

UiO : **Institutt for geofag**

Det matematisk-naturvitenskapelige fakultet

Empirisk mobilitetsanalyse av steinskred i Oppland og vurdering av InSAR Norge som predikativt verktøy

Chatrine Gremmertsen

Masteroppgave, våren 2021



Empirisk mobilitetsanalyse av steinskred i Oppland og vurdering av InSAR Norge som predikativt verktøy

Chatrine Gremmertsen

Juni 2021

Denne masteravhandlingen er utgitt under masterprogrammet *Geomorfologi og Geomatikk* ved Institutt for geofag, det matematisk-naturvitenskapelige fakultet, Universitet i Oslo.

Veiledere: Andreas Kääb(UiO) og Heidi Hefre (NGI)

Oppgaven tilsvare 60 studiepoeng.

© 2021 Chatrine Gremmertsen

Oppgaven er publisert digitalt gjennom DUO - Digitale Utgivelser ved UiO: <http://www.duo.uio.no/>
Printet fra: Reprosentralen, Universitet i Oslo

Abstract

28 rock slope failures were mapped based on orthophotos and digital terrain models in Oppland county. Parameters in the release-, transport- and deposit area are collected and correlated with volume and angle of reach in order to analyse the data set. Slope angle, substrate and morphology in the travel path are assumed to affect the mobility, and are examined for each event. The results from the mapping will be included in Norway's national database for landslides and help increase understanding necessary to improve hazard zone mapping of the rock slope failure type «steinskred» (large rockfalls).

Based on a parametric study, volume appears as the most influential parameter for increased run out length. 46% of the mapped events characterize as large rockfalls based on the volume definition (100 - 100.000 m³). These slope failures have an angle of reach at 37-41°, which is higher than expected based on previous studies. A threshold is visible already at 250.000 m³ where the continuous increase in angle of reach stabilizes. Larger volumes show a reduction of angle of reach with volume. With some degree of uncertainty associated with a small dataset, the finding contradicts the theories stating that 1) the angle of reach is reduced for all volumes and 2) the angle of reach stabilizes at 31° for volumes below 250.000 m³. Four deposits have a reduced run out length for its volume, while two have an excessive run out length. Compared to international data summarized in the Scheidegger curve (1973), will Norwegian cases have lower mobility and the Scheidegger curve serves as an envelope for the Norwegian deposits. The mobility is increasing with reduced average slope angle, probably because of longer run outs on flat terrain. Whether a large rock fall is released from a drop or released, transported and deposited at an even slope, is irrelevant for the mobility. The height of the total fall is to a certain extent, irrelevant to the mobility. 60% of the large rockfalls deposits in an area with average slope angle <15°, while 100% is deposited in slope angles <35°. Volumes below 150.000 m³ were deposited in all slope angles, while the two largest were deposited between 8 - 10°. A comparison shows that large rock falls in Oppland have a lower mobility and landslide frequency than large rockfalls in Western Norway and Northern Norway. The reasons are assumed to be due to local topography, as well as different substrate, especially in the north. The digital mapping method holds some limitations due to inadequate source data, but is nevertheless time- and cost efficient compared to field work.

InSAR Norway has been proposed in the new national guidelines for «kartlegging av skredfare i bratt terreng» (eng: mapping of hazard in steep terrain) as a potential tool used to assess rock avalanche release probability. The proposal is examined by investigation of the movement linked to release of 49 historical events in Norway. A lower limit of volumes that can be detected by InSAR Norway was estimated. The movement is displayed in InSAR Norway based on satellite acquisitions every 6. day in the summer season. 57% (n=18) of the events were located in areas where InSAR acquisition was not possible, mainly due to vegetated slopes and radar shadow. 35% (n=17) were visible in InSAR Norway, but indicated stable mountain sides. One of these events had a volume <100 m³, while the volume of the remaining events in this class could not be detected. Only 8% (n=4) of the events occurred with visible deformation in the map service. Out of these, one volume was unknown, one volume >100.000 m³ and two volumes between 100 - 100.000 m³. The volume estimations state that 100 m³ is the lower volume limit of the deposits for when a rock slope failure can be visible in InSAR Norway. Based on previous studies it was expected for the movement to show an accelerating trend prior to the failure. This was not the case for any of the examined events. Instead, the rate of motion continued at the same velocity, giving rise to the assumption of a larger unstable slope.

Sammendrag

28 skred fra fast fjell ble kartlagt basert på systematisk gjennomgang av ortofoto og digitale terrengmodeller i det som tidligere var Oppland fylke. Skredparametere som regnes å spille en rolle for mobiliteten ble vurdert for løsnings-, transport- og avsetningsområdet. Helning, substrat og form på skredbanen er utredet og satt i sammenheng med volum og siktevinkel. Resultatene fra kartleggingen skal inngå i Norges nasjonale skredatabase og bidra til økt forståelse i prosessen bak faresoner for skredtypen «steinskred».

Basert på parameterstudie fremstår skredets volum som den viktigste faktoren for økt utløpslengde. 46% av de kartlagte hendelsene betegnes som steinskred ut ifra volumdefinisjonen (100 - 100.000 m³). Disse skredene har en siktevinkel på 37-41°, noe som er høyere enn forventet basert på tidligere studier. Allerede ved 250.000 m³ oppstår en terskel hvor den kontinuerlige økningen av siktevinkel stabiliserer seg. For større volum reduseres siktevinkelen eksponentielt med økt volum. Funnet motstrider, med en grad av usikkerhet grunnet et lite datasett, teoriene om at 1) siktevinkel reduseres for alle volumfraksjoner og 2) siktevinkelen stabiliseres på 31° for volum under 250.000 m³. Fire av skredene har en redusert utløpslengde i forhold til volumet, mens to skred har en overdreven utløpslengde. Sammenlignet med internasjonalt data, gitt av Scheideggerkurven (1973), vil kurven generelt gi et sjenerøst estimat av mobilitet ved bruk i faresonekartlegging i Norge. Mobiliteten øker med redusert gjennomsnittlig helning, antageligvis på grunn av et lengre utløp på flat mark. Om et skred utløses fra et dropp eller om det utløses, transporteres og avsettes i en jevn helningsbane, har lite å si for mobiliteten. Det samme gjelder høydeforskjell mellom utløsnings- og avsetningsområdet. 60% av skredene avsettes i et område med gjennomsnittlig helning <15°, mens 100% er avsatt i helninger <35°. Volum under 150.000 m³ ble avsatt i alle helningsgrader, mens de to største hendelsene ble avsatt i helninger mellom 8-10°. En sammenligning av mobilitet og skredfrekvens for skredene i Oppland mot skred på Vestlandet og Nord-Norge viser at skredene i Oppland er lavest på begge punkter. Grunnen antas å skyldes lokal topografi, samt andre grunnforhold spesielt i nord. Digital kartleggingsmetode byr på noen begrensninger i form av mangelfullt datagrunnlag, men er til tross tids- og kostnadseffektivt sammenlignet med feltarbeid.

InSAR Norge blir foreslått i bransjestandarden for «kartlegging av skredfare i bratt terreng» som et potensielt verktøy for estimering av løsningsansynlighet. Forslaget ble drøftet ved undersøkelse av bevegelsesraten til 49 historiske skredhendelser spredt rundt i Norge i forbindelse med rasdato. I tillegg ble en nedre volumgrense estimert for gyldigheten ved bruk av InSAR Norge til skredovervåkning. Bevegelsen er fremlagt i InSAR Norge, basert på satellittanskaffelser fra hver 6.dag på sommerhalvåret. 57% (n=18) av hendelsene befant seg i områder hvor anskaffelse av InSAR-data ikke var mulig, hovedsakelig på grunn av vegetasjonsdekte skråninger og radarskygge. 35% (n=17) var synlig i InSAR Norge, men anga stabile fjellpartier. Et av skredene som tilsynelatende var stabilt i følge InSAR Norge, målte et volum på <100 m³. For de resterende hendelsene kunne det ikke utføres et digitalt volumestimat. Kun 8% (n=4) av hendelsene utmerket seg med synlig deformasjon i karttjenesten. Av disse var ett volum ukjent, ett volum >100.000 m³ og to volum mellom 100 - 100.000 m³. Ut ifra volumestimatene er 100 m³ utrase skredmasser den nedre volumgrensen for å vise bevegelse i InSAR Norge. Basert på tidligere studier, var det forventet at bevegelsen i utløsningsområdet skal vise en akselererende trend i forkant av utløsningen. Det var ikke tilfellet for noen av hendelsene som ble undersøkt. Istedenfor fortsatte bevegelsesraten i samme hastighet, noe som frembringer antakelsen om et større ustabil parti.

Forord

Denne masteravhandlingen har blitt fremlagt som den avsluttende delen av det toårige masterprogrammet Master of Science in Geoscience, ved programmet geomorfologi og geomatikk, ved Institutt for Geofag, Universitetet i Oslo.

Masteravhandlingen har blitt veiledet av Heidi Hefre (NGI) og Professor Andreas Käab(UiO) som jeg ønsker å rekke en stor takk til for all hjelp og oppmuntring jeg har fått underveis i arbeidet med masteroppgaven. Takk til Heidi som raskt ga meg et innblikk i problemstillinger fra bransjen og inkluderte meg i miljøet. Jeg vil også takke Reginald Hermanns (NGU) for samarbeidet med skreddatabasen, Marie Bredal(NGU) for oppklaringer rundt InSAR Norge og Ingrid Skrede (NVE) for god innsikt i nylige skredhendelser i Norge.

Jeg er takknemlig for Julie, for all positivitet du har spredd på lesesalen. Takk til André som har oppmuntret meg og ikke minst takk for middager som har stått klar etter lange skoledager. Takk til familie for god støtte gjennom hele utdanningsløpet. Til sist vil jeg takke Trondheimsjentene, og spesielt Ingrid for alle minner vi har delt gjennom studietiden. Takk for sene kvelder, delt latter og ikke minst frustrasjon. Dere har gjort studietiden uforglemmelig.

Forkortelser

DHM: Digital høydemodell
DTM: Digital terrengmodell
GBV: Grunnbevilgning
InSAR: Interferometrisk syntetisk apertur-radar
LiDAR: Light Detection and Ranging
NDH: Nasjonal detaljert høydemodell
NGI: Norges Geotekniske Institutt
NGU: Norges geologiske undersøkelse
NIBIO: Norsk institutt for bioøkonomi
NVE: Norges vassdrags- og energidirektorat
PBL: Plan- og bygningsloven
PSI: Persistent Scatter Interferometry
SAR: Syntetisk Aperatur Radar
SLBL: Sloping local base level
USGS: United States Geological Survey

Innhold

Abstract	iii
Sammendrag	iv
Forord	v
Forkortelser	vi
Innhold	vii
Figurer	ix
Tabeller	x
1 Introduksjon	1
1.1 Bakgrunn	1
1.2 Målet med oppgaven	1
1.3 Oppgavens struktur	2
2 Studieområde og tidligere arbeid	3
2.1 Studieområde	3
Nåtidens og historisk klima	3
2.2 Tidligere arbeid	4
Nasjonal plan for skredfarekartlegging	4
Nasjonal skredatabase	5
Bransjestandard for kartlegging av skredfare i bratt terreng	5
3 Teori	6
3.1 Steinskred	6
Definisjon	6
Skredforløp og dynamikk	6
Komponenter i skredbanen	7
Utløsende og bakenforliggende årsaker	8
Forekomst av steinskred etter siste istid	9
3.2 Bevegelse for skred i fast fjell	10
Nedfall	10
Utvelting	10
Glidning	11
Lateral spredning	11
3.3 Bestemmelse av mobilitet for skred i fast fjell	11
Siktevinkel	13
Alfa-beta metoden	13
Energilinjevinkel og skyggemodell	14
3.4 Sikkerhet mot skred	15
4 Grunnlagsdata for bruk i skredkartlegging	16
4.1 Ortofoto og høydemodeller	16
4.2 Satellittbasert jordobservasjon	17
SAR	17
InSAR	18
InSAR Norge til bruk av skredovervåking	20
4.3 Langtids stabilitetsanalyse av skråning	20
5 Metode	22
5.1 Datainnsamling og håndtering av store datasett	22
5.2 Kartlegging av historiske skredhendelser i Oppland	22
Sikkerhet	24

5.3	Parametere til nasjonal skredatabase	24
	Bakenforliggende årsak	24
	Bevegelsestype	26
	Volum	26
	Siktevinkel alfa	28
	Helning	28
	Morfologi	30
	Substrat	30
5.4	Gjennomgang av hendelser i InSAR Norge	31
6	Resultater	34
6.1	Statistisk analyse av skredenes mobilitet	34
	Skredbanens helningsgrad påvirkning på utløpet	36
	Geomorfologiske kontroller	38
	Regionale forskjeller i mobilitet	38
6.2	Kartlegging av bevegelse for kjente skred basert på InSAR Norge	40
	Kåfjordbotn	41
	Gjende	43
	Aga i Ullensvang	44
	Bukønokyrkjudn	45
7	Diskusjon	47
7.1	Bruk av siktevinkel som en mobilitesindeks	47
7.2	Helningsgradens påvirkning på utløpslengden	47
7.3	Geomorfologiske kontroller	48
7.4	Regionale forskjeller i utløp	49
7.5	Usikkerheter rundt manuell skredkartlegging	49
	Volum	50
7.6	InSAR Norge som ressurs i skredfarekartlegging	51
	Begrensninger ved bruk av InSAR Norge til skredovervåkning av norske skred	52
	Nedre volumgrense for detektering av skred ved bruk av InSAR	52
8	Konklusjon	53
8.1	Videre arbeid	54
	Referanser	55
	Appendiks	60
	A Skredparametere for kartleggingen i Oppland	61
	B Skredparametere for skredene undersøkt i InSAR Norge	62

Figurer

1	Studieområde: Oppland fylke	3
2	Inndeling av skredtyper fra fast fjell	6
3	Skredbanens hovedkomponenter	7
4	Påvirkningen av destabiliserende krefter som fører til skredutløsning over tid.	8
5	Fire skredfrekvensmodeller med utgangspunkt etter siste istid	9
6	Bevegelsestyper fra skred i fast fjell	10
7	Skredavsetninger etter nedfall og utvelting.	11
8	Illustrasjon av skredformene «timeglass», «tunge» og «opp-ned T»	12
9	Illustrasjon av hvordan H/L blir brukt for å finne siktevinkel	13
10	Scheideggerkurven med data fra Corominas, Velardi og Blikra.	14
11	Alfa-beta metode	14
12	Bestemmelse av energilinjevinkel, ϕ_p , og skyggevinkel, β	15
13	NDH status	17
14	Geometri og satellittbane til SAR.	17
15	Måling av bakkedeformasjoner med satellittbasert InSAR.	18
16	Illustrasjon av effektene layover, foreshortening og radarskygge.	20
17	Flytskjema: Fremgangsmåte for skredkartleggingen	23
18	Eksempel på skredavsetning som kun er synlig i skyggekart	23
19	Sikkerhetsklassifisering basert på observasjon av skredavsetningene	25
20	Skredavsetningers mektighet estimert fra terrengprofil	27
21	Korrelasjonsdiagram av to metoder for volumberegning.	28
22	Vurdering av maksimal og gjennomsnittlig helningsvinkel for tre gjennomgående terrengprofiler.	29
23	Verktøy generert i ArcMaps modellbygger for beregning av helningsparametere	29
24	Eksempler på skred som går over forstyrret og uforstyrret terreng	30
25	Substrat i skredbanen kartlagt fra kvartærgeologisk kart.	31
26	Lokasjon til steinskredhendelsene som ble undersøkt i InSAR Norge.	32
27	Eksempler på grad av synlighet i InSAR Norge i forbindelse med steinskred	33
28	Lokasjonskart til skredene i mobilitetsanalysen	34
29	Antall skred per fylke	34
30	Plottet Scheideggerkurve med hensyn på usikkerheten til data fra Oppland	35
31	Plottet H/L mot helning	36
32	Plottet total H/L mot H/L dropp. Skredprofil og volum inkludert.	37
33	Plottet gjennomsnittlig helning mot utløpslengde.	37
34	Plottet volum mot gjennomsnittlig helning i avsetningsområdet.	38
35	Mobilitetsplott for skred over ur, bart fjell og morene.	38
36	Mobilitetsplott for skred i forstyrret og uforstyrret skredbane.	39
37	Plott av siktevinkel og volum for landsdelene Østlandet, Vestlandet og Nord-Norge.	39
38	Fordeling av skredhendelser basert på synligheten i InSAR Norge, satt i sammenheng med volum.	40
39	Fordeling av skredhendelser basert på synlighet i InSAR Norge, sett i sammenheng med grunnforhold i terrenget.	41
40	Steinbre som viser stor bevegelse i InSAR Norge.	41
41	Oversiktsbilde over mulige lokasjoner for steinskred i Kåfjordbotn (sett fra InSAR Norge).	42
42	Oversiktsbilde over mulige lokasjoner for steinskred i Kåfjordbotn (sett fra flyfoto).	42
43	Bevegelsesrate for tre mulige steinskredlokasjoner i Kåfjordbotn.	43
44	Før-etterbilde fra skredet ved Gjende.	44
45	InSAR-data for skredhendelsen i Gjende.	44
46	Aga i Ullensvang: Bevegelse målt med InSAR.	45
47	Bevegelse fra Bukønokyrkjudn i Bergsfjellet, Vang kommune.	46
48	Utfall av mobilitet basert på ulik tolkning av skredparametere.	48
49	Eksempel på vurdering av skred i ur	51

Tabeller

1	Beskrivelse av geomorfologiske faktorer for mobilitet og form til skred i fast fjell av Nicoletti og Sorriso-Valvo, 1991	12
2	Sikkerhetsklasser ved plassering av byggverk i skredfareområde.	15
3	Tilgjengelig data benyttet i studien.	22
4	Elementer som kartlegges for den nasjonale skred databasen.	25
5	Potensfunksjon og R kvadrert-verdi for trendlinjene i figur 37 for landsdelene Østlandet, Vestlandet og Nord-Norge.	40
6	Appendiks A: Egenskaper for 28 skred som ble kartlagt i Oppland fylke.	61
7	Appendiks B: Oversikt over skredhendelser undersøkt i InSAR Norge.	62

1 Introduksjon

1.1 Bakgrunn

Skred fra fast fjell og sekundære effekter har i historien vist seg å være en trussel for liv. Av den grunn er kartlegging av skredfare viktig for å sikre helse og økonomiske verdier. De største hendelsene utgjør ofte den største trusselen. I Norge skiller vi mellom steinsprang, steinskred og fjellskred, hvor steinsprang er minst og fjellskred størst.

Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) fikk i 2009 det statlige forvaltningsansvaret for forebygging mot skredulykker (Justis- og beredskapsdepartementet, 2008). De belyser behovet for metodeutvikling og revisjon av allerede gjennomført kartlegging (Øydvin mfl., 2011). Et av hovedmålene i arbeidet er økt kunnskap om skredfarlige områder gjennom skredfarekartlegging, hvor økt registrering av skred og kvalitet i skredhendelsedatabase er uthevet som nødvendig bakgrunnsinformasjon. Dette vil bedre grunnlaget i vurderingen av skredfare ved arealplanlegging, utbygging, prioritering av sikringstiltak og beredskapsarbeid.

Det har til nå vært lite fokus på steinskred som har falt mellom kategoriene steinsprang og fjellskred. Per i dag er det manglende kunnskap om steinskreds dynamikk og ingen egnede modelleringsverktøy eller retningslinjer for vurdering av steinskredutløp foreligger. Derfor brukes det en konservativ tilnærming som ofte resulterer i unødvendige store faresoner. I 2019 startet et prosjekt som gikk ut på å vurdere metode for faresonekartlegging av skred (NVE, 2020b). Målet var å opparbeide en bransjestandard for at skredfarevurderinger skal bli enklere å bestille, utføre, etterprøve og bruke. Standarden omfatter en egen prosedyre for utredning av fare for steinskred. En felles bransjestandard skal gjøre det enklere for bransjen å kartlegge i henhold til plan- og bygningsloven (pbl) og byggteknisk forskrift (TEK 17). Ved å bidra med en økt database bestående av godt dokumenterte historiske steinskredhendelser er målet at allerede eksisterende modelleringsverktøy for steinsprang og fjellskred kan kalibreres for å oppnå skredutstrekninger tilpasset steinskred.

I bransjestandarden for skred i fast fjell, er InSAR Norge foreslått som grunnlagsdata for å vurdere løsneområder og løsnesannsynlighet for steinskred. InSAR Norge er en relativt ny tjeneste som enda ikke er testet i forbindelse med vurdering av potensielle steinskred. På grunn av begrensninger med InSAR data i forbindelse med formålet, tydeliggjøres det i bransjestandarden at områder ikke skal utelukkes for skredfare, på tross av tilsynelatende stabile fjellpartier vist i InSAR Norge. Derimot kan karttjenesten være et nyttig supplement i faresonekartleggingen, som kan brukes til å underbygge en antakelse om et ustabil parti.

1.2 Målet med oppgaven

Målet med oppgaven er å øke forståelsen for steinskreds utløp. Mitt arbeid vil bidra til forskningen av steinskreds mobilitet i Norge ved å utvide oversikten over steinskredhendelser med et tilskudd av detaljerte skredparametere. Studier av eksisterende hendelser med tilhørende egenskaper, vil på sikt gi et bedre grunnlag for å danne forutseende verktøy basert på empirisk studier som kan taes i bruk for skredfarevurdering av steinskred i Norge. Ved å studere skredbevegelsen til tidligere, kjente hendelser, skal InSAR Norge vurderes som en metode for å forutse utrasing av steinskred i fremtiden.

Opgaven skal besvare følgende spørsmål:

1. Hvilke parametere påvirker utløpslengden til et steinskred og i hvor stor grad?
2. Er det regionale forskjeller i utløpslengden til skred?
3. Kan InSAR Norge brukes til å forutse steinskred?

Som en del av en nasjonal kartlegging, skal det som tidligere var Oppland fylke kartlegges. Stein-skredavsetninger skal systematisk kartlegges ved bruk av ortofoto og høydemodeller, for så deretter å beregne parametere tilknyttet skredet. Alt fra historiske til nyere skred skal undersøkes

og parametre som volum, utløpslengde og helning skal bestemmes. Til sist skal et utvidet søk av steinskredhendelser gjennomgåes i InSAR Norge for å se etter bevegelsesmønstre i forbindelse med utløsningsen, samt utforske hvor begrensingene per dags dato ligger.

Helt konkret skal følgende gjennomføres:

- Systematisk kartlegging av steinskred i Oppland basert på funn av avsetninger i ortofoto og digitale høydemodeller.
- Bestemmelse av skredparametere, blant annet volum, helning og utløpslengde.
- Statistiske analyser av skredparameterne for å finne egenskaper som påvirker mobiliteten.
- Sammenligning av mobilitet med Scheideggerkurven og skred fra Vestlandet og Nord-Norge.
- Undersøkelse av deformasjonshastighet i forkant av kjente norske steinskredhendelser i InSAR Norge.

1.3 Oppgavens struktur

Masteroppgaven er delt inn i 8 kapitler, inkludert (1) introduksjon som allerede er presentert. Kapittel (2) beskriver studieområdet og gir viktig bakgrunnsinformasjon om tidligere skredfarekartlegging i Norge. I kapittel (3) blir det gitt innsikt om teorien bak steinskreds definisjon, dynamikk og forekomst, samt ulike teorier bak steinskreds utløp. I tillegg blir teorien bak InSAR presentert og hvordan karttjenesten InSAR Norge kan brukes i faresonekartlegging. Kapittel (4) beskriver teorien bak grunnlagsdata som blir brukt i denne studiens skredkartlegging, samt hvordan InSAR fungerer og dens nytte i skredovervåkning. Kapittel (5) beskriver datahåndtering og fremgangsmåten bak resultatene som blir presentert i kapittel (6). Kapittel (7) diskuterer de viktigste funnene som også blir sammenlignet med tidligere studier. I tillegg blir det tydeliggjort svakheter og forbedringspotensial bak studien. Kapittel (8) oppsummerer kort de viktigste funnene i en konklusjon og presenterer forslag til videre arbeid. Appendiks A og B består av tabeller med data som er visualisert i kapittel (6) - Resultater. En oversikt over alle kapitler og delkapitler er gjengitt i innholdsfortegnelsen. Figurer og tabeller med tilhørende sidetall er gitt en i liste med en forenklet figur- og tabelltekst umiddelbart etter innholdsfortegnelsen.

2 Studiemråde og tidligere arbeid

2.1 Studiemråde

Den systematiske kartleggingen vil finne sted i det tidligere fylket Oppland på Østlandet i Norge (figur 1). I 2020 ble Oppland slått sammen med Hedmark fylke og fikk navnet Innlandet. Geomorfologien innad i fylket er svært varierende. Kommunene lengst sør i fylket bærer preg av et relativt flatt landskap, mens landskapet i nord preges av høye, bratte fjell og dype, lange daler. I nord finnes fjellområdene Jotunheimen, Rondane og Dovrefjell som består av noen av de høyeste fjelltoppene i Norge. Oppland var sammen med Hedmark det eneste fylket uten kystlinje eller fjorder, men har et rikt innhold av innsjøer.



Figur 1: Oppland fylke(nå: del av Innlandet fylke) er studiemråde for kartlegging av steinskredavsetninger.

Berggrunnen i Oppland er preget av den kaledonske fjellkjedefoldningen som fant sted i silur for ca. 425 millioner år tilbake. Lengst sør finnes bergarter fra perm, mens rundt Jotunheimen i nordvest er det hardt grunnfjell. Som følge av isaktivitet går mange av hoveddalene fra nordvest mot sørøst, mens sidedalene ofte har retning øst-vest. Bergartene i Jotunheimen har vært motstandsdyktige mot isen som har ført til noen av Norges høyeste fjell. Det meste av Oppland er høytliggende med 56 % over 900 moh (Losnegård, 2020). Blokkhav er å finne på de høyeste toppene, mens resten av Oppland består, i følge NGUs løsmassekart, hovedsakelig av bart fjell og morenedekke.

I følge en oversikt fra Statens Vegvesen var Oppland et av Norges fylker med færrest registrerte steinskred (Statens Vegvesen, 2019) i perioden mellom år 2000 og 2019. Det ble gjennomført en nasjonal kartlegging av skredsikringsbehov i 2019, hvor 7 veistrekninger i Oppland ble pekt ut til å trenge tiltak for skredsikring (Meland, 2019). De mest utsatte områdene er der hvor høye fjell og bratte fjellsider finner sted. I Oppland gjelder dette spesielt Vang i Valdres, vestsiden av Mjøsa i Gudbrandsdalen, Ottadalen og Bøverdalen.

Nåtidens og historisk klima

Klimaet i Oppland karakteriseres som et typisk dalklima som vil si kalde vintre og varme somre, men med mindre vind og nedbør enn gjennomsnittet for resten av landet. Dalene vil ha en

middeltemperatur på 14°-16°C, mens det på fjelltoppene forekommer tidsvis sterk vind og en middeltemperatur på 10°-12°C på sommeren på topper rundt 1000 moh. For topper på 2000 moh. synker temperaturen ned til 3°-5°C på sommeren.

