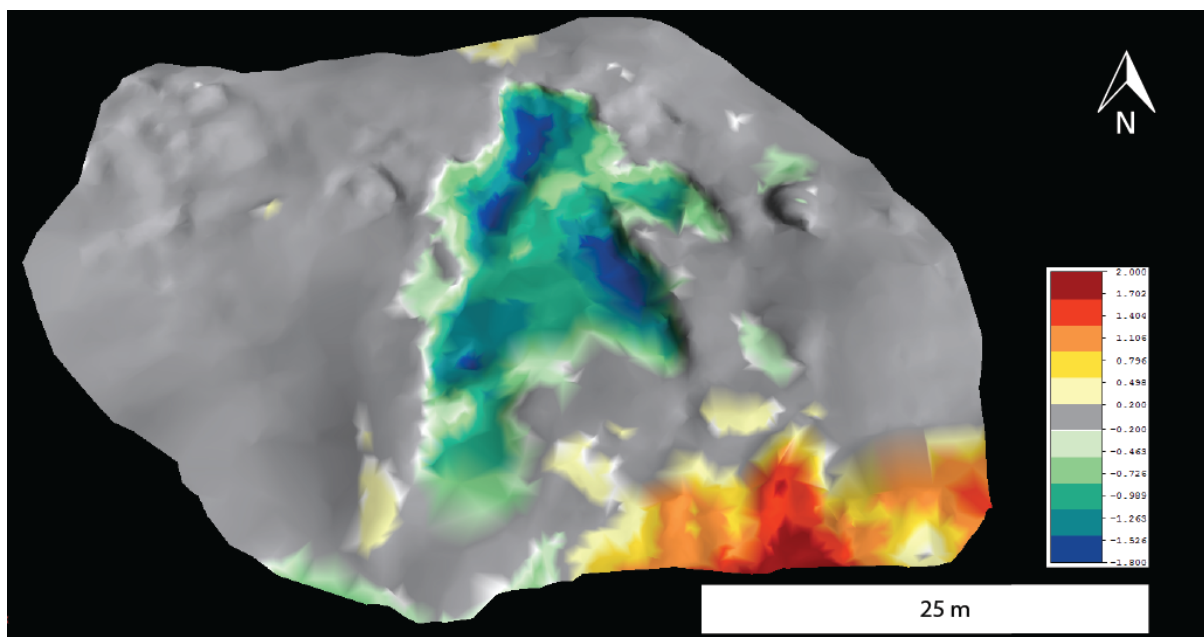
Av figuren kan det observeres at det har skjedd relativt store endringer på lokaliteten fra april 2015 til mars 2016. Endringene ser ut til å være konsentrert i to områder, ett i midten av lokaliteten og ett litt lengre vest i lokaliteten. Disse to områdene har blitt delt opp for en nærmere analyse og tilpassede fargeskalaer, og kan sees i Figur 27 til Figur 30.



**Figur 27: Sammenlikning av overflater fra april 2015 til mars 2016, med 0,20 meter nøytral sone, fra vest i lokalitet 1a. Tegnforklaringen til høyre i figuren er gitt i meter.**

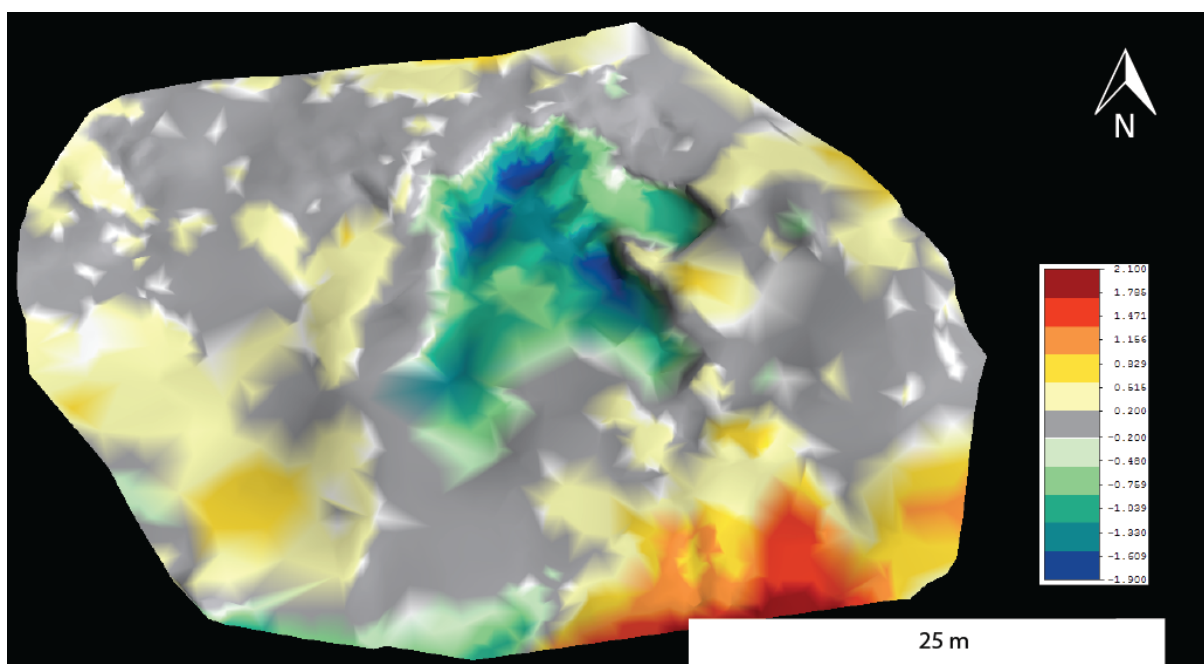
Figur 27 viser området litt vest på lokalitet 1a, fra april 2015 til mars 2016. Her kan en observere at det har skjedd en vesentlig endring av volum i løsmasseskråningen mellom de to måletidspunktene. I områdene med avsetning har overflaten økt opp mot 2,6 meter, mens i området der masse er fjernet, har overflaten blitt senket med nesten 2,9 meter.

Det har ikke blitt utført en endringsanalyse i dette området mellom modellen fra april 2015 og september 2015, og mellom modellen fra september 2015 og mars 2016, ettersom det var for dårlige data i dette området for september. For endringen midt i Figur 26 var det derimot gode nok data, og resultatet av analysene vises i Figur 28 til Figur 30.



**Figur 28: Sammenlikning av overflater fra april 2015 til mars 2016, med 0,20 meter nøytral sone, fra midten av lokalitet 1a. Tegnforklaringen til høyre i figuren er gitt i meter.**

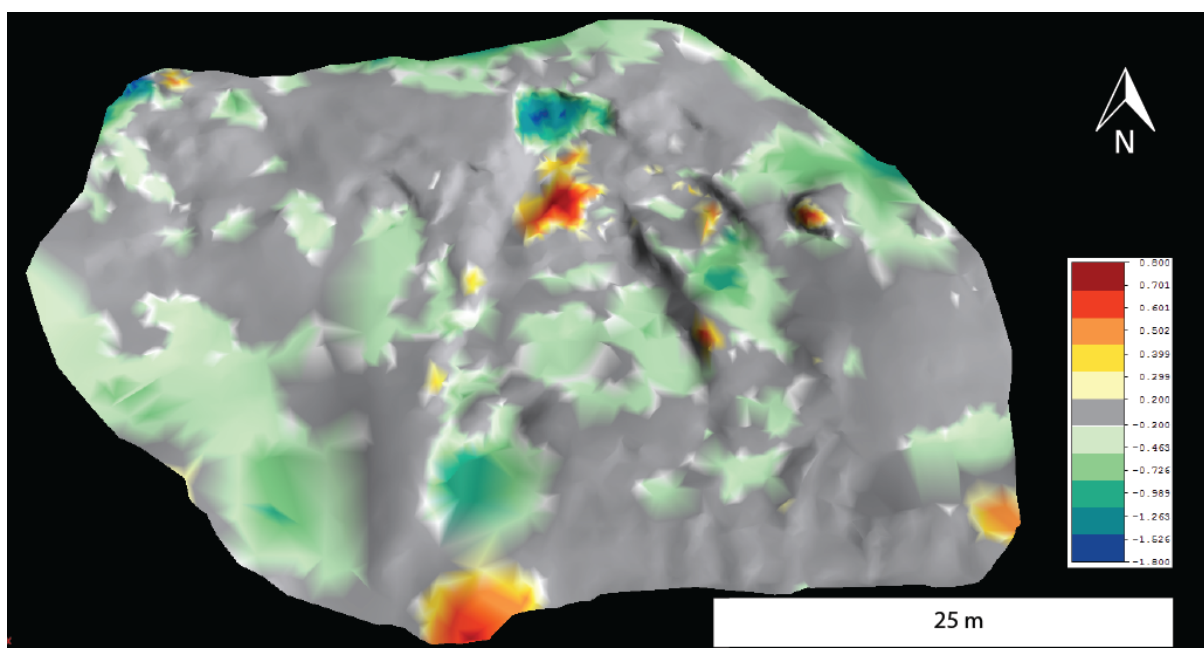
Figur 28 viser området midt på lokalitet 1a fra april 2015 til mars 2016. Av figuren kan det observeres at det har skjedd en stor utglidning i den aktuelle tidsperioden. I området hvor det har forsvunnet mest masse, har overflaten sunket med opp mot 1,8 meter. Nederst på Figur 28 og nedenfor bilveien vist nederst i Figur 26 fremgår det at det har vært en økning av masse, slik at overflaten har økt opp mot 2 meter på figur 11 og opp mot 2,6 meter på Figur 26, mellom de to måletidspunktene.



**Figur 29: Lokalitet 1a utglidning april 2015 til september 2015 Sammenlikning av overflater fra april 2015 til september 2015, med 0,20 meter nøytral sone, fra midten av lokalitet 1a. Tegnforklaringen til høyre i figuren er gitt i meter.**

Figur 29 viser området midt på lokalitet 1a fra april 2015 til september 2015. Av figuren kan det observeres at de største delene av masseutglidningen skjedde i denne tidsperioden. I området der det har forsvunnet mest masse, har overflaten sunket med opp mot 1,9 meter. I området der det har blitt tilført mest masse har overflaten økt med opp mot 2,1 meter. Figuren viser også at overflaten i store deler av området har hatt en generell økning på opp mot 0,5 meter.





**Figur 30: Sammenlikning av overflater fra september 2015 til mars 2016, med 0,20 meter nøytral sone, fra midten av lokalitet 1a. Tegnforklaringen til høyre i figuren er gitt i meter.**

Figur 30 viser området midt på lokalitet 1a fra september 2015 til mars 2016. Av figuren kan det observeres at det har skjedd en mindre utglidning i denne tidsperioden enn tidsperioden mellom april 2015 til september 2015, som vist i Figur 29. I området der det har forsvunnet mest masse, har overflaten sunket med opp mot 1,8 meter. Der det har blitt tilført mest masse, har overflaten økt med opp mot 0,8 meter. Figuren viser også at overflaten i store deler av området har hatt en generell nedgang på opp mot 0,7 meter.

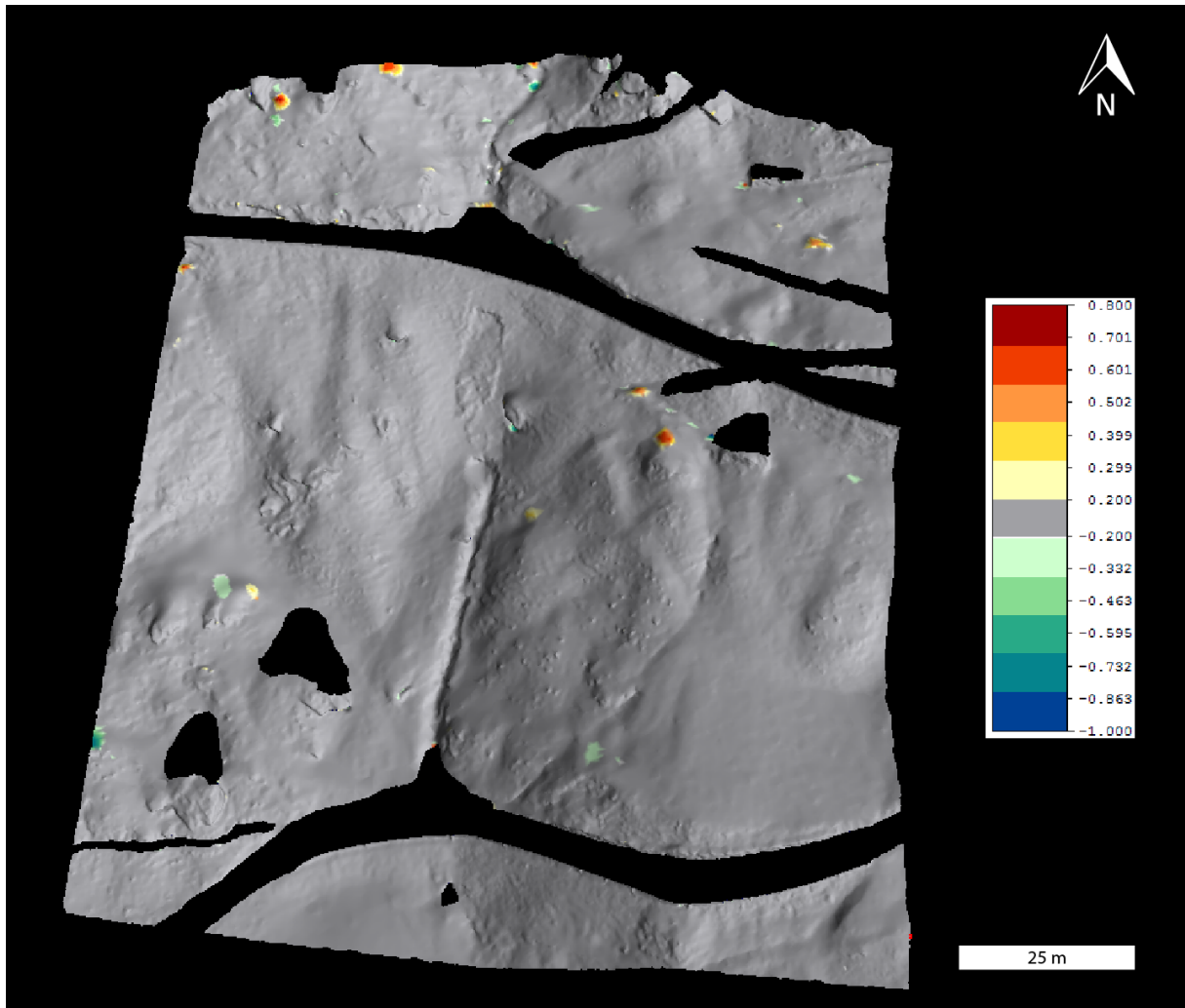
### ***Tolkning – lokalitet 1a***

Fordelingen av masse på Figur 28 ser ikke ut til å kunne forklares fra en naturlig prosess. Ved å se på bilder fra de respektive måletidspunktene (Figur 20), fremgår det at det har vært menneskelig aktivitet i området. Det har blitt fjernet mye trær i området, og det har blitt lagd to veier, som sees i modellen som de to svarte linjene som går fra sørvest til nordøst og fra sørøst til nordvest. Dette kan forklare de store overflateendringene som fremkommer av endringsanalysen i Figur 27. For endringen observert midt på Figur 26 og på Figur 28, kan det se ut til at det har skjedd en utglidning av løsmasser fra øvre del av løsmasseskråningen til nedre deler, ned til nedsiden av bilveien. Dette bekreftes også av NVE sin skreddatabase som har registrert

utglidninger her (NVE, 2016). Av Figur 29 fremgår det at mesteparten av denne utglidningen har skjedd i tidsrommet fra april 2015 til september 2015. Det har også vært en mindre utglidning i tidsrommet fra september 2015 til mars 2016. Den generelle overflateøkningen i Figur 29 og den generelle overflatesenkningen i Figur 30 kan tenkes å være et resultat av en økning i vegetasjonen fra vår til sommer/høst og deretter en reduksjon i vegetasjon fra sommer/høst til vår.