Nedbøren varierer fra omtrent 700 mm i sørøst, til 400 mm i dalstrøka, noe som er normal mengde nedbør i Norge. Hva som derimot er mindre normalt er den tørre delen nord i Oppland, eksempelvis Skjåk kommune, hvor nedbørmengden er under 300 mm/år. Det kommer av at det ligger i regnskyggen til de høytliggende områdene rundt (Mamen, 2019).

Utbredt morenemateriale forteller at isen var aktiv i Oppland under den siste istiden. I Weichsel gjennomgikk Oppland store temperaturforandringer, slik at innlandsisen i perioder var mer eller mindre borte. Bevis for dette finnes blant annet i Gudbrandsdalen hvor det er gjort funn av ikkeglasiale sedimenter under moreneavsetningene som vil si at sedimentene er eldre enn siste nedisning (Berthling, 1997). Jotunheimen blir sett på som et glasiasjonssenter mellom 10.000 og 11.000 BP, hvor det rant brestrømmer i alle retninger. Toppområdene i Rondane er dekket av blokkmark som Berthling forklarer ved at blokkmarka i innlandet er bevart under kald is, altså et isdekke som var frosset fast til underlaget, og at sedimentene er eldre enn tiden ved avsetning. Videre foreslår han at steinbreer kan forklare opphavet til blokkhavet ved at steinbreene er dannet i kaldere klima før Weichsel og dereetter bevart under kald is.

2.2 Tidligere arbeid

Nasjonal plan for skredfarekartlegging

Systematisk statlig skredfarekartlegging har pågått siden 1980, hvor flere aktører har vært involvert og vurdert fare for alle aktuelle skredtyper i Norge. For kartleggingen av steinskredfare er det ikke utarbeidet en egen metodikk, men blir istedenfor ofte utredet på samme måte som store steinsprang eller små fjellskred. Kartleggingen er basert på vurdering av topografi og feltarbeid. Det er hovedsakelig faresoner som kan observeres fra vei og ved bebyggelse som er kartlagt på grunn av høyere risiko i disse områdene. Etter at NVE fikk tildelt ansvaret for forebygging mot skredulykker i 2009, startet de opp med en nasjonal plan for skredfarekartlegging. Planen inneholder fremgangsmåte for kartlegging av skredfarlige områder og det tydeliggjøres hvor det er behov for utvikling. Blant annet er det mangelfull registrering av skredhendelser i bebygde områder, hvor både kvantitet i databasen og kvalitet på de registrerte hendelsene blir pekt ut som et behov for å kunne gjennomføre en god kartlegging av skredfarlige områder (Devoli mfl., 2011).

I 2005 startet Norges geologiske undersøkelse (NGU) med en systematisk kartlegging av ustabile fjellområder. Over 300 ustabile partier ble identifisert og registrert i en database (Hermanns mfl., 2014). Potensielle steinskred blir kun inkludert dersom det er fare for flodbølge og blir i så fall betegnet som «ustabilt fjellparti». Dersom det ikke er fare for flodbølge, betegnes området som et «steinsprangområde». Etter en workshop i Molde juni 2010 ble det enighet mellom nasjonale og internasjonale eksperter at for å kunne si noe om sannsynligheten for utløsning er det først nødvendig å forstå den romlige og temporale fordelingen av historiske og prehistoriske skredhendelser (Hermanns mfl., 2011). Derfor ble systematisk kartlegging av skredavsetninger fra fast fjell definert som et mål i den nasjonale planen for skredfarekartlegging.

NGU har kartlagt og datert skredhendelser fra fast fjell i hovedsakelig Møre og Romsdal, Sogn og Fjordane og i Troms (Anda og Blikra, 1998; Braathen mfl., 2004). De har sett på den geografiske fordelingen og de temporale forekomstene og sett at det er en økt forekomst av skred rundt fjordenene i Norge. De har sett på morfologi, sedimentologi og avsetninger relatert til hendelser som fyller daler og som havner i fjorden. I 2018 ble en masterstudent engasjert av NGU til å forsette en mer detaljert kartlegging av skredavsetninger i de nevnte fylkene. Arbeidet skal bidra til oppdatering av den nasjonale skred databasen. I sammenheng med oppgaven ble det i forbindelse med EUROCK 2020 publisert en artikkel på temaet. Bidraget ble i tillegg presentert under workshopen «large rock slides and small avalanches» i regi av NVE oktober 2020 (Velardi mfl., 2020).

Nasjonal skreddatabase

Den nasjonale skreddatabasen ble etablert i 2002 i regi av NGU. Skreddatabasen inneholder skredhendelser, faresonekart og aktsomhetskart i tillegg til en oversikt over marin grense og kvikkleiresoner. Oversikt over skredhendelser gir informasjon om tid og sted for historiske hendelser. For enkelte hendelser er mer utfyllende informasjon som størrelse og utstrekning tilgjengelig. Innholdet i databasen kommer fra flere kilder. Det kan være profesjonelle aktører som Statens vegvesen, Jernbaneverket, NGU og Norges Geotekniske Institutt (NGI). I senere tid er det opprettet en online registreringsside hvor allmennheten kan registrere skred fortløpende, noe som gjør at antallet registreringer stiger, men kvaliteten vil i større grad variere. For å kartlegge skredfare og utføre risikoanalyser er skredhendelsedatabasen en svært verdifull kilde til informasjon om historiske skred. For det første opptrer skred ofte på de samme plassene og for det andre kan historiske skred brukes til empirisk analyse for undersøkelse av utløpslengde og skadeomfang. På grunn av varierende nøyaktighet kan databasen per dags dato ikke brukes direkte i farevurdering. Derfor ytres det et ønske om at databasen i fremtiden skal inneholde informasjon om tidspunkt, utstrekning, skredbane, volum og utløpsdistanse, samt at det bør skilles mellom steinsprang, steinskred og fjellskred.

Bransjestandard for kartlegging av skredfare i bratt terreng

I mars 2019 startet NVE, i samarbeid med bransjen, utviklingen av en bransjestandard som skal erstatte den tidligere veilederen «Sikkerhet mot skred i bratt terreng - Kartlegging av skredfare i arealplanlegging og byggesak 8/2014». Den nye veilederen «Veileder for utredning av sikkerhet mot skred i bratt terreng» skal gjøre det enklere for bransjen å kartlegge i henhold til TEK17. Målet er at skredfarevurderinger skal bli enklere å bestille, utføre, etterprøve og bruke. Beskrivelse av hvordan en skredfareutredning skal utføres består av 3 faser;

1. Gi tilbud
2. Utføre oppdrag
3. Dokumentasjon

Til forskjell fra den tidligere veilederen finnes det nå en egen prosedyre for utredning av steinskredfare under fase 2. Prosedyren inneholder 4 steg(NVE, 2020a).

Steg 1: Er steinskred aktuell prosess i området?

Bruker tilgjengelig grunnlagsdata for å undersøke helning, strukturer i fjellsiden og løsmassedecke i det aktuelle området.

Steg 2: Vurdering av løsneområde og løsnesannsynlighet

Identifiserer løsneområder og anslår sannsynlighet for utrasing. InSAR Norge nevnt som en metode for å vurdere løsnesannsynlighet.

Steg 3: Vurdering av utløp

Estimerer utløp og hvilke områder som står i fare for å bli berørt.

Steg 4: Svare ut sikkerhetskravene i TEK17

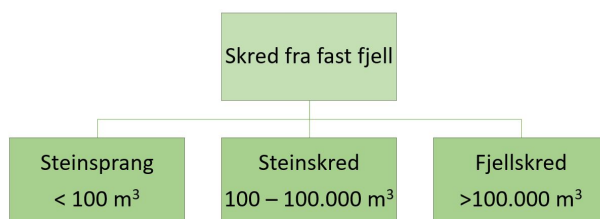
I TEK17 står det under kapittelet om «Sikkerhet mot naturpåkjenninger» at byggverk ikke skal plasseres i et skredfarlig område dersom konsekvensen av skredet er stor. Derfor skal det bestemmes sikkerhetsklasse i skredutsatte områder ut i fra konsekvens. Gjeldene sikkerhetsklasse angir største tillatte nominelle årlige sannsynlighet, som er 1/5000 for S3, 1/1000 for S2 og 1/100 for S1. Mer om sikkerhetsklassene i avsnitt 3.4.

3 Teori

3.1 Steinskred

Definisjon

Steinskred betegnes som masser utløst fra fast fjell som blir påvirket av tyngdekraften nedover en helning. Ulike egenskaper er brukt for å skille mellom typer skred fra fast fjell. Det vanligste er volum, men også bevegelsestype er diskutert. Spesielt i utenlandsk litteratur skilles det ofte på bevegelse, da det ikke er definert en skredtype i størrelsesordenene mellom steinsprang og fjellskred. På englesk kan steinskred oversettes med rock fall, rock block topple eller rock slide avhengig av bruddmekanisme. Definisjon basert på bevegelse blir videre diskutert under kapittel 3.2. I denne oppgaven blir det brukt en definisjon som skiller tre typer skred fra fast fjell etter volum (figur 2). Det finnes ikke nok holdepunkter for å si at skreddynamikken endrer seg nøyaktig på volumskillet, men den er satt på grunn av ansvarsfordelingen i Norge. NGU er tildelt ansvaret for om å kartlegge alt $>100.000 \text{ m}^3$, mens alt under dette skal dekkes av veilederen i bransjestandarden for utførelse av konsulenter.



Figur 2: Inndeling av skredtyper fra fast fjell basert på volumdefinisjonen.

Volumforskjellen vil gjøre skreddynamikken ulik for skredtypene fra fast fjell. Mens steinsprang består av enkeltblokker som vil bevege seg mer eller mindre uavhengig av hverandre, vil fjellskred bevege seg mer som en strøm med mindre friksjon og styres i liten grad av topografien. Dynamikken i et steinskred ligger mellom steinsprang og fjellskred og utløpslengden likeså (NVE, 2020a).

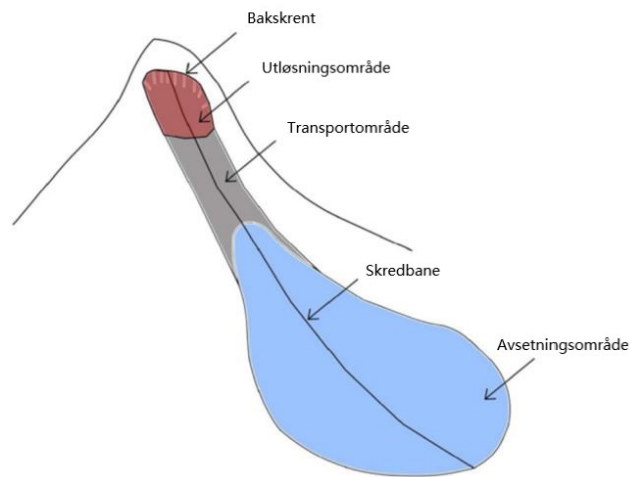
Skredforløp og dynamikk

Steinskred beveger seg som en samling av enkeltblokker bestående hovedsakelig av tørt materiale. Skredmassen kan inneholde noe vann avhengig av vær og klima i forkant av hendelsen. Før utløsning inneholder skredet en viss mengde potensiell energi avhengig av høyden. Underveis i hendelsesforløpet kan enkeltblokkene fragmenteres langs skråningen og bli til mindre blokker. Den potensielle energien forvandles til kinetisk energi etter fall, men mye energi forsvinner på grunn av friksjon mot underlaget. Vinkelen blokkene treffer underlaget med har mye å si fordi mye av den kinetiske energien spres ved første støt mot bakken. Etterhvert vil de sprettende blokkene gå over til rulling fordi materialene gradvis blir mindre rettet normalt mot skråningen (Dorren, 2003). Skred med et større volum vil bevege seg mer som en masse eller strøm. Dette fører til mindre friksjon og energitap, som er en del av grunnen til at fjellskred vil ha et lengre utløp enn mindre steinskred og steinsprang (Hefre mfl., 2018). Samtidig som at en del av energien tapes på grunn av friksjon vil også en del av energien overføres mellom blokkene når de kolliderer. Dette fører til at en del av energien forblir i steinskredet og kan bidra til et lengre utløp enn steinsprang. Blokkstørrelsen i utløpsområdet og i avsetningene gjenspeiler fragmenteringsprosessen under skredløpet. Fragmenteringen forbruker noe av den tilgjengelige potensielle energien fra fallet og reduserer energien som kunne blitt omgjort til translasjonsbevegelse (Crosta mfl., 2007). Ved hjelp av numerisk modell DAN (Hung, 1995) indikeres det at fragmentering i steinskred ($< 1 \times 10^6 \text{ m}^3$) fører til økt spredning i avsetningssonen og dermed en større rammet sone. Avsetningene vil bli naturlig sortert, med en hovedvekt av største partikler nederst. For videre utvikling av modellering av steinskredbevegelse, kreves informasjon om reologien i fragmenteringen av stein. Mekanismene involvert i skredet og dynamikken bak oppknusning av materialer er forsøkt oppklart i noen studier, men er fortsatt lite forstått (Davies og McSaveney, 2002).

Hvor skredet stopper avhenger av den gjennomsnittlige helningen, siden blokker hovedsakelig akselererer i brattere skråninger og bremser i flatere skråninger. Bortsett fra den gjennomsnittlige stigningsgradienten, avhenger hastigheten også av blokkstørrelsen og av andre forhold i skråningen som løsmasser, ur og vegetasjon. Det kan for eksempel være små blokker og steiner som settes fast mellom større blokker i ura. I hvor stor grad vegetasjon påvirker utløpet er omdiskutert, men generelt kan det sies at skog har en større dempende effekt jo mindre steinblokkene er (Dorren, 2003).

Komponenter i skredbanen

Skredbanen deles opp i tre hoveddeler: Utløsningsområde, transportområde og avsetningsområde (figur 3). Utløsningsområde er kilden til skredmaterialet, som ofte er skredbanens bratteste parti. For steinskred og steinsprang er helningen på terrenget større enn 40° i utløsningsområdet for de fleste skredhendelser (NGU, 2015). Etter en kollaps kan det være en synlig bakskrent som avslører maksimal høyde til skredet.



Figur 3: Skredbanens hovedkomponenter. Illustrasjon modifisert fra Mitchell mfl., 2019.

Transportområdet er lengden materialet har rullet, sprettet eller hoppet langs fjellvegen før hastigheten reduseres og skredet etterhvert stopper opp. Transportområdet er ofte synlig på grunn av spor i vegetasjonen for eksempel ved at trær har blitt revet ned av skredblokkene.

Der hvor helningen slaker ut og skredet mister sin energi, kalles avsetningsområdet. Dette området blir viktigst i kartleggingsfasen fordi det ofte er avsetningene som er synlig i lang tid etter utrasingen. Spesielt for historiske skred, blir avsetningene avgjørende, da transportområdet ofte er grodd igjen og utløsningsområdet er falmet, slik at det eneste synlige er avsetningene med en viss mektighet. Disse avsetningene består av morfologiske trekk som forteller noe om spredningen på materialene. Skredtåa defineres som det lengste utløpet i et skred. Den består av grovt materiale avsatt i en oval-lignende form. De største blokkene vil oppnå høyest energi i fallet og dermed nå lengst. Ofte er fronten steil på grunn av høye friksjonskrefter i det grove materialet. Den indre strukturen i et steinskred består av en økende grovhet mot toppen uten innhold av matriks. Det kan også sees trender til økende grovhet mot den sentrale delen av skredavsetningne (Crosta mfl., 2017). Dersom det er en stor endring i helning fra utløsningsområdet og transporttraséen, så kan det også avsettes grove blokker umiddelbart etter utfall.

Skred har en tendens til å gjenta seg i samme område som gjør at det opparbeider seg store urer i enkelte skråninger. Faktorer som kan si noe om antall hendelser i en ur er utløpsdistanse, lobeformasjoner av skredmaterialet, farge på avsetningene, vertikal superposisjoner eller separate bakskrenter. Eldre hendelser vil gjerne ha en mørkere farge som følge av lenger eksponering for sol og luft, eller mose eller annen vekst på avsetningene. Dersom det er flere lobelignende former innad i avsetningene, er det også sannsynlig at separate hendelser har skjedd på ulikt tidspunkt. Indivi-

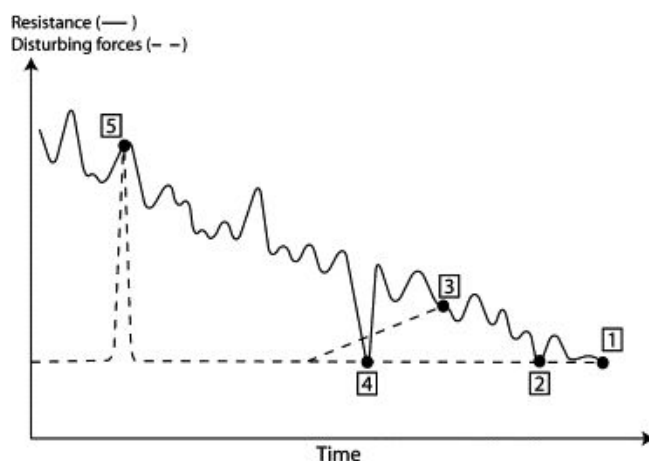
duelle bakskrenter i tilknytninger til avsetningene, kan bekrefte flere skredhendelser. Dersom det derimot kun er én synlig bakskrent, kan tilfellet for flere hendelser ikke avskrives, da bakskrenten kan være vanskelig å gjenkjenne. Superposisjonen til skredet kan utredes ved å se på den vertikale profilen av avsetningene. Dersom det har vært flere hendelser, kan man se en distinkt lagdeling i materialene. Teorien om økende finhetsgrad mot kildeområdet kan avgjøre om det er tegn til repeterende utløpssekvenser. Dersom feltarbeid er et alternativ, kan materialet dateres med en viss nøyaktighet som kan fortelle om hendelsene er spredt i tid.

Utløsende og bakenforliggende årsaker

Den utløsende årsaken som forårsaker selve utrasingen kan være kraftig regn eller snøsmelting, vibrasjoner i bakken eller menneskelige faktorer. Årsaken kan være vanskelig å skille ut, noe som gjør det krevende å forutse hendelsen i forkant. For at den utløsende årsaken skal ha en effekt, må det være en bakenforliggende årsak. Steinskred kan teoretisk utløses fra fjellskrenter brattere enn ca. 45° i bart fjell, men forekommer som regel i brattere terreng ($60-75^\circ$) (Braathen mfl., 2004). Tilstrekkelige sprekker og diskontinuiteter må også ligge til grunn for at et steinskred skal skje. Kompetente bergarter som gneis og granitt har en høyere tendens til å sprekke opp, hvor sprekkegrad, orientering og ruhet vil spille en rolle. Også forkastninger, folder, eller skjærsoner kan fremtre som potensielle glideflater. Dette er områder hvor vann enkelt kan trenge gjennom berget hvor det kan eksistere sleppemateriale. I skifrig berg er det stor anisotropi i styrkeegenskapene, slik at bruddplan kan oppstå. Tidligere ras eller erosjon som fører til overhengende skrenter fører til fare for nedfall, på grunn av manglende støtte.

Den bakenforliggende årsaken til en skredhendelse knyttes ofte til klima (Jaedicke mfl., 2008; Maslin mfl., 2010; Stoffel og Huggel, 2012). Forskningsprosjektet *InfraRisk* hevder at forekomsten av steinskred vil øke i fremtiden på grunn av temperatursvingninger rundt 0°C i vinterhalvåret og sammen med kraftigere regn vil stabiliteten i oppsprukne bergmasser reduseres (Frauenfelder mfl., 2017). Økt temperatur bidrar også med vekst av organismer som øker raten på kjemisk forvitring (Slåtten, 2011). Etter tining av permafrosten forventes det en økt forekomst av steinskred, i likhet med det som skjedde etter siste istid (Noetzli mfl., 2003).

Årsaken til skred er ofte kompleks, og det er vanskelig å peke ut en årsak alene. Ofte forekommer hendelsene som følge av en kombinasjon av topografiske, geologiske og klimatiske faktorer over en lenger tidsperiode som endrer stress og styrkeegenskapene i bergmassen. Figur 4 viser hvordan et brudd vil oppstå når de drivende kreftene blir større enn de motvirkende, samtidig som tiden er faktor.



Figur 4: Grafen viser hvordan et skred kan utvikle seg gjennom tid og hvordan punktene (1-5) påvirker stabiliteten. Et brudd vil oppstå når de drivende kreftene (stiplet linje) overgår de stabiliserende (heltrukket linje). Beskrivelse av punktene finnes i listen under. Illustrasjon modifisert av Gunzburger mfl., 2005.

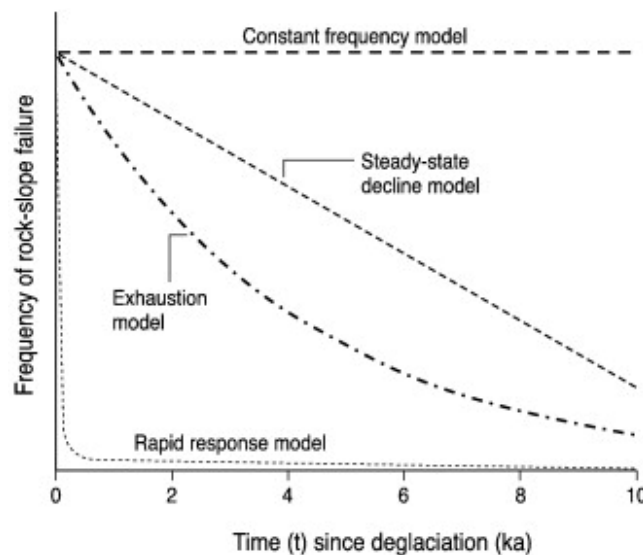
1. På dette stadiet går det brudd etter langtidsvirkende drivende krefter uten en åpenbar utløsningsfaktor, men gradvis reduksjon av krefter på grunn av forvitring.

2. Resultat av delvis langtidsvirkende effekter, eksempelvis fryse-tine prosesser gjennom flere sesonger. Påvirkes av punkt 3.
3. Økte spenninger og drivende krefter som resultat av høyere helningsvinkel, for eksempel ved erosjon.
4. Brudd oppstått ved hurtig og store nedbørmengder som gir en plutselig reduksjon i bergmassestyrken.
5. Brudd ved jordskjelv som gir en hurtig økning i spenning.

Som Gunzburger mfl., 2005 anmerker er det flere årsaker som spiller inn ved et steinskred som har betydning i ulike tidsintervaller. Det er derfor viktig å ha i bakhodet at et brudd kan ha bakenforliggende årsaker langt tilbake i tid og ikke bare de nyeste, åpenbare endringene.

Forekomst av steinskred etter siste istid

Hyppigheten av steinskred etter den siste istiden er mye diskutert og ulike modeller for å beskrive postglasial frekvens er foreslått. De fire mest aksepterte modellene er gjengitt i figur 5 (Ballantyne og Stone, 2013).



Figur 5: Fire skredfrekvensmodeller med utgangspunkt etter siste istid. Illustrasjon revidert av Ballantyne og Stone, 2013.

The constant frequency modellen foreslår en konstant frekvens fra deglasiasjonen og til idag. Modellen antar en stor populasjon av skredutsatte områder og at utløsningsmekanismene ikke endrer seg over tid eller på grunn av tidligere hendelser. Beregningene bak modellen baserer seg på antall hendelser etter istiden dividert på antall år.

The steady state decline modellen ser på en lineær reduksjon av antall skred siden deglasiasjonen.

The exhaustion modellen baserer seg på at antallet potensielle skredflater brukes opp og hyppigheten reduseres derfor eksponentielt (Cruden og Hu, 1993). Et annet argument er at spenningen induert av isbreen er størst i starten etter forsvinningen av isen, men utlignes sakte etterhvert.

Til sist foreslår **The rapid respons** modellen at omtrent alle hendelser oppsto det første århundre etter deglasiasjonen, og at etter denne perioden forekommer steinskred svært sjeldent.

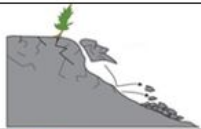
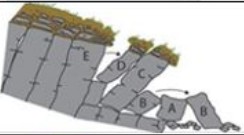
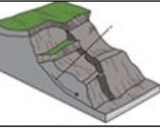
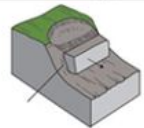
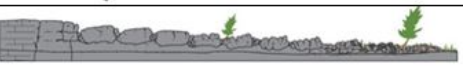
Omfattende datering av skredavsetninger i alpene indikerer at skredaktiviteten fra fast fjell var høy etter siste istid (Ostermann mfl., 2012), og like forhold i Norge gjør at vi kan forvente det samme

her. Utbredt morenemateriale forteller at isen var aktiv i Norge. Hele Skandinavia var dekket av den Fennoskandinaviske isen i Weichsel under den siste istiden.

En kartlegging av 108 skredhendelser fra fjordene i Møre og Romsdal (Longva mfl., 2009), tilsa at 25 av hendelsen stammer fra deglasiasjonen som utgjorde 89% av det totale avsetningsvolumet fra de kartlagte hendelsene. I tillegg ble det oppdaget at frekvensen av skred var veldig høy under yngre dryas og preborale perioder. Blikra mfl., 2006 hevder, etter en kartlegging og datering av skredhendelser på Vestlandet og i Nord-Norge, at påstanden om at de fleste skred fra fast fjell forekom like etter siste deglasiasjon er postulerende teorier, men at det kan stemme for enkelte distrikter i Norge. Forekomsten av steinskred har tilknytning til topografi og vil variere lokalt i landet.

3.2 Bevegelse for skred i fast fjell

Varnes utarbeidet en klassifisering av skred basert på bevegelse og materiale i 1978 (Varnes, 1978) (figur 6), som senere ble oppdatert av Hungr mfl., 2014. Bevegelsestypene som er definert er nedfall, utvelting, glidning og lateral spredning. Førstnevnte ser ut til å være den høyest forekommende blant skred i fast fjell i Norge.

Nedfall		
Utvelting		
Glidning	Roterende	
	Translasjonal	
Lateral spredning		

Figur 6: Bevegelsestyper for skred i fast fjell beskrevet av (Varnes, 1978). Skala på skredene varierer fra noen få til flere hundre meter. Figuren er modifisert fra National Park Service, 2018.

Nedfall

Nedfall betegnes som hurtig bevegelse av enkle eller flere blokker i klynge. Bevegelse i form av nedfall forekommer i bratte skråninger hvor fjellsiden er preget av diskontinuiteter og mekanisk forvitring (figur 7a). En typisk utløsende årsak er høy vannføring. Etter utløsning forflyttes massene nedover skråningen på forskjellige bevegelsesmåter. Disse bevegelsesmåtene avhenger sterkt av den gjennomsnittlige helningsgradienten. For skred som blir utløst i svært bratte skråninger ($>76^\circ$) er den første formen for bevegelse fritt fall (Dorren, 2003). Deretter vil de rulle eller sprette langs fjellveggen, med lite dynamisk interaksjon seg i mellom. Rullende blokker er vanligst for små skred (Corominas, 1996).

Utvelting

Utvelting er rotasjon fremover og oppstår der steinsøyler- eller plater er separert av sprekker. «Flexural topple» er et spesialtilfelle hvor veltet skjer på tvers av lagdelingen i berget. I figur 7b er det synlige horisontale sprekker i bergveggen tilknyttet avsetningene, og er et typisk eksempel på

utvelting. Hva slags type bergart er også av betydning. For eksempel er granitt, gneis og kvarsitt kompetente bergarter som kan sprekke opp, mens fyllitt typisk har en lav oppsprekningsgrad (Boadu og Long, 1994; Hilmo, 1992).



(a) Nedfall i Clear Creek Canyon, Colorado, Usa i 2005. Bilde fra (Highland, Bobrowsky mfl., 2008). Foto: Colorado Geological Survey.



(b) Utvelting ved Fort St. John, British Columbia, Canada. Bilde fra (Highland, Bobrowsky mfl., 2008). Foto: G. Bianchi Fasani.

Figur 7: Skredavsetninger etter bevegelsene a) nedfall og b) utvelting.

Glidning

Glidning oppstår når en svakhetssone separerer skredmaterialet fra en mer stabil underflate. Bevegelsene nedover kan være roterende/retrogressive eller translasjonale. Ved translasjonale skred er det store områder som glir ut på en plan eller smått undulerende bruddflate. Denne typen bevegelse kalles ofte blokkskred når det skjer i grunnfjellet. Blokken kan fragmenteres under transport, men avsetningene vil bestå av større blokker enn for eksempel skred ved nedfall (Meng, 2020).

Lateral spredning

Dersom en masse opptrer uten en veldefinert skjærsone, kan det kalles en lateral spredning. Massen er brutt opp og forlenget. Bruddet utvikler seg over en periode på 10^3 til 10^8 år (Gutiérrez mfl., 2012), men selve utløsningen er ofte hurtig ved vibrasjoner i bakken. Størrelsen på blokkene avtar med distansen fra bakkanten og morfologien opptrer mer kaotisk (Soeters og Van Westen, 1996). Laterale spredninger arter seg i svake helninger eller i flatt terreng.

3.3 Bestemmelse av mobilitet for skred i fast fjell

Mobilitet i forbindelse med skred, er en beskrivelse av utstrekningen. Høy mobilitet betyr at skredet når langt. Lav mobilitet betyr at skredet stopper tidlig. Mobiliteten kontrolleres av prosessene som utvikler seg innad i skredmassen samtidig som den avhenger av helning og andre forhold ved underlaget. Studier av fjellskred og dens mobilitet er omfattende hvor flere modeller er foreslått (Dubovskoi mfl., 2008; Hsu, 1975), mens det er begrenset forskning på mobilitet for skred av mindre volum. Likevel er det i forskningen på fjellskred inkludert skred ned til et volum på 100.000 m^3 , som er øvre grense for hva som omfattes av bransjestandarden for skredfarekartlegging i bratt terreng.

Karakterisering av steinskreds mobilitet er kritisk for å vurdere risiko. Både numerisk og empirisk modellering er tidligere gjennomført. Numerisk analyse krever detaljert informasjon om topografien og egenskaper som spiller inn under en skredutløsning. I tillegg krever det kunnskap om skred-dynamikken som enda ikke godt nok undersøkt og forstått. Ved empirisk analyse brukes data fra tidligere hendelser som kan ha en innvirkning på utløpslengde, eksempelvis substrat, fallhøyde eller utrast volum. Empiriske forhold med høy bestemmelseskoeffisient tillater et enkelt estimat av utløpslengden. Noen av mobilitetstudiene tilknyttet skred går ut på følgende:

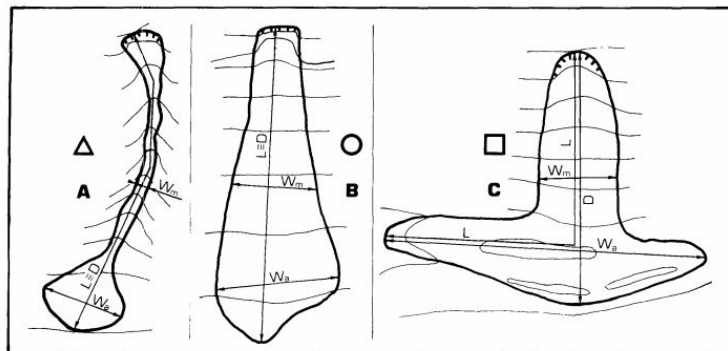
- Poretrykk (Manzanal mfl., 2016).

- Dynamisk fragmentering (Davies mfl., 1999).
- Friksjonsbasert smelte (Hu mfl., 2019).
- Akustisk fluidisering (Johnson mfl., 2016).

Nicoletti og Sorriso-Valvo, 1991 studerte hvordan den lokale morfologien kontrollerer form på avsetningene og mobilitet til skredet. I følge energiloven vil den totale energien involvert i en skredprosess være konstant, mens den opprinnelige mekaniske energien blir transformert til andre, mer degraderte former når massene beveger seg. Derfor mente de at hvordan og hvor hurtig energien forandrer seg avhenger blant annet av lokal morfologi. For eksempel vil energien i et skred langs en kanalisert bane, bli bedre bevart innad i massene og skredet vil nå lenger. 40 skred ble inkludert i den morfologiske studien hvor hovedsaklig tre former på avsetningene ble oppdaget (tabell 1, figur 8). Formene blir beskrevet som et avlangt timeglass, en tungeform og bokstaven «T» opp-ned, hvor førstnevnte vil ha høyest mobilitet. Morfologien langs skredbanen vil være avgjørende for den endelig skredformen, energitapet underveis og dermed skredets mobilitet.

Tabell 1: Beskrivelse av geomorfologiske faktorer for mobilitet og form til skred i fast fjell av Nicoletti og Sorriso-Valvo, 1991. Illustrasjon av formen i figur 8.

	Form	Morfologi	Energitap	Mobilitet
A	Avlangt timeglass	Kanalisert	Lav	Høy
B	Tungeform	Uforstyrret	Moderat	Moderat
C	Opp-ned T	Motstående helning	Høy	Lav



Figur 8: Illustrasjon av skredform fra Nicoletti og Sorriso-Valvo, 1991. W_a er den maksimale bredden av avsetningen, W_m er bredden på avsetningene målt midt på lengden. Formbeskrivelse fra venstre: Avlangt timeglass, tungeform og opp-ned T, med henholdsvis høyest til lavest mobilitet.

Basert på studier av flere kjente skredhendelser ble det gjort klart at på tross av likt volum og morfologi i skredbanene, besatt skredene ulike dynamiske egenskaper (Aaron og McDougall, 2019). Flere teorier poengterte at stedsspesifikke faktorer som interaksjon med substratet påvirker mobiliteten (Dufresne mfl., 2010; Hungr og Evans, 2004; Aaron og McDougall, 2019). Teoriene ser på hvordan ulike materialer i skredbanen påvirker skjærkreftene mellom skredmassene. For eksempel viser Sosio mfl., 2012 til H/L-plott av historiske hendelser som gikk over isbre og som tilsynelatende var mer mobile enn de som ikke gjorde det. De Blasio, 2014 mente at en av årsakene er på grunn av smeltevann som genereres når fjellmassene transporteres over og friksjonen med underlaget reduseres. Velardi mfl., 2020 erfarte ved kartlegging av stein- og fjellskred i Troms at skred som gikk over is hadde et lenger utløp enn over andre substrat, for eksempel fast fjell. Snødekke øker mobiliteten på grunn av at vannmetningen i substratet øker og reduserer styrken i laget. Dette gjelder også for løsmasser som er vannmettede, mens tørre materialer i skredbanen er forventet å ha en høyere skjærkraft (Hungr og Evans, 2004). For bart fjell vil mobiliteten reduseres på grunn av høy skjærmotstand som oppstår mellom stein mot stein. Studier fra Aaron og McDougall, 2019 viste at skred som gikk over bart fjell hadde friksjonskoeffisienter på mellom

0.32 og 0.45, sammenlignet med is og snø med koeffisient på maks 0.16. Grov ur vil også ha en dempende effekt på energien og redusere utløpslengden. Utløpstudiene med de ulike substratene er uavhengig av volum.

Siktevinkel

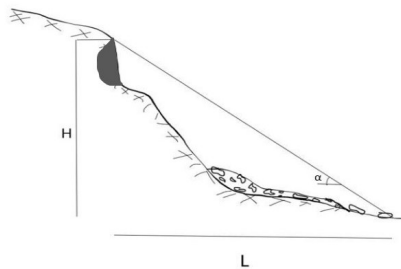
Heim introduserte siktevinkel (tysk: fahrböschung) i 1932 som blir brukt som et mål på mobilitet (Heim, 1932). Vinkelen blir målt mellom toppen av løsneområdet og den ytre grensen av skredavsetningen (figur 9). Denne vinkelen uttrykkes med forholdet H/L hvor H er høyden, eller den vertikale distansen, og L er lengden, eller den horisontale distansen til skredet. Heim undersøkte flere skredhendelser og fant ut at siktevinkelen var omvendt proporsjonal med avsetningsvolumet. I ettertid har flere studier underbygd denne hypotesen (Corominas, 1996; Scheidegger, 1973) og observasjonen på at utløpslengde øker med økende volum er godt etablert (McEwen, 1989; Nicoletti og Sorriso-Valvo, 1991). Scheideggerkurven er en tilpasset kurve basert på et verdensomfattende datasett over historiske skred fra fast fjell, som relaterer volum til utløpslengde. Scheidegger, 1973 fant et forhold mellom siktevinkelen og skredvolumet:

$$\log(H/L) = a \times \log V + b \quad (1)$$

hvor a og b er fastsatt ved studier av fjellskredavsetninger internasjonalt. V = millioner m^3 . Kurven kan dermed brukes til å estimere utløpslengde, dersom volum på det potensielle rasområdet er kjent:

$$L(H, V) = \frac{H}{10^{b+6 \times a} \times V^a} \quad (2)$$

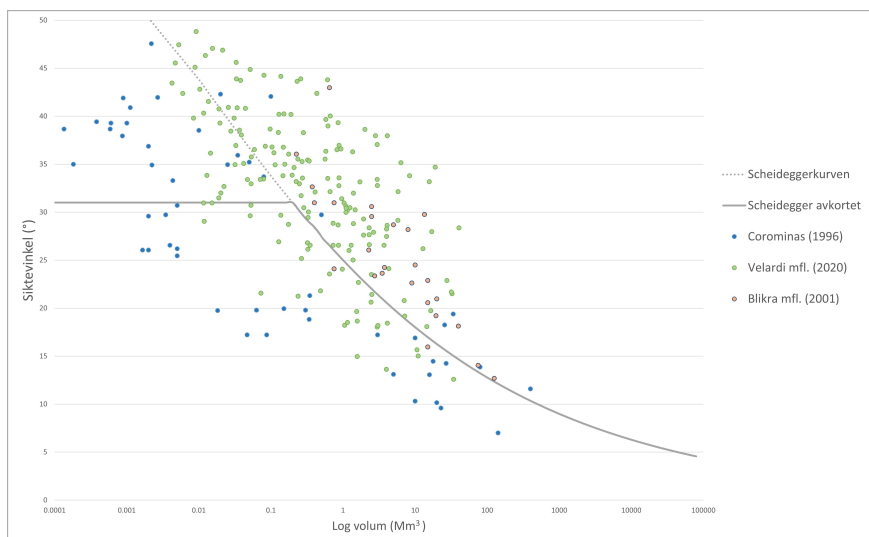
McEwen, 1989 og Hsu, 1975 viste til datasett hvor de minste skredene hadde en lavere siktevinkel enn anslått av Scheidegger. Grensen ble satt til 31° for maksimal utbredelse av steinskred, som tilsvarer et volum på $250.000 m^3$ på Scheideggerkurven (Corominas, 1996). Blikra mfl. (2001) kartla utløpslengden til 25 fjellskredhendelser i Norge, hvor mer enn 90 % av disse har en rekkevidde som er kortere enn hva Scheideggerkurven stipulerer (figur 10). Det samme gjelder skredkartleggingen på Vestlandet og i Nord-Norge fra Velardi mfl., 2020. Det antas derfor at Scheideggerkurven er en konservativ tilnærming for maksimumsrekkevidden til fjellskred i Norge. I bransjestandarden påpekes det at Scheideggerkurven har begrenset gyldighet for små fjellskred (Hefre mfl., 2018).



Figur 9: Illustrasjon av fallhøyde, H og utløpslengde, L etter Heim, 1932. Siktevinkelen α blir brukt som et mål på mobilitet.

Alfa-beta metoden

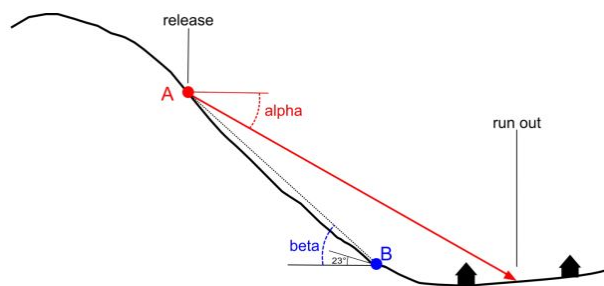
En metode som blant annet er brukt til å lage aktsomhetskart er alfa-beta metoden som estimerer maksimal utløpslengde (Sletten mfl., 2016). Lengden vil avhenge av hvor i skredbanen skråningen når en viss helning. Metoden ble først brukt for snøskred (Lied og Bakkehøi, 1980) hvor det, basert på empirisk data, ble funnet at skredmassene hadde størst energitap ved 10° helning. Domaas, 1994 realiserte metoden for steinsprang etter kartlegging av 122 skredutløp hvor den statistiske sammenhengen mellom høyden til utløsningsområdet og rekkevidden ble studert. Utløpet beskrives etter likning 3.



Figur 10: Scheideggerkurven med data fra Corominas, Velardi mfl.(2020) og Blikra mfl.(2001).

$$\alpha = 0.77\beta + 3.9^\circ \quad (3)$$

hvor β er punktet langs skredbanen der helningen flater ut til 23° , standardavviket, $\sigma = 2.16^\circ$. Figur 11 viser de topografiske parameterne som beskriver alfa-beta metoden.



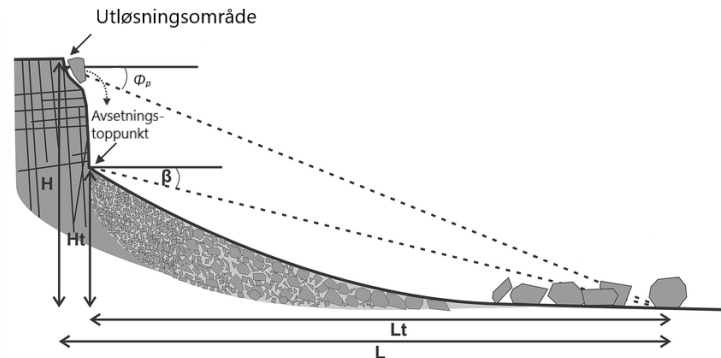
Figur 11: Alfa-beta metode utviklet for steinsprang etter Domaas, 1994.

Energilinjevinkel og skyggemodell

Verktøyet CONEFALL bruker empirisk bestemte koeffisienter for å estimere utløpslengden til steinsprang uavhengig av volum. Verktøyet skiller seg fra prinsippet med sikteinkel ved at H/L erstattes med en vinkel ϕ_p ut ifra baks-krenten. Det gjennomsnittlige energitapet bestemmes av friksjon istedenfor energitapet som oppstår ved bakkekontakt under skredbevegelsen. Friksjonskoeffisienten er empirisk bestemt og brukes til å finne vinkelen mellom baks-krent og lengste mulig utløp. Energita-pet langs skredbanen til et steinsprang er komplekst og avhenger av flere mekanismer, men siden energitapet langs en helning statistisk sett er lineært, brukes vinkelen mellom horisontalplanet og utløpsområdet til å finne maksimal rekkevidde. Denne linjen kalles energilinjevinkel ϕ_p (eng: energy line angle). Jo mindre vinkelen er, jo lenger er rekkevidden. Flere studier er gjort for å finne en presis energilinjevinkel. Basert på studier av Onofri og Candian (1979) vil 50% av massene stoppe ved $\phi_p > 33.5$ og 100% stopper for $\phi_p > 25.5$. Toppe (1987) hevder at 50% stopper ved $\phi_p > 45$ og 95% stopper for $\phi_p > 32$ (gjengitt av Jaboyedoff og Labiouse, 2011). Energilinjen kan også settes fra bunnen av den steile veggen eller på toppen av avsetningene, istedenfor utløpspunktet. I det tilfellet er det snakk om skyggemodellen. Forskjellen på modellene illustreres i figur 12.

Skyggevinkelmodellen skiller seg fra alfa-beta metoden og energilinjevinkelen ved at vinkelen, β bestemmes av toppen av avsetningene og den ytterste blokka. Den empiriske skyggevinkelmetoden

identifiserer utløpslengden til de lengstløpende enkeltblokkene, som ofte er spredt på flatere underlag. Metoden brukes når skredbanen inneholder et «dropp», en steil vegg skredet utløses fra, slik at blokkene mister mye energi i møte med en slakere helning og hvor bevegelsen går fra fritt fall, til å sprette langs underlaget (Evans og Hungr, 1993). Lied, 1977 fant ut at alle blokkene stoppet ved vinkel β 28°-30° (gjengitt av Jaboyedoff og Labiouse, 2011).



Figur 12: Bestemmelse av energilinjevinkel, ϕ_p , og skyggevinkel, β . H og L indikerer henholdsvis fallhøyde og horisontal lengde fra utløsningsområdet til det lengste utløpet og blir brukt til å beregne energilinjevinkelen. Ht og Lt er fallhøyde og lengde fra toppen av avsetningsområdet til ytterste blokk og blir brukt i skyggevinkelmodellen. Illustrasjon modifisert etter Copons mfl., 2009.

3.4 Sikkerhet mot skred

Et av de viktigste grepene for å unngå økonomiske eller helsemessige skader i forbindelse med skred er å unngå utbygging i utsatte områder. Kommunevis utarbeider NVE faresonekart for kvikkleire, flom og skred i bratt terreng. I kartene fremkommer informasjon om skredtype og faresone for hovedhendelse og sekundære effekter, med nominell årlig sannsynlighet på 1/100, 1/1000 og 1/5000. Faresonekartene brukes til reguleringsplaner og byggesaker og er utarbeidet i henhold til kravene i TEK17 (Direktoratet for byggkvalitet, 2017). Tabell 2 viser sikkerhetsklasse, konsekvensgrad og sannsynlighet for skred. Sikkerhetsklassene baseres på antall personer i det aktuelle bygget. Bygninger med mindre personopphold, for eksempel garasje eller naust, vil ha lavere konsekvens dersom bygningen treffes av skred. Derfor tillates det at ubebodde bygninger, for eksempel garasje, bygges i et område med høyere sannsynlighet for skred(S1). Dersom det derimot skal bygges en skole, er populasjonen i bygget høy og konsekvensen ved en skredulykke er stor. I dette tilfellet skal den største nominelle årlige sannsynligheten for skred ikke overstige 1/5000 for å få byggetillatelse(S3).

Tabell 2: Sikkerhetsklasser ved plassering av byggverk i skredfareområde.

Sikkerhetsklasse for skred	Konsekvens	Største nominelle årlige sannsynlighet
S1	liten	1/100
S2	middels	1/1000
S3	stor	1/5000

I den nye veilederen for skredfare i bratt terreng fremkommer det hvordan grunnlagsdata og informasjon om tidligere hendelser skal brukes for å etablere faresonekart (NVE, 2020b). Helningskart er viktig for å avgrense mulige utløsningsområder. For steinskred må terrenghelning over 45° inkluderes i vurderingen for utløsningsområdet og ur eller enkeltblokker som vitner om tidligere skredaktivitet må kartlegges. Ur er et tegn på aktive kildeområder og dersom det ikke er til stedet, er løsnings sannsynligheten normalt svært lav. Permafrost er også noe man kan være oppmerksomme på. I Alpene er det observert en sammenheng mellom økt antall utfall fra bratte fjellsider og degradering av permafrost. Det samme antas å være tilfellet i Norge. Grundig feltarbeid hvor oppsprekingsgrad, antall sprekkesett, vanntilgang, sannsynlighet for rotspregning og bergartstype bør kartlegges for å ha grunnlag til å beregne sannsynligheten for utløsning. Sannsynligheten for at skred rammer et spesifikt område er vanskelig å beregne nøyaktig og nominell sannsynlighet er

kun en antatt verdi der det i tillegg til teoretiske beregningsmetoder brukes faglig skjønn. Terrengobservasjoner, modellering av utløp og skredhistorikk er informasjon som taes med i den faglige vurderingen.

4 Grunnlagsdata for bruk i skredkartlegging

4.1 Ortofoto og høydemodeller

Ortofoto er et georeferert bilde tatt fra luften. Både nyere og historiske bilder er tilgjengelig for offentligheten på <https://www.norgebilder.no/> som kan lastes ned i ulike koordinatsystem. Den store mengden tilgjengelig data gjør det mulig å gå tilbake i tid for å se endringer i terrenget. De eldste bildene på norgebilder er fra rundt år 1960, men det finnes bilder fra 1935 som er digitalisert og lagret i Kartverkets flyfotoarkiv. Ortofotoene er tatt fra fly som tillater en høyere oppløsning enn ved satellitt, og som kan fåes helt ned til 4 cm og opp til 100 cm. Ved høy oppløsning er små detaljer synlige, men bildene krever samtidig stor lagringsplass. Derfor bør oppløsning velges basert på bruk. Ortofotoene kan deles opp i tre grupper:

Ortofoto 10: Nødvendig for områder hvor detaljer er viktig, eksempelvis for byområder eller der det er behov for høy stedfestingsnøyaktighet. Bakkeoppløsningen fra 4 cm.

Ortofoto 20: Finnes for områder med mer spredt populasjon, men hvor det fortsatt er behov for en viss detaljgrad. Minst vanlig av de tre typene. Bakkeoppløsning er 15-20 cm.

Ortofoto 50: Disse bildene er landsdekkende og kalles omløpsfotografering. Siden 2012 har bakkeoppløsningen på disse bildene vært 25 cm som tidligere var opp mot 50 cm.

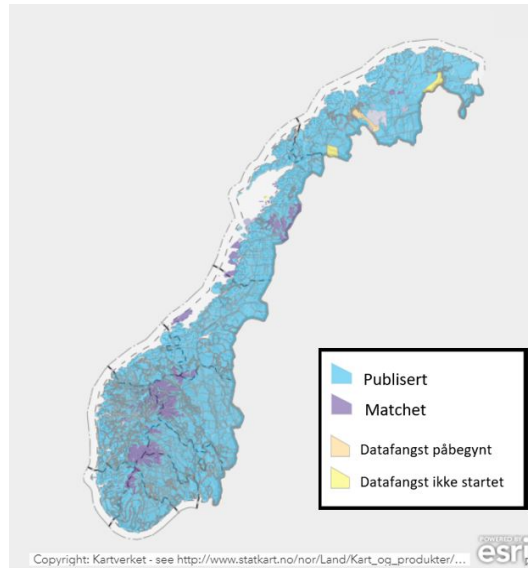
En digital terrengmodell(DTM) er en tredimensjonal digital representasjon av terrenget som gir informasjon om høyde over havet i hvert punkt av datasettet. Modellen inneholder kun data fra terrenget. Bygninger, vegetasjon og lignende er ikke inkludert. DTM og digital høydemodell(DHM) blir ofte brukt om hverandre og forskjellen på disse er minimal, da DHM ofte blir brukt som et paraplybegrep til å beskrive DTM (Wood, 2008; Hutchinson and Gallant, 2005; Shingare and Kale, 2013).

Terrengmodellene genereres ved digital fotogrammetri eller laserskanning, ved bruk av LiDAR (Light Detection And Ranging). LiDAR er et kontaktløst målingsinstrument som produserer en punktsky av en overflate. Ved laserskanning bestemmes distansen mellom sensoren og objektoverflaten ved å måle tiden en laserpuls bruker på å returnere til sensoren. Med laserskanning kan nøyaktigheten være nede i 10–12 centimeter og kan brukes til flom-og skredanalyser, beregning av veitraseer, masseberegning og arealplanlegging i 3D.

Med DTM som inngangsdata kan det genereres skyggekart for å avgrense skredbaner, løsnemråder, og skredavsetninger. Verktøyet «Hillshade» i ArcMap skyggelegger områder ut ifra asimutvinkel og solhøyde og gir en gråskala tredimensjonal representasjon av overflaten. Asimut er retningen sola kommer inn fra og deles opp fra 0-360°, hvor 315° er den forhåndsvalgte vinkelen. Solhøyden er solas høyde fra 0-90°, hvor 45° er den forhåndsvalgte vinkelen.

Helningskart er beregnet fra samme høydemodell med verktøyet «Slope» i Arcmap. Helningskartet viser bratthet av terrenget for hvert punkt i datasettet i forhold til nabopunktene, enten i grader eller prosent stigning. Helningsvinkel er en av de viktigste parameterne for å definere løsnemråder for skred.

I 2016 startet prosjektet «Nasjonal detaljert høydemodell»(NDH) som skal kartlegge høyden i hver kvadratmeter av landet(Øydvin mfl., 2011) ved bruk av laserskanning. Status av prosjektet som ledes av kartverket vises i figur 13. Datasettene har en punkttetthet på minst 2 punkter per kvadratmeter og oppløsning på 1 meter, men kan også lastes ned i 10 eller 50 meters oppløsning. For områder som ikke krever like bra høydenøyaktighet, er det brukt bildematching. Det er en rimelig metode som bruker allerede eksisterende flybilder, tatt fra ulike vinkler, som «matches» for å beregne høyden. DTM er fritt tilgjengelige fra <https://www.hoydedata.no>.

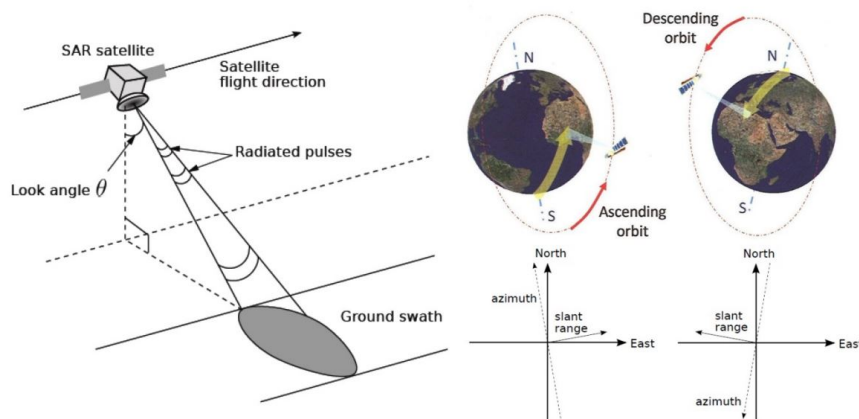


Figur 13: Status fra kartleggingen av NDH. Blant områdene som enda ikke er publisert er landets største vidder og nasjonalparker. Det er kun tre områder i Nord-Norge, hvor datafangst ikke er ferdig.