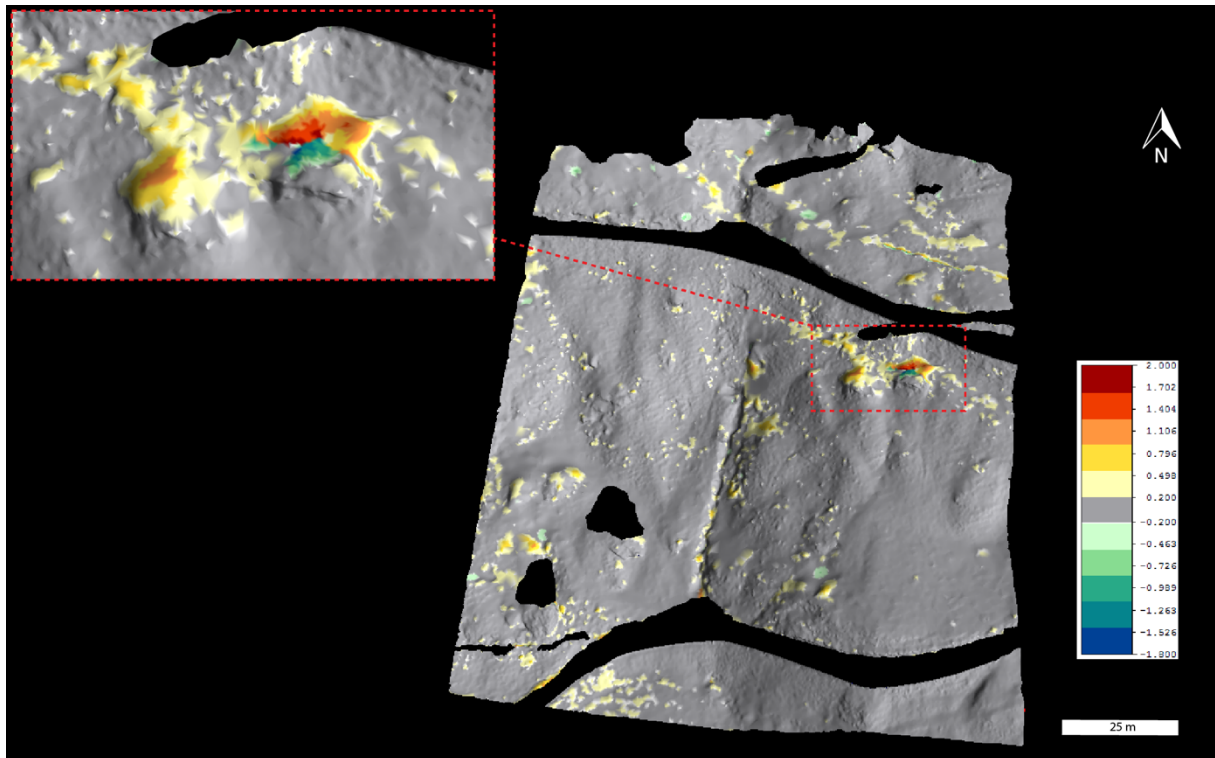
### **Lokalitet 1b**

Figur 31 viser overflatesammenlikning mellom april 2015 og mars 2016 for lokalitet 1b. Det grå området i figuren er områder som er innenfor en nøytral sone, som i dette tilfellet er definert til å være  $\pm 0,20$  meter. De svarte linjene som går vest-øst og som deler lokaliteten i tre, er en bilvei kalt Rosselandsvegen.



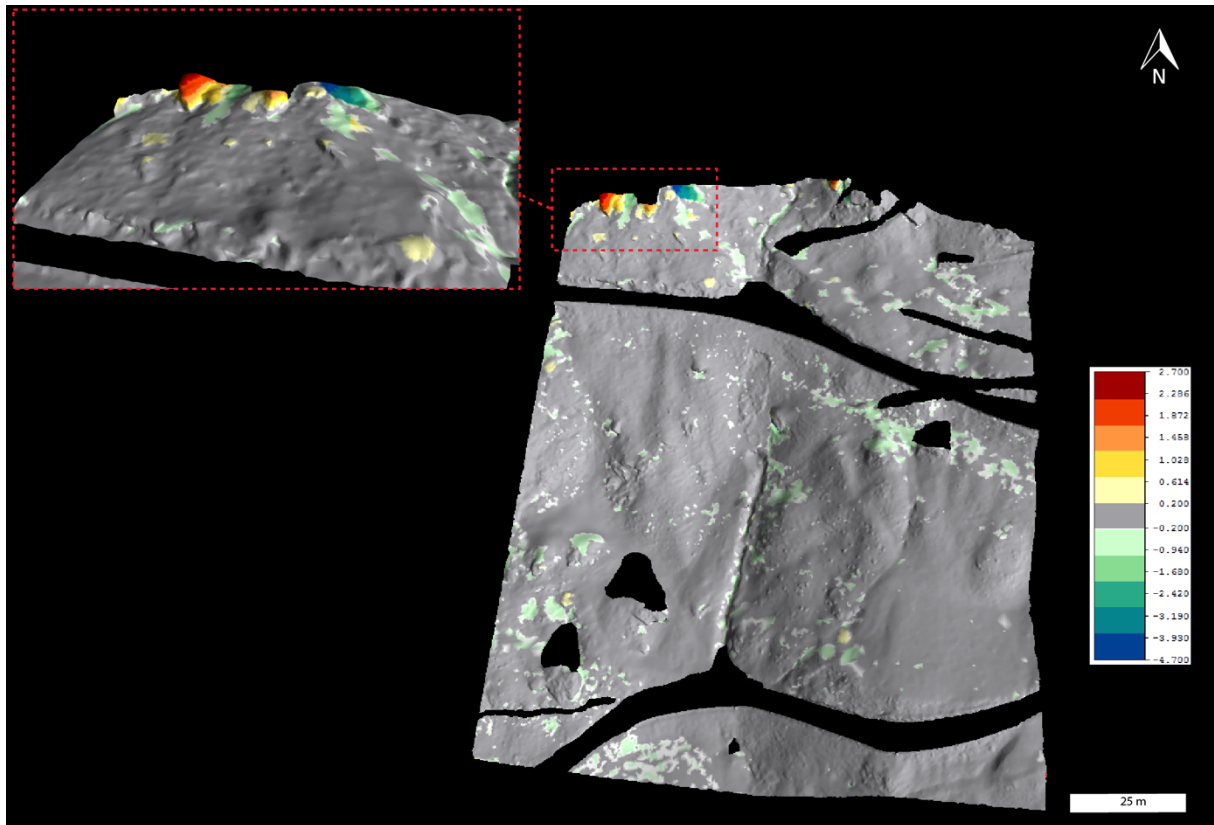
Figur 31: Sammenlikning av overflater fra april 2015 til mars 2016, med 0,20 meter nøytral sone, fra lokalitet 1b. Tegnforklaringen til høyre i figuren er gitt i meter.

Av figuren kan en observere at området hovedsakelig har vært stabilt innenfor den nøytrale sonen i tidsperioden. I området der det har forsvunnet mest masse, har overflaten sunket med opp mot én meter. I området der det har blitt tilført mest masse, har overflaten økt med opp mot 0,8 meter. Endringene observeres som enkeltstående hauger eller forsenkninger.



Figur 32: Sammenlikning av overflater fra april 2015 til september 2015, med 0,20 meter nøytral sone, fra lokalitet 1b. Tegnforklaringen til høyre i figuren er gitt i meter.

Figur 32 viser endringen i overflate på lokaliteten fra april 2015 til september 2015. Av figuren kan en observere at store deler av lokaliteten hovedsakelig har vært stabil, men at det har skjedd en liten generell positiv endring på lokaliteten på opp mot 0,5 meter. I utsnittet oppe til venstre i figuren kan en observere en større endring. Her har det vært en overflateøkning øverst i skråningen i utsnittet, og en overflatereduksjon nederst i skråningen i utsnittet.



Figur 33: Sammenlikning av overflater fra september 2015 og mars 2016, med 0,20 meter nøytral sone, fra lokalitet 1b. Tegnforklaringen til høyre i figuren er gitt i meter.

Figur 33 viser endringen i overflate på lokaliteten fra september 2015 til mars 2016. Av figuren kan en observere at store deler av området hovedsakelig er stabilt, men at det har skjedd en liten generell negativ endring på lokaliteten på opp mot 0,9 meter. I utsnittet oppe til venstre i figuren kan en observere en større endring. Her har overflaten økt øverst og vest i utsnittet, og blitt redusert øverst og øst i utsnittet.

### ***Tolkning – lokalitet 1b***

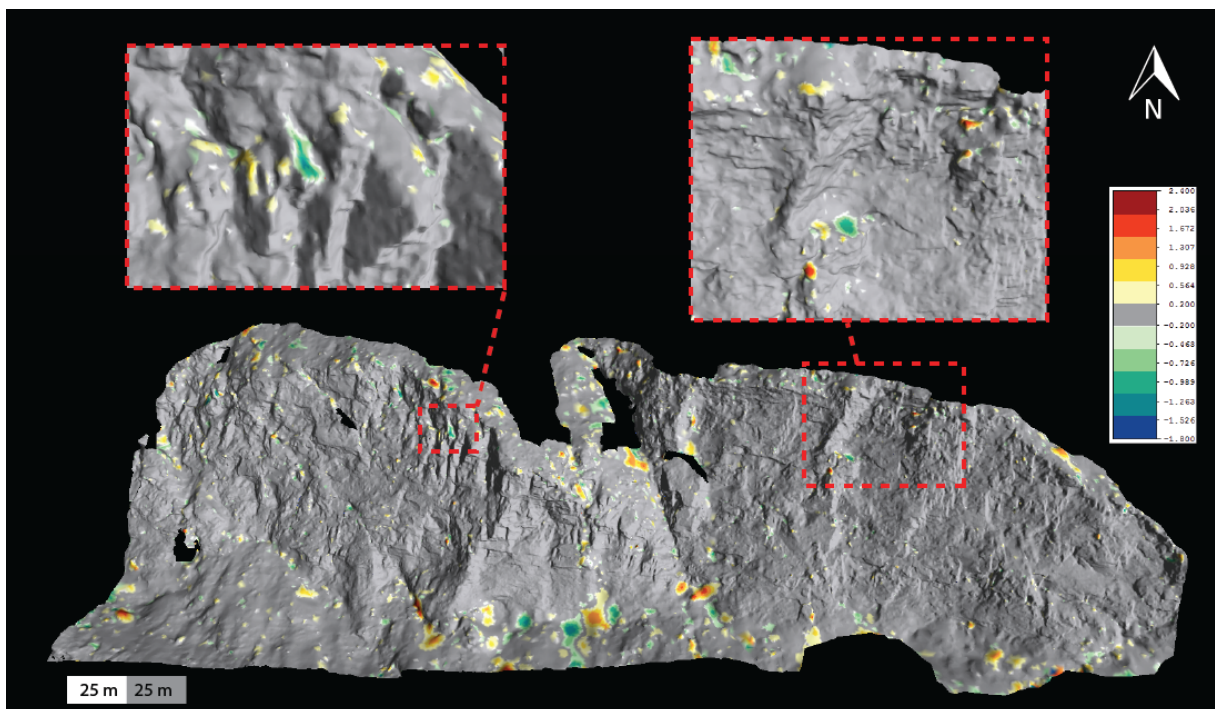
De enkeltstående endringene som observeres som hauger/forsenkninger i Figur 31 ser ikke naturlige ut og tolkes til å være artefakter dannet på grunn av prosesseringsfeil. Den generelle overflateøkningen i Figur 32 og den generelle overflatesenkningen i Figur 33 kan tenkes å være et resultat av en økning i vegetasjonen fra vår til sommer/høst og deretter en reduksjon i vegetasjon fra sommer/høst til vår. Endringen som kan sees i utsnittet i Figur 32 ser ikke ut til å være naturlig, da den har økt i masse øverst i skråningen på utsnittet, og minket i masse nederst i skråningen. I tillegg fremkommer ikke endringen i Figur 31, som viser forskjellen fra april 2015 til mars 2016. Dette kan



tyde på at endringen kan skyldes prosesseringsfeil i modellen for september 2015. Endringen som kan observeres i utsnittet i Figur 33, ser heller ikke ut til å være en naturlig endring, men endringer som skyldes feil i prosesseringen. Dette ettersom de kun observeres mellom september 2015 og mars 2016, og ikke mellom april 2015 og mars 2016. Dersom det hadde vært en reell endring, burde det også ha vært synlig på analysen mellom april 2015 og mars 2016. Det var en del trær i det aktuelle området, og dersom disse ikke har blitt fjernet ordentlig, kan endringen for eksempel skyldes dette.

### Lokalitet 1c

Figur 34 viser overflatesammenlikning mellom april 2015 og mars 2016 for lokalitet 1c. Det er ikke gjort analyser fra april 2015 til september 2015 eller fra september 2015 til mars 2016, da det var for mye vegetasjon på lokaliteten i september 2015. Det grå området i figuren er områder som er innenfor en nøytral sone, som i dette tilfellet er definert til å være  $\pm 0,20$  meter.



Figur 34: Sammenlikning av overflater fra april 2015 og mars 2016, med 0,20 meter nøytral sone, fra lokalitet 1c. Tegnforklaringen til høyre i figuren er gitt i meter.

Av figuren kan en observere at området hovedsakelig ser stabilt ut, men at det har skjedd en del enkeltstående endringer. I utsnittet oppe til venstre i figuren kan en

observere en større negativ endring på opp til 1,5 meter. Denne endringen er lokalisert på toppen av en mindre fjellhylle som skråer mot sørøst. I utsnittet oppe til høyre observeres flere små enkeltstående endringer, både positive og negative. I områder med negativ endring, har overflaten sunket med opp mot 0,7 meter. I områder med positiv endring har overflaten økt med opp mot 2 meter. Både de positive og den negative endringen ser ut til å være lokalisert på over- og yttersiden av små fjellhyller eller utstikkende områder. Nederst og i midten på figuren observeres det positive og negative endringer som er opp til 2 meter i positiv endring og 1 meter i negativ endring, og som begge har en diameter på rundt 10 meter.

### **Tolkning – lokalitet 1c**

Endringen i utsnittet oppe til venstre i Figur 34 kan tolkes til å være forårsaket av et steinsprang eller utrasing av masse langs fjellhyllen. Den kan også skyldes prosesseringsfeil på grunn av vegetasjon, da det var flere mindre trær/busker på fjellhyllen. Ved å se på bilder av utsnittet fra de to målingsdatoene, vist i Figur 35, observeres det ingen tegn til steinsprang eller utrasing fra området, og endringen tolkes derfor til å være en artefakt, sannsynligvis dannet under fjerning av vegetasjon i modellene.



**Figur 35:** Fra lokalitet 1c. Bildet til høyre er fra april 2015, mens bildet til venstre er fra mars 2016. De røde pilene indikerer posisjonen til endringen i utsnitt oppe til venstre i Figur 34. Foto: Ragnhild L. Norang.

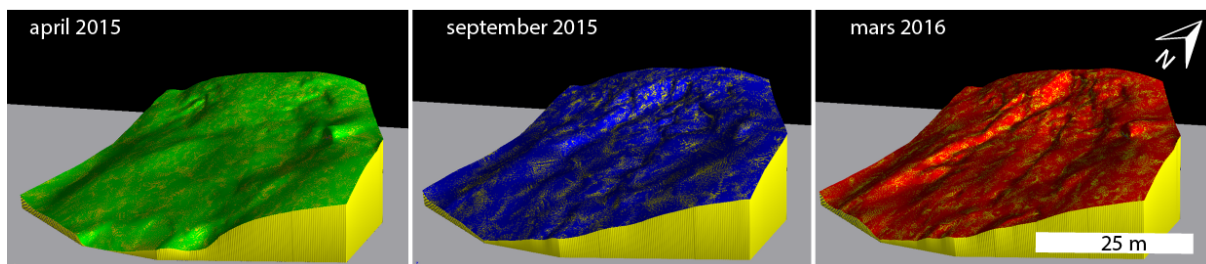
De små, positive og enkeltstående endringene i utsnittet oppe til høyre i Figur 34 tolkes til å være artefakter da de er lokalisert på over- og yttersiden av fjellhyller/utstikkende områder. De skyldes mest sannsynlig også feil i prosesseringen, for eksempel fjerning av vegetasjon eller fylling av hull. Den negative endringen i midten av utsnittet oppe til høyre i Figur 34 kan tolkes til å være forårsaket av en utgliding av masse, men mest sannsynlig er også denne forårsaket av prosesseringsfeil. Dette gjelder også endringene nederst, i løsmasseskråningen på figuren. Her var det mye vegetasjon og til dels store hull i datasettet, noe som kan forklare endringene. Generelt kan en si at det ser ut til at lokaliteten har vært stabil, og at det ikke har skjedd endringer på  $\pm 0,20$  meter mellom måletidspunktene.

#### 4.1.7 Volumestimering

Ettersom det har blitt tolket at det kun har skjedd en reell og naturlig endring på lokalitet 1a, vil det kun gjøres en volumestimering av endringen fra denne lokaliteten. Volumestimeringen gjøres også kun fra endringen i midten av denne lokaliteten. Dette fordi det er utfordrende å avgrense et område i endringen vest i lokaliteten, som er enten positiv eller negativ, slik at de ikke vil utligne hverandre volummessig.

##### **Lokalitet 1a**

Fra midten av lokalitet 1a har det blitt gjort en volumanalyse fra hver av de tre måletidspunktene april 2015, september 2015 og mars 2016. Volumet er, som forklart i delkapittel 3.5.1, beregnet fra hver overflate i forhold til et felles og fast plan. Figurene fra dette kan sees i Figur 36 og volumresultatene kan sees i Tabell 4 og Tabell 5.



**Figur 36:** Viser volumet fra et gitt, fast plan til hver av de tre tredimensjonale modellene for utglidningen fra lokalitet 1a. April 2015 vises i grønt, september 2015 vises i blått og mars 2016 vises i rødt. Volumet fra hver av de tre modellene til planet vises i gult.