4.2 Satellittbasert jordobservasjon

SAR

SAR (syntetisk apertur-radar) er en aktiv sensor som både sender ut og registrerer returnerte energipulser. Pulsene, som emitteres i mikrobølgespekteret, brukes til å måle distansen mellom sensoren og det illuminerte området på jordoverflaten hvor pulsene reflekteres (ground swath, figur 14). Denne distansen kalles slant range og er 90 grader på flyretningen (asimut retning). Vinkelen mellom retningen antennen peker og nadir kalles synsvinkel (eng: look angle).



Figur 14: Venstre: Forenklet geometri til et SAR-system. SAR måler distanse mellom satellitten og interessepunktet på bakkeoverflaten i synsretningen til satellitten ved å utsende energipulser. Høyre: Geometrien til nordgående (ascending) og sørgående (descending) satellittbane. Illustrasjon fra Rouyet mfl., 2018.

Sensoren kan være både bakkebasert, luft- og satellittbåren. Fra satellitt er SAR-bilder innsamlet fra en satellittbane nordgående(ascending) seende mot øst eller sørgående (descending), seende mot vest (figur 14, høyre). På grunn av satellittbanen og jordrotasjonen vil hele jordoverflaten bli avbildet av to ulike satellittgeometrier flere ganger per måned avhengig av lokasjon. Geometrien fra radarbildene vil inneholde forskyvninger slik at det er nødvendig med en konvertering til kartkoordinater. Dette er en prosess som kalles geokoding.

Det reflekterte signalet settes sammen til et bilde med to typer av informasjon: amplitude og fase. Amplituden er styrken av det reflekterte signalet og avhenger av faktorer knyttet til overflaten som

materiale, helning og fuktighet. Fasen er fraksjonen av en komplett syklus av en sinusbølge. En syklus er oppnådd når sinusbølgen starter å gjenta seg selv (McCormack mfl., 2011). Fasen avhenger først og fremst av avstanden mellom satellitten og overflaten og i en liten grad av forandringer i atmosfæren.

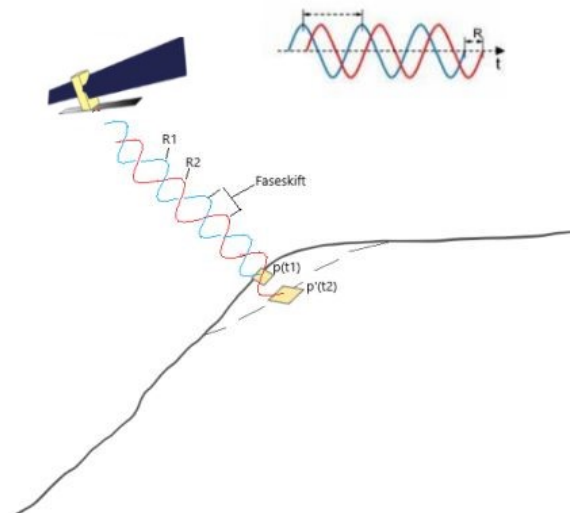
Flere byråer støtter SAR-oppgaver til bruk av jordobservasjon. I Europa styrer EU og European Space Agency (ESA) Copernicus-programmet som satser på land- og havovervåking gjennom anskaffelser av SAR-data. Copernicus ble et operasjonelt program i 2014 og i 2015 ble Norge formelt med som deltaker. Initiativet er sammensatt av en konstellasjon av to satellitter, Sentinel-1A og Sentinel-1B, som deler samme satellittbane. Konstellasjonen medfører dataanskaffelser hver 6.dag, som er gratis for bruk av offentligheten, til forskning og til kommersielle brukere.

InSAR

Interferometrisk SAR er en teknikk som kombinerer målinger fra samme område på to ulike tidspunkt, slik at man kan finne bevegelser på overflaten i tiden mellom målingene. Mer presist er det faseskifte til de elektromagnetiske bølgene mellom to SAR datainnsamlinger som analyseres. Endringen i fasen ($\Delta\varphi$) er gitt i likning (4)

$$\Delta\varphi = \frac{4\pi}{\lambda} \Delta r + \alpha \quad (4)$$

Hvor λ er bølgelengden, Δr er forskyvningen i synsretning og α er faseskift på grunn av atmosfæriske forhold. Figur 15 illustrerer hvordan fasen på bølgene endres mellom to målinger, dersom posisjonen til bakkepunktet er forandret. Det skjer fordi signalet må ha reist lengre, eventuelt kortere enn ved første måling. Denne faseforskjellen inneholder høydeinformasjon om bakkepunktene og blir videre brukt til å lage interferogram (Tempfli mfl., 2009). Flere interferogram kan kombineres for å dokumentere den gjennomsnittlige hastigheten og utviklingen av deformasjonen gjennom måleperioden i en tidsserie (Rouyet mfl., 2018). Bakkedeformasjonen måles fra synslinjen til satellitten og fremkommer i millimeter presisjon.



Figur 15: Måling av bakkedeformasjoner med satellittbasert InSAR. Det reflekterte signalet fra to passeringer fanges opp av satellittene. Mellom passeringene har punktet, p, beveget seg til punkt p'. Siden bølgelengden til signalet er kjent vil forskjeller i bølgefase kunne regnes om til forskjell i hvor langt signalene har reist (ΔR).

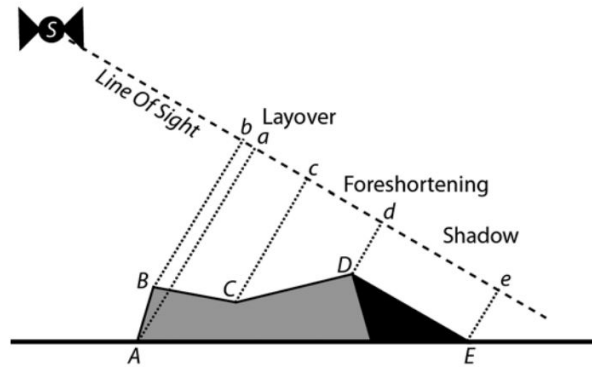
Ordet «syntetisk» i interferometrisk syntetisk apertur-radar kommer av at satellitten gjør kontinuerlige målinger for å lage en kunstig, lineær antenne som fungerer som en lengre antenne enn det den i virkeligheten er. Den romlige oppløsningen til radardataen er direkte relatert til forholdet mellom bølgelengdene til sensoren og lengden til sensorantenna. Jo lenger antenne, jo høyere

oppløsning for en gitt bølgelengde (Skolnik, 1990). En oppløsning på 10 meter ville kreve en radarantenne på 4250 meter i C-bånd, dersom det ikke var for den syntetiske aperaturen. Ved å kombinere en sekvens av målinger fra en kortere, og mer praktisk antenne, vil oppløsningen være likestilt med en lenger antenne (NASA, 2017).

Anvendelsesområde til InSAR er bredt. Fordi InSAR kan fange opp deformasjonsraten ned til 1 mm/år har teknikken vist seg nyttig i skredovervåking av store, ustabile fjellparti (Dehls mfl., 2019). InSAR-data har blitt brukt i flere deler av prosessen, for eksempel ved oppdagelse av deformasjonssone, bestemmelse av faregrad, modellering, overvåking og observasjon (Mengistu mfl., 2019; Zhang mfl., 2020). I løpet av de siste ti årene har satellittovervåking og fjernmålingsteknikker i forbindelse med skredanalyse gått gjennom rask utvikling. Blant flere metoder, har InSAR-teknikken utmerket seg på bakgrunn av økning i utviklingen (Li og Tomás, 2017).

Sammenlignet med bakkebaserte metoder, har satellittbåren InSAR fordelen med å rekke ut til utilgjengelige områder, enten om det er geografisk utilgjengelig, helseisriko eller på grunn av politisk styring. Av satellittbaserte metoder finnes også optiske satellitter, og kan med fordel brukes der hvor bevegelsene blir for store til å fanges opp av SAR, men er lite brukt til skredkartlegging i Norge. Fordelen med InSAR i forhold til andre satellittsystemer er det kan anskaffes målinger uansett værforhold, da mikrobølger kan penetrere gjennom tåke, regn og mørke (Liu mfl., 2014; McCormack mfl., 2011; Üstün mfl., 2015). En ytterligere fordel med satellittbåren SAR er generering av tidsserier med utvikling i deformasjonshastigheten i radarens synsvinkel fra interesseområdet. Analyse av den temporale utviklingen muliggjør studier av tidligere deformasjon (Li og Tomás, 2017). Muligheten for å studere utviklingen av en geofare i retro perspektiv, er en unik mulighet man har med InSAR.

Generelt flyr satellitter utviklet for jordobservasjon i polare baner med en retning mot NS. For dette tilfellet vil det være vanskelig å oppdage horisontale deformasjoner på grunn av synsretningen fra radaren som er 90 grader på satellittbanen. Av den grunn fanges bevegelser fra nord- og sørvendte fjellvegger dårligere opp enn vest- og østvendte. Bevegelser på overflaten vil føre til en forsinkelse i InSAR-signalene. Signalet følger en sinuskurve, og forsinkelsen vil føre til en endring i bølgefasen. Denne endringen er proporsjonal med bevegelsen på overflaten. Siden endringene i bølgefasen gjentar seg periodisk, er det bare mulig å regne ut forskjeller som er mindre enn bølgelengden. For hurtige bevegelser vil faseforskjellen i radarsignalet skille mer enn en komplett syklus og dermed ikke fanges opp av InSAR. Derfor er det kun de fenomenene som ut ifra hastighetsklassifisering av skred (Cruden og Varnes, 1996), beveger seg sakte og ekstremt sakte ($<16\text{mm/år}$), som kan bli registrert. Koherensen kan brukes som et uttrykk for hvor mye et område har forandret seg i perioden mellom InSAR-målingene. Urbane områder og eksponert fjell gjennomgår svært få endringer over tid og vil normalt ha en sterk koherens, mens vegetasjon som stadig er i endring vil være vanskelig å gjenkjenne. Det samme gjelder raske overflateendringer, som ved et skred. Snø og myr er også en begrensning på grunn av høy variasjon i bakkefuktigheten og tap av signaler (Li og Tomás, 2017). I Norge kan topografien være en utfordring da den stedvis består av høyt relieff som kan forårsake geometriske forstyrrelser i radarbildene som layover, foreshortening og radarskygge (figur 16). Layover oppstår når radaren er nærmere fjelltoppen enn foten av fjellet, noe som gjør at fjelltoppen vil fremstå som forskjøvet mot radaren fra sin sanne posisjon. Foreshortening skjer når vinkelen på helningen vendt mot sensoren er mindre enn innfallsvinkelen til radarbølgene. Konsekvensen av foreshortening er at helninger i bildet vil fremstå kortere enn det er i virkeligheten. I tillegg er radarskygge et problem dersom området under en fjelltopp ikke sees av radaren.



Figur 16: Illustrasjon av forvrengningene layover, foreshortening og radarskygge som kan oppstå i radarbilder fra satellitt. Figur fra (Barboux mfl., 2013).

InSAR Norge til bruk av skredovervåking

InSAR Norge er en intuitiv og brukervennlig karttjeneste som muliggjør observasjon av bevegelse i retrospekt i norsk terreng. Overvåking av ustabile fjellparti blir trukket frem som et hovedmål med InSAR Norge (ESA., 2019). De første målingene registrert i InSAR Norge er fra juni 2015, mens siste tilgjengelige data (pr. mars 2021) er fra 2019. I tillegg finnes data fra Radarsat-2 i tidsperioden 2010-2018 på utvalgte områder på Vestlandet og i Troms. Kun data anskaffet fra juni til oktober er inkludert i karttjenesten, på grunn av snø i vinterhavåret som hindrer bakkemålinger. Satellittene samler data med 250 km bånd over Norge, slik at det forekommer store områder med overlapp i datafangsten. Tre datasett ble laget av hver ascending og descending bane i InSAR Norge. Data fra ascending bane vil gi negative verdier (røde punkter) for bevegelse i østvendte fjellvegger som vil si at de målte punktene har beveget seg vekk fra satellitten. Verdiene vil være positive (blå punkter) for bevegelse mot vest målt fra ascending bane. For descending bane er det omvendt. Bevegelse rett ned vil gi negative verdier i både ascending og descending data. Dersom det ikke måles bevegelse mellom målinger, vil punktene vises som grønne i InSAR Norge. Siden det er mye og god data tilgjengelig, er det enkelt å kvalitets sikre funnene, blant annet ved å se etter bevegelse i begge baneretninger. Prosesseringen av data er utført med PSI (Persistent Scatter Interferometry) (Ferretti mfl., 2001) som utnytter naturlige reflektorer i terrenget. Vegetasjon blokkerer signalene og vil føre til et begrenset eller total manglende datagrunnlag. Dersom et område er totalt forandret mellom to målinger, for eksempel i forbindelse med en utrasing av et parti, vil det være lav koherens som fører til forkastelse av datapunkter i prosesseringen. Ingen punkt vil da være synlig i InSAR Norge. Til tross for ulempene har satellittbasert InSAR muligheten til å måle veldig sakte bakkedeformasjoner som kan gi verdifull informasjon for faresonekartlegging. Ved hjelp av InSAR kan man tidlig i prosessen gjøres oppmerksom på ustabile partier over større områder hvor man kan vurdere nøyere overvåking ved fare for skred. Et forvarsel før skredutløsning kan forekomme flere uker eller måneder før selve utrasingen og kan bli en viktig del av tidlig varsling (Lauknes, 2011).

InSAR er en kjent metode innen skredovervåking som er praktisert under flere studier (Gischig mfl., 2009; Henderson mfl., 2011; Singhroy og Molch, 2004). Carlà mfl., 2019 brukte InSAR for å identifisere forløpere til skredkollaps og oppdaget tydelige trender for akselererende deformasjon i ukene før skredet på tre ulike lokasjoner. Carlà mfl., 2019 så dataen i retrospekt, men det er også mulig å se bevegelse direkte ved å sette opp en systematisk prosesseringskjede av Sentinel-1 interferometriske datastabler (Raspini mfl., 2018). På den måten er det mulig å gå fra en statisk analyse av radarbilder til en dynamisk, kontinuerlig oppdatert overvåking av deformasjonen.

4.3 Langtids stabilitetsanalyse av skråning

Å kunne forutse den siste fasen før skredkollaps er viktig for å vurdere faren, samt redusere skader tilknyttet skred. Å forutse tidspunkt for skred kan være en utfordring på grunn av geometrisk og geologisk kompleksitet, sesongbaserte endringer som påvirker stabiliteten og ikke-lineære forhold mellom tid og bevegelse (Crosta og Agliardi, 2003).

Kryp er en form for sakte bevegelse og forskyvning over lang tid. I fast fjell er bevegelsens oppførsel grunnen til at oppdagelsen av potensielle skred er mulig. Bevegelsen er mer eller mindre kontinuerlig og blir påvirket av gravitasjonkrefter og konstant last. Kryp skyldes endringer i skråningsgeometrien, materialeegenskaper og diskontinuiteter som plutselig kan vise en økning i deformasjonshastigheten før kollaps (Ter-Stepanian, 1963). Med mindre det oppstår jordskjelv eller andre hurtige spenningsforandringer, vil hastigheten til bevegelsene i fjellsiden øke før en utløsning. Denne akselerasjonsfasen kan brukes til å estimere når skredutløsningen vil skje. Akselerasjonen som oppstår i perioden før selve raset er basert på studier fra Voight, 1989 og har blitt gjengitt i flere studier (Carlà mfl., 2019; Cornelius og Scott, 1993; Crosta og Agliardi, 2003). Hastigheten på den initiale bevegelsen er tilsynelatende irrelevant i følge Moretto mfl., 2017 som legger frem en database bestående av 57 skred hvor gjennomsnittlig bevegelse varierer fra 0.04 til over 1000 mm/dag ifra akselerasjonen starter, men hvor samtlige viser en eksponensiell vekst i bevegelse før utrasing.

Om InSAR Norge skal være av verdi for identifisering av steinskred, fordrer det en saktegående deformasjon i forkant av utrasingen. I en studie fra Kromer mfl., 2018 ble det målt deformasjon for 64 av 90 steinsprang i minst 100 dager i forkant av utrasingen ved bruk av punktskymodell basert på data fra laserskanning. Hendelsene besto av volum mellom 0.1 til 158 m³. Til tross for små volum, er det etablert at bevegelse i forkant av et skred er mulig for steinsprang og det samme forventes for steinskred. Ved bruk av InSAR Norge, stilles det derimot spørsmålet om utsrekningen på det ustabile partiet er stort nok til å fanges opp, da bakkeoppløsningen er 5x20 meter for Sentinel-1. En annen utfordring er den temporale oppløsningen på 6 dager. Presisjonen av skredvarsling øker med økt målefrekvens, slik at avlesning av bevegelse bør foregå hver dag. Derfor bør det i tillegg til InSAR Norge taes i bruk metoder for kontinuerlig overvåkning for å kunne bruke det som varsling av skred. Derimot er InSAR Norge sin anskaffelsesfrekvens tilstrekkelig til å undersøke om det forekommer bevegelser eller ikke.

5 Metode

5.1 Datainnsamling og håndtering av store datasett

All data brukt til studiet er offentlig tilgjengelig data eksportert fra ulike kilder (tabell 3) for anvendelse i ArcMap versjon 10.7.1. Store mengder data er nødvendig for å dekke studieområde. Derfor var det hensiktsmessig å velge oppløsning som fanger opp nødvendige detaljer for kartleggingen, samtidig redusere lange prosesseringstider. Det ble valgt en oppløsning på 20 cm for ortofotoene og 1 m for terrengmodellene. Data ble lastet ned med datum og projeksjon Euref89 UTM32. Siden årstall for skredene er ukjent, er det brukt store mengder med ortofoto fra flere perioder, mens for høydedata er de nyeste, tilgjengelige filene brukt.

Tabell 3: Tilgjengelig data benyttet i studien.

Data	Ansvarlig	Nettside
Ortofoto	Statens vegvesen, NIBIO og Kartverket	norgebilder.no
DTM	Kartverket	hoydedata.no
Satellittdata	USGS	earthexplorer.usgs.gov
Kvartærgeologisk kart	NGU	geo.ngu.no/kart/losmasse
InSAR data	NGU	insar.ngu.no

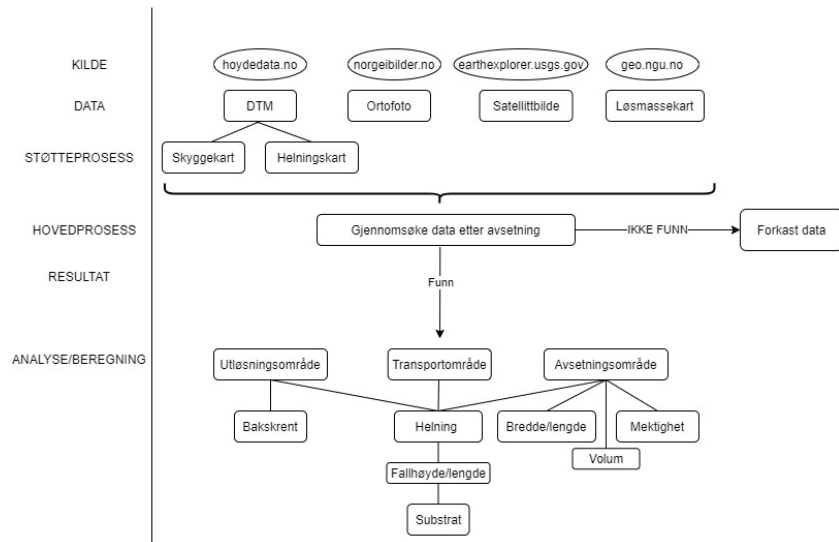
For å gå systematisk til verks med kartleggingen, deles data opp i naturlige deler basert på kommunegrenser i Oppland. Det gjør det enklere å holde oversikt over ferdig gjennomførte områder og hvilke områder som enda ikke er kartlagt. En annen fordel med å dele opp datasettene er at ArcMap takler datamengden bedre og det går raskere å navigere i programvaren. På hoydedata.no kan kommunene velges separat for nedlasting. I norgebilder.no må brukeren selv lage polygon som omfavner kommunen av interesse. For å unngå overlapp, samt sørge for at alle kommunene ble dekt, ble polygonene laget i ArcMap og lastet inn i norgebilder.no som en SOSI-fil for eksportering av ortofoto. Siden eksport fra norgebilder.no er begrenset til 100 GB, var det ofte tilfellet at kommunen måtte deles inn i 2-3 deler før de kunne bestilles og lastes ned.

5.2 Kartlegging av historiske skredhendelser i Oppland

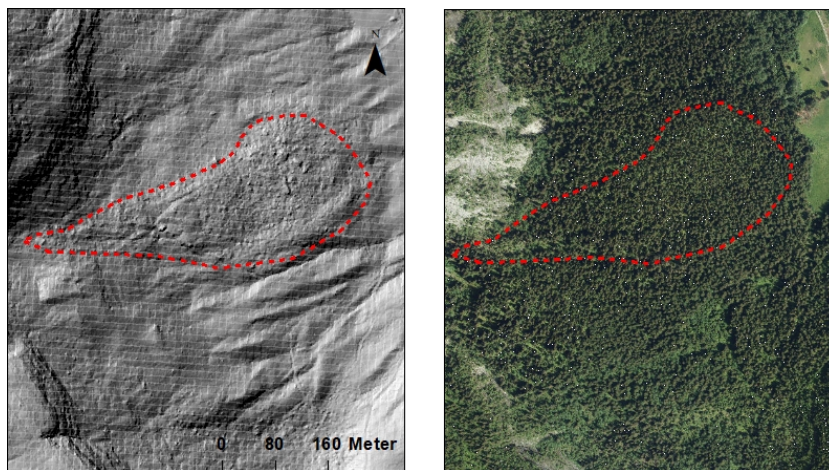
Kartlegging av skredavsetninger, bakskrent, utløsnings- og transportområde ble utført for Oppland fylke. Målet var å samle informasjon om tidligere skredhendelser som skulle registreres i nasjonal skreddatabase for å danne et godt datagrunnlag til skredstatistikken. I forberedende fase ble tidligere steinskredhendelser fra skrednett gjennomgått. Dette ble gjort for å sikre at allerede registrerte hendelser ble tatt med i den oppdaterte databasen for nøyere gjennomgang av skredparameterne. Gjennomgangen av kjente hendelser ble også anvendt som en innføring for å senere kunne utføre selvstendig vurderinger på identifisering av skredmateriale. På skrednett var det omtrent 180 (± 10) registrerte skredhendelser fra fast fjell i studieområdet (per des. 2020). Alle hendelsene var registrert som steinsprang (volum: $< 100 \text{ m}^3$). Det ble gjennomført web-søk i lokale aviser for å fange opp omtalte skred som har unngått nasjonal oppmerksomhet. De fleste skred som forårsaker skade på vei eller eiendom blir oppdaget. Derimot er det mindre sannsynlig at skred i utilgjengelig eller øde terreng blir oppdaget. Disse blir i større grad ignorert av befolkningen, da de sjeldent fører til en økonomisk eller helsehemmende konsekvens. Nye hendelser blir ofte omtalt i medier før de blir registrert i en database og er derfor en fin måte å inkludere nyere skred på. Informasjon hentet fra nasjonal skreddatabase og avisartikler ble kritisk vurdert ettersom journalister og grunneiere som står bak registreringene sjeldent har kompetansen til å beskrive skredet. Det fører til at spesielt skredtypen ofte er feilomtalt eller upresis. En gjennomgående feil er at små steinsprang ofte blir omtalt som steinras eller steinskred.

Kartleggingen ble gjennomført kommunevis. Siden ortofotoene kom naturlig oppdelt på områder på ca. 5 x 5 km fra norgebilder, ble dette brukt som et hjelpemiddel i den systematiske gjennomgangen. Bildene ble gjennomført for skredavsetninger med et innledende søkevindu med målestokk 1:10.000 med skyggekartet i bakgrunn, slik at det hurtig kunne veksles mellom skyggekart og ortofoto. Funn ble markert med et polygon. Dersom den enkelte bildefilen ikke inneholdt antydninger

til skred, ble den fjernet fra ArcMap-dokumentet for å holde oversikt over hvor det fantes skred, samtidig som prosesseringstiden reduseres. Flytskjema av kartleggingsforløpet vises i figur 17. Etter at hele fylket var gjennomført startet arbeidet med skredparameterene.



Figur 17: Flytskjemaet viser fremgangsmåte i kartleggingen fra inntening av data, til registrering i skred-database.



Figur 18: Eksempel på skredavsetning som kun er synlig i skyggekart (her: Olberg, Vestre Slidre) og som viser dens viktighet som ressurs.

Skredavsetningene var ofte enklere å oppdage i skyggekartet, da avsetningene sto mer ut av kartet og skilte seg fra bakgrunnen. For eldre hendelser som var helt eller delvis dekket av vegetasjon og dermed usynlig i ortofotoet, var kjegleformen fremtredende i skyggekart, slik som vist i figur 18. I tillegg til skyggekart ble høydedata brukt til å generere kotelinjer. Ved å legge kotelinjene over skyggekartet gir plutselige endringer langs kote en indikasjon på ujevnheter terrenget, for eksempel en stor blokk. Flyfoto var det andre sentrale datagrunnlaget i kartleggingen hvor disse kjennetegnene ble undersøkt:

- Skredavsetninger, store blokker eller samling av materiale. Ofte en grå-farge som skiller seg ut fra vegetasjonen.
- Åpne traseer i vegetasjonen.
- Teoretisk mulig løsneområder; bratte fjellvegger, fargeforandring i fjellsiden.

Steinskred etterlater seg store spor i terrenget og er i flere tilfeller synlig i opp til flere tusen år etter hendelsen. For å datere hendelsene, ble skredlokasjonen søkt opp i norgebilder. Ved å studere flyfoto av samme lokasjon for to ulike tidsperioder, kan man se etter endringer i terrenget som gir et begrenset tidsrom for når skredhendelsen må ha hendt. Store deler av Oppland er dekket med bilder med et jevnt tidsmellomrom, slik at hendelsene av nyere tid (ikke eldre enn år 1960) delvis kunne tidsfestes.

Skred som åpenbart var for store (fjellskred) eller for små (steinsprang) ble ikke inkludert videre i studien. For skred fra fast fjell med et antatt volum på størrelse med et steinskred, ble det laget shape-filer tilhørende grupper for bakskennt, utløpsområde, transportområde og avsetninger, samt et observasjonspunkt. Hvert objekt ble lagt inn i en attributt-tabell med tilhørende parametere.

Sikkerhet

I likhet med kartleggingen av steinskred i 3 øvrige fylker utført av Velardi mfl., 2020 skal skredene kategoriseres ut ifra sikkerhetsgrad på observasjonene. Sikkerhetsnivåene er delt inn i fire grupper og baserer seg på følgende krav:

Sikker: Hendelsen er godt dokumentert i media eller i skreddatabasen. Det finnes tydelige spor i terrenget og synlig/kjent beliggenhet av bakskennt.

Nesten sikker: Godt bevarte avsetninger synlig i ortofoto og skyggekart.

Sannsynlig: Synlige avsetninger i skyggekart eller ortofoto. Erosjon av bakskennt gjør utløsningsområdet vanskelig å nøyaktig stedsfest som vil få følger for utløpsanalyse. Usikkert om avsetningen stammer fra én eller flere hendelser.