**Tabell 4: Volumet for hver av de tre modellene i Figur 36.**

	april 2015	september 2015	mars 2016
Volum (m <sup>3</sup> )	8532,74	8497,11	8295,20

**Tabell 5: Endring i volum mellom de tre ulike måletidspunktene.**

	april 2015 - september 2015	september 2015 - mars 2016	april 2015 - mars 2016
Volum (m <sup>3</sup> )	35,63	201,91	237,54

### ***Tolkning av lokalitet 1a***

Som vist i Tabell 5 er endringen i volum størst fra september 2015 til mars 2016 og ikke fra april 2015 til september 2015 noe en ville trodd ut i fra endringsanalysen fra kapittel 4.1.6, der den største endringen er i tidsrommet april 2015 til september 2015. Dette kan imidlertid forklares ut i fra at området som er brukt i volumestimeringen ikke bare har gjennomgått en negativ endring, men også en positiv endring mellom april 2015 og september 2015, som vist i Figur 29. Dersom en kun hadde brukt området der det hadde skjedd en positiv eller negativ endring, ville resultatet vist den reelle økningen eller reduksjonen i volum. For å sammenlikne volumestimatet gjort mellom april 2015 og september 2015 med volumestimatet mellom september 2015 og mars 2016, må en imidlertid bruke det samme området for de to volumestimatene. I begge endringsanalysene, Figur 29 og Figur 30, kan det observeres at det har skjedd både positive og negative endringer, og at disse endringene ikke er lokalisert på sammen sted. Dette gjør at det er vanskelig å bestemme et område som er likt for de to måletidsrommene, og som kun inneholder enten positiv eller negativ endring.

#### **4.1.8 Oppsummering av lokalitet 1 a-c**

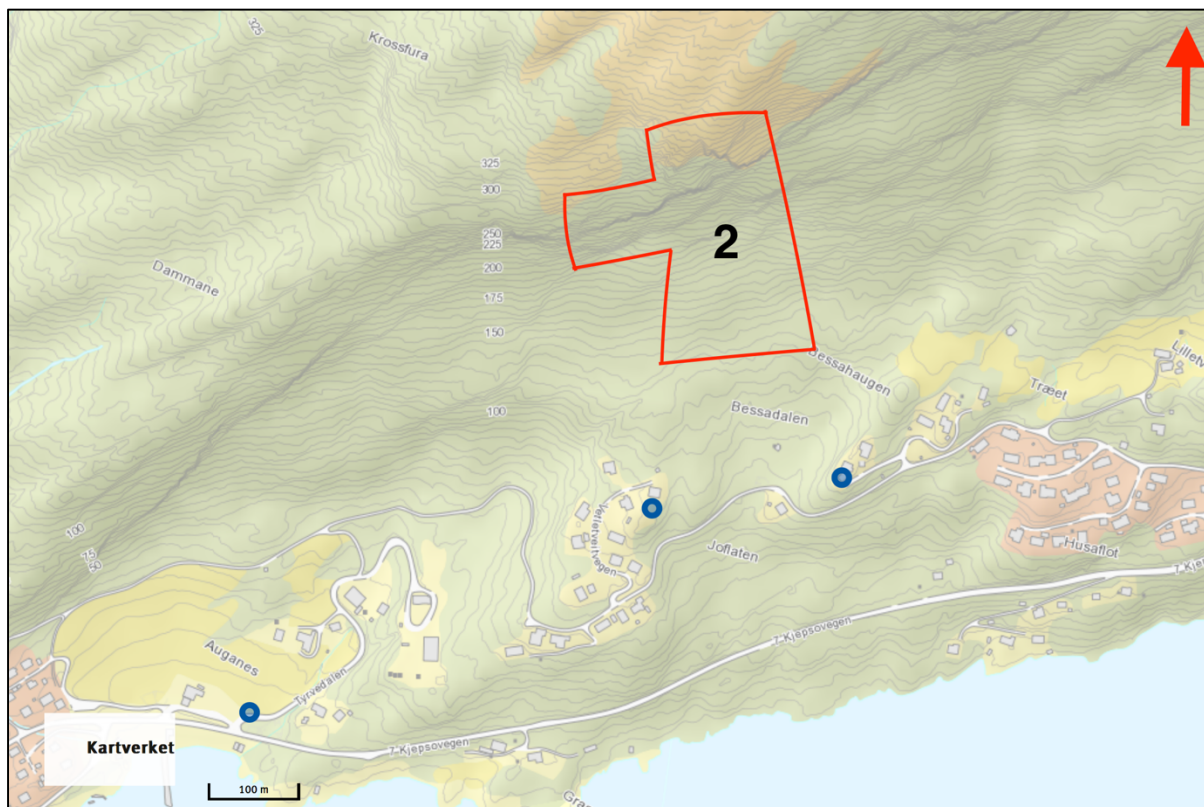
For lokalitet 1a-c ble det laget både teksturerte og uteksturerte TIN-modeller. For flere av lokalitetene ble det ikke laget TIN-modeller for september 2015, ettersom det var for mye vegetasjon i området på tidspunktet, noe som førte til for lav oppløsning på lidardataene. På lokalitet 1a og b var skråningsvinkelen på lokalitetene for lav, slik at tekstureringen ikke fungerte optimalt. Fra lokalitet 1a kunne en allerede ved hjelp av TIN-modellene observere at det hadde skjedd endringer mellom måletidspunktene.

Resultatet av endringsanalysene for lokalitet 1a-c viste at det kun har skjedd reelle endringer på lokalitet 1a. Her viser endringsanalysen at det har skjedd to endringer, der den ene tolkes til å være menneskeskapt, mens den andre tolkes til å være en utglidning. På resten av lokalitetene ble de tilsynelatende endringene tolket til å skyldes feil i prosesseringen. Disse kan ha skjedd ved fjerning av vegetasjon, der vegetasjonen ikke har blitt fjernet langt nok ned, eller ved fylling av hull, der hullene sannsynligvis har vært for store og ikke burde ha blitt fylt igjen.

Det ble kun gjort et volumestimat for utglidningen på lokalitet 1a ettersom det kun var her at resultatet av endringsanalysen ble tolket til å være en reell og naturlig endring. Resultatet av volumestimeringen viste at volumendringen var størst mellom september 2015 og mars 2016, og ikke mellom april 2015 og september 2016, som en ville trodd ut i fra endringsanalysen i kapittel 4.1.6. Dette skyldes at det har skjedd både positive og negative endringer i de to skannene. Det er imidlertid vanskelig å bestemme et område som er likt for de to måletidsrommene og som kun inneholder enten positiv eller negativ endring.

## **4.2 Lokalitet 2 - Bessadalen**

Lokalitet 2 er en bratt fjellskråning i et boligområde i Bessadalen, litt øst for Ålvik, merket 2 i Figur 37.



Figur 37: Det røde området viser lokalitet 2. De blå sirklene indikerer de ulike skannposisjonene. Fra nærmeste skannposisjon er det ca. 400 meter i luftlinje til lokaliteten. Kart er hentet fra (Kartverket, 2016).

#### 4.2.1 Skannposisjon og innstillinger

Det ble gjennomført skanninger fra tre posisjoner i Bessadalen, vist med blå sirklene i Figur 37, fra hver av de tre måletidspunktene, april 2015, september 2015 og mars 2016. Innstillingene på skanneren er vist i tabell 4, og var de samme på alle skannposisjonene og måletidspunktene.

Tabell 6: Skannerens innstillinger på lokalitet 2.

Rekkevidde ("Me(s)as prog")	1400 m
Samplingsfrekvens ("line resolution")	0,03°
Kamera	Nikon D800E
Kameralinse	50 mm

#### 4.2.2 Beskrivelse av lokalitet 2

Lokaliteten er en bratt fjellside med en steinur i bunnen, som vist i Figur 38. Lokaliteten er rundt 115×220 meter og strekker seg fra rundt 110 moh. til 370 moh. I de bratteste delene av fjellsiden er det lite vegetasjon, men i de slakere delene finnes det løvskog. Berggrunnen på lokaliteten består av granitt, grønnstein og granittisk gneis, alle tilhørende Grasbergdekket og Kvitenosgruppen (NGU, 2016a). Det er lite løsmasser i området, kun et tynt og stedvis dekke (NGU, 2016b). I følge NVE sin skreddatabase er det registrert tre tidligere steinskred på lokaliteten, i 1930, 1967 og det nyeste i 2015 (NVE, 2016). Det siste steinskredet løsnet 22. februar 2015, og var et relativt stort steinskred med masser på over 1000 m<sup>3</sup>. Hoveddelen av skredet havnet i uren nedenfor, men steinsprut fra skredet havnet nær bebyggelse. På grunn av dette ønsket kommunegeologen i Kvam, Tore Dolvik, at fjellsiden skulle undersøkes nærmere.



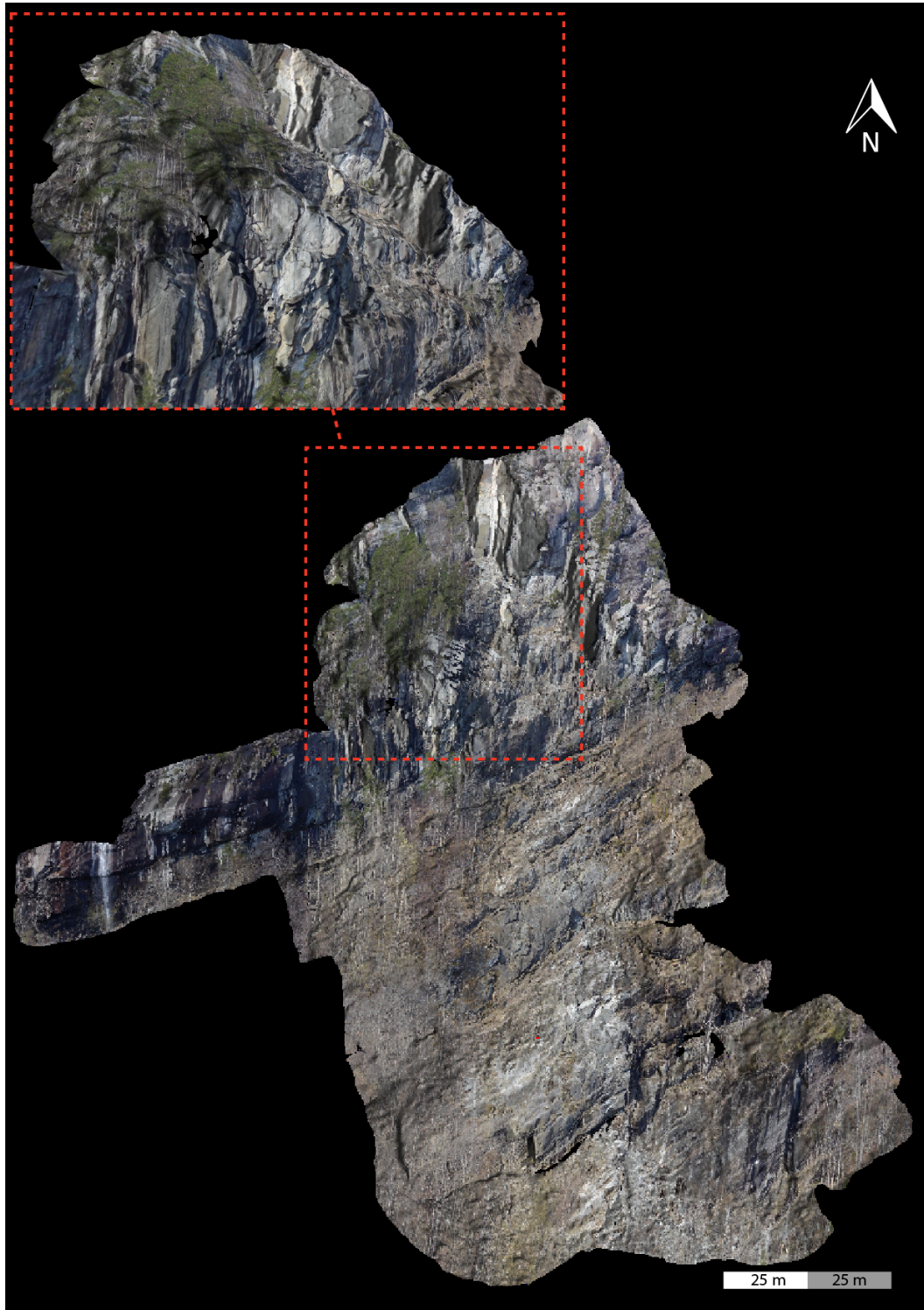


**Figur 38: Bilde av lokalitet 2 - Bessadalen fra midterste skannposisjon i april 2015.**

#### **4.2.3 Modell av lokaliteten**

Fra lokalitet 2 ble det laget en teksturert TIN-modell fra april 2015, som vises i Figur 39.





Figur 39: Teksturert modell av lokalitet 2 – Bessadalen, fra april 2015. Utsnittet øverst til venstre i figuren er tatt nedenfra, seende opp og i nordøstlig retning mot kildeområdet for steinskredet.

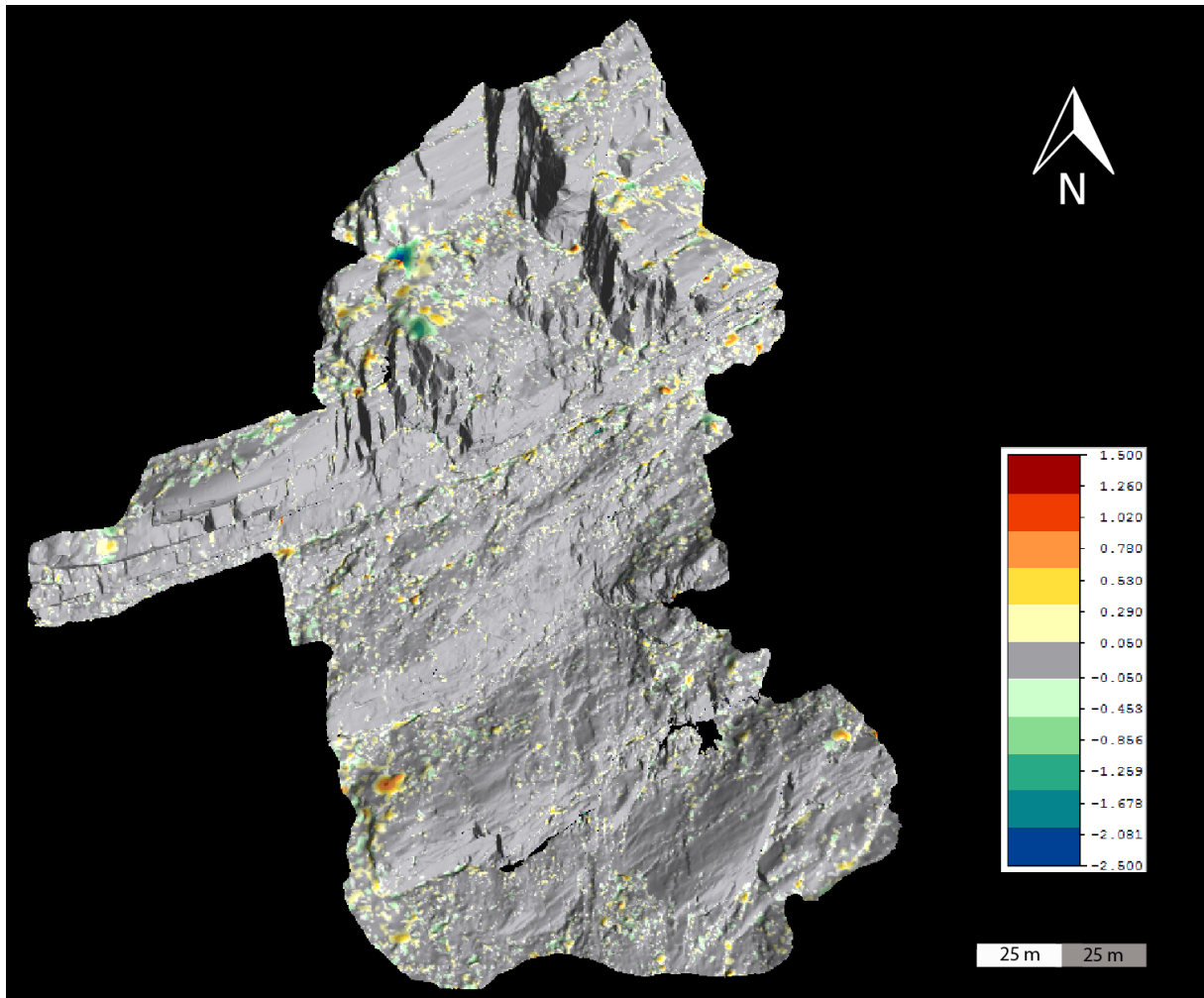
I modellen i Figur 39 kan det observeres spor etter skredet som gikk 22. februar 2015 (som nevnt i kapittel 0). Kildeområdet observeres som et lysere parti helt øverst i fjellskråningen, mens skråningen hvor skredet beveget seg ned før det traff uren, observeres som et lysere parti midten i modellen hvor det ikke er vegetasjon. Det ble

opprinnelig skannet lengre ned enn det modellen viser, men dette ble klippet bort da det var for lite datamateriale fra det nederste området til at det kunne brukes. Helt i bunnen av modellen kan en imidlertid observere starten av uren som ligger i bunn av fjellskråningen. Av modellen kan det også observeres at det er en del vegetasjon på lokaliteten. Denne observeres langs begge ytterkantene av skredet og ved et mindre område nærmere toppen av fjellskråningen. Utsnittet øverst til venstre i figuren, er tatt nedenfra, seende opp og i nordøstlig retning mot kildeområdet for steinskredet. Her kommer det tydelig frem at den teksturerede modellen gjør det lett å observere sprekker og å se fargeforskjeller i modellen.