Usikker: Usikre kartlagte hendelser kan skyldes erosjon av materialet, usikker utløpslengde eller usikker skredtype. Enkelte avsetninger er en blanding av flere typer skred, til ulik tid. Skred som går i en godt opparbeidet ur vil også defineres som usikker, dersom hendelsene ikke kan separeres.

Figur 19 viser eksempler på de fire kategoriene fra den utførte kartleggingen i Oppland.

5.3 Parametere til nasjonal skreddatabase

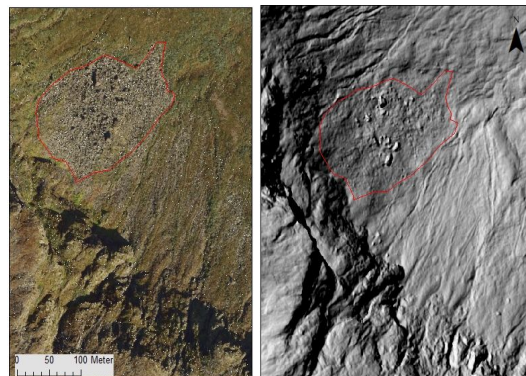
Attributt Tabellen i ArcMap fungerer som en database for skredparametere, hvor målet er overføring av data til den nasjonale skreddatabasen som driftes av NVE. Parameterene er satt av NGU og skal, så langt det lar seg gjøre, fylles ut for hver enkelt registrerte hendelse. Hendelsene blir registrert som shape-filer tilhørende et element, for eksempel skredavsetning. Attributtene er egenskaper ved elementene, som er viktig for tolkning av skredene. Dersom det blir opparbeidet en stor nok database, kan det gjennomføres statistikk på parameterene som er nødvendig for å øke forståelsen av skred. Flere parter arbeider med å samle inn data til databasen, noe som gjør at vurdering av parameterene ikke nødvendigvis er konsekvent for alle skredene. Denne usikkerheten er forsøkt redusert gjennom kommunikasjon mellom partene, blant annet instruksjer utsendt av NGI. I attributt Tabellen vil det være synlig hvilken metode som ligger til grunn, når siste redigering ble utført og av hvem. Hver shape-fil har en unik OBJECT-ID, som blir lenket til parameterne for skredet. Tabell 4 inneholder en oversikt over elementene som skredet består av og dens tilhørende parametere. Fremgangsmåten for bestemmelse av enkelte parametere er beskrevet mer detaljert videre i kapitlet.

Bakenforliggende årsak

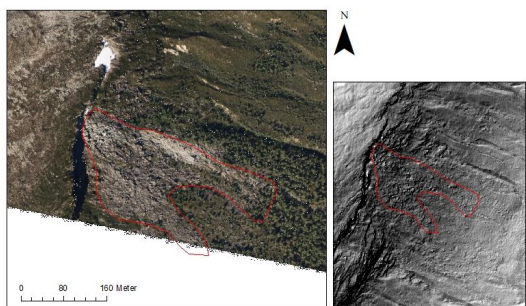
For å finne en sannsynlig bakenforliggende årsak bør berget undersøkes for diskontinuiteter. Dette gjøres best ved feltarbeid, noe som ikke er gjennomført i forbindelse med denne studien. For



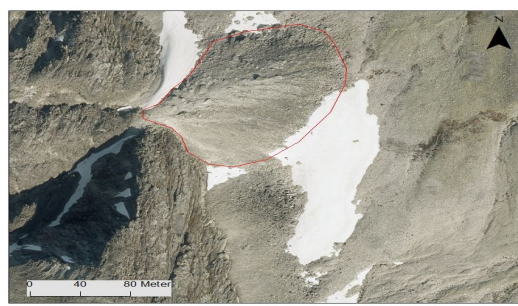
(a) Skredet i Rosten betegnes som sikkert på bakgrunn av omtale i lokalavisa, i tillegg til flyfoto fra før og etter hendelsen som viser skredbanen.



(b) Skredet i Rolegholet er nesten sikkert. Det foreligger ortofoto og høydedata hvor avsetningene er synlige. Skredet er synlig i første flyfoto fra 1964, som begrenser presis datering. Baksrent kunne ikke lokaliseres.



(c) Skredet i Tundradalsvegen i Skjåk betegnes som sannsynlig. Det er synlige avsetninger, men baksrent og utløp ble ansett som vanskelig å definere. Mulighet for at avsetningene stammer fra flere hendelser, basert på fargeforskjeller innad i avsetningene.



(d) Skredet i Verkildalsbotn i Sel betegnes som usikkert, hovedsakelig på grunn spekulasjoner om skredavsetningen inneholder flere typer skred. Det foreligger heller ikke før-bilde eller LiDAR-generert høydedata for området. Skredet er likevel inkludert da det er flere store blokker synlige i skredmassene.

Figur 19: Eksempler på sikkerhetsklassifiseringen basert på observasjon av skredene. a) Sikker b) Nesten sikker c) Sannsynlig d) Usikker

Tabell 4: Elementer som kartlegges for den nasjonale skreddatabasen.

Element	Parameter
Observasjonspunkt	Skredtype, bakenforliggende årsak, flodbølge, høyde/lengde, siktevinkel(α), total fallhøyde, total utløpslengde, punktplassering, skreddato, skrednavn, kartleggingsmetode
Løsneområde	Bakkant løsneområde(moh), bakkant total høyde, hovedbergart, initialvolum, bredde, lengde, helning(maks, min, snitt), mektighet(maks, min, snitt), synbarhet
Transportområde	Synbarhet, beskrivelse
Avsetningsområde	Beskrivelse, helning(maks, min snitt), mektighet (maks, min , snitt), volum, lengde, bredde(maks, min), lengste utløp(moh), synbarhet

enkelte hendelser forelå det informasjon om utløsningen basert på intervju med geolog på stedet, eller teknisk notat utført fra geolog etter befaring i felt. Berget ble studert fra flyfoto, hvor sprekker kan oppdages ved bruk av høyoppløselige foto. Dersom ingen tydelige sprekker ble oppdaget, og det heller ikke forelå annen informasjon tilgjengelig, ble bakenforliggende årsak til utløsning ikke kommentert, noe som var tilfelle for de fleste av skredene.

Bevegelsestype

Oppsprekking og svakhetssoner er en forutsetning for naturlig utløsning av skred i berg, og særlig flere sprekkeretninger/svakhetssoner i en betydelig lengde. Mindre steinskred kan i tillegg utløses ved utvelting av fjellskiver som er avgrenset av steiltstående, dalsideparallelle sprekker (Henriksen, 2012). Som oftest er man ikke vitne til hendelsen i øyeblikket, og type bevegelse kan være vanskelig å bestemme ut ifra skredavsetningene. Figur 7 viser eksempler på hvordan bevegelsene nedfall og utvelting kan se ut i etterkant av et skred. Noen punkter man kan se etter for å få et inntrykk av bevegelse er:

- Form på skredbanen
- Form på avsetning
- Størrelsen på avsetningene
- Fordelingen av skredmateriale
- Helningsgradient i utløsningsområdet
- Sprekker i berget ved utløsningsområdet

Volum

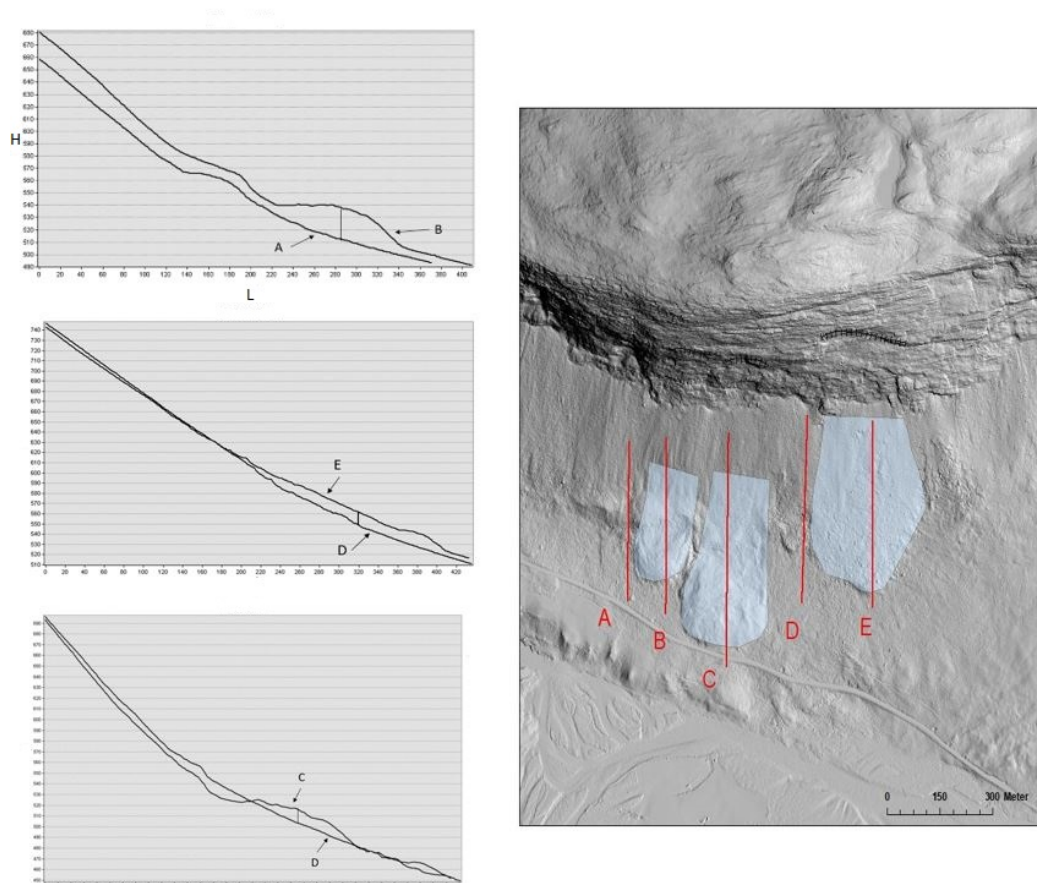
Ettersom steinskred blir definert ut i fra volumet på avsetningene (NGI, udatert), i tillegg til påstanden om at skredutløpet øker med volumet (Corominas, 1996; McEwen, 1989; Scheidegger, 1973; Velardi mfl., 2020), er dette en viktig parameter å kartlegge for tidligere skredhendelser.

Flere fremgangsmåter er vurdert for å beregne volum. Dersom det eksisterer høydemodeller fra før og etter skredhendelsen, kan disse sammenlignes for å se volumendringer på overflaten. Dette kan for eksempel gjøres med ArcMap-verktøyet «Cut Fill» som beregner volumtap og volumøkning per celle. Under avdekkingen av skredene i Oppland var det ikke tilfellet at det fantes to offentlige tilgjengelige høydemodeller fra før og etter skredhendelsen, og derfor ble denne metoden ikke videre vurdert. Istedenfor ble det tatt i bruk et ArcGIS-verktøy etablert på bakgrunn av teori om erosjonsbasis. Erosjonsbasisen er definert som det laveste punktet for erosjon (Allaby og Allaby, 1991), som danner en horisontal flate. Å danne en horisontal flate er en tidsomfattende prosess og derfor brukes heller den lokale erosjonsbasisen når skredvolum skal estimeres. Den lokale erosjonsbasis betegnes som et skrått, lokalt grunnivå (Jaboyedoff mfl., 2004). Skred vil også kunne erodere i undergrunnen, men det antas at erosjonen fra skred har en begrenset påvirkning på den vertikale tykkelsen på helningen.

GIS-verktøyet heter Sloping Local Base Level (SLBL) og er utviklet av NGU for å estimere volum til den teoretiske utrasingen fra skred i fast fjell (Oppikofer mfl., 2016). Teknikken ble først utviklet på Universitetet i Lausanne i Sveits som et enkelt verktøy for beregning av mulige underliggende bruddoverflater i et stabilt fjellparti (Jaboyedoff mfl., 2004). Verktøyet fungerer på lik måte for formålet hvor volum til faktiske avsetninger skal beregnes. Verktøyet tar i bruk DTM for å danne en andregrads kurvet helning hvor brukeren kan spesifisere krumningen på lokal erosjonsbasis. Forskjellen mellom terrengoverflaten og lokal erosjonsbasis muliggjør et volumestimat. Krumningen bestemmes med en toleranse mellom -0.1 og 0.1 meter. For konkav fjellside velges negativ toleranse og omvendt for konveks. 0 meter velges for flater eller svakt hellende flater. Verktøyet inneholder også den innebygde funksjonen «not deepening» som resulterer i at den minimale høyden i SLBL-området blir begrenset av de nedre verdiene av nabocellene.

En 10x10 meters høydemodell ble brukt for å redusere beregningstid. Tidligere studier av SLBL-metoden for beregning av avsetningsvolum viser at celledimensjonen utgjør en endring på +/- 0.32 % gjennomsnittlig i forhold til 1x1 meter (Velardi mfl., 2020). Derfor kan 10x10 meters oppløsning anses som tilstrekkelig for beregningen. Fordelen med metoden er at den er effektiv og rimelig sammenlignet med feltarbeid, og mer nøyaktig enn estimering basert på utstrekning i flyfoto.

I flere av tilfellene ble det oppdaget at mektigheten som ble estimert i SLBL-verktøyet var usannsynlig stor. For de aktuelle hendelsene ble det derfor tatt ut profiler av terrenget for å få et innblikk



Figur 20: Profiler målt over skredavsetningene (markert med blå polygon) og nærliggende terrengoverflate. Forskjellen mellom profilene skal indikere mektigheten på avsetningene. Profilene viser (fra øverst til nederst) en mektighet på 30m, 10m og 15m.

i hvordan avsetningene lå over fjellsiden. Figur 20 viser hvordan det ble laget ett terrengprofil langs skredavsetningene, samt et tilgrensende hvor det antas at terrenget er tilsvarende som under avsetningene. Profilene gir et hint om hva slags mektighet man kan forvente og brukes til å sammenligne mektigheten estimert med SLBL.

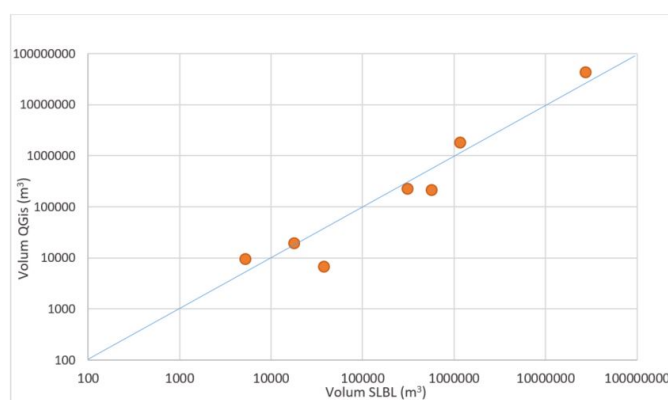
SLBL er en enkel metode som krever lite tolkning og data fra brukeren. Den er derimot lite testet for formålet, noe som gjør at man bør være kritisk til resultatene. For å kvalitets sikre volumberegningene ble det gjennomført en alternativ fremgangsmåte for å beregne volum. Beregningene ble utført i QGIS for 7 tilfeldige hendelser med ulikt volum. Metoden går i hovedsak ut på å måle forhøyningen fra en grunnflate for hver celle. Det er ikke en innebygd funksjon, slik som SLBL, men blir beregnet etter følgende steg:

1. **Avgrens avsetningsutstrekningen i DTM:** Utstrekningen som ble definert i den innledende kartleggingen ble overført til QGIS i form av overflatepolygoner. Overflaten bør ha en signifikant forhøyning for å muliggjøre en beregning.
2. **Tilfører z-verdier til polygonet:** Et vektorgeometri verktøy innebygd i QGIS ble brukt for å overføre høydeverdiene fra DTM til polygonet for avsetningene. Denne algoritmen setter Z-verdien til hvert knekkpunkt i objektgeometriene lik rasterverdi i angitt bånd.
3. **Definerer underlaget basert på interpolering:** Interpoleringen tar utgangspunktet i punkter med kjente verdier (her: høyde) i randen på avsetningene for å estimere høyden under avsetningene. Det antas at avsetningene ikke befinner seg på en flat overflate, slik at TIN (Triangulated Irregular Network) utfører dette ved å danne triangler av nærmeste kjente

punkt. Når avsetningene teoretisk blir fjernet, vil helningen under være lik det omkringliggende området og gir en indikasjon på hvordan terrenget ville sett ut før skredet.

4. **Beregner høydeforskjell mellom to flater:** Ved bruk av rasterkalkulator var det mulig å finne høydeforskjellen mellom DTMen fra avsetningene og det som ble vurdert som underlaget. Deretter ble høydeforskjellen multiplisert med størrelsen på cellene for å finne det totale volumet.

Denne metoden tillater å lage en egen terrengmodell som beskriver høyden under avsetningen og er i prinsippet det samme som å bruke to terrengmodeller fra før og etter skredhendelsen. Volumet beregnet for de to metodene plottes relativt lineært opp mot hverandre (figur 21). SLBL, som er en raskere metode, anses derfor som pålitelig nok og brukes videre for de resterende hendelsene.



Figur 21: Korrelasjonsdiagram for sammenligning av volum beregnet med SLBL og metode i QGIS. Volumene plottes tilnærmet lineært.

Siktevinkel alfa

Siktevinkelen beregnes ut i fra likning 5. I ArcMap er høyden H kjent fra den digitale høydemodellen og anses som en parameter med høy sikkerhet. Høyden måles mellom det høyeste punktet i utløsningsområdet og det laveste punktet på avsetningene. Lengden måles to-dimensjonalt mellom utløsningsområdet og enden på avsetningene, ved hjelp av måleverktøyet i ArcMap.

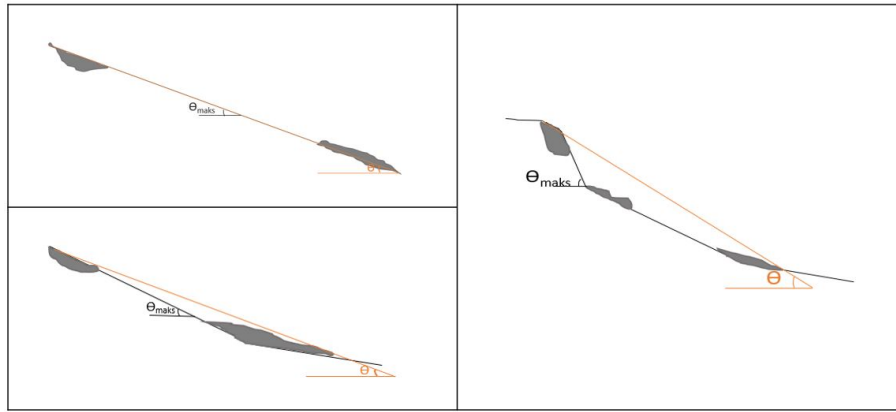
$$\alpha = \arctan(H/L) \quad (5)$$

Parameterne for hver hendelse legges inn i Excel regneark hvor α beregnes i grader.

Helning

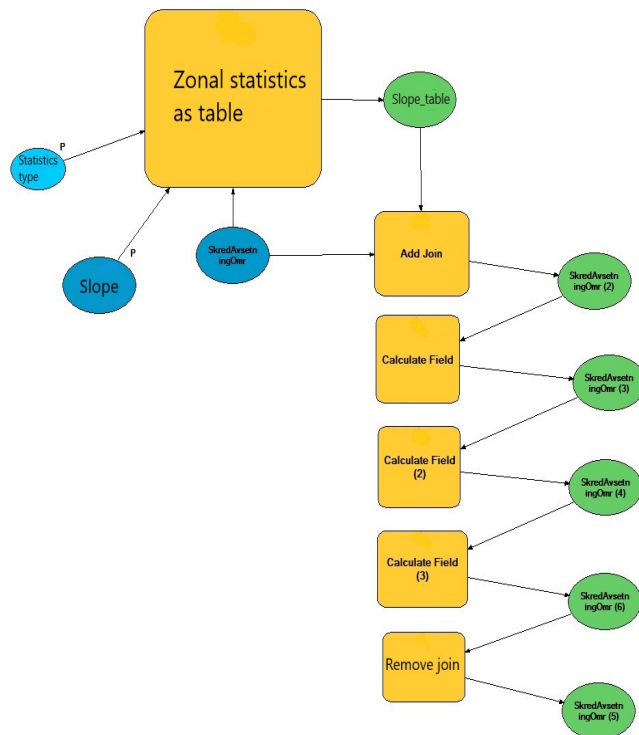
Helningen på terrenget skal kartlegges for utløsnings-, transport- og avsetningsområdet for å besvare det sentrale spørsmålet om hvordan helningen påvirker utløpet. Helningsvinkelen skal kartlegges hver for seg for de tre nevnte områdene, i tillegg til den totale gjennomsnittlige og maksimale helningen, for å se på samspillet mellom hvordan bratte skråninger øker utløpslengden og i hvilken helningsgrad skredmassene avsettes. Hvordan maksimal og gjennomsnittlig helning er målt fra de gjennomgående terrengprofilene, vises i figur 22. Enkelte av skredbanene består av et «dropp» som måles mellom bakskrenten og toppen av avsetningene, slik som vist til høyre i figuren.

For å effektivisere prosessen som skal utføres for hver enkel skredhendelse ble det definert et eget verktøy i ArcMaps modellbygger (figur 23). Teoretisk sett er det mulig å beregne helning for alle avsetningsområdene simultant, samt legge resultatene direkte inn i databasen. Det krever et helningskart som dekker alle hendelsene, noe som fører til ekstreme prosesseringstider. Derfor ble modellen brukt for mindre områder av gangen. Som første steg tar modellen inn et preprodusert helningskart generert i ArcMap ved bruk av planar metode, som vil si at et flatt plan blir tatt i bruk sammen med det to-dimensjonale kartesiske koordinatsystemet. Denne metoden er nyttig



Figur 22: Illustrasjon på hvordan helningsvinkelen for maksimal(grå)- og gjennomsnittlig helning (oransj) er målt i tre gjennomgående terrengprofiler.

ved beregning av volum på et mindre, lokalt område hvor projeksjonen sørger for riktig distanse og omkrets.

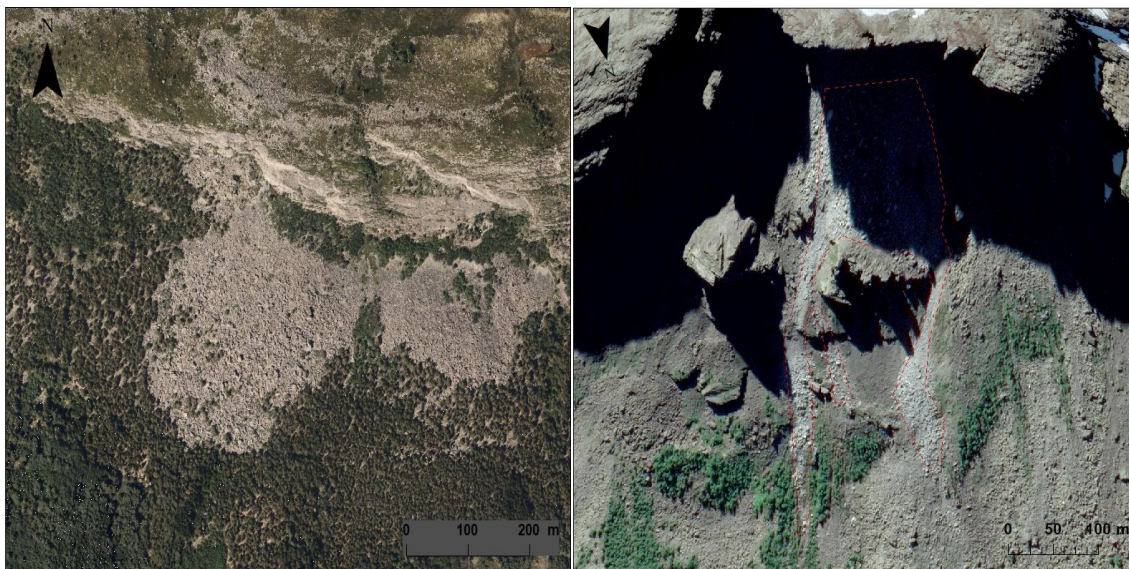


Figur 23: Verktøy generert i ArcMaps modellbygger for beregning av helningsparametere. Verktøyet tar inn helningskart og avgrenset området hvor maks,- min- og gjennomsnittshelning blir beregnet som utgangsdata.

«Zonal statistic as table» tar inn helningskartet og et definert område der statistikk for helning ønskes, i dette tilfellet i avsetningsområdet. Utdata blir en midlertidig tabell med helningsdata for valgt område. «Add join» lagrer dataen i et eget felt i attributtabelen for SkredAvsetningOmr. «Calculate field» står oppført tre ganger i modellen. Det er for å beregne maksimum, minimum og gjennomsnittlig helning gitt i grader innenfor avsetningspolygonene. Resultatene går via en midlertidig tabell på grunn av restriksjoner i databasen til NGU. Til slutt fjernes det midlertidige feltet med «Remove join».

Morfologi

Morfologien i skredbanen ble bestemt ved hjelp av ortofoto og skyggekart. Det var ønskelig å dele opp i kategoriene 1) kanalisert, 2) uforstyrret, og 3) motstående helning i likhet med studier fra Nicoletti og Sorriso-Valvo, 1991 gjengitt i avsnitt 3.3. Ingen av de 28 skredene gikk i distinkte kanaliserte baner. Derfor blir skredene kategorisert innenfor 1) uforstyrret eller 2) forstyrret, hvor skred som når dalbunn, uten nødvendigvis å nå motsatt dalside inkluderes, samt skred med andre forstyrrelser i skredbanen. Eksempler på skredhendelser innenfor de to kategoriene er vist i figur 24.

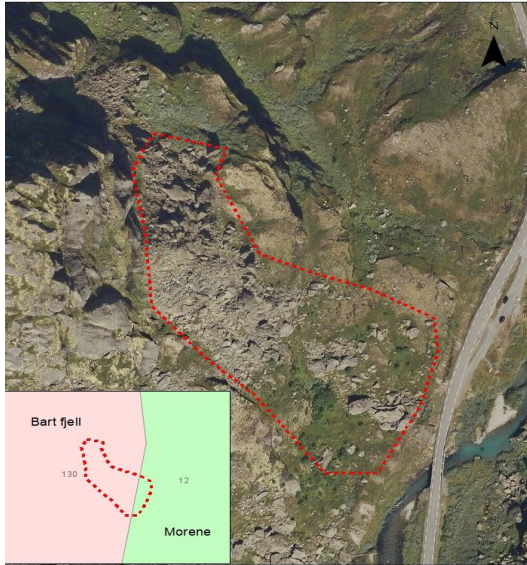


(a) Skredet i Hjeltartræedet, Skjåk får gå uforstyrret ned fjellveggen. (b) Skredet i Bukønokyrkjudn, Vang spredte seg rundt en pillar i skredbanen, og blir derfor betegnes som forstyrret. Bildet er tatt fra Google Earth.