På denne lokaliteten har modellen blitt teksturert uavhengig av om programvaren har hatt tilstrekkelig fotogrunnlag til å kunne teksturere hele modellen. I områder der det ikke har vært tilstrekkelig fotogrunnlag, har programvaren "strukket" fotogrunnlaget utover området.

#### **4.2.4 Endringsanalyse**

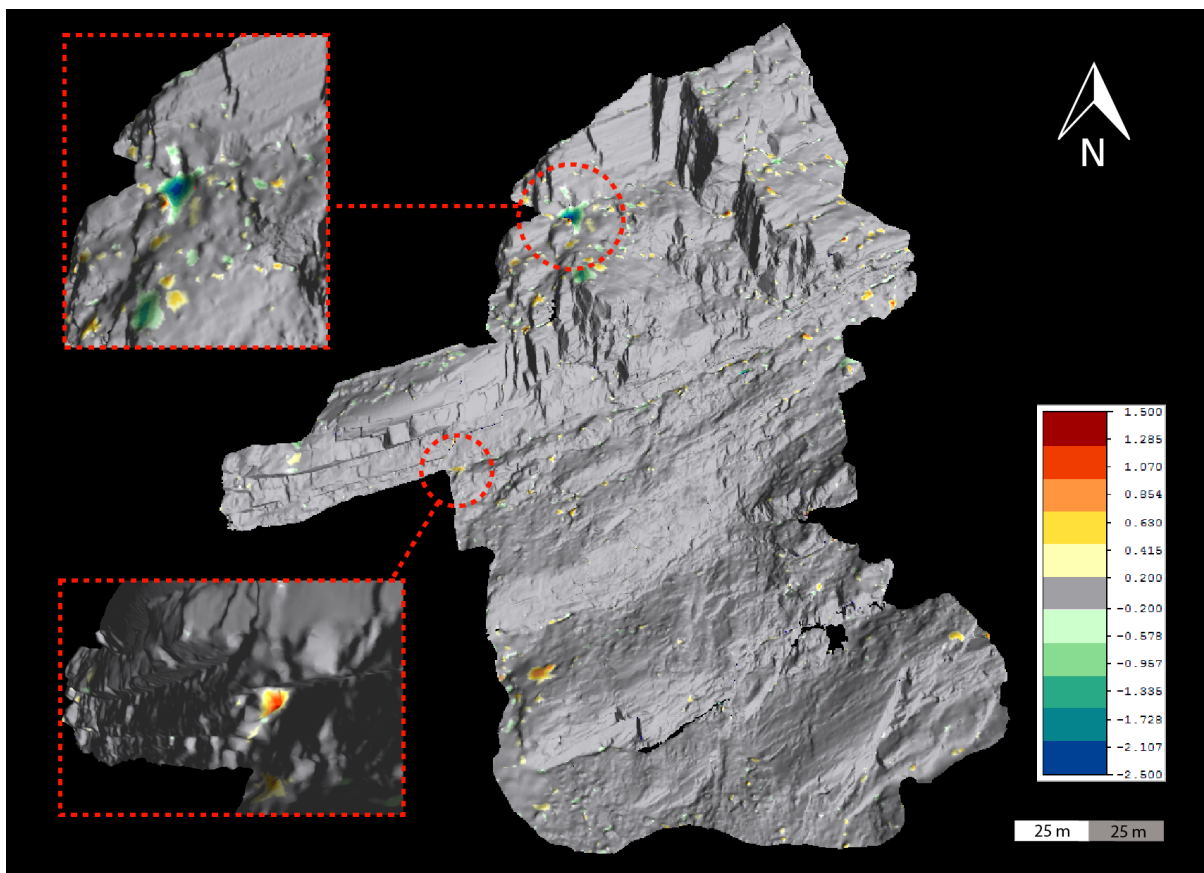
Figur 40 og Figur 41 viser overflatesammenlikning mellom april 2015 og mars 2016 for lokalitet 2. Det er ikke gjort analyser fra april 2015 til september 2015 eller fra september 2015 til mars 2016. Det grå området i figuren er områder som er innenfor en nøytral sone som har blitt definert til å være  $\pm 0,05$  meter for Figur 40, og  $\pm 0,20$  meter for Figur 41. Det ble gjort to analyser med ulik verdi for den nøytrale sonen for å gjøre en enda mer nøyaktig undersøkelse, ettersom, det som nevnt tidligere, gikk et relativt stort skred i nærheten av husbebyggelse på lokaliteten i februar 2015.



**Figur 40: Sammenlikning av overflater fra april 2015 og mars 2016, med 0,05 meter nøytral sone. Tegnforklaringen til høyre i figuren er gitt i meter.**

Figur 40 viser endringen i overflate på lokaliteten fra april 2015 til mars 2016. Av figuren kan en observere at store deler av området fremstår som stabilt, men at det også er flere områder med en endring på  $\pm 0,3-0,4$  meter. Øverst til venstre i modellen er det et større område med en negativ endring på opp mot 2,5 meter. Lengre nede til venstre i modellen er det en større positiv endring på opp mot én meter. Begge disse endringene vises også i Figur 41, hvor det er gjort et utsnitt av de aktuelle områdene.

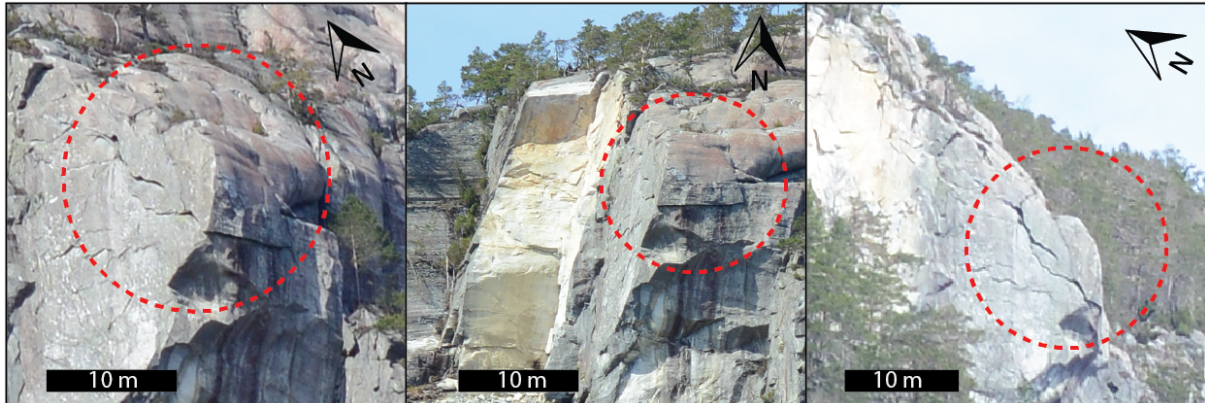




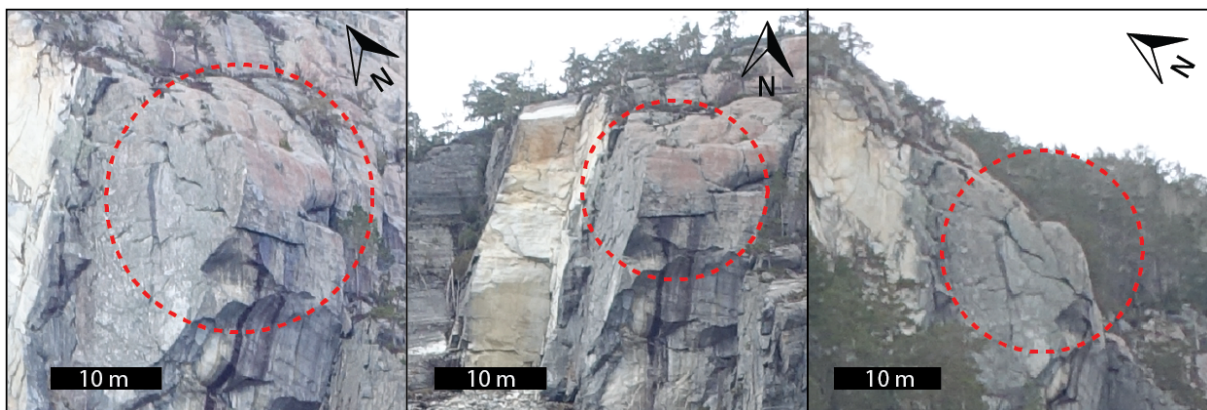
Figur 41: Sammenlikning av overflater fra april 2015 og mars 2016, med 0,20 meter nøytral sone. Tegnforklaringen til høyre i figuren er gitt i meter. Figurene oppe og nede til venstre viser en forstørret utsnitt fra hovedfiguren. Det nederste utsnittet er sett nedenfra fra sørøst mot nordvest.

Figur 41 viser endringen i overflate på lokaliteten fra april 2015 til mars 2016. Av figuren kan en observere at omtrent hele området fremstår som stabilt innenfor en endring på  $\pm 0,20$  meter. I utsnittet øverst til venstre i figuren observeres det et større område med en negativ endring på opp 2,5 meter. Denne endringen ligger i en nedsenkning på en svakt hellende hylle. I utsnittet nede til venstre i figuren er det en positiv endring på opp mot 1,3 meter på undersiden av et fjellparti. Dette utsnittet er tatt oppover mot nordvest.

Ved å studere bilder nær løснеområdet til skredet, ble det observert et mindre fjellparti som kan se ustabil ut. Bilder av fjellpartiet vises i Figur 42 og Figur 43.

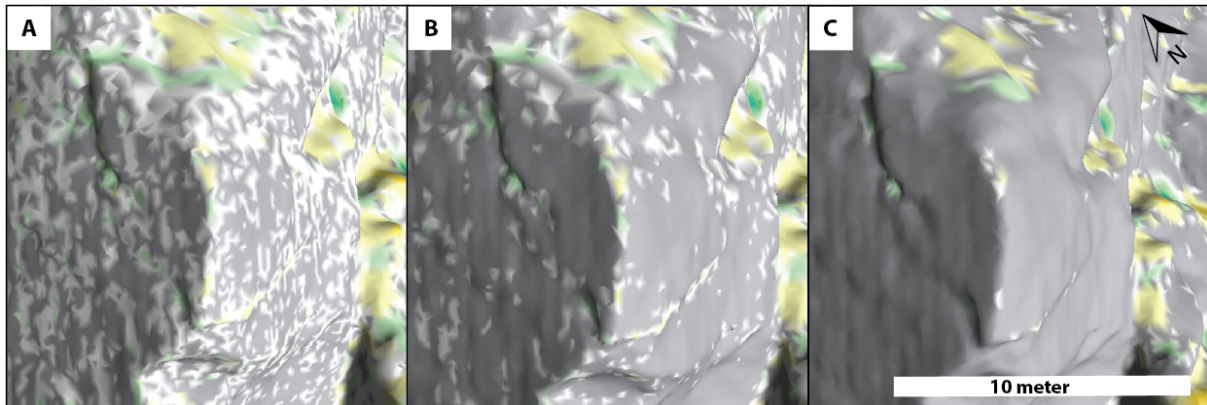


**Figur 42: Bilder fra april 2015. Det muligens ustabile fjellpartiet er markert med en stiplet, rød ring. Det midterste bildet er tatt seende mot nord.**



**Figur 43: Bilder fra mars 2016. Det muligens ustabile fjellpartiet er markert med en stiplet, rød ring. Det midterste bildet er tatt seende mot nord.**

Av figurene kan det observeres at det går sprekker rundt alle kanter av fjellpartiet. Det renner også vann ut fra undersiden i front. Dette sees som de mørke, vertikale linjene som strekker seg fra sprekken på fremsiden av fjellpartiet. Fjellpartiet har blitt estimert til å ha et volum på rundt 280 kubikkmeter, ved hjelp av avstandsmålinger av kildeområdet gjort i RiSCAN PRO. På grunn av dette potensielt ustabile fjellpartiet ble det fortatt en grundigere endringsanalyse av dette området mellom april 2015 og mars 2016. Resultatet av denne analysen vises i Figur 44.



**Figur 44: Overflatesammenlikning mellom april 2015 og mars 2016 med ulike nøytrale soner. A) Nøytral sone er 1 cm. B) Nøytral sone er 2 cm. C) Nøytral sone er 5 cm.**

Av figuren kan det observeres at fjellpartiet ser ut til å være stabilt, selv med en nøytral sone på kun 1 cm (figur A), noe som sannsynligvis er lavere enn unøyaktigheten til modellen. I figur C, som har en nøytral sone på 5 cm, er hele fjellpartiet innenfor den nøytrale sonen. Det gjelder omtrent også for figur B, der den nøytrale sonen er 2 cm. De gule områdene viser en økning i overflate på rundt 40 cm, mens de grønne viser en senkning på rundt 20 cm.

#### 4.2.5 Tolkning lokalitet 2 - Bessadalen

De små endringene observert i Figur 40 og Figur 41 er på steder hvor det gjennom prosesseringen har blitt fjernet vegetasjon og fylt igjen hull. De tolkes derfor til å skyldes feil i prosesseringen. Utsnittet nederst i Figur 41 viser en økning i masse på undersiden av et fjellparti, noe som virker usannsynlig og som dermed sannsynligvis også skyldes prosesseringsfeil. Den negative endringen øverst i Figur 40 og utsnittet øverst på Figur 41 tolkes også til å være forårsaket av prosesseringsfeil. Dette ettersom det var en del hull i dataene her, som ble forsøkt å fylle. Modellene sett i Figur 40 og Figur 43 viser at selve fjellsiden fremstår som stabil. De mindre endringene som fremkommer i figuren, skyldes trolig feil i prosesseringen.

Av Figur 44 kan en observere at fjellpartiet ser ut til å være stabilt, selv med en nøytral sone på kun 1 cm. De mindre endringene som fremkommer ovenfor fjellpartiet, skyldes trolig feil i prosesseringen.

#### **4.2.6 Volumestimering**

Ettersom det har blitt tolket at det ikke har skjedd en reell endring på lokalitet 2, vil det ikke gjøres en volumestimering av endringen fra denne lokaliteten.

#### **4.2.7 Oppsummering av lokalitet 2**

For lokalitet 2 ble det laget en teksturert TIN-modell. Den teksturerte modellen gjør det lett å observere sprekker og se fargeforskjeller i modellen.

Endringsanalysen for lokalitet 2 mellom april 2015 og mars 2016 viser at lokaliteten fremstår som stabil. De tilsynelatende endringene som kan observeres, tolkes til å skyldes feil i prosesseringen. Dette kan ha skjedd ved fjerning av vegetasjon dersom vegetasjonen ikke har blitt fjernet langt nok ned, eller ved fylling av hull som kan ha vært for store

Volumestimat for lokalitet 2 har ikke blitt gjennomført ettersom endringsanalysen indikerer at det ikke har skjedd en reell og/eller vesentlig endring mellom måletidspunktene

### **4.3 Oppsummering av resultater**

Ved hjelp av TIN-modellene fra hver av lokalitetene, var det enkelt å få en oversikt over lokalitetene, gjøre raske avstandsmålinger og å se strukturer i fjellsider og skråninger som kan være interessant å undersøke nærmere. Det var videre enkelt å observere områder hvor det har skjedd store endringer, som på lokalitet 1a, som en kan gjøre nærmere analyser av.

De fleste modellene var uten for store datahull, men i noen tilfeller gjorde blant annet vegetasjonen eller okklusjon av laserstrålen at det ble mye hull i modellene. Dette gjaldt spesielt modeller fra september 2015, ettersom det da var blader på trærne og høyt gress, noe som gjorde at laserstrålene ble reflektert tilbake uten å treffe topografien under. På lokaliteter der skanneren var plassert en del lavere i forhold til skråningen,

førte dette til okklusjon og dermed hull i dataene. Dette var det ikke alltid lett å ta hensyn til, som for eksempel på lokalitet 2 – Bessadalen. Der ble det skannet fra bunnen av skråningen ettersom avstanden ble for stor dersom en skulle skannet fra fjellsiden på den andre siden av fjorden. I tillegg ville det sannsynligvis vært vanskelig og potensielt farlig å skanne fra en posisjon i en slik bratt fjellskråning.

Teksturering av modellene fungerte ulikt på de ulike lokalitetene. De beste resultatene fra tekstureringen ble fremstilt fra bratte skråningsvinkler, ettersom skråningens normal da var nærmest parallell med kameraets synsvinkel. God teksturering resulterte i flere parametere for analyse, som for eksempel fargeendringer i bergarten, sprekker og mindre strukturer som ikke var tydelig i den uteksturerte modellen. Vegetasjonen på lokalitetene ble også teksturert på modellen selv om disse ble fjernet fra selve TIN-modellen. Dette gjorde at modellen til tider ble ubrukelig (som på lokalitet 1, men som ikke er vist i denne oppgaven).

Fra endringsanalysene kom det frem at de fleste lokalitetene ikke har gjennomgått en vesentlig endring. De endringene som vises i analysene fra de fleste lokalitetene, er tolket til å være forårsaket av feil i prosesseringen, som for eksempel for lite/mye fjerning av vegetasjon eller fylling av hull. Fra lokalitet 1a er det derimot oppdaget en endring som er tolket til å representere en utglidning av løsmasser. Her er forskjellen i overflate mellom modellene fra de to måletidspunktene opp mot 1,8 meter i negativ forskjell.

Ettersom det kun har blitt tolket at det har skjedd en reell endring på lokalitet 1a, har det kun blitt foretatt et volumestimat av endringen fra denne lokaliteten. Volumet er beregnet fra hver overflate i forhold til et felles, fast plan. Volumestimatet ble gjort ved å sammenlikne det beregnede volumet for området for de tre måletidspunktene, og viser volumendringen fra ett måletidspunkt til det neste. Volumestimatet fra lokalitet 1a viser størst endring fra september 2015 til mars 2016 og ikke fra april 2015 til september 2015, slik en ville trodd ut i fra endringsanalysen fra lokaliteten. Dette kan imidlertid forklares med at området har gjennomgått både en positiv og negativ endring mellom april 2015 og september 2015. Dersom en kun hadde brukt området der det hadde skjedd en positiv eller negativ endring, ville resultatet vist den reelle økningen eller reduksjonen i volum. For å sammenlikne volumestimatet gjort mellom april 2015 og

september 2015 med volumestimatet mellom september 2015 og mars 2016, må en imidlertid bruke det samme området for de to volumestimatene. Endringsanalysene mellom de tre måletidspunktene viser både positive og negative endringer som ikke er lokalisert på samme sted. Dette gjør at det er vanskelig å bestemme et område som er likt for de to måletidsrommene, og som kun inneholder enten positiv eller negativ endring.



## **5 Diskusjon**

I dette kapitlet vil innsamling, prosessering, analyse og resultatene fra lidardatene diskuteres, herunder spesielt med hensyn til usikkerhetene knyttet til metoden, og derav resultatene, som er benyttet. Som følge av avgrensning av oppgaven er det ikke blitt gjennomført orienteringsanalyser av sprekker og andre geologiske strukturer på lokalitetene. Avslutningsvis diskuteres resultatet kort opp mot klimatiske parametere, før forslag til forbedring av metoden og fremtidig arbeid presenteres.

### **5.1 Innsamling av data**

Innsamling av lidardata var en enkel oppgave. Utstyret som trengtes for innsamling av lidardata var bærbart og enkelt å sette opp. For skannposisjonene i denne oppgaven gikk det bilvei helt frem til skannposisjonene, noe som gjorde det ukomplisert å sette opp skanneren alene. Dersom en skal gå et stykke fra bilen til skannposisjonen, kan det være en fordel å være flere. Skanneren ble montert på et trebent stativ, og krevde liten plass for å stå stabilt. Skanningen tok kort tid, rundt 10-15 minutter, men inkludert tiden det tok å sette opp og ta ned skanneren i tillegg til å gjøre seg kjent med utstyret, ble det brukt omtrent 30-40 minutter per skannposisjon. All innsamling av data for hver av de tre måletidspunktene ble gjort på én dag.

### **5.2 Triangulerte modeller**

I dette delkapitlet drøftes selve trianguleringen av punktskyer til en TIN-modell, og deretter teksturering, fjerning av vegetasjon og fylling av hull i TIN-modellene.

#### **5.2.1 Triangulering av modeller**

Under trianguleringen av punktskyene kunne en, som nevnt i kapittel 3.5.3, definere den maksimale størrelsen på kantene i trekantene som utgjør TIN-modellen. Denne ble bestemt til å være fire meter for alle modellene. Størrelsen på trekantene kan påvirke resultatene eller kvaliteten på resultatene. Dette fordi at dersom en velger en for lav verdi, vil en få hull i modellen der avstanden mellom punktene er større enn den valgte



verdien, i dette tilfellet der avstanden mellom punktene er større enn fire meter. Dersom en velger en for høy, verdi vil nøyaktigheten av overflaten bli dårligere, spesielt i områder med en lav punkttetthet og/eller en høy geometrisk kompleksitet.

Ved hjelp av de prosesserte TIN-modellene fra hver av lokalitetene var det enkelt å få en oversikt over lokalitetene, gjøre raske avstandsmålinger og å se strukturer i fjellsider og skråninger som kunne være interessant å undersøke nærmere. Det var videre enkelt å observere områder hvor det har skjedd store endringer mellom skann fra to måletidspunkt, eksempelvis lokalitet 1a, som en kan gjøre nærmere analyser av. Avstandsmålinger mellom punkter og observasjon av store endringer kan også gjøres direkte fra de registrerte punktskyene, slik at man sparer tid ved å ikke triangulere modellene. I tillegg kan punktene i punktskyen farges ved hjelp av bilder fra det skannede området og deretter forstørres for å danne en mer kontinuerlig og representativ gjengivelse av den skannede lokaliteten. Etersom TIN-modellen er en kontinuerlig overflate i motsetning til punktskyen, vil TIN-modellen imidlertid kunne gi mer informasjon. Sprekker i den skannede overflaten kan for eksempel komme tydeligere frem i en kontinuerlig TIN-modell fremfor i en ukontinuerlig punktsky. Dette var også bakgrunnen for at triangulerte modeller ble valgt for analysene i denne oppgaven.

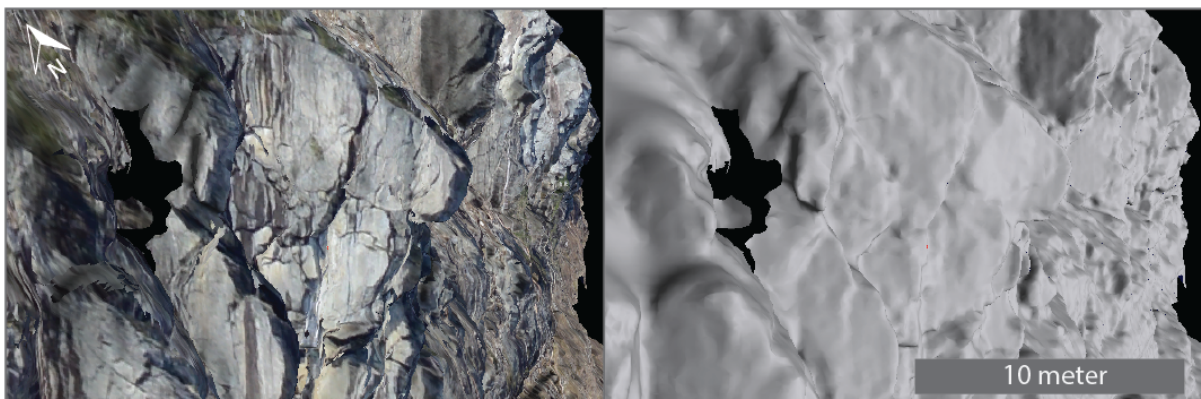
Som nevnt i kapittel 3.1 kan bakkebasert lidarskanning også brukes til å analysere geologiske strukturer, som sprekker, lagdeling, foliasjon eller forkastninger som finnes i en fjellside. Orienteringen til disse strukturene i forhold til skråningsoverflaten er en viktig faktor med tanke på stabilitetsanalyser av skråninger og fjellsider. Som nevnt i innledningen av kapittel 5, er det som følge av avgrensning av oppgaven er det ikke blitt gjennomført orienteringsanalyser av sprekker og andre geologiske strukturer.

### **5.2.2 Teksturering av triangulerte modeller**

Teksturering av TIN-modeller er ikke nødvendigvis viktig for ulike analyser av modellene, men det gir flere parametere å analysere, som for eksempel fargeendringer i bergarten og mindre sprekker. Tekstureringen av enkelte av de triangulerte modellene i oppgaven gjorde at mindre strukturer som ikke var synlige i den utekstrerte modellen kom frem i den teksturerte modellen. Dette skyldes at bildeoppløsningen til bildene som

ble brukt til tekstureringen av de triangulerte modellene var høyere enn punktfordelingen i modellen.

Figur 45 viser et eksempel fra lokalitet 2 der en kan observere at den teksturerte modellen til venstre i figuren inneholder betydelig mer informasjon enn den uteksturerte. De mindre sprekkeene i den teksturerte modellen kommer for eksempel ikke til syne i den uteksturerte. Det er imidlertid viktig å presisere at figuren kun viser et lite utsnitt av modellen, og ikke hele modellen. Dette er gjort bevisst ettersom tekstureringen ikke var like optimal over hele modellen. Tekstureringen fungerte best i de tilfellene hvor en så modellen fra samme synsvinkel som fotokameraet. For å teksturere hele modellen, ble det imidlertid valgt bilder fra forskjellige synsvinkler. Grenseneovergangene mellom de forskjellige bildene som ble teksturert utover modellen fungerte dårlig, blant annet på grunn av at bildene ble litt forskjøvet i forhold til hverandre, men også fordi at de ble tatt under ulike lysforhold.



**Figur 45: Utsnitt av teksturert og uteksturert modell fra lokalitet 2. Den teksturerte modellen til venstre i figuren inneholder mer informasjon enn den uteksturerte modellen til høyre i figuren.**

Teksturering av modeller er en ukomplisert oppgave dersom en har bilder som er kalibrert i forhold til skannerens posisjon, slik tilfellet var i denne oppgaven. I programvaren RiSCAN PRO ble bildene som skulle brukes til tekstureringen valgt og deretter ble disse automatisk teksturert på modellen. Erfaringen fra dette viser at bildene som brukes til teksturering må være gode for at de skal kunne gi meningsfull informasjon. Dersom det eksempelvis er mye vegetasjon i synsfeltet til fotokameraet, vil vegetasjonen også tekstureres på modellen, til tross for at den eventuelt er fjernet fra selve modellen. I tillegg er det, som nevnt i kapittel 3.2.5, viktig at lysforholdene er

noenlunde like for de forskjellige skannposisjonene hvor bildene blir tatt, for å unngå store forskjeller i tekstureringen.

Som vist i kapittel 4, fungerte teksturering av modellene ulikt på de ulike lokalitetene. Tekstureringen av modellene i denne oppgaven virket best på modeller fra lokaliteter som hadde en bratt skråningsvinkel, slik at skråningens normal var mest mulig parallell med kameraets synsvinkel. Dette samsvarer godt med funn i El-Hakim mfl. (1998) og Sima mfl. (2013).

### **5.2.3 Vegetasjon i triangulerte modeller**

Lidardataene fra september 2015 var, som følge av tett vegetasjon, vesentlig dårligere enn lidardataene fra de to andre måletidspunktene, og hadde ved flere av lokalitetene for lav oppløsning, samt mange og store datahull til at de kunne benyttes. Der hvor oppløsningen var tilstrekkelig til at lidardataene kunne benyttes, ble fjerning av vegetasjon fra modellene gjort manuelt, noe som var en svært tidkrevende og omfattende prosess. Dette gjaldt også lidardataene fra april 2015 og mars 2016. Fjerning av vegetasjon var imidlertid viktig for modellene i denne oppgaven ettersom de skulle gjennomgå videre analyser, der forskjell i vegetasjon trolig ville ha utgjort en stor feilkilde dersom den ikke ble fjernet, ettersom mengden eller størrelsen på vegetasjonen ikke er konstant mellom de ulike måletidspunktene.

Fjerning av vegetasjon er for øvrig et kjent problem i miljøstudier, og er et pågående forskningstema. Det automatiserte programverktøyet *CANUPO* av Brodu og Lague (2012) er en potensiell, fremtidig metode for å øke automatiseringen ved fjerning av vegetasjon. Dette programverktøyet gjenkjenner ulike elementer, som for eksempel vegetasjon, i komplekse områder og med en stor nøyaktighet. Dette gjøres ved å klassifiserer elementer i punktskyene basert på deres tredimensjonale, geometriske egenskaper, på tvers av flere skalaer (Brodu og Lague, 2012). En automatisert metode for fjerning av vegetasjon vil kunne være svært tidsbesparende og forenkle prosesseringen av dataene vesentlig.

#### 5.2.4 Fylling av hull i triangulerte modeller

Bakkebasert lidardata er utsatt for en varierende grad av okklusjon og manglende data basert på skannerens posisjon og de ujevne egenskapene til naturlige overflater (Brodu og Lague, 2012). Som nevnt i kapittel 3.2.3, kan flere skannposisjoner redusere dette problemet. Dette er imidlertid ikke alltid gjennomførbart på grunn av begrenset tilgang til andre skannposisjoner, noe som var tilfellet på lokalitet 1c og 2. På disse lokalitetene måtte skanneren plasseres i bunn av skråningen eller fjellsiden, noe som førte til enkelte tilfeller av okklusjon av laserpulsene og dermed en del hull i dataene.

Fylling av hull i modellene i denne oppgaven ble gjort automatisk, eller helt eller delvis manuelt ved hjelp av interpolasjon av overflatene. De minste hullene ble fylt automatisk, mens de litt større hullene ble fylt litt og litt eller helt gjennom en manuell prosess. Interpolasjon av overflater for å fylle hull i modellene er imidlertid relativt komplisert i tredimensjonale modeller, og kan i følge Brodu og Lague (2012) føre til falske resultater som følge av en stor geometrisk kompleksitet i de naturlige overflatene. I tillegg finnes det ikke en bestemt grense for når hullene i en modell er å anse som for store, og dermed medfører en for stor unøyaktighet for modellen til å fylles. Generelt vil det være slik at jo større hull som fylles, desto mindre blir nøyaktigheten eller påliteligheten i de aktuelle områdene av modellen. Størrelsen en kan fylle varierer også med terrenget rundt hullet, ved at en kan fylle større hull og beholde en stor grad av nøyaktighet på store og jevne flater (lav geometrisk kompleksitet), enn ved kupert og ujevnt terreng (høy geometrisk kompleksitet) (Brodu og Lague, 2012).

I denne oppgaven er flere av endringene i modellene for lokalitetene tolket til å være forårsaket av feil i prosesseringen, som for eksempel fylling av hull, jfr. kapittel 4. Dette fremkom spesielt godt der hvor det hadde vært store hull i dataene, men også der hullene var i et område med høy geometrisk kompleksitet. Gjennom prosesseringen av dataene viste det seg at det var vanskelig å fastslå hvor store hull som er mulig å fylle uten at det gir feil i de ulike modellene i oppgaven. I skråningen i bunnen av fjellsiden på lokalitet 1c var den geometriske kompleksiteten i overflaten tilsynelatende lavere enn i fjellsiden. Det ble derfor forsøkt å fylle hull som, på grunn av mye vegetasjon, var større enn ellers i modellen. De største hullene var opp mot ti meter i diameter, noe som er relativt store hull. Fylling av disse hullene så imidlertid ikke ut til å fungere, ettersom det

gav utslag som store endringer i endringsanalysen. Ettersom disse endringene gav utslag i de samme områdene der hvor det var mange og store hull, ble de tolket til å trolig være forårsaket av feil i prosesseringen.

Utslag i endringsanalysen i områder der det opprinnelig var mye hull i modellen, var en gjennomgående trend for endringsanalysen på alle lokalitetene, noe som indikerer at for store hull og/eller hull i områder med for stor geometrisk kompleksitet ble fylt igjen i modellene. Dette resulterer i at relabiliteten til modellene og analysene som gjøres kan svekkes. Usikkerheten til modellen og analysene er følgelig økende i antall hull i dataene, størrelsen på hullene og den geometriske kompleksiteten i overflaten i området rundt hullene.

### **5.3 Endringsanalyse**

Endringsanalysene som ble utført i denne oppgaven var rask og ukomplisert å gjennomføre, da de kun krevde TIN-modeller fra ulike måletidspunkt. I det videre vil svakheter og potensielle feilkilder, og dets mulige påvirkning på resultatene drøftes. Deretter drøftes implikasjonene valg av nøytral sone har i endringsanalyser.

#### **5.3.1 Påvirkning fra prosesseringen**

En gjennomgående trend fra endringsanalysene i kapittel 4, viser at det ikke har skjedd vesentlige og reelle endringer på lokalitet 1b, 1c og 2, men at det var en del artefakter i modellene. Artefaktene observert i endringsanalysen skyldes som nevnt tidligere mest sannsynlig feil gjort i prosesseringen ved fjerning av vegetasjon og/eller fylling av hull. Disse kommer tydeligst frem ved å analysere den morfologiske formen og plasseringen til endringene som fremkommer av endringsanalysen. Eksempler på ikke-naturlige morfologiske endringer kan være sirkelformete hauger eller forsenkninger, som for eksempel endringene i lokalitet 1b.