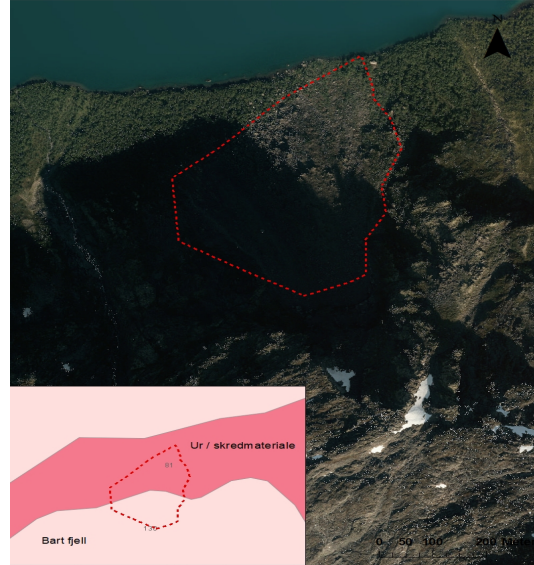
Figur 24: Eksempler på skred som går over a) uforstyrret og b) forstyrret terreng.

Substrat

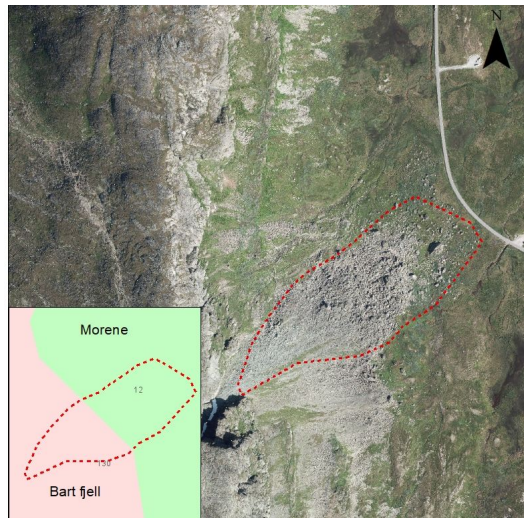
Kvartærgeologisk kart fra NGU ble brukt til bestemmelsen av substratet i skredbanen og under avsetningene. Alle inndelingene fra løsmassekartet ble vurdert, men det var særlig bart fjell, ur og morene som var aktuelle for skredene i Oppland (figur 25). Kun hovedsubstratet ble inkludert i stateistikken, med unntak av tilfeller hvor to substrater opptok omtrentlig lik plass i skredbanen, slik som i figur 25c



(a) Eksempel på skred som hovedsakelig går over bart fjell.



(b) Eksempel på skred som hovedsakelig går over ur.



(c) Siden omrisset av skredavsetningen inneholder over 50% morene, er morene inkludert som en parameter i utløpsanalysen.

Figur 25: Substrat i skredbanen kartlagt fra kvartærgeologisk kart. For hendelsene som strakk seg utover flere substrater, i en omtrentlig lik del, ble begge substratene vurdert i utløpsanalysen.

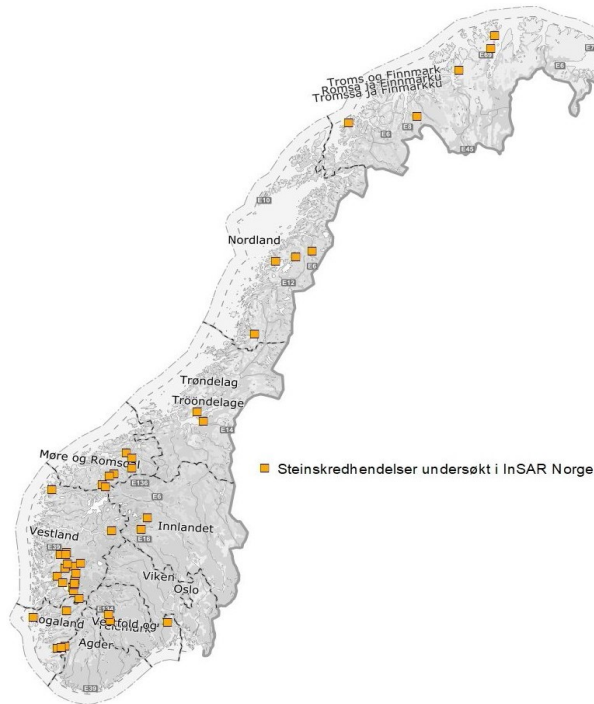
5.4 Gjennomgang av hendelser i InSAR Norge

For å kunne undersøke bruken og nytteverdien av InSAR Norge i forbindelse med steinskred, ble en oversikt over kjente hendelser over 100 m^3 samlet inn. Kun hendelser fra juni.2015 - oktober.2019 ble inkludert, da dette er årene med tilgjengelig data i InSAR Norge. For å finne ut hvor begrensningene med tjenesten lå ble det samlet inn informasjon om lokasjon, volum, helningsretning på skredbanen, bratthet på helningen og bakkeforhold som vegetasjon eller snø i utløpsområdet. Volum ble estimert basert på utstrekning av avsetningene i flybilde, med mindre det forelå tilgjengelig informasjon, f.eks. vedlagt i skrednett, eller fra andre studier. Til slutt ble utløpsområdene lokalisert i InSAR Norge (i den grad det var mulig) hvor tidsserien for bevegelsene ble undersøkt i forbindelse med utrasingen.

En oversikt over skredene er vedlagt i appendiks B, tabell 7 og kartreferanse for lokalisering i figur 26. Registrerte skredhendelser samlet i den nasjonale skred databasen på skrednett.no var den

sentrale kilden for å hente informasjon om tidligere skred. I tillegg er disse kildene brukt:

- Lokale nyhetsartikler.
- Rapporter/studentoppgaver.
- Tips fra fagpersoner i bransjen (Ingrid Skrede (NVE), Reginald Hermanns (NGU)).



Figur 26: Lokasjon til steinskredhendelsene som ble undersøkt i InSAR Norge.

På skredregistrering.no kan skred fra fast fjell enkelt sorteres ut i karttjenesten. Hendelsene som ble sortert ut er lagt inn under kategoriene «Lite fjellskred (100 - 10.000 m³)» og «Fjellskred (>10.000 m³)». Til sammen ble 47 hendelser hentet fra skrednett og 2 hendelser kom fra tips fra Ingrid Skrede og Reginald Hermanns.

Som beskrevet i teoridelen begrenses InSAR av steile og vegetasjonsdekte helninger. Karttjenesten «Bratte områder i Norge» ble brukt til å finne et grovt estimat på helningen i utløsningspunktet. For enkelte hendelser var det umulig å si noe om helningen i utløsningsområdet, fordi det faktiske utløsningsområdet er usikkert og helningen varierer mye innenfor det mulige området. Helning blir klassifisert basert på inndelingen i den anvendte karttjenesten:

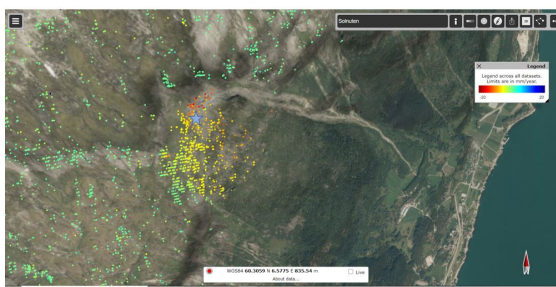
1. <41°
2. 41°-61°
3. >61°

Flyfoto fra norgebilder.no ble brukt aktivt i et forsøk på å lokalisere hendelsene. Fremgangsmåten for lokaliseringen var først og fremst basert på hvor hendelsen var kartplassert på skrednett. Ut ifra dette punktet ble det gjort et søk etter skredavsetninger for å kunne estimere et volum basert på utstrekningen av avsetningene. Mektigheten på avsetningene ble grovt estimert ut i fra topografien. For den ene av de to hendelsene som ikke var registrert i skrednett, ble SLBL-metoden brukt for å

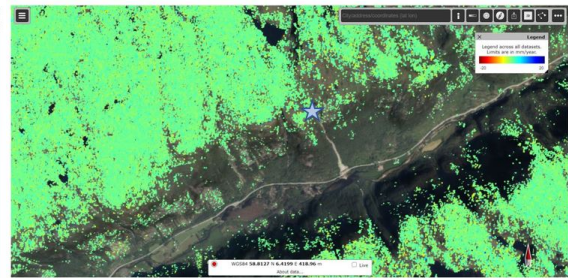
beregne volum. For den andre hendelsen fantes det ikke oppdatert høydedata. I tillegg gikk skredet i en godt etablert ur, slik at det var vanskelig å skille de nye avsetningene fra de gamle. Deretter ble det søkt etter bakskrenten for alle hendelser i et forsøk på å avgrense et utløsningsområde, hvor det forventes å sees bevegelse, i forkant av en utrasing. Flyfoto ble også brukt for undersøkelse av vegetasjonsforhold på skredlokasjonen, som kan begrense dataanskaffelser.

Lokasjonen til hendelsene ble identifisert i InSAR Norge for å kartlegge bevegelse, som illustreres med røde punkter i karttjenesten. Hvordan hendelsene er vurdert i forhold til synlig bevegelse i InSAR Norge er gitt i de 4 kategoriene beskrevet nedenfor med tilhørende eksempler i figur 27.

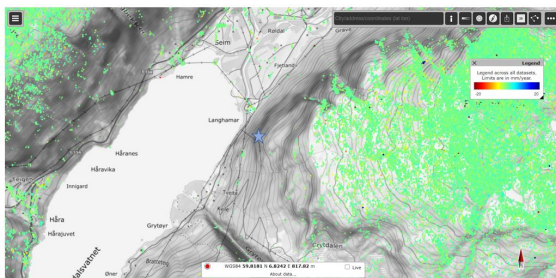
- A : Det er registrert målepunkter i utløsningsområdet av skredet som viser deformasjon over tid. Utløsningsområdet kan bekreftes av før- og etterbilder av skredet.
- B : Det er registrert målepunkter i utløsningsområdet, men punktene er grønne som vil si at det ikke er noe tegn til deformasjon.
- C : Det er ikke registrert noen målepunkter i antatt utløsningsområdet eller i et større nærliggende område.
- D : Det er registrert målepunkter i nærheten av den registrerte hendelsen, men lokasjonen av skredhendelsen er usikker. De målte punktene viser ingen tegn til deformasjon.



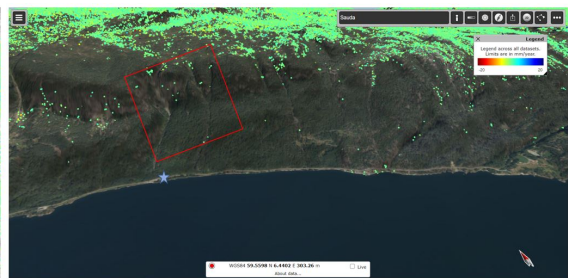
(a) Tilfelle A fra skred i Aga i Ullensvang.



(b) Tilfelle B fra skred i Mjåland.



(c) Tilfelle C fra skred ved KV Odlandsvegen.

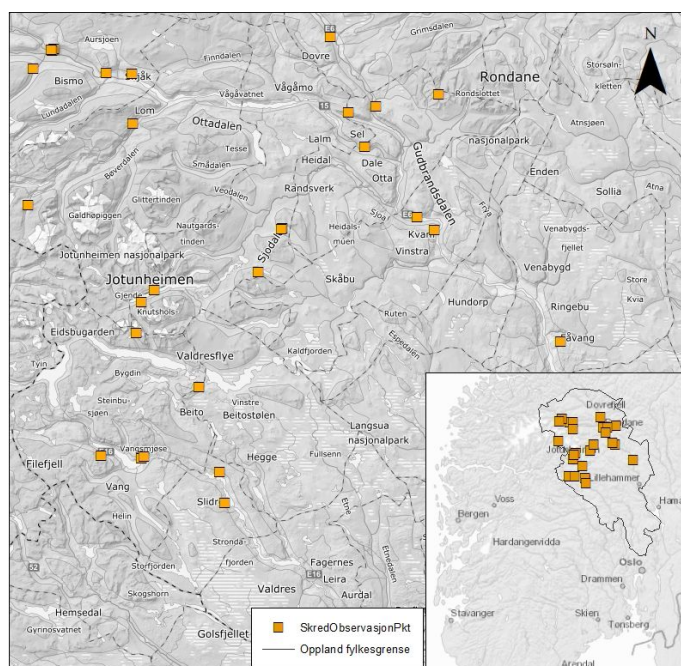


(d) Tilfelle D fra skred i Tengesdal. Rødt kvadrat markerer lokasjon av mulig utløsningsområde.

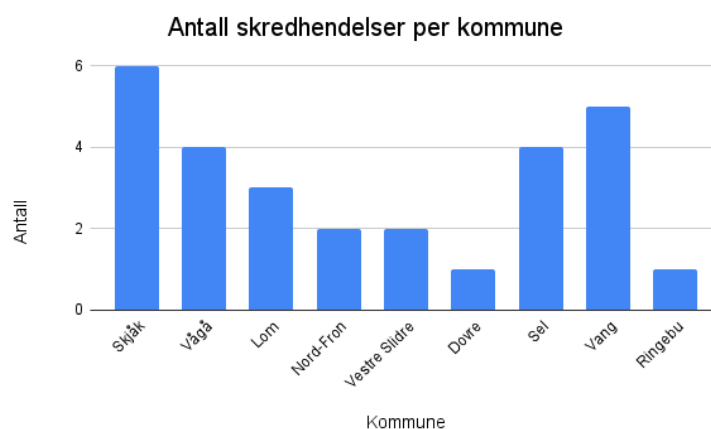
Figur 27: Eksempler på hvordan synligheten av bevegelse i InSAR Norge er vurdert for tidligere steinskredhendelser. Hvor hendelsen er registrert i den nasjonale skredtabasen er markert med en blå stjerne. De fire tilfellene(A-D) står beskrevet i listen ovenfor.

6 Resultater

Totalt 28 hendelser fordelt på ni kommuner (figur 28 og figur 29) ble kartlagt i Oppland fylke. 3 av hendelsene er omtalt i media og kan derfor dateres. De resterende 25 hendelsene er synlig på de første tilgjengelige flyfotoene som ble produsert under starten på den nasjonale flyfotograferingen rundt 60-tallet og forblir derfor udaterte. Godt gjengrodde skredbaner og vegetasjon i enkelte av skredavsetningene betyr at alderen på hendelsene sannsynligvis er mye eldre enn flyfotograferingen. I tillegg ble det gjennom lokale aviser og boka «Skredulykker i Norge» av Furseth, 2006 funnet 4 hendelser mellom 100 og 100.000 m³, men som ikke ble gjenkjent i flyfoto eller skyggekart og derfor ikke inkludert i videre analyse. To av disse er i Skjåk, 1 i Sel og 1 i Vågå kommune.



Figur 28: Lokasjonen til de kartlagte skredene i Oppland, videre brukt til mobilitetsanalyse.

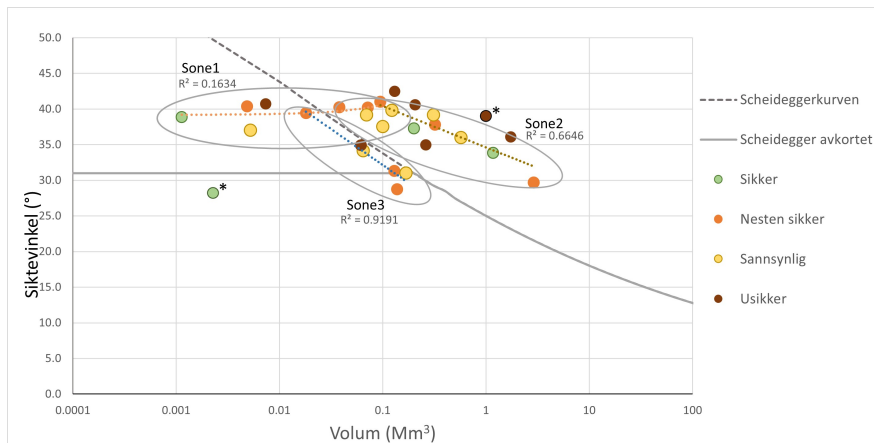


Figur 29: Av Opplands 26 kommuner, ble det funnet steinskredavsetninger i disse ni kommunene lokalisert nordvest i fylket. De fleste hendelsene fant sted i Skjåk og Vang.

6.1 Statistisk analyse av skredenes mobilitet

Størrelsen på de kartlagte skredene varierer mellom 1130 og 2.800.000 m³, med et gjennomsnittsvolum på 332.000 m³. 46% (n=13) av hendelsene har et volum mellom 100 og 100.000 m³ og som ut ifra volumsdefinisjonen betegnes som steinskred.

Dataen deles opp i tre soner som beskriver trendene i datasettet. Totalt sett har skredene fra Oppland en høyere sikteinkel sammenlignet med data fra Scheidegger, 1973, hvor 61% av hendelsene plottes over den originale Scheideggerkurven, og 93% plottes over Scheidegger avkortet (figur 30). Det vil si at basert på empirisk analyse har skredene i Oppland en redusert mobilitet i forhold til internasjonale data presentert i Scheideggerkurven. Spesielt i sone 2, som består av 50%(n=14) av skredhendelsene i Oppland, har alle skredene en lavere mobilitet enn hva kurven tilsier. Sone 1 markerer den lineære trenden til skredene med volum $<250.000 \text{ m}^3$, hvor siktevinklene varierer mellom $37-41^\circ$. Disse plotter langt over Scheidegger avkortet, som symboliserer en uforandret sikteinkel på 31° i følge Corominas. Skredene i sone 3 har derimot en høyere mobilitet enn hva kurven tilsier, men 4/6 av hendelsene i sonen, plotter fortsatt over Scheidegger avkortet. Denne sonen har den høyeste R^2 -verdien, mens sone1 har den laveste med høyest variasjon innenfor sonen. To «outliere» er markert med en stjerne, hvor den ene betegnet som sikker og har en høy mobilitet i forhold til volumet, mens den andre er betegnet som usikker og har en lav mobilitet i forhold til volumet.



Figur 30: Empirisk forhold mellom sikteinkel og volum (millioner m^3) med hensyn til usikkerheten til data fra Oppland. Dataen er delt opp i tre soner som beskriver trendene i datasettet. Den avkortede delen av Scheideggerkurven ved 31° er basert på data fra Corominas, 1996. X-akse presenteres i logaritmisk skala. Hendelsene i Verkildalsbotn(usikker) og Rosten(sikker) er markert med stjerne og beskrives i teksten under.

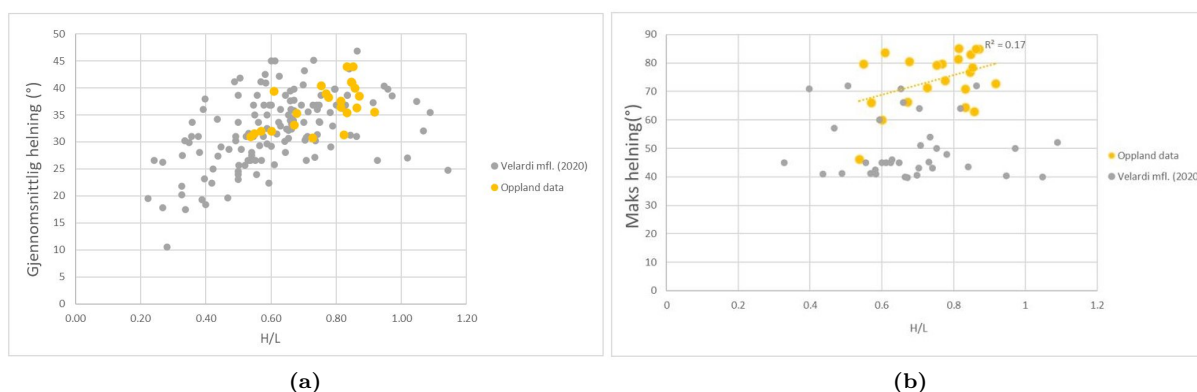
4 skred er betegnet som sikre, 9 som nesten sikker, 8 som sannsynlig og 7 som usikre. Et eksempel på et skred som kategoriseres som usikkert, er skredet i Verkildalsbotn, Sel (figur 19d, rødt symbol markert med stjerne i figur 30). For det første finnes det ikke høyoppløselig høydedata fra området, slik at vurderingene av skredparametrene kun blir gjort basert på flyfoto. Ut ifra flyfotoet ser det ut som at avsetningene er en blanding av flere typer skred. Observasjonen stemmer med NGUs løsmassekart, hvor følgelig avsetningene er dannet ved steinsprang, fjellskred, snøskred eller løsmasseskred, med steinsprang som dominerende skredtype. I det samme området er det flere like type avsetninger formet som iøynefallende kjegleformer. Likevel er kun dette ene skredet inkludert i skredetabasen på grunn av blokker på opp mot 10 m^3 synlig i avsetningene. I forhold til de omkringliggende avsetningene, er det da den nevnte hvor steinskred sannsynligvis er den mest dominerende skredtypen. Til tross for usikkerheten, blir skredobservasjonen inkludert i databasen sammen med tilhørende parametre. Skredet i Verkildalsbotn, sammen med den andre usikre hendelsene har noen av datasettets høyeste siktevinkler i forhold til volum og plottes lengst unna Scheideggerkurven.

7.juni 2013 traff et steinskred Gudbrandsdalsveien i Rosten, som er et eksempel på et skred som kategoriseres som sikker(grønt symbol markert med stjerne i figur 30). Parametre tilhørende hendelsen antas å være korrekte da det blant annet er godt dokumentert i media og allerede registrert i den nasjonale skredetabasen. Avsetningene er enkle å gjenkjenne i flyfoto, men vanskelig å se i skyggekart generert fra høydedata samlet inn bare måneder etter hendelsen. Utløsningspunkt er vanskelig å gjenkjenne fra bilder, da område er tett vegetert. Transportområdet er derimot lett gjenkjennelig, da skredmassene har tatt med seg trær fra et tett vegetert område som etterlater en åpen skredbane i terrenget(figur 19a). Posisjoneringen av utløsningsområdet/bakskrent er basert på hvor den åpne skredbanen starter. I motsetning til de fleste andre kartlagte hendelsene i Oppland,

utløses ikke dette skredet fra en steil vegg som er brattere enn resten av skredbanen. Istedenfor er det en relativt jevn helning fra utløsnings- til avsetningsområde. Volumet kan være underestimert med tanke på at avsetningene som gikk i veien ikke er regnet med. Hendelsen plottet med et av datasettets høyeste mobilitet (siktevinkel = 28°), og bidrar med stor spredning av de sikre hendelsene ved å være datasettes største avvik som verken følger resten av trenden for data fra Oppland eller Scheideggerkurven.

Skredbanens helningsgrad påvirkning på utløpet

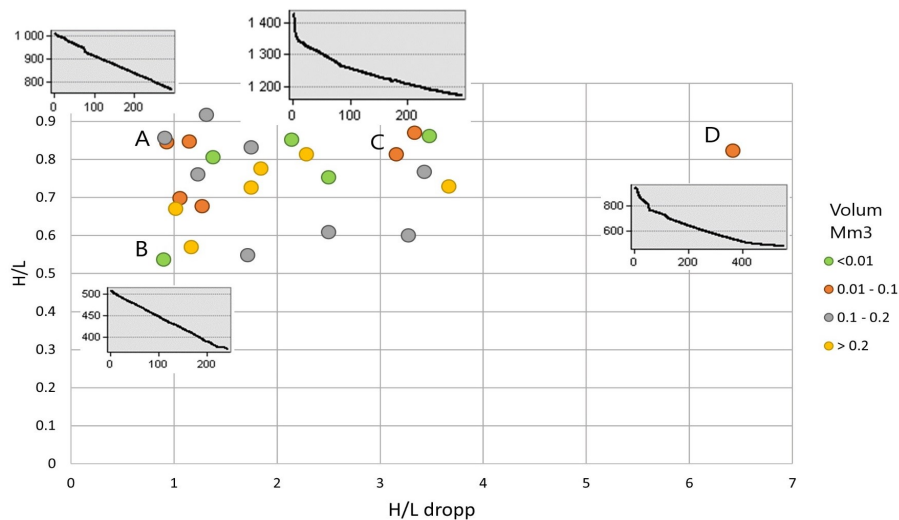
Data fra Oppland er sammenlignet med datasett fra Velardi mfl., 2020 som består av skreddata fra Møre og Romsdal, Sogn og Fjordane og Troms. I følge figur 31 reduseres mobiliteten for skred som forflyttes over skråninger med høyere helning. Dette gjelder i størst grad dersom vi ser på den gjennomsnittlige helningen til skredbanen, hvor tendensen er lik for begge datasett (figur 31a). For mobiliteten i forhold til den maksimale helningen er det forskjell mellom data fra Oppland og data fra Velardi (figur 31b). For Oppland kan vi i likhet med den gjennomsnittlige helningen se at mobiliteten reduseres med økt maks helning. $R^2 = 0.17$ betyr at den lineære trenden mellom H/L og den maksimale helningen ikke er fullt pålitelig. Uavhengig av mobilitet er den maksimale helningen $>60^\circ$ for alle skredene i Oppland, men unntak av ett. Skredene kartlagt av Velardi har en lavere maksimal helning, hvor de fleste ligger mellom 40 og 50° . Her ser vi ikke den samme trenden som for skredene i Oppland, men heller at mobiliteten i stor grad er uavhengig av den maksimale helningen.



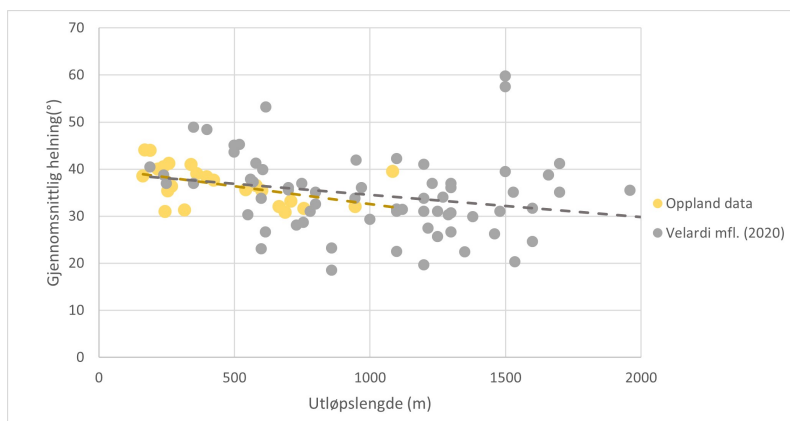
Figur 31: H/L for data fra Velardi mfl., 2020 og Oppland plottet mot a) gjennomsnittlig helning og b) maksimal helning. Skreddata fra Møre og Romsdal, Sogn og Fjordane og Troms er inkludert i dataen fra Velardi. H/L øker med økt helning, med unntak for den maksimale helningen i data fra Velardi.

Den maksimale helningen kommer fra et punkt langs skredbanen, sannsynligvis i utløsningsområde, men gir ingen indikasjon på hvor langt det steile partiet er. Dersom vi ser på H/L for utløsningsområdet (H/L dropp i figur 32) får vi den gjennomsnittlige helningen fra bakskrenten til toppen av ura. Det er ingen tydelig trend på hvordan H/L (lengde i forhold til høyde fra utløsningspunkt til ende på avsetning) påvirkes av økt H/L i droppet. Sammenligningen mellom to motsetninger i datasettet, punkt B og D, viser at punkt B, uten et tydelig dropp har en høyere mobilitet til tross for at selve utløpet til D er lenger. Siden H/L er en betegnelse på mobilitet, kan vi si at skredene som blir utløst fra en steil vegg har en tendens til redusert mobilitet. Samtidig har punkt A, C og D omtrent samme totale mobilitet, til tross for svært ulike skredbaner. Punkt A og B har omtrent lik skredbane, men B betegnes som mer mobil på grunn av lavere høydeforskjell mellom bakskrent og avsetning. I tillegg har punkt B et større volum som kan bidra til økt utløpslengde. Utenom det ser det ut som mobiliteten er uavhengig av volum. Figur 33 viser en svak tendens til at de lengste utløpene har en lavere gjennomsnittlig helning.

Figur 34 viser at skred med volum mellom 100 og 200.000 m^3 kan avsettes i ulike helningsgrader. Det er ingen tydelig sammenheng mellom volum på avsetningene og bratthet i avsetningsområdet. I en liten grad kan man si at mindre skred avsettes i brattere terreng. Gjennomsnittlig helning for

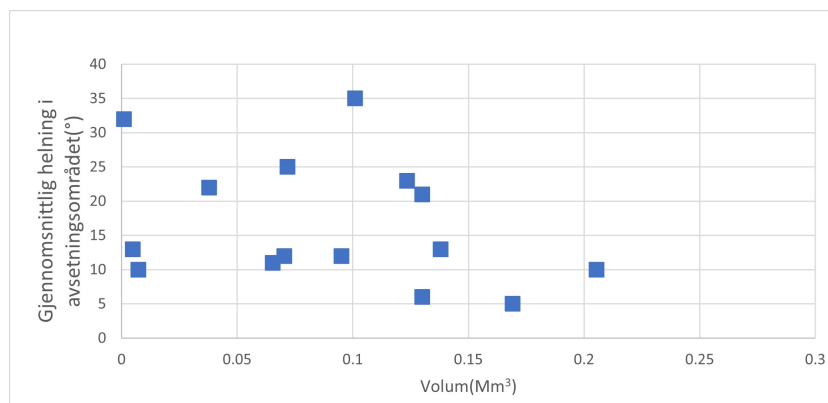


Figur 32: H/L i droppet plottet mot H/L for hele skredløpet, med hensyn til volumet. For fire motparter i plottet(A-D) er det inkludert skredprofil generert fra høydedata i ArcMap. Med H/L dropp menes høyden og lengden på den steile fjellveggen skredene utløses fra. Enkelte av skredene ble ikke utløst fra et dropp(eksempelvis profil A og B), men heller fra en helning som jevnes ut med transportbanen. For disse er H/L dropp begrenset til utløsningsområdet.



Figur 33: Total utløpslengde plottet mot den gjennomsnittlige helningen beregnet fra utløsningspunkt til enden på avsetningene. Utløpslengden øker med redusert gjennomsnittlig helning. $R^2(\text{Oppland}) = 0.2273$. $R^2(\text{Velardi}) = 0.2149$.

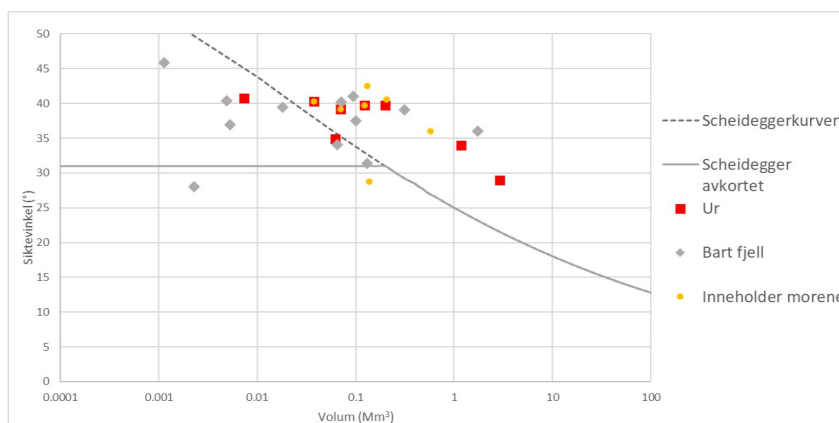
hvor skredene avsettes er 15° . For de to største skredene er den gjennomsnittlige helningen hvor massene avsettes under 10° .



Figur 34: Den gjennomsnittlige helningen i avsetningsområdet plottet mot volum på avsetningene. Skredene avsettes i helninger på mellom 5 og 35 grader, som tilsynelatende er uavhengig av volum. Kun hendelsene hvor helningene var mulig å beregne (dvs. der det var mulig å beregne gjennomsnittlig helning ved siden av selve avsetningene, som antas å være lik helningen under avsetningen) er inkludert i plottet.

Geomorfologiske kontroller

Undersøkelsen av type substrat i transportbanen viser at av skredene som er <math><100.000 \text{ m}^3</math> transporteres 60%(n=9) over bart fjell (figur 35). Fire av disse har datasettets minste volum på mellom 1000 og 10.000 m^3 og med en varierende mobilitet. Skred som har hovedtyngden av transporten over ur har en siktevinkel på 40° i likhet med store deler av datasettet. To av skredene som går over ur har noen av datasettets laveste siktevinkler på 34 og 28 grader, men som fortsatt høye sammenlignet med Scheideggerkurven.



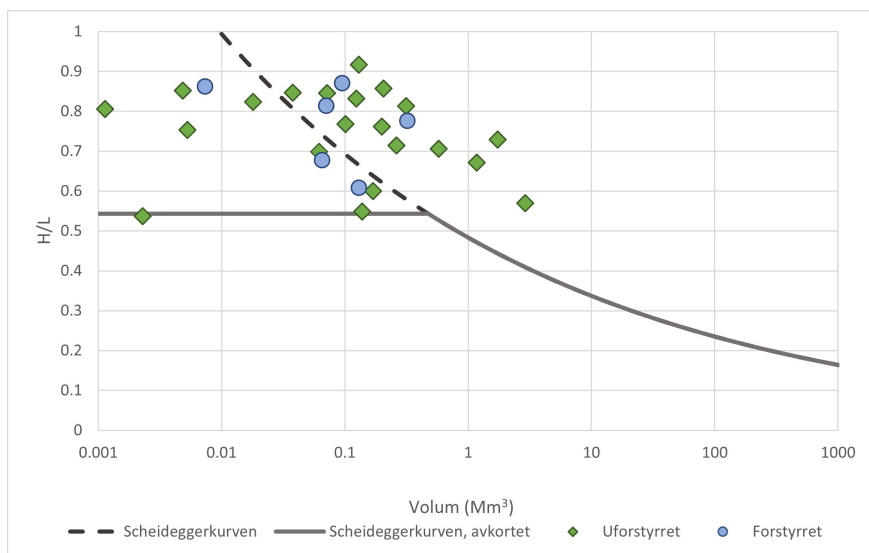
Figur 35: Sammenligning av mobiliteten til skred hvor transportområdet hovedsakelig består av ur, bart fjell eller morene.

Se på form av skrebanen og grad av kanalisering, hvordan det påvirker mobilitet.

Figur 36 viser funn etter observasjonene på skredbanen og hvordan det påvirker mobiliteten til skredene. Med «forstyrret» menes skred som stopper i dalbunnen eller som møter på objekter i skredbanen som begrenser utløpet. Det forventes at skred som har forstyrrelser i skredbanen har en lavere mobilitet enn det de hadde hatt dersom det var fri bane eller kanaliserte skredtraseer. De forstyrrede skredene er jevnt fordelt i plottet og utmerker seg på ingen måte. Et fåtall skredhendelser hadde utløp i svake kanaliserte baner, men er i plottet inkludert sammen med skredene som fikk gå fritt, kategorien de fleste hendelsene i Oppland tilhører. Skredene med høyest mobilitet i forhold til volum er de uforstyrrede skredene.

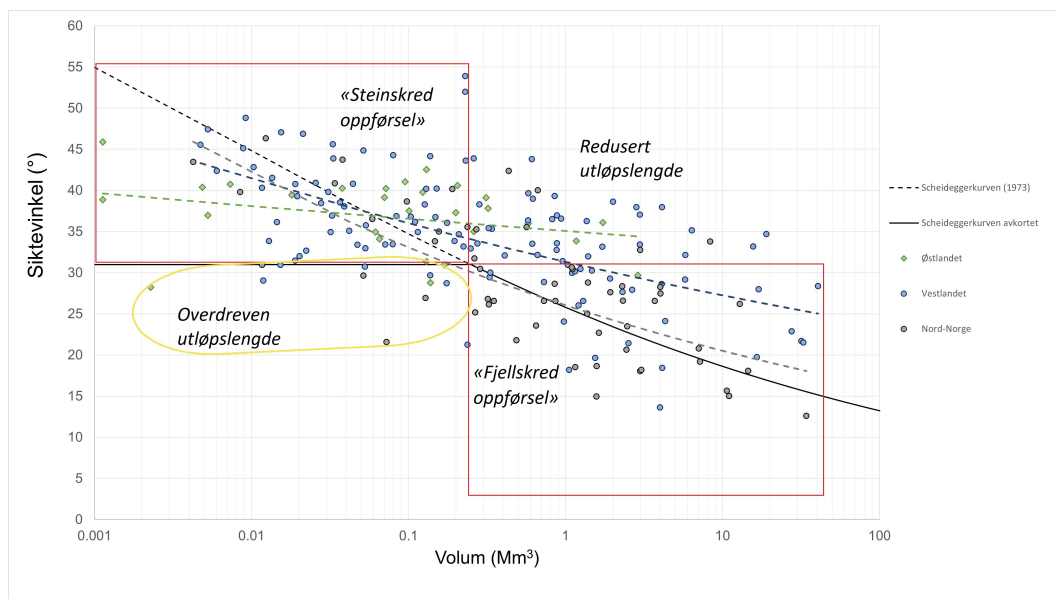
Regionale forskjeller i mobilitet

Kartleggingen av 117 skred i Møre og Romsdal og Sogn og Fjordane(Vestlandet) og 57 skred i Troms(Nord-Norge) er sammenstilt med de 28 hendelsene fra Oppland(Østlandet). Figur 37 viser at



Figur 36: Sammenligning av mobiliteten til skred med ulike forhold i skredbanen. «Forstyrret» vil her si at skredene støter på hinder langs banen som begrenser utløpet, men også skred som når dalbunnen. Den største andelen får gå uforstyrret og har datasettets høyeste mobilitet.

skredene i Nord-Norge har den lengste utløpslengden av de tre kartlagte områdene, mens skredene på Østlandet har den korteste. Østlandet har videre datasettets minste skred i volum, samt den laveste R^2 -verdien (tabell 5). Med «overdreven» og «redusert» utløpslengde menes lengder som ikke er forventet for det tilhørende volumet. Den grønne trendlinja tilhørende Østlandet tenderer mot området for redusert utløpslengde og kun en hendelse er innenfor boksen for fjellskred.



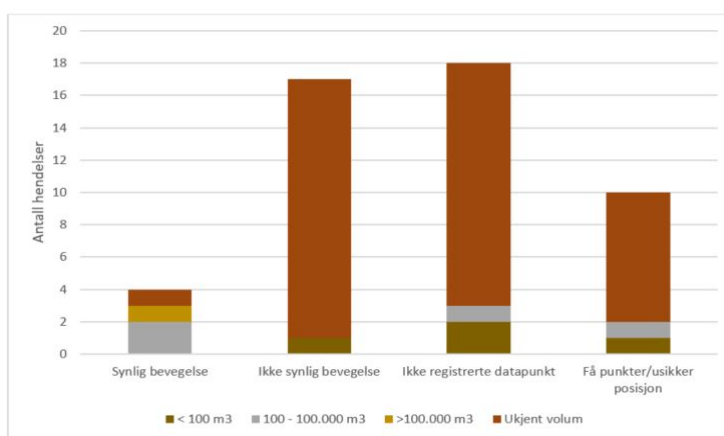
Figur 37: Empirisk forhold mellom siktevinke og volum for landsdelene Østlandet, Vestlandet og Nord-Norge. Østlandet er representert av Oppland, Vestlandet av Møre og Romsdal og Sogn og Fjordane. Nord-Norge er representert av Troms. Skredenes oppførsel er definert basert på siktevinke lik 31° og volum 250.000 m^3 ut ifra Corominas(1996). Hovedtyngden av skredhendelsene oppfører seg som enten steinskred eller som fjellskred.

Tabell 5: Potensfunksjon og R kvadrert-verdi for trendlinjene i figur 37 for landsdelene Østlandet, Vestlandet og Nord-Norge.

Landsdel	Formel	R ²
Østlandet	$y = 35.072x^{-0.018}$	0.0922
Vestlandet	$y = 31.326x^{-0.061}$	0.334
Nord-Norge	$y = 26.05x^{-0.104}$	0.4739

6.2 Kartlegging av bevegelse for kjente skred basert på InSAR Norge

Totalt 49 hendelser ble undersøkt i InSAR Norge (Appendiks B, tabell 7). Av disse var 47 hentet fra skrednett og 2 fra egen kartlegging av Oppland. Hendelsene fra skrednett er registrert under kategoriene «Lite fjellskred (100 - 10.000 m³)» og «Fjellskred (>10.000 m³)». Til tross for dette er volumet knyttet til stor usikkerhet. I 3 av 49 hendelser var et spesifikt volumestimat vedlagt i informasjonsteksten knyttet til skredet. Ytterligere 4 avsetninger kunne lokaliseres i flyfoto som ble brukt til å gjøre et estimat av utstrekningen til avsetningen og derav et grovt minsteestimat av volumet, mens én hendelse ble beregnet med SLBL i forbindelse med mobilitetsanalysen. Siden dette er nyere hendelser (etter år 2015), var det flere skredlokasjoner hvor det ikke fantes oppdaterte flyfoto eller høydedata, slik at volumestimat uteble. Videre gikk majoriteten av skredene ut i veibanen, som betyr at avsetningene raskt er fjernet. Figur 38 viser fordelingen av antall rasområder og graden av synlighet i InSAR Norge, i sammenheng med volum. For 28 av hendelsene var det manglende/svært usikker InSAR-data i utløsningsområdet. 17 hendelser viste stabile fjellpartier, mens det i forbindelse med 4 skredhendelser ble fanget opp bevegelse. Målet med oppgaven var å lokalisere bevegelse i utløsningsområdet i forkant av skredhendelsen. Avsetningene skulle i utgangspunktet bare brukes til å lokalisere bakskrenten/utløsningsområdet, men etter gjennomgangen ble det klarlagt at områdene som viste bevegelse stammet fra avsetningsområdet (i de tilfellene avsetningene ble lokalisert).

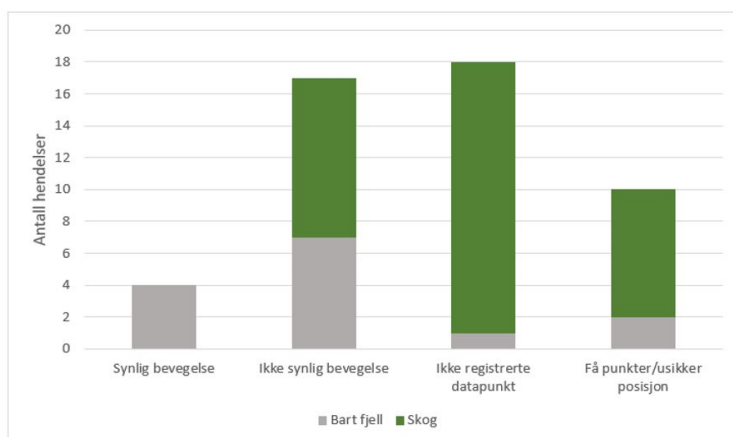


Figur 38: Fordeling av skredhendelser basert på synligheten i InSAR Norge, satt i sammenheng med volum. Majoriteten av hendelsene kunne ikke volumbestemmes. En nærmere forklaring på hvordan synligheten er definert er gjengitt listen i avsnitt 5.4 på side 33.

Skog eller annen tett vegetasjon er en kjent utfordring med InSAR data. Derfor vil InSAR Norge fungere optimalt i områder over tregrensen, eller i urbane strøk. Utfordringen bekreftes ved gjennomgangen av steinskredhendelsene. Vegetasjon er en dominerende faktor hvor datapunkter ikke ble registrert (figur 39). Til sammenligning var 100% av hendelsene som viste synlig bevegelse lokalisert på bart fjell. Det er tydelig at hva slags forhold som finnes på bakken i ustabile fjellpartier spiller en stor rolle for om InSAR vil kunne anskaffe målinger eller ikke.

Skredhendelsene med navnene «Kåfjordbotn», «Aga/Ullensvang», «Gjende» og «Bukønokyrkjudn» (Appendiks B) viser synlig bevegelse i InSAR Norge og vil bli nærmere diskutert. Til felles for de nevnte er at de viser bevegelse med tilnærmet konstant hastighet. Det er ikke funnet noen likheter i forbindelse med selve utløsningen, som skjer på ulike tidspunkt i måleperioden. Siden ingen synlig

forandring i deformasjonsmålingene inntreffer verken før eller etter selve utrasingen, er avdekking av rastidspunkt umulig.



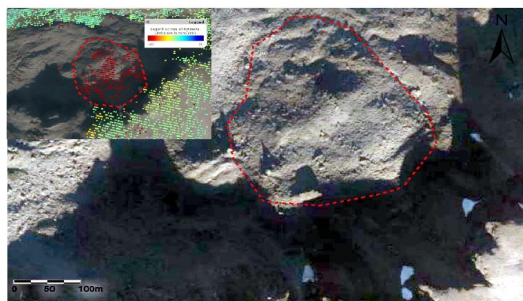
Figur 39: Fordeling av skredhendelser basert på synlighet i InSAR Norge, sett i sammenheng med grunnforhold i terrenget. 89% (n=25) av data som ikke ble fanget opp, kom fra vegetasjonsdekte lokasjoner. Det bekrefter at dekkende forhold er en begrensende faktor for registrering av små ustabile fjellparti med InSAR.

Kåfjordbotn

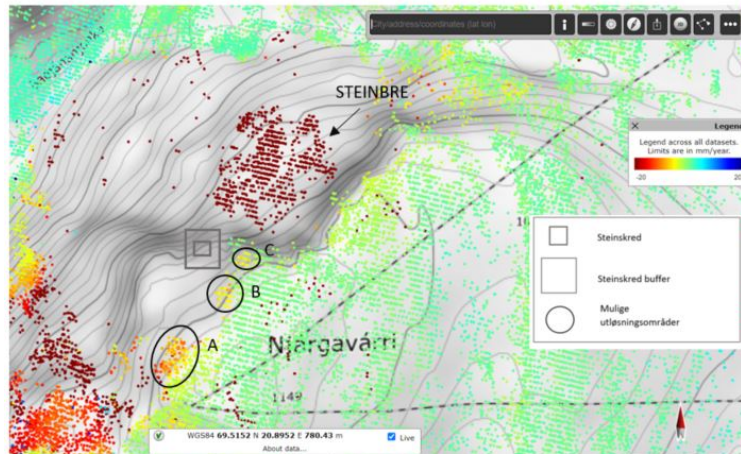
Opplysninger om steinskredhendelsen fra fjellet Njårgavárri den 20. juni 2019 i Troms og Finnmark er utelukkende basert på registrering på skrednett. Volumet er med ukjent metode estimert til mellom 100 og 400 m³. Ingen nyhetsartikler eller rapporter ble funnet i forbindelse med raset. Fra skrednett ligger følgende beskrivelse vedlagt:

«Lite fjellskred ca 100 kubikk meter blokk. Skredet er på film - se vedlegg (vedlegg ble ikke funnet). Steinsprang aktivitet mellom 17:18 og 18:01. Ferske sår og spor i snøen tyder på at to andre blokker også har rast ned i tilknytning samme skredhendelse. En på ca. 250 kubikk meter og en på ca 75 kubikk meter.»

Siden det ikke eksisterer flyfoto fra tiden etter skredhendelsen, kan lokasjonen ikke bekreftes. Hvor lokasjonen er markert i skrednett er vist i figur 41. Plasseringen er gitt med 100 meters nøyaktighet. Det er tydelig at det er store områder i bevegelse rundt den aktuelle hendelsen. Noen meter nordøst for punktet, er det et område som viser svært høy hastighet. Øyeblikkelig kan det se ut som at bevegelsen er tilknyttet skredaktivitet i området, men ved en nærmere undersøkelse av området, er det sannsynlig at bevegelsen på gjennomsnittlig 96 mm/år er forbundet med en steinbre. Steinbreen er markert i figur 40.

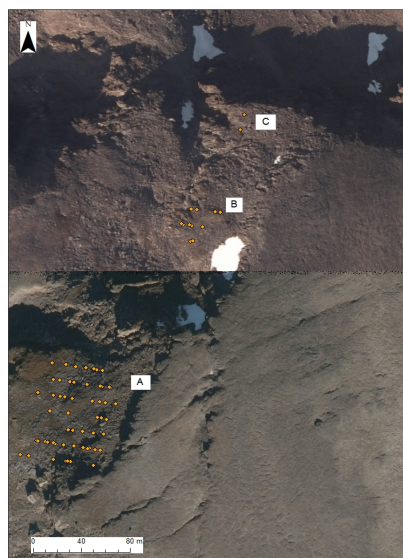


Figur 40: Steinbre ved fjellet Njårgavárri i Kåfjordbotn. Steinbreen er lokalisert nær steinskredet som gikk i 2019, og bevegelsen kan fort forveksles dersom man ikke studerer området nøye nok. Bildet (øverst til venstre) viser at breen har en bevegelse på 96 mm/år.

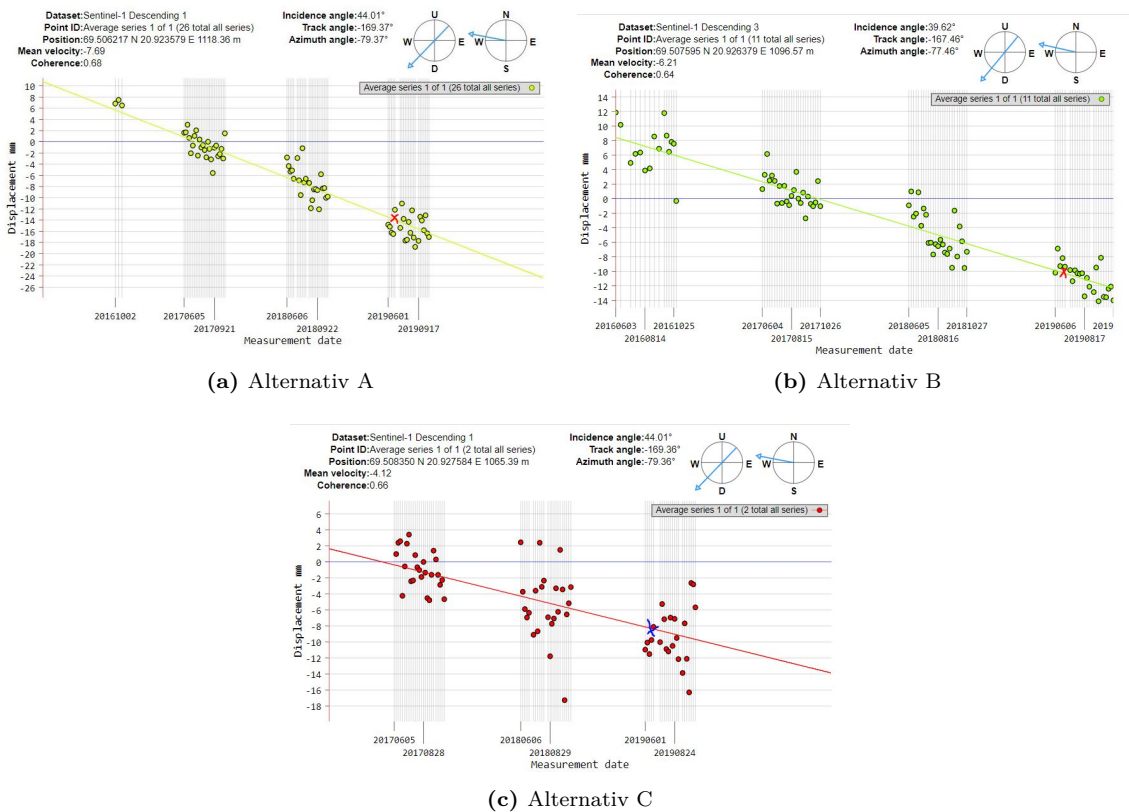


Figur 41: Utklipp fra InSAR Norge over ustabil fjellparti på Njårgavárri ved Kåfjordbotn. Bevegelsen er målt fra descending bane. Det grå kvadratet markerer hvor hendelsen er registrert i skrednett. Punktet befinner seg i en bratt skråning, som kan være grunnen til manglende datapunkter. Det utenforliggende kvadratet er en 100 meters buffer på mulig kildeområde etter beskrivelse i skrednett. Områdene A-C undersøkes som mulige utløsningsområder for skredet, til tross for at de ligger utenfor bufferen.

I tillegg til steinbreen, er det ytterligere tre områder ((A-C) i figur 41) i nærheten av skredregistreringen som viser bevegelse i InSAR og som vurderes som det faktiske utløsningsområdet for skredhendelsen. Punkt A er det største og mest i øynefallende området, men samtidig lengst unna den registrerte skredhendelsen. Området har et areal på ca. 5000 m². Punkt B har et areal på ca. 450 m², mens punkt C er ca. 230 m². Basert på arealet av områdene nærliggende den registrerte hendelsen er punkt C det mest sannsynlige ettersom det antatte utløste volumet er rundt 400 m³. Felles for alle sonene er at de befinner seg i et område uten noen synlig sprekker sett ovenfra (figur 42). InSAR-data viser en generell lineær trend (figur 43), men med stor spredning, spesielt for sone B og C. Sone A har en betydelig større mengde data hvor punktene følger den lineære grafen bedre og har en bedre koherens. Hastigheten varierer fra 4.12 mm/år for sone C, 6.21 mm/år for sone B og 7.69 mm/år for sone A.



Figur 42: Mulige utløsningsområder for skredhendelsene sett i flyfoto. Området består av bart fjell. Punktens farge er ikke forbundet med bevegelsehastigheten til området, men viser hvor det er registrert bevegelse.



Figur 43: Bevegelse for de tre mulige utløsningsområdene. Dato for utløsning er markert i grafene. Alternativ A og B viser de samme tendensene, men A har en høyere gjennomsnittlig hastighet (7.69 mm/år). Alternativ C er det minste området med færreste registrerte datapunkt og størst spredning i datasettet.