Det er interessant at kantene i fjellsiden på det potensielt ustabile fjellpartiet på lokalitet 2 (figur 42 og 43 i kapitel 4.2.4) er i den nøytrale sonen. Kantene er områder som kan vise forskjeller eller endringer på grunn av ulik presentering av punktene og beregning av TIN-modeller, som følger av endringer mellom måletidspunktene eller feil ved

registrering av punktskyene. I følge endringsanalysen ser det dermed ikke ut til at fjellpartiet på lokalitet 2 har vært i endring eller bevegelse utover verdien av den definerte nøytrale sonen.

De eventuelle endringene som sees i endringsanalysen på lokalitet 2 (Figur 40 og Figur 41), kan potensielt være steinsprang. Ettersom utslagene i endringsanalysen ligger langs sprekker, i områder der det er fjernet mye vegetasjon eller der det var hull i dataene grunnet okklusjon av laserstrålen, er endringene trolig artefakter. På lokalitet 1a, hvor det som vist i kapittel 4.1.6 skjedde tydelige endringer, kom endringene tydelig frem i endringsanalysen.

### **5.3.2 Påvirkning av ulike måletidspunkt**

På lokalitet 1b, var en av de observerte endringene kun synlig mellom april 2015 og september 2015, og ikke mellom april 2015 og mars 2016, noe som indikerer at feilen potensielt ligger i modellen fra september 2015. Dette kan virke sannsynlig da det, som nevnt tidligere, var felles for de fleste lokalitetene at dataene fra september 2015 var markant dårligere enn fra de to andre måletidspunktene som følge av all vegetasjonen i området.

Dersom dataene for september 2015 hadde vært bedre for flere av lokalitetene, kunne en brukt disse til å undersøke om endringene observert mellom to måletidspunkt, for eksempel mellom september 2015 og mars 2016, også var synlige mellom april 2015 og mars 2016 og motsatt. Eventuelt kunne en ha undersøkt om endringer mellom april 2015 og september 2015 også var synlige mellom april 2015 og mars 2016. En kan dermed se at ved å ha datamateriale fra flere måletidspunkt, kan en relativt enkelt identifisere feil i en modell fra et gitt tidspunkt. Det er dermed fordelaktig å ha mer enn to måletidspunkt når en undersøker eller overvåker potensielle endringer i en skråning eller fjellside.

### **5.3.3 Påvirkning av vegetasjon**

Endringer i vegetasjonen mellom måletidspunkter har vist seg å ha en innvirkning på endringsanalysen, eksempelvis på lokalitet 1b, hvor det var en markant forskjell på

gresset i området mellom måletidspunktene. Her ble den generelle overflateøkningen mellom april 2015 og september 2015, og den generelle overflatesenkningen mellom september 2015 og mars 2016, følgelig tolket til å være forårsaket av endringer i den lavtvoksende vegetasjonen mellom måletidspunktene. Grunnen til at den lavtvoksende vegetasjonen ikke ble fjernet under fjerning av øvrig vegetasjon, som eksempelvis trær, var at den lavtvoksende vegetasjonen utgjør selve overflaten i punkttskyene og de triangulerte modellene.

#### **5.3.4 Valg av nøytral sone**

Det er verdt å bemerke at valget av nøytral sone påvirker hvilke endringer som vises i endringsanalysene som utføres. En stor nøytral sone viser kun endringer over en viss størrelse og øker isolert sett sannsynligheten for at de observerte endringene er reelle. Ved en stor nøytral sone mister en imidlertid muligheten til å observere små endringer i modellen. Tilsvarende vil en liten nøytral sone isolert sett øke sannsynligheten for at observasjonen ikke er reell, men en vil kunne observere eventuelle mindre endringer.

Ved en liten nøytral sone vil videre usikkerhet knyttet til metoden ha en stor innvirkning, eksempelvis prosesserings- eller målefeil, og motsatt ved en stor nøytral sone. Det er derfor viktig å velge en nøytral sone som er større enn usikkerhetene knyttet til metoden, slik at endringene som vises i analysen er reelle. Dette viser at endringsanalysen trolig er bedre egnet til å avdekke store endringer fremfor overvåkning av skråninger og fjellsider der en ser etter små endringer som muligens er mindre enn metodens usikkerhet. Dette stemmer godt overens med funn i Oppikofer (2016). For en nærmere diskusjon rundt usikkerheter knyttet til bakkebasert lidarskanning vises det til kapittel 5.5.

Erfaringene i denne oppgaven viser at resultatene fra endringsanalysen er sterkt påvirket av kvaliteten på de prosesserte modellene. Dersom det er gjort store og/eller mange feil i prosesseringen med tanke på fjerning av vegetasjon og fylling av hull, påvirker dette endringsanalysen i stor grad. Valget av nøytral sone bør være større enn usikkerhetene knyttet til metoden, noe som gjør at analysen trolig er bedre egnet til å avdekke større endringer fremfor små endringer, som ved overvåkning av fjellsider og skråninger.



## 5.4 Volumestimering av skredhendelser

Som vist i kapittel 4.1.7 ble det utført en volumestimering av utglidningen fra lokalitet 1a. Dette ble gjort i programvaren RiSCAN PRO, hvor volumet beregnes fra en mesh/TIN-modell mot et valgt plan, som i denne oppgaven ble valgt til å være XY-planet. Dersom en kun har en modell fra ett måletidspunkt, er det ved denne metoden for volumberegning viktig å velge nøyaktig det området som har gjennomgått en endring i volum, enten det er positivt eller negativt. Dersom en har skann fra ulike måletidspunkt, slik som tilfellet er i denne oppgaven, kan en sammenlikne volumberegningene fra før og etter overflateendringen, det vil si de to måletidspunktene, og på den måten estimere volumet til endringen. På denne måten trenger en ikke å velge nøyaktig det området som har gjennomgått en endring, men en må derimot være sikker på at områdene som blir brukt for å beregne volumet, er nøyaktig likt for de ulike modellene. Hvis en ikke gjør dette, vil det påvirke volumresultatet for den modellen som er større eller mindre enn den andre modellen.

En mer nøyaktig og enklere metode enn volumberegning mellom en triangulert modell og et plan, hadde vært om en kunne gjort volumberegninger direkte mellom to ulike triangulerte modeller/overflater. Det er ikke undersøkt hvorvidt dette er mulig å utføre i andre programvarer, da et av målene i denne oppgaven var å utføre mest mulig av prosesseringen og analysen i programvaren RiSCAN PRO. Ved volumberegninger mellom to ulike triangulerte modeller må en likevel være oppmerksom på å kun sammenlikne områder som har gjennomgått en positiv eller negativ endring, for å få volumet til selve den positive eller negative endringen. Skanner man for eksempel en fjellside før og etter et skred, og får med både kildeområdet og de utraste massene, vil dette nulle hverandre ut i en volumberegning. En må derfor enten fokusere kun på kildeområdet eller utløpsområdet, ikke begge samtidig.

For volumberegningen gjort på lokalitet 1a, ble den totale volumendringen fra april 2015 til mars 2016 bestemt til å være rundt 238 kubikkmeter. Fra endringsanalysen gjort på lokaliteten i det samme tidsrommet kan en derimot observere at det har skjedd både en nedgang i masse, men også en økning i området som ble brukt i analysen. Det vil si at volumet på den totale utglidningen i realiteten er høyere enn resultatet fra volumberegningen, fordi deler av utløpsområdet har blitt inkludert i beregningen. Fra

endringsanalysen kunne en også observere at det meste av utglidningen skjedde i tidsrommet april 2015 til september 2015. Det skjedde også en mindre utglidning i tidsrommet fra september 2015 til mars 2016. Denne mindre utglidningen skjedde i det området som i endringsanalysen gjennomgikk en negativ endring fra april 2015 til september 2015 og det var derfor var det ikke mulig å velge et felles positivt eller negativt område for de to tidsrommene.

Erfaringene i denne oppgaven viser at volumberegning ved bruk av volumanalysen passer best for ett tidsrom, det vil si der en har to måletidspunkt, som gjerne er før og etter en skredhendelse/utglidning. For skredhendelser mellom flere tidsrom kan det potensielt være vanskelig å isolere et felles område som kun har gjennomgått enten en positiv eller negativ endring. Ved beregning av volum mellom to triangulerte modeller, og ikke en triangulert modell og et plan, kan en derimot sammenlikne de ulike modellene mot hverandre og dermed beregne volumet selv når rasområdet/utglidningsområdet ikke er like stort og/eller befinner seg på samme sted mellom de ulike måletidspunktene. Det kan imidlertid nevnes at for volumberegning av for eksempel steinsprang, ville volumanalysen gjort i denne oppgaven sannsynligvis fungert godt, fordi en da lett kan avgrense området som har hatt en negativ endring. Det er i tilfeller hvor det er vanskelig å skille områder med en positiv eller negativ endring, at volumanalysen blir krevende.

Et viktig moment å ta hensyn til ved sammenlikning av resultater fra endringsanalysen og volumanalysen er at det i endringsanalysen er en nøytral sone, noe det ikke er i volumanalysen. Det vil si at alle endringer, uavhengig av størrelse, tas med i volumanalysen, noe som ikke er tilfelle i endringsanalysen.

## **5.5 Andre mulige feilkilder**

Utover feilkildene nevnt i det foregående kapittelet, hefter det òg usikkerhet knyttet til plassering av punktene i punktskyene, som nevnt i kapittel 3.2.1. De potensielt største av disse usikkerhetene vil bli drøftet i det følgende.

## **Fotavtrykk**

Som vist i kapittel 3.2.1 vil fotavtrykket til laserstrålen være stort ved store avstander og ved stor vinkel mellom skannerens laserstråle og objektets eller overflatens normal. Dette kan potensielt gi store usikkerheter i forhold til nøyaktigheten av avstanden til punktet, noe som igjen kan medføre store forskjeller i forhold overvåkning og oppdagelse av endringer i skann mellom ulike måletidspunkt.

Lokalitetene i denne oppgaven er skannet fra avstander mellom 300-800 meter og med en tidvis stor vinkel mellom skannerens laserstråle og objektets eller overflatens normal. En stor vinkel mellom skannerens laserstrålen og objekter eller overflatens normal var tilfellet både der skråningene var slake og skannerens laserstrålen var horisontal, men også der skråningene var bratte, nesten vertikale, og skannerens laserstråle var rettet opp mot toppen av skråningen. For en bratt fjellside, som på lokalitet 1c og 2, vil en skannposisjon nærme fjellsiden gi en kortere avstand, men også en brattere helningsvinkel på laserstrålen. Motsatt vil en skannposisjon lengre fra fjellsiden gi en lengre avstand, men en slakere helningsvinkel på laserstrålen.

På lokalitetene ble det skannet både fra en stor avstand og med en til tider stor vinkel mellom lasepulsens og overflatens normal, noe som medfører store fotavtrykk, og en større unøyaktighet i posisjonen til det reflekterte punktet. Hvor stor denne unøyaktigheten er, ligger utenfor denne oppgavens problemstilling.

For å illustrere størrelsen på laserstrålens diameter ved de ulike lokalitetene, kan det nevnes at skanneren brukt i denne oppgaven har en divergens av laserstrålen på 0,3 mrad. Dette tilsvarer en økning på 30 millimeter per 100 meter. Avstanden fra den nærmeste skannposisjonen til hver av lokalitetene var 700 meter for lokalitet 1a, 350 meter for lokalitet 1b, 800 meter for lokalitet 1c og 400 meter for lokalitet 2. Dette medfører at diameteren på laserstrålen hadde en økning på henholdsvis 210, 116, 264, og 132 millimeter for hver av lokalitetene. Der hvor skråningens normal ikke var parallell med laserstrålen, var fotavtrykket følgelig større enn laserstrålens diameter.

### ***Posisjon ved ulike måletidspunkt***

Skannerens posisjon under innsamling av data påvirker, som nevnt ovenfor, størrelsen på fotavtrykket som treffer overflaten. Posisjonen påvirker også graden av okklusjon av laserstrålen, både på grunn av blokkeringer i skannerens synsfelt (eksempelvis vegetasjon), men også på grunn av overflatens geometri. Dette var størst problem på lokalitet 1c og 2 på grunn av fjellsidenes komplekse geometriske overflate. Her var det vanskelig å finne skannposisjoner med ulik vertikal forskjell. En måtte derfor skanne fra bunn av skråningen og oppover, noe som førte til okklusjon av laserstrålen og hull i dataene.

I tillegg til at vinkelen på laserstrålen i forhold til overflatens normal påvirker fotavtrykket, påvirker den også refleksiviteten eller intensiteten i det reflekterte signalet. Dess større vinkelforskjellen er, dess større blir fotavtrykket og dess lavere blir intensiteten på det reflekterte signalet (Soudarissanane mfl., 2011). Generelt er det lite ønskelig med en stor vinkelforskjell mellom laserstrålen og overflatens normal.

At skanneren ikke har nøyaktig samme posisjon ved ulike måletidspunkt er mindre viktig. Det ble korrigert under registreringen av punktskyene. Det er imidlertid en fordel at posisjonene er forholdsvis like mellom de ulike måletidspunktene, slik at synsfeltet også blir det. Dette sammenfaller med Oppikofer (2016).

### ***Meteorologiske og atmosfæriske forhold***

Meteorologiske og atmosfæriske forhold påvirker, som vist i kapittel 3.2.2, dataene under skanning. Dette ettersom hastigheten til laserstrålen i luft endres etter temperatur, trykk og fuktighet. Ved sammenlikning av lidardata fra ulike måletidspunkt er det derfor viktig at innsamlingen av data ved måletidspunktene skjer under mest mulig like atmosfæriske og meteorologiske forhold. I tillegg vil skyer, tåke og regn reflektere hele eller deler av laserstrålen og dermed reduserer dekningsgraden og punktettheten. En bør derfor unngå å skanne ved slike meteorologiske forhold. I følge Oppikofer (2016) øker innflytelsene av de atmosfæriske forholdene med avstand, både horisontalt og vertikalt, og en bør derfor unngå å skanne fra store avstander eller ved store høydeforskjeller, som fra en dalbunn og opp mot et studieområde.

Påvirkningen av atmosfæriske forhold som trykk og temperatur, var noe jeg ikke var klar over før innsamling av data, så dette er ikke tatt hensyn til i mine modeller. Innsamlingen av data fra april 2015 og mars 2016 var imidlertid under noenlunde like meteorologiske forhold, med en litt høyere temperatur for april 2015. I september 2015 var temperaturen betydelig høyere enn for de to andre måletidspunktene. Den største vertikale høydeforskjell for lokalitetene var på lokalitet 2, der høydeforskjellen mellom skanner og topp av fjellsiden var på rundt 260 meter.

Hvor stor innvirkning de ulike atmosfæriske- og meteorologiske forholdene ved de ulike måletidspunktene har hatt for modellene og videre analysene er usikkert, men noe en kan ha med seg under tolkning av analyser. I følge Oppikofer (2016) kan innsamling av data ved ulike atmosfæriske forhold gi en målefeil på flere centimeter, noe som kan være større enn eventuelle bevegelser i interesseområdet, og som dermed umuliggjør oppdagelsen av dem.

## **5.6 Forslag til forbedring av metoden og fremtidig arbeid**

Erfaringene fra denne oppgaven viser at metoden for innsamling av data allerede i dag virker godt, men at det er utfordringer knyttet til behandlingen av dataene, herunder prosessering og analyse.

I flere forskningsartikler og rapporter, eksempelvis Abellán mfl. (2006), Buckley mfl. (2008) og Oppikofer (2016), fremgår det en overordnet arbeidsflyt for hele prosessen fra å innhente data til å gjøre analyser av dataene, ut fra hva som er undersøkt i de ulike artiklene. Det som imidlertid ikke foreligger er en standardisert metode for de ulike stegene i arbeidsflyten, eksempelvis fjerning av vegetasjon fra modeller.

Vegetasjon i studieområdet er som nevnt tidligere et stort problem ettersom det må fjernes fra punktskyene eller de triangulerte modellene før analyse. I tillegg til at det kan være vanskelig å fjerne vegetasjon er det også svært tidkrevende. Tilsvarende gjelder for fylling av hull i de triangulerte modellene. Det foregår som nevnt tidligere forskning rundt disse emnene, så en vil forhåpentligvis finne bedre løsninger på disse utfordringene, slik at fjerning av vegetasjon og fylling av hull kan gjøres automatisk og med en høyere grad av nøyaktighet enn i dag.

Videre er flere av programvarene som blir brukt til prosessering av bakkebasert lidardata opprinnelig ikke designet spesielt for geologiske undersøkelser, noe som gjør at de ikke er tilpasset de analysene som gjerne er ønskelig å utføre. Dette medfører at en ofte må bruke flere ulike programmer, alt etter hvor i prosesseringen en er eller etter hvilke analyser som skal gjøres. I denne oppgaven viste det seg for eksempel at det var problematisk å triangulere modellene i RiSCAN PRO, og derfor ble trianguleringen gjort i IMEdit i PolyWorks. En fremtidig forbedring av metoden ville dermed vært om prosessering av data og analyse kunne vært utført i én og samme programvare.

Endringsanalysen i kapittel 4 viste at små endringer var vanskelig å avdekke fra en lang avstand, ettersom usikkerheten eller målefeilen knyttet til metoden trolig var større enn endringene. Dette medfører at metoden ikke er egnet for måling av små bevegelser (millimeter til noen centimeter), slik som ved overvåkning av ustabile områder. Dette påpeker også Oppikofer (2016). Dersom en klarer å få usikkerheten eller målefeilen lav nok til å måle slike små endringer, ville det gjort at metoden også kan brukes ved overvåkning av små endringer i ustabile områder.

Som drøftet i kapittel 5.4 egent volumanalysen seg dårlig til volumbestemmelse av skred der det var vanskelig å definere et området som kun hadde gjennomgått en positiv eller negativ endring. Dersom en kunne utført volumanalyser direkte mellom to TIN-modeller, slik som ved endringsanalysen, hadde en trolig ikke trengt å ta hensyn til å skille mellom områder som har gjennomgått enten en positiv eller en negativ endringer. En forbedring av analysen ville derfor vært om en kunne gjort den direkte mellom to TIN-modeller.

## **5.7 Resultat og klimatiske parametere**

Fra lokalitet 1a ble det observert en utglidning i tidsrommet mellom 22. april 2015 og 19. september 2015, og mellom 19. september 2015 og 31. mars 2016. I følge NVE sin skreddatabase er det registrert to utglidninger på lokaliteten mellom første og siste måletidspunkt; én 16. mai 2015 og én 23. oktober 2015. Om disse er registrert samme dag som utglidningene skjedde er usikkert, men de er sannsynligvis registrert innen et kort tidsrom etter utglidningen. Ved å se på døgnedbøren for områdene, gjort ved en målestasjon i Øystese (vedlegg 3), kan en se at det rundt begge de to datoene i NVE sin

skreddatabase kom betydelige mengder nedbør. I perioden 11.-13. mai 2015 kom det til sammen over 77 millimeter nedbør, men en topp på 47 millimeter 12. mai. Det kan derfor tenkes at utglidningen registrert den 16. mai, kom som en følge av disse store nedbørsmengdene. Frem til og med midten av oktober er det registrert lite nedbør i området, men fra 21.-23. oktober kom det til sammen 65 millimeter nedbør, med en topp på 40 millimeter 23. oktober, samme dato som den siste utglidningen er registrert. Det kan derfor også her tenkes at utglidningen registrert 23. oktober, kom som følge av de store nedbørsmengdene.



## 6 Konklusjon

- Bakkebasert lidarskanning er en enkel og forholdsvis rask metode for å undersøke og kvantifisere skråninger. Innsamling av data er raskt og enkelt, men det er knyttet en del utfordringer til prosessering og analyse av data, som blant annet fjerning av vegetasjon og fylling av hull i TIN-modeller.
- Bakkebasert lidarskanning er et nyttig verktøy for kvantifisering og undersøkelser av skråninger, spesielt i utilgjengelige områder som er vanskelig å innhente informasjon om ved hjelp av tradisjonelle feltmetoder.
- Etter prosessering av lidardataene kan en enkelt gjøre endringsanalyser som sammenlikner to modeller eller punktskyer, og ser etter endringer mellom de. Erfaringene viser at endringsanalysene ikke alltid viser sannheten, og at en dermed må ta hensyn til eventuelle feilkilder og holde resultatene en ser opp mot dette og relevant teori om skred.
- Ved hjelp av data fra måletidspunkt før og etter en skredhendelse, kan en gjøre volumberegninger av skredhendelsen. Denne volumanalysen kan videre forbedres, med hensyn til nøyaktighet og forenkling av metoden, ved å kunne gjøre den direkte mellom to TIN-modeller.
- Bakkebasert lidarskanning egner seg godt til overvåkning av skredutsatte skråninger, der bevegelsene eller endringene er av en viss størrelse. I tilfeller hvor bevegelsene eller endringene er små og en skanner fra store avstander, kan målefeilen knyttet til metoden være større enn bevegelsene eller endringene, slik at de ikke kan oppdages.

# Kilder og litteratur

- ABELLÁN, A., CALVET, J., VILAPLANA, J. M. & BLANCHARD, J. 2010. Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanner monitoring. *Geomorphology*, 119, s. 162-171.
- ABELLAN, A., DERRON, M. & JABOYEDOFF, M. 2016. "Use of 3D Point Clouds in Geohazards" Special Issue: Current Challenges and Future Trends. *Remote Sensing*, 8, s. 130.
- ABELLÁN, A., OPPIKOFER, T., JABOYEDOFF, M., ROSSER, N. J., LIM, M. & LATO, M. J. 2014. Terrestrial laser scanning of rock slope instabilities. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39, s. 80-97.
- ABELLÁN, A., VILAPLANA, J. M., CALVET I PORTA, J., GARCÍA - SELLÉS, D. & ASENSIO FERREIRA, E. 2011. Rockfall monitoring by Terrestrial Laser Scanning - case study of the basaltic rock face at Castellfollit de la Roca (Catalonia, Spain).
- ABELLÁN, A., VILAPLANA, J. M. & MARTÍNEZ, J. 2006. Application of a long-range Terrestrial Laser Scanner to a detailed rockfall study at Vall de Núria (Eastern Pyrenees, Spain). *Engineering Geology*, 88, s. 136-148.
- ARMESTO, J., ORDÓÑEZ, C., ALEJANO, L. & ARIAS, P. 2009. Terrestrial laser scanning used to determine the geometry of a granite boulder for stability analysis purposes. *Geomorphology*, 106, s. 271-277.
- BALTSAVIAS, E. P. 1999. Airborne laser scanning: basic relations and formulas. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 54, s. 199-214.
- BLIKRA, L. H., HOLE, P. A. & RYE, N. 1989. *Skred i Norge : hurtige massebevegelser og avsetningstyper i alpine områder, Indre Nordfjord*, Trondheim, Norges geologiske undersøkelse.
- BLIKRA, L. H. & NEMEC, W. 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45, s. 909-959.
- BRODU, N. & LAGUE, D. 2012. 3D terrestrial lidar data classification of complex natural scenes using a multi-scale dimensionality criterion: Applications in geomorphology. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 68, s. 121-134.
- BUCKLEY, S. J., ENGE, H. D., CARLSSON, C. & HOWELL, J. A. 2010a. Terrestrial laser scanning for use in virtual outcrop geology. *Photogrammetric Record*, 25, s. 225-239.
- BUCKLEY, S. J., HOWELL, J. A., ENGE, H. D. & KURZ, T. H. 2008. Terrestrial laser scanning in geology: data acquisition, processing and accuracy considerations. *Journal of the Geological Society*, 165, s. 625.
- BUCKLEY, S. J., SCHWARZ, E., TERLAKY, V., HOWELL, J. A. & ARNOTT, R. W. 2010b. Combining Aerial Photogrammetry and Terrestrial Lidar for Reservoir Analog Modeling. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 76, s. 953-963.
- BULL, J. M., MILLER, H., GRAVLEY, D. M., COSTELLO, D., HIKUROA, D. C. H. & DIX, J. K. 2010. Assessing debris flows using lidar differencing; 18 May 2005 Matata event, New Zealand. *Geomorphology*, 124, s. 75-84.
- CONWAY, S. J., DECAULNE, A., BALME, M. R., MURRAY, J. B. & TOWNER, M. C. 2010. A new approach to estimating hazard posed by debris flows in the Westfjords of Iceland. *Geomorphology*, 114, s. 556-572.

- DOMAAS, U. & GRIMSTAD, E. 2014. Fjell- og steinskred. In: HØEG, K. (ed.) *Skred : skredfare og sikringstiltak : praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: NGI Universitetsforl.
- EKLIMA. 2016. *Meteorologisk institutts vær- og klimadata fra historiske data til sanntidsobservasjoner* [Online]. Meteorologisk institutt. Available: [http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?\\_pageid=73,39035,73\\_39049&\\_dad=portal&\\_schema=PORTAL](http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?_pageid=73,39035,73_39049&_dad=portal&_schema=PORTAL) [Accessed 22. februar 2016].
- EL-HAKIM, S. F., BRENNER, C. & ROTH, G. 1998. A multi-sensor approach to creating accurate virtual environments. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 53, s. 379-391.
- FOSSEN, H. 2005. Fast fjell; Vestlandets berggrunn. In: HELLAND-HANSEN, W. (ed.) *Naturhistorisk Vegbok; Hordaland*. 2. ed. Bergen: Bergen Museum - Nord 4.
- FRANCESCHI, M., TEZA, G., PRETO, N., PESCI, A., GALGARO, A. & GIRARDI, S. 2009. Discrimination between marls and limestones using intensity data from terrestrial laser scanner. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 64, s. 522-528.
- HELLAND-HANSEN, W. 2005. Kvam. In: HELLAND-HANSEN, W. (ed.) *Naturhistorisk Vegbok; Hordaland*. 2. ed. Bergen: Bergen Museum - Nord 4.
- HUISING, E. J. & GOMES PEREIRA, L. M. 1998. Errors and accuracy estimates of laser data acquired by various laser scanning systems for topographic applications. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 53, s. 245-261.
- HUNGR, O., EVANS, S. G., BOVIS, M. J. & HUTCHINSON, J. N. 2001. A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental & Engineering Geoscience*, 7, s. 221-238.
- IPCC 2014. *Climate Change 2014: Impacts, Adaption, and Vulnerability. Working Group II*. Intergovernmental Panel on Climate Change.
- JABOYEDOFF, M., OPPIKOFER, T., ABELLÁN, A., DERRON, M., LOYE, A., METZGER, R. & PEDRAZZINI, A. 2012. Use of LIDAR in landslide investigations: a review. *Journal of the International Society for the Prevention and Mitigation of Natural Hazards*, 61, s. 5-28.
- JONES, L. D. 2006. Monitoring landslides in hazardous terrain using terrestrial LiDAR: an example from Montserrat. *Quarterly journal of engineering geology and hydrogeology*, 39, s. 371-373.
- KARABACAK, V., ALTUNEL, E. & CAKIR, Z. 2011. Monitoring aseismic surface creep along the North Anatolian Fault (Turkey) using ground-based LIDAR. *Earth and Planetary Science Letters*, 304, s. 64-70.
- KARTVERKET. 2016. *Norgeskart* [Online]. Available: [norgeskart.no](http://norgeskart.no) [Accessed 22. februar 2016].
- KEMENY, J. & TURNER, K. 2008. *Ground-based lidar: Rock Slope Mapping and Assessment*. U.S. Department of Transportation, the Federal Highway Administration (FHWA).
- KLIMATILPASNING. 2016a. *Klimautfordringer i ditt fylke (Hordaland)* [Online]. Klimatilpasning: Klimatilpasning. Available: <http://www.klimatilpasning.no/fylkesoversikt/> [Accessed 24. august 2016].
- KLIMATILPASNING. 2016b. *Skred* [Online]. Klimatilpasning. Available: <http://www.klimatilpasning.no/klimautfordringer/skred/> [Accessed 24. august 2016].
- KROMER, R. A., HUTCHINSON, D. J., LATO, M. J., GAUTHIER, D. & EDWARDS, T. 2015. Identifying rock slope failure precursors using LiDAR for transportation corridor hazard management. *Engineering Geology*, 195, s. 93-103.

- LAGUE, D., BRODU, N. & LEROUX, J. 2013. Accurate 3D comparison of complex topography with terrestrial laser scanner: Application to the Rangitikei canyon (N-Z). *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 82, s. 10-26.
- LATO, M., DIEDERICHS, M. & HUTCHINSON, D. 2010. Bias Correction for View-limited Lidar Scanning of Rock Outcrops for Structural Characterization. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 43, s. 615-628.
- LATO, M., HUTCHINSON, J., DIEDERICHS, M., BALL, D. & HARRAP, R. 2009. Engineering monitoring of rockfall hazards along transportation corridors: using mobile terrestrial LiDAR. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, s. 935-946.
- LICHTI, D. D. & JAMTSHO, S. 2006. Angular resolution of terrestrial laser scanners. *Photogrammetric Record*, 21, s. 141-160.
- LIED, K. 2014. Innledning og historikk. In: K., H. (ed.) *Skred : skredfare og sikringstiltak : praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: NGI Universitetsforl.
- LIPPESTAD, H. 2016a. *Kart med nedbørnormal for Norge* [Online]. Available: <http://met.no/Klima/Klimastatistikk/Klimanormaler/Nedbor/> [Accessed 18. februar 2016].
- LIPPESTAD, H. 2016b. *Kart med temperaturnormal for Norge* [Online]. Available: <http://met.no/Klima/Klimastatistikk/Klimanormaler/Temperatur/> [Accessed 18. februar 2016].
- LIPPESTAD, H. 2016c. *Klimaet i Norge* [Online]. Available: [http://met.no/Klima/Natidsklima/Klima\\_i\\_Norge/](http://met.no/Klima/Natidsklima/Klima_i_Norge/) [Accessed 18. februar 2016].
- NGI 1979. Skredfarevurdering.
- NGU. 2015a. *Jordskred og flomskred* [Online]. Available: <http://www.ngu.no/emne/jordskred-og-flomskred> [Accessed 10. desember 2015].
- NGU. 2015b. *Steinsprang og steinskred* [Online]. Available: <http://www.ngu.no/emne/steinsprang-og-steinskred> [Accessed 10. desember 2015].
- NGU. 2016a. *Berggrunnskart N250* [Online]. Available: <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/> [Accessed 10. februar 2016].
- NGU. 2016b. *Løsmassekart* [Online]. Available: <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/> [Accessed 10. februar 2016].
- NVE. 2016. *NVE Skredhendelser* [Online]. Available: <http://gis3.nve.no/link/?link=SkredHendelser> [Accessed 18. februar 2016].
- OPPIKOFER, T. 2016. Rapport nr 13-2016: Overvåking av skred og andre skråningsprosesser med bakkebasert laserskanning. *NIFS: Naturfare*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- OPPIKOFER, T., JABOYEDOFF, M., BLIKRA, L., DERRON, M. & METZGER, R. 2009. Characterization and monitoring of the Aknes rockslide using terrestrial laser scanning. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, s. 1003-1019.
- PESCI, A., LODDO, F. & CONFORTI, D. 2007. The first terrestrial laser scanner application over Vesuvius: High resolution model of a volcano crater. *International Journal of Remote Sensing*, 28, s. 203-219.
- PETRIE, G. & TOTH, C. 2009a. Introduction to Laser Ranging, Profiling, and Scanning. *Topographic laser ranging and scanning: Principles and Processing*. Boca Raton: CRC Press/Taylor & Francis Group.
- PETRIE, G. & TOTH, C. 2009b. Terrestrial Laser Scanners. *Topographic laser ranging and scanning: Principles and Processing*. Boca Raton: CRC Press/Taylor & Francis Group.

- RABATEL, A., DELINE, P., JAILLET, S. & RAVANEL, L. 2008. Rock falls in high-alpine rock walls quantified by terrestrial lidar measurements: A case study in the Mont Blanc area. *Geophysical Research Letters*, 35, s. n/a-n/a.
- RIEGL. *Riegl VZ-1000* [Online]. Available: [http://www.riegl.com/uploads/tx\\_pxpriegldownloads/DataSheet\\_VZ-1000\\_2015-03-24.pdf](http://www.riegl.com/uploads/tx_pxpriegldownloads/DataSheet_VZ-1000_2015-03-24.pdf) [Accessed 24. februar 2016].
- RIEGL 2016. RiSCAN PRO. 2.2.1 ed. <http://www.riegl.com/products/software-packages/riscan-pro/>.
- ROYÁN, M., ABELLÁN, A. & VILAPLANA, J. M. 2015. Progressive failure leading to the 3 December 2013 rockfall at Puigcercós scarp (Catalonia, Spain). *Journal of the International Consortium on Landslides*, 12, s. 585-595.
- RUTZINGER, M., PRATIHA, A. K., OUDE ELBERINK, S. J. & VOSSelman, G. 2011. Tree modelling from mobile laser scanning data-sets. *Photogrammetric Record*, 26, s. 361-372.
- SANDERSEN, F. 2014. Løsmasse- og flomskred. In: HØEG, K. (ed.) *Skred : skredfare og sikringstiltak : praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: NGI Universitetsforl.
- SANTANA, D., COROMINAS, J., MAVROULI, O. & GARCIA-SELLÉS, D. 2012. Magnitude–frequency relation for rockfall scars using a Terrestrial Laser Scanner. *Engineering Geology*, 145-146, s. 50-64.
- SELBY, M. J. & HODDER, A. P. W. 1993. *Hillslope materials and processes*, Oxford, Oxford University Press.
- SIGMOND, E. M. O. 1998. *Geologisk kart over Norge. Berggrunnsgeologisk kart ODDA, M1 : 250 000*. Norges geologiske undersøkelse.
- SIGMOND, E. M. O., BRYHNI, I., JORDE, K. & NORGES GEOLOGISKE, U. 2013. *Norsk geologisk ordbok*, Trondheim, Akademika forl.
- SIMA, A. 2013. An improved workflow for image- and laser-based virtual geological outcrop modelling. The University of Bergen.
- SIMA, A., BONAVENTURA, X., FEIXAS, M., SBERT, M., HOWELL, J. A., VIOLA, I. & BUCKLEY, S. J. 2013. Computer-aided image geometry analysis and subset selection for optimizing texture quality in photorealistic models. *Computers and Geosciences*, 52, s. 281-291.
- SLETTEN, K., SOLHEIM, A., BLIKRA, L. H., JAEDICKE, C., SORTEBERG, A., STALSBERG, K. & AAHEIM, A. 2009. *GeoExtreme: Endringer i klima og skredfare de neste 50 år* [Online]. NGU, NGI, Meteorologisk institutt, CICERO, Bjerknes Centre. Available: [http://www.geoextreme.no/files/PDF/GeoExtreme\\_folder.pdf](http://www.geoextreme.no/files/PDF/GeoExtreme_folder.pdf) [Accessed 20. august 2016].
- SOUDARISSANANE, S., LINDENBERGH, R., MENENTI, M. & TEUNISSEN, P. 2011. Scanning geometry: Influencing factor on the quality of terrestrial laser scanning points. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 66, s. 389-399.
- STURZENEGGER, M. & STEAD, D. 2009. Close-range terrestrial digital photogrammetry and terrestrial laser scanning for discontinuity characterization on rock cuts. *Engineering Geology*, 106, s. 163-182.
- SULEBAK, J. R. 2007. *Landformer og prosesser: En innføring i naturgeografiske tema*, Bergen, Fagbokforlaget.
- TEZA, G., GALGARO, A., ZALTRON, N. & GENEVOIS, R. 2007. Terrestrial laser scanner to detect landslide displacement fields: a new approach. *International Journal of Remote Sensing*, 28, s. 3425-3446.

- TOLO, A. 2007. *Velkommen til Kvam herad* [Online]. KVAM HERAD. Available: <http://www.kvam.no/politikk/biblskule.asp?id=47&meny=tenester> [Accessed 18.februar 2016].
- VORREN, T. O. & MANGERUD, J. 2007. Norge trer fram. *In: RAMBERG, I. B., BRYHNI, I. & NØTTVEDT, A. (eds.) Landet blir til: Norges geologi. 2. oppl. med rettelser.* ed. Trondheim: Norsk geologisk forening.
- WEHR, A. & LOHR, U. 1999. Airborne laser scanning - an introduction and overview. *ISPRS-J. Photogramm. Remote Sens.*, 54, s. 68-82.
- ZAKHAROV, V., MALINNIKOVA, O., TROFIMOV, V. & FILIPPOV, Y. 2014. Stability and creeping of landslide slope. *Journal of Mining Science*, 50, s. 1007-1016.

# Vedlegg 1

Innstillingene brukt ved finjustering av punktskyer i RiSCAN PRO. Under "PARAMETERS" var verdien for "adjustment parametrene" faste, mens "search radius" og "max. tilt angle" ble justert på.

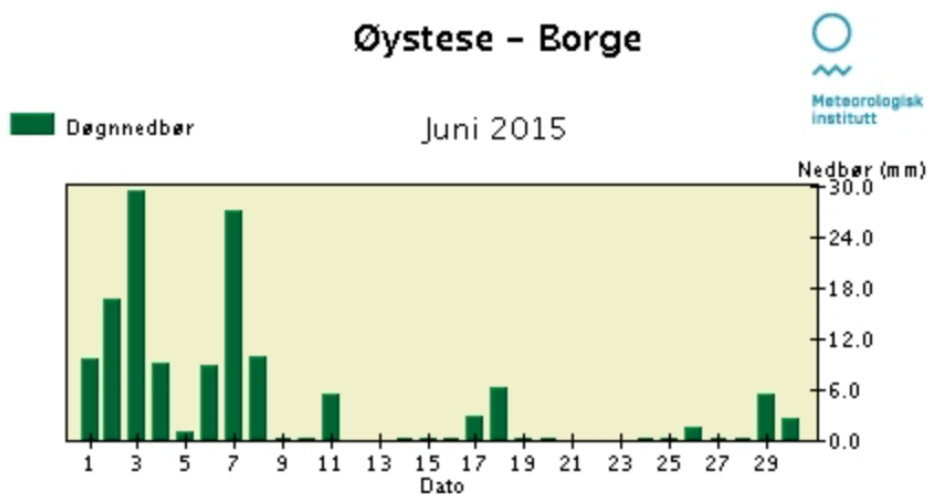
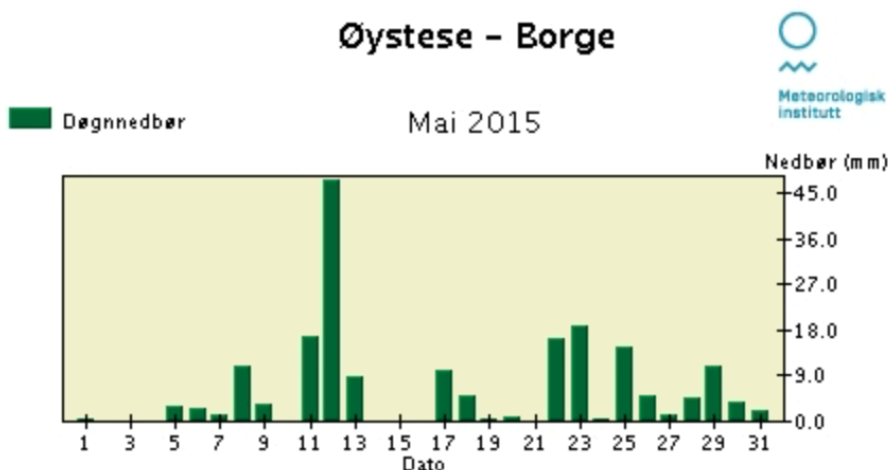
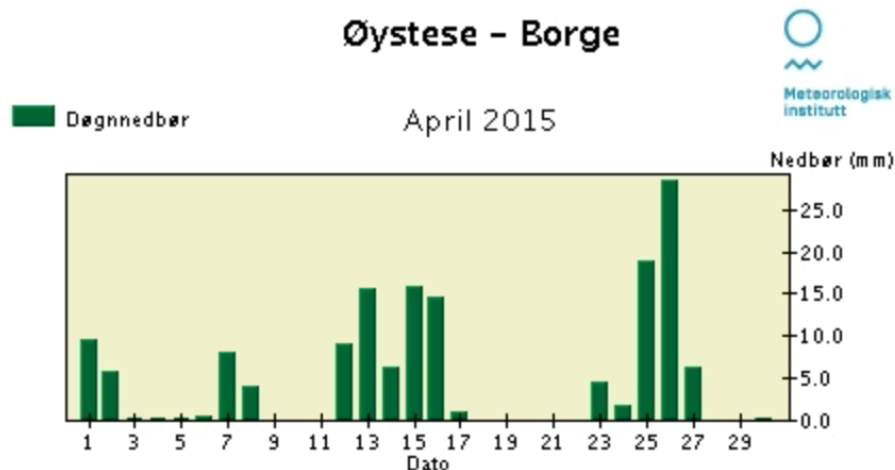
The image shows a software dialog box for adjusting point cloud data. It is organized into several sections:

- Units:** [m], [deg]
- INPUT DATA:** Four dropdown menus, each set to '1':
  - Ignore tiepoints.
  - Ignore tieobjects.
  - Use polydata objects.
  - Ignore measured scan positions.
- PARAMETERS:**
  - Nearest point search: Mode: all nearest points (recommended)
  - Search radius [m]: 0.500
  - Max. tilt angle [deg]: 5.000
  - Adjustment:
    - Min. change of error 1 [m]: 0.1000
    - Min. change of error 2 [m]: 0.0050
    - Outlier threshold [1]:  1
    - Calculation mode: least square fitting
    - Update display: seldom (recommended)
- ADJUSTMENT:**
  - Adjust range offset [m]: 0.000
  - Adjust theta offset [deg]: 0.000
  - Tie points: 2D mode (ignore range - EXPERIMENTAL).
  - Time running: n.v.
  - Current action: n.v.
- STATISTICS:**
  - Error (StdDev) [m]: n.v.
  - Number of observations used for calculation:
    - Tiepoints: n.v.
    - Tieobjects: n.v.
    - Polydata: n.v.
    - Scan pos.s: n.v.
  - Save calculation statistics to file (\*.csv)...
- Buttons:** Analyse, Calculate, >> Minimize, Undo last, Undo all, Help, Close.
- Show "Adjustment finished." popup after calculate



## Vedlegg 2

Døgnnedbøren for april 2015 til mars 2016, for målestasjon nr. 50080. Målestasjonen er lokalisert på Borge i Øystese i Kvam kommune, og er plassert 108 moh.

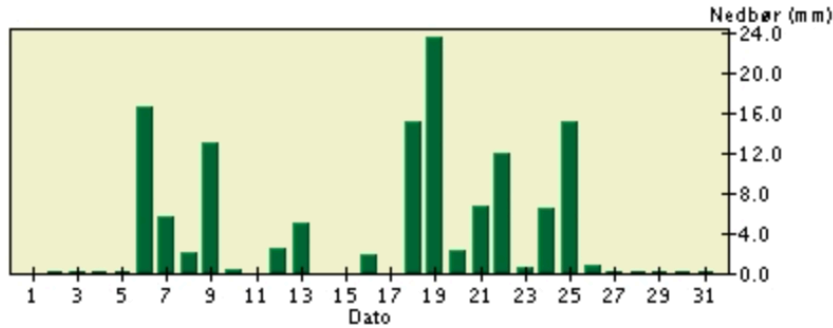


## Øystese - Borge



Døgnedbær

Juli 2015

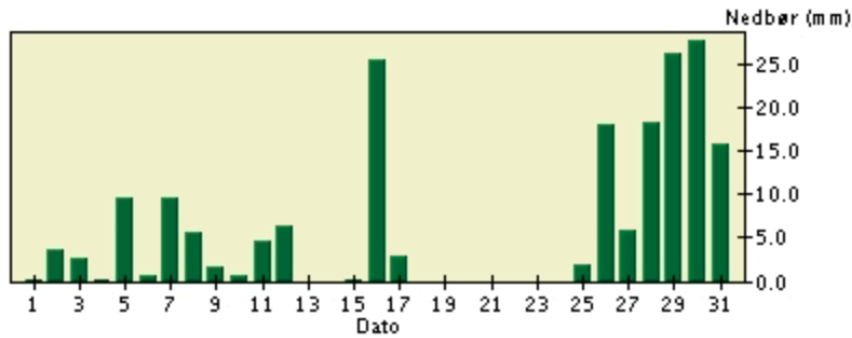


## Øystese - Borge



Døgnedbær

August 2015

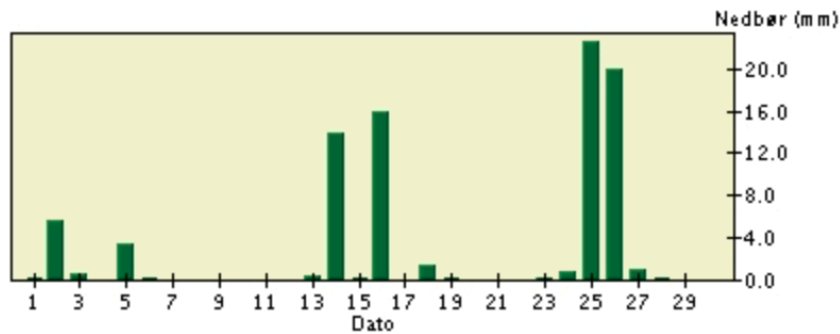


## Øystese - Borge



Døgnedbær

September 2015

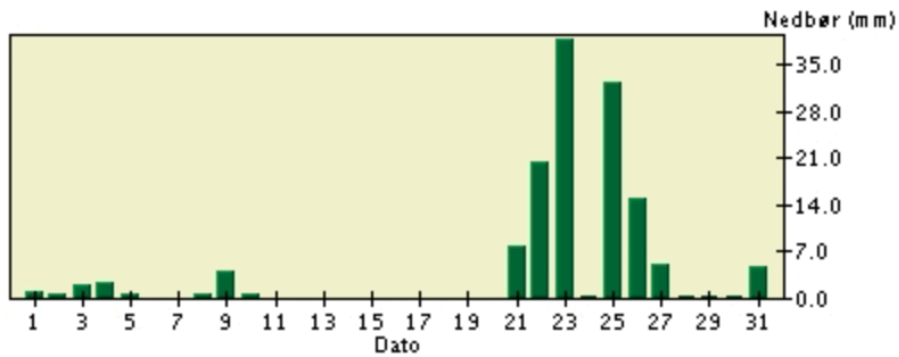


## Øystese - Borge



Døgnedbør

Oktober 2015

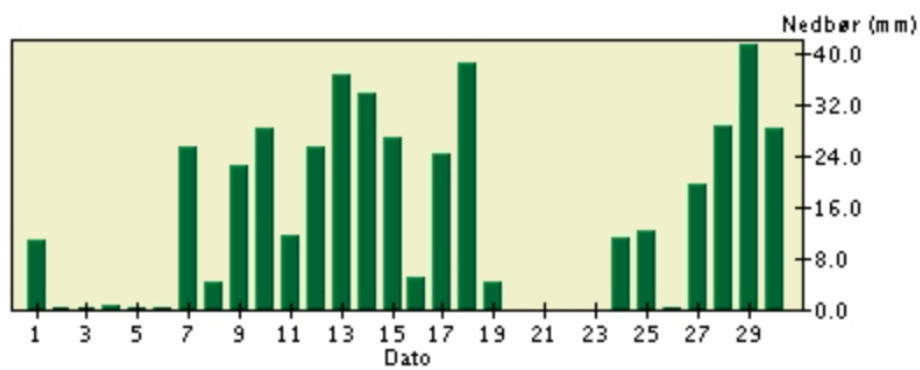


## Øystese - Borge



Døgnedbør

November 2015

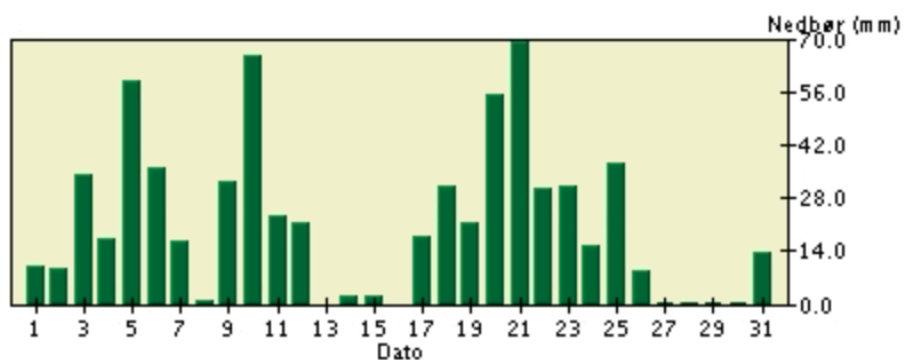


## Øystese - Borge



Døgnedbør

Desember 2015

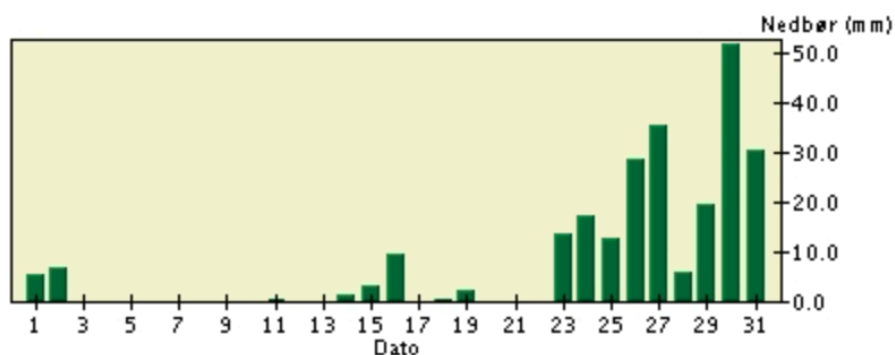


## Øystese - Borge



Døgnedbør

Januar 2016

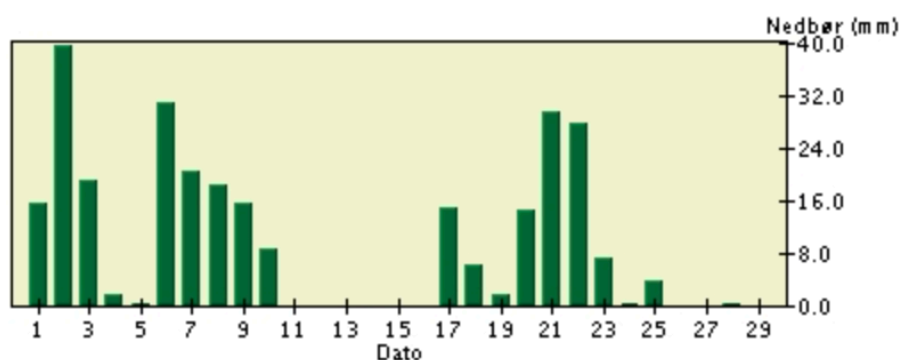


## Øystese - Borge



Døgnedbør

Februar 2016



## Øystese - Borge



Døgnedbør

Mars 2016