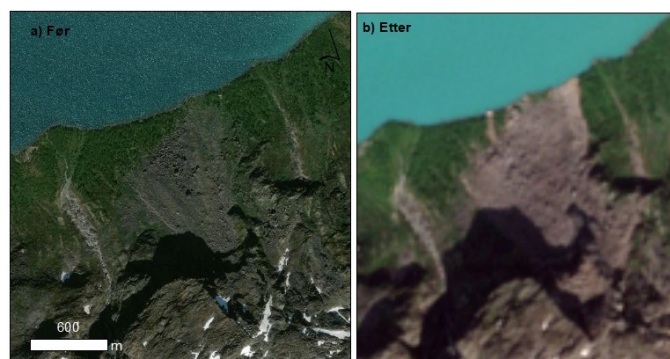
Et siste alternativ er at bevegelse tilknyttet skredhendelsen ikke er fanget opp av InSAR. Det er store partier i dette fjellområdet som viser bevegelse, noe som gjør det usikkert om bevegelsene som er undersøkt i forbindelse med skredet, faktisk kommer fra skredhendelsen eller tilhører et større ustabil fjellparti. Området er under kartlegging for ustabile fjellparti gjennomført av NGU.

Gjende

16. september 2018 gikk et steinskred på østsiden av innsjøen Gjende i Vågå kommune. Skredet er avbildet og beskrevet i en avisartikkel. På grunn av omtale i media, samt tilgjengelig før- og etterbilde (figur 44), er lokasjonen til hendelsen enkel å stedfeste. Det fantes ikke oppdaterte ortofoto på norgebilder.no eller satellittbilder fra World View 2 som er tilgjengelig på ArcGIS Online. Løsningen ble å laste ned Sentineldata fra Earth explorer. Satellittbildet har en oppløsning på 10 meter, så detaljer er ikke synlig i bildet. Likevel er konturen av skredet gjenkjennelig slik at det er mulig å stedfeste avsetningene på kartet. Høydedata fra dette området er fra 2019, slik at det genererte skyggekartet bekrefter lokasjonen.

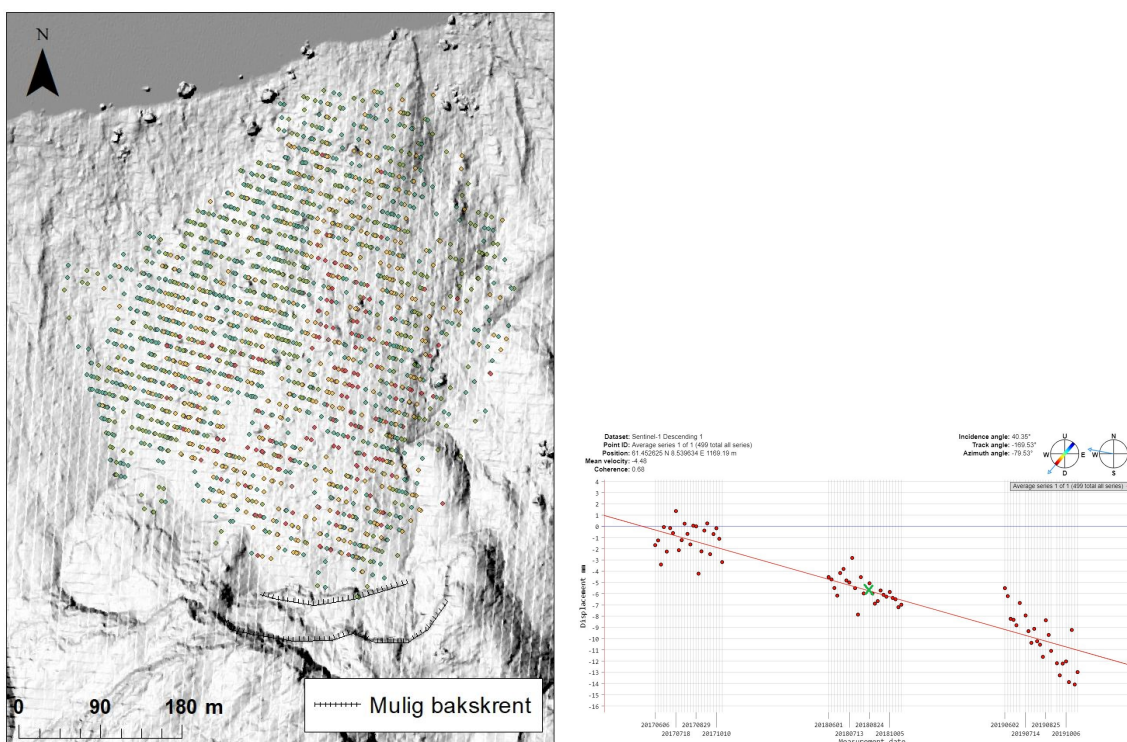
Før-bildet viser at det eksisterte skredmateriale på stedet før det raste ut på nytt i 2018. På høydedata.no finnes kun høydemodellen Vågå-Lom-Skjåk 2pkt 2019 og av den grunn kan ikke høydedata før og etter utrasingen brukes til beregning av volum. Volumberegningen som ble utført med SLBL-metoden vil derfor inkludere noe av det allerede eksisterende skredmaterialet, som gjør beregningen på 1.170.000 m³ overestimert. Samtidig er det sannsynlig, vurdert ut ifra bilder på stedet, at blokker har forsvunnet ut i innsjøen. Batymetrisk data er ikke inkludert.

Det er god dekning av datapunkter i InSAR Norge i området hvor skredet har gått, hvor et mindretall av målingene tyder på ustabilitet (røde punkter i figur 45a). På grunn av manglende flyfoto i etterkant av hendelsen, er det vanskelig å nøyaktig stedfeste en bakskrent, men et forslag er tegnet inn som en tagget linje på fjellsiden over avsetningene. Det er ikke registrert bevegelse i det som antas å være selve utløsningsområdet. Siste registrerte måling før utløsningen er 12.08, første



Figur 44: Før- og etterbilde fra skredet ved Gjende. Området var preget av skredaktivitet før hendelsen i 2018, men etter-bildet viser en økning i avsetningene. Etter-bildet er tatt fra satellitt (Sentinel) som har en lavere oppløsning enn flyfoto.

registrering etter hendelsen er 24.08 (figur 45b). Målingen som skulle vært registrert 18.08 mangler. Om den manglende registreringen skyldes for store endringer i området og tap av koherens er en mulig forklaring. En bevegelse på i underkant av 4 mm er registrert mellom juni 2017 og juni 2018. Frem til juni 2019 skjer det en oppbremsing i bevegelsen, før den øker til gjennomsnittlig 9 mm ut måleperioden på 5 måneder.



(a) InSAR-data hentet fra InSAR Norge som viser bevegelse i skredområdet. Grønne punkt indikerer ingen/svært langsom bevegelse. Røde punkt indikerer høyere hastighet/ustabilt parti. De største bevegelsene er lokalisert midt i skredavsetningene. I området rundt bakskrenten er det ingen registrerte punkter.

(b) Bevegelsesrate målt med InSAR fra descending bane. Gjennomsnittlig bevegelse (basert på 499 datapunkter) for området er 4.48 mm/år. Dato for utrasing er markert på grafen med et kryss. Koherens = 0.68.

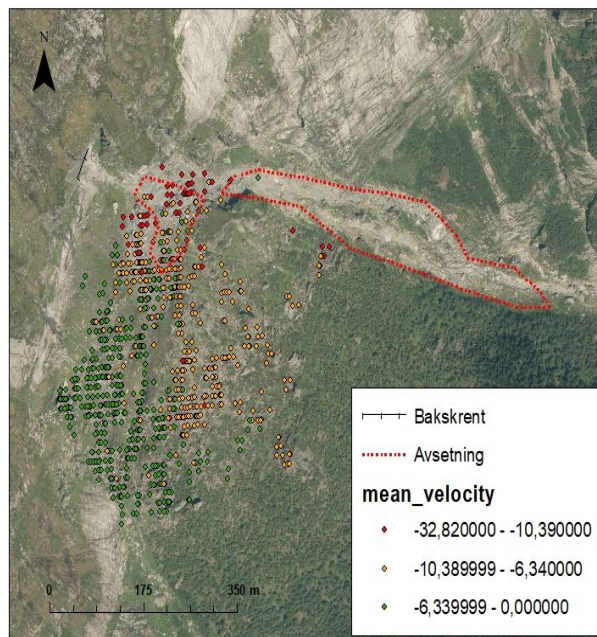
Figur 45: Registrerte målepunkt som viser bevegelse i området ved Gjende hvor et skred gikk i 2018.

Aga i Ullensvang

Steinskredhendelsen fra Træstane 30.10.2016 i Ullensvang kommune er godt dokumentert. Raset er inkludert som en deloppgave i en masteroppgave (Drotninghaug, 2018), samt at det eksisterer offentlig tilgjengelig flyfoto fra 2017 som bekrefter utløsningsområdet.

Volumet ble ved hjelp av to fotogrammetriske punktskymmodeller fra før og etter raset beregnet til 22500 m³ (Drotninghaug, 2018). 17000-18000 m³ av utrasingsvolumet er med en viss usikkerhet antatt avsatt i den øvre delen av helningen. Utløpslengden og fallhøyden gir en siktevinkel på rundt 40°, slik at den plottes over Scheideggerkurven. I følge beskrivelsen på skrednett løsnet fjellpartiet på ca. 1100 meter høyde, og steinblokker ble funnet 400 meter ovenfor skredvollen oppført for å beskytte bygda Aga.

Rasområdet er godt dekket med punkter som indikerer bevegelse (figur 46a). De største bevegelsene vises i området hvor hovedtyngden av massene har blitt avsatt. I likhet med skredet ved Gjende, er det ingen punkter registrert i selve kildeområdet nær bakscrenten. De første målingene fra området er registrert 08.10.2016, bare 12 dager før utrasingen (figur 46b). Dermed kan det ikke sies noe om bevegelsesforløpet i forkant av raset. Etter utrasingen fortsetter bevegelsen med samme trend på 8 mm/år. Det er sannsynlig at bevegelse i området foregår i forbindelse med et større ustabil fjellpart. Partiet er under kartlegging av NGU for ustabile fjellparti.



(a) Bevegelse i fjellpartiet Træstane i Ullensvang kommune. Ingen bevegelse er målt i det antatte utløsningsområde. De største bevegelsene (røde punkt) er nærmest bakscrenten.



(b) Bevegelse målt med InSAR i ascending bane. Dato for utrasing er markert med et rødt kryss på grafen. Den gjennomsnittlige hastigheten (basert på 378 datapunkt) er 8.07 mm/år. Koherens = 0.78.

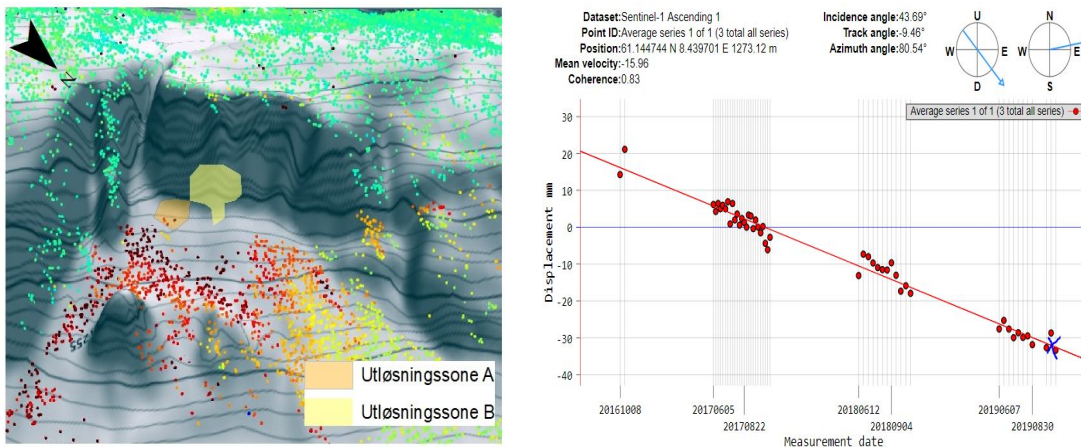
Figur 46: Bevegelse i fjellpartiet Træstane i Ullensvang kommune.

Bukønokyrkjudn

08.10.2019 gikk det et skred fra Bergsfjellet i et parti kalt Bukønokyrkjudn på sørsiden av Vangmjøse. Hendelsen er omtalt i den lokale avisa, samt registrert i skrednett. Det er et stort område i

bevegelse som vises med røde punkter i InSAR Norge i nærheten av hvor skredet angivelig har gått (figur 47a). Siste tilgjengelige flyfoto fra området er fra 05.07.2019, som gjør det vanskelig å bekrefte utløsningssområdet. Utløsningssone B, var i følge kontaktperson fra NVE et sannsynlig kildeområdet på grunn av det som lignet en fersk blotning i fjellveggen. Etter utført feltarbeid dagen etter hendelsen, ble det klart at området likevel ikke skilte seg ut som spesielt ferskt. Kommuneingeniøren mente at skredet gikk fra et lavere område (utløsningssone A)(personlig informasjon, Ingrid Skrede, 01.02.21). De to mulige utløsningssonene er lokalisert i et steilt fjellparti, som i tillegg til synsvinkelen fra satellitten er sannsynlige årsaker til at datapunkt mangler. Fra beskrivelsen av hendelsen på skrednett fremkommer det ikke noe informasjon om skredvolumet. Siden det heller ikke foreligger oppdatert høydedata, er volum ikke estimert.

To tidsserier ligger innenfor det markerte området hvor kommuneingeniøren mener skredet har gått (figur 47b). Deformasjonsraten fra disse punktene er lineær. Per dags dato (mars.2021) er ikke InSAR data for 2020 lagt inn i InSAR Norge. Siste registrering var 29.10.2019. Bevegelsen øker lineært med ca. 16 mm/år. Det er ikke noe synlig i endring i deformasjonsraten i perioden før utrasingen.



(a) Bevegelse i Bukønokyrkjudn vist i avsnitt fra InSAR Norge. Polygonene markerer mulige utløsningssoner for steinskredet fra 2019. Sone A er det sannsynlige løseområdet, i følge kommuneingeniør. Sone B var foreslått av NVE, på grunn av en mørkere farge i fjellveggen. Etter befaring i området, var det likevel ikke tydelig hvor skredet utløstes fra.

(b) Gjennomsnittlig bevegelse på 15,96 mm/år målt fra utløsningssone A. Dato for hendelsen er markert med et blått kryss på grafen. Koherens = 0.83.

Figur 47: Bevegelse fra Bukønokyrkjudn i Bergsfjellet, Vang kommune.

7 Diskusjon

7.1 Bruk av siktevinkel som en mobilitesindeks

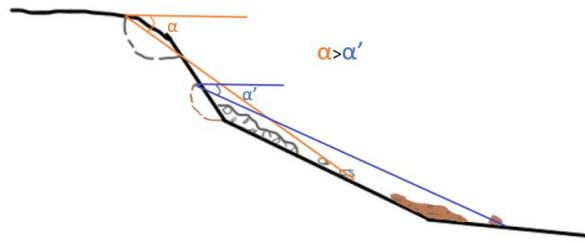
Siktevinkelen beskriver forholdet mellom fallhøyden og utløpslengden til et skred og brukes som et mål på mobilitet for skred i fast fjell. For skredene i Oppland med volum $>250.000 \text{ m}^3$ vitner empirisk skreddata om at skredenes mobilitet øker med økt volum. Funnet samsvarer med tidligere studier som viser samme tendens som Scheideggerkurven. For skredene i Oppland skjer det en tydelig endring i trenden for volum $<250.000 \text{ m}^3$, hvor skredene går fra en økning i siktevinkel for redusert volum, til å stabilisere seg på en fast siktevinkel. Denne observasjonen motstrider antagelsen til Heim, 1932 som mente at alle skred opplever en kontinuerlig reduksjon av siktevinkel med økt volum og at denne reduksjonen er ikke forbeholdt store fjellskred. Flere andre studier hevder derimot at siktevinkelen for skred med små volum har et forhold H/L på 0.6 (siktevinkel = 31°) (Hsu, 1975; McEwen, 1989). Spesielt for steinsprang brukes ofte en siktevinkel på 31° , 32° eller 33° i modelleringen for maksimal utbredelse. Corominas, 1996 konkluderte med at Scheideggerkurven har begrenset gyldighet for skred under 250.000 m^3 og at det for disse skredene bør brukes en fast siktevinkel på 31° . Imidlertid ser det ut til at denne terskelen er for lav, dersom det baseres på utløpet til skredene i Oppland. I Oppland har de kartlagte hendelsene under 250.000 m^3 en siktevinkel på mellom 37° og 41° , som vil si en lavere mobilitet enn det som er estimert i henhold til Corominas. Det kan føre til et overdrevent estimat av utløpslengde, samt større utstrekning av faresone enn nødvendig. Samtidig bør siktevinkelen representere verste tenkelige utfall i en faresonekartlegging, uten at områder med svært lav sannsynlighet for skred blir inkludert.

Uten at metoden for energivinkellinje har blitt undersøkt og validert eksplisitt for steinskredstudiet i Oppland, kan det ut ifra helningsdiagrammet (figur 34) se ut til at også denne metoden vil overestimere et utløp. Skyggevinkelmodellen ser ut til å passe bedre siden 86% av hendelsene har en gjennomsnittlig helning i avsetningsområdet på under 25° , hvor Lied, 1977 estimerte mellom 28° - 30° .

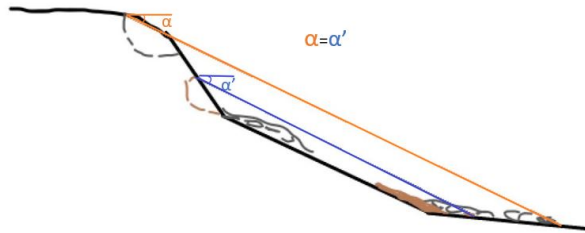
7.2 Helningsgradens påvirkning på utløpslengden

Helningsgraden i skredbanen er med på å påvirke utløpslengden, siden skred hovedsakelig akselererer i bratte skråninger (Dorren, 2003). Figur 31 indikerer at mobiliteten er høyere for skred med lavere gjennomsnittlig og maksimal helning. Disse resultatene ble tolket som at mobiliteten ble redusert for skred fra spesielt steile fjellsider, som også økte den gjennomsnittlige helningen. Tolkningen kan begrunnes med at mye av energien i skredmassene forsvinner momentant i det massene treffer en slakere helning under det steile utløsningsområdet, slik som illustrert i figur 48a. Det antas at hovedmengden avsettes direkte, mens et fåtall blokker mister resten av energien noen meter lenger ned i fjellsiden. Sammenlignet har vi siktevinkelen α' , fra skred som utløses og transporteres i jevne helninger og som ikke opplever det store energitapet fra fallet. Skredmassene vil avsettes først når helningen slaker ut og dermed blir $\alpha > \alpha'$.

En annen måte å tolke disse resultatene på er ved å se på profilene i figur 32. Her har skredet, gitt i punkt C en fallhøyde på ca. 250 meter og utløpslengde på 300 meter, mens skredet, gitt i punkt D har en fallhøyde på ca. 600 meter og en utløpslengde på ca. 700 meter. Begge skredene har et H/L -forhold på ca. 0.8. Siden H/L blir brukt som et mål på mobilitet, kan man si at høye fall fra et dropp ikke nødvendigvis resulterer i en høyere mobilitet, selv om utløpet blir lengre. En illustrasjon på tolkningen er gitt i figur 48b, som viser to skredhendelser med ulik fallhøyde og utløpslengde, men med lik siktevinkel/mobilitet. Plottet i figur 31, som viser at den gjennomsnittlige helningen er lavere for skred med et lavt H/L -forhold/høy mobilitet, kan i tilfellet gitt i figur 48b forklares ved at skred med de lengste utløpene avsettes i større grad på flatere terreng som vil kompensere for den bratte stigningen i utløsningsområdet.



(a) Illustrasjon hvor sikkevinkelen α er større for skredet som blir utløst i fritt fall. Forholdet H/L blir større på grunn av stort energitap i det massene treffer den underliggende fjellveggen, slik at mobiliteten reduseres.



(b) Illustrasjon hvor forholdet H/L er likt i to situasjoner. Mobiliteten forblir den samme, til tross for at α fører til en lengre utløpslengde.

Figur 48: Utfall av mobilitet basert på ulike tolkninger av skredparametere.

Alfa-beta metoden beregner utløpslengden basert på hvor helningen flater ut til 23° , som vil si at 23° er den maksimale helningen det antas at steinsprang kan avsettes. Til tross viser figur 34 at 65% ($n=6$) av hendelsene avettes i terreng brattere enn 23° . For disse tilfellene ville bruk av alfa-beta metoden ført til en overestimert utløpslengde. På bakgrunn av funnene, virker ikke alfa-beta metoden som en egnet metode til bruk av utløpsestimering for steinskrud. Det skal gjøres oppmerksom på at det kan forekomme blokker som er avsatt lenger unna hovedtyngden av avsetningene som ikke har blitt registrert i kartleggingen. Det ville redusert den gjennomsnittlige helningen i avsetningsområdet. Et argument for at steinsprang kan føre til lenger utløpslengde enn forventet i forhold til volumet, er at blokkene har en større tendens til å rulle. Dette er mer energieffektivt, i forhold til for eksempel glidning (Evans og Hungr, 1993).

7.3 Geomorfologiske kontroller

Majoriteten av skredene i Oppland gikk på bart fjell eller i ura, mens et fåtall gikk over løsmasser (morene). Dette er de dominerende substratene i Oppland fylke. Ingen av de kartlagte hendelsene gikk over is eller snø, som forventes å ha det lengste utløpet (Velardi mfl., 2020). På en side skal muligheten for snø i området tas med i betraktning i skredfarekartlegging, som betraktes som verste tenkelige utfall. På en annen side kan det ikke konkluderes med sikkerhet at det ikke var snø eller is i området på skredtidspunktet, da majoriteten av skredene ikke er datert. Av de geomorfologiske kontrollene var det, på bakgrunn av tidligere studier antatt at skred som går i ura vil ha et kortere utløp, sammenlignet med skred på lik størrelse over annet substrat. Ruheten i ura vil skape en høyere friksjon med skredmassene som vil dempe energien. Denne effekten/oppbremsingen var ikke avgjørende, da de to skredene med datasettets høyeste mobilitet, gikk i ura. Samtidig er dette skred med to av kartleggingens høyeste volum, som vi vet bidrar til økt utløpslengde. Den høye mobiliteten kobles derfor heller til volumet.

Studier fra Vestlandet, Nord-Norge og data fra Corominas foreslår at kanaliserte skred vil ha det lengste utløpet, deretter skred som får gå fritt, mens skred som blir stoppet av motstående dalside har det korteste utløpet. Skredene i Oppland hadde ingen skred som var tydelig kanalisert eller nådde motsatt dalside, og skredene ble derfor delt opp i to kategorier; uforstyrret og forstyrret. I kategorien «forstyrret» inngår skred som nådde ned til dalbunn og skred med andre tydelige hindringer for utløp i skredbanen, mens «uforstyrret» er skredene som fikk gå fritt. Det var forventet

at skredene som fikk gå fritt skulle ha den høyeste mobiliteten i forhold til volum. Det ble derimot ikke funnet tydelige trender som tyder på at formen på skredbanen spilte inn på mobiliteten. Kun ett skred kan kobles til en begrenset estimert utløpslengde, på grunn av utløp i en innsjø. Skredene som er forstyrret er jevnt spredd i plottet (figur 36). Dersom vi sammenligner to skred fra hver kategori av samme volum, kan vi se at den forstyrrede faktisk har en lavere (ca. 0.2) verdi for H/L. Utydelig trender kan være et resultat av lite datasett.

7.4 Regionale forskjeller i utløp

Data fra den nasjonale skreddatabasen, samt kartlegging i Troms, Møre og Romsdal og Sogn og Fjordane viser at det er store nasjonale forskjeller i skredfrekvens. Sammenlignet med de andre kartlagte fylkene, har det gått få skred i Oppland. Troms, Møre og Romsdal og Sogn og Fjordane er de fylkene i landet med mest ustabile fjellmasser. Sammenhengen mellom antall skredhendelser i regionene forklares av hvordan svakhetssonene fordeler seg i landet. I Norge finner vi forkastningene blant annet i fjellområdene i Lyngen i Troms, og på Mørekysten. I disse forkastningsområdene finner vi de mest rasutsatte fjellene. I de nevnte fylkene finnes det store svakhetssoner som ble dannet for mange millioner år siden da Skandinavia og Grønland hang sammen. Ifølge NGU, er det ca. 103 ustabile fjellsteder i Troms, sammenlignet med 11 (under arbeid) i Oppland. På bakgrunn av dette er skredfrekvensen vi har sett fra de tre områdene som forventet.

Velardi mfl., 2020 peker på forskjellen på mobiliteten til skred mellom Vest- og Nord Norge. Vestlandet karakteriseres som et fjorddekt landskap med bratte dalsider hvor forholdene for skredaktivitet ligger til rette. Denne typen morfologi har ført til noen av Norges største fjellskred siden den siste istiden (Blikra mfl., 2006). Fortsatt er mobiliteten høyere i Nord-Norge som sannsynligvis er på grunn av åpne U-daler i Nord, mens dalene i vest er brattere og trangere, som kan gi et høyere H/L forhold. I tillegg er is mer utbredt i nord som anses som et substrat som øker skredmobiliteten. Til sammenligning er Oppland relativt flatt. Selv med høy elevasjon, er det store partier med vidde. Vi ser en trend i skreddata fra Oppland på at få/ingen skred av betydelig størrelse har gått sør i fylket, da dette er et flatt området med mye jordbruk, hvor forholdene ikke ligger til rette for skredaktivitet. Figur 37 viser at forholdet mellom volum og siktevinkel har en lav R^2 -verdi på Østlandet (Oppland) sammenlignet med Vestlandet og Nord-Norge, som vil si at punktene plottes variabelt i forhold til gjennomsnittet og trendlinjen mellom volum og siktevinkel til Oppland er mindre pålitelig. Grunnen til en mindre pålitelig trend for data i Oppland kan være på grunn av et redusert datasett.

De fleste skredene kartlagt i Oppland og Norge forøvrig plotter på eller over Scheideggerkurven/Scheidegger avkortet. Det vil si at utløpslengden er kortere enn hva Scheideggerkurven stipulerer. Forskjellen er at skredene fra Oppland tendenserer mot et fast siktevinkel for volum $< 250.000 \text{ m}^3$, mens de resterende følger Scheideggerkurven i større grad for alle volum. Et utløp gitt ved Scheidegger vil være et konservativt estimat for majoriteten av skredene i alle de kartlagte områdene, noe som betyr at det er behov for en utløpsmodellering tilpasset historiske norske skred som kan brukes for dagens ustabile fjellsider i Norge.

7.5 Usikkerheter rundt manuell skredkartlegging

Manuell skredkartlegging avhenger av flere individuelle vurderinger. Det kan føre til at skredparametere ikke blir vurdert konsekvent i usikre situasjoner. For direkte sammenligning av resultater bør metoden være gjennomført på like premisser. Dette kan ikke garanteres at har blitt gjort for skredene som skal registreres i nasjonal skreddatabase. Vurderinger som må gjøres er for eksempel hvor høyt baks-krenten ligger. Ulik bestemmelse fører til høyde- og mobilitetsforskjell. I og med at baks-krenten kan være vanskelig å detektere digitalt, er det en sårbar parameter som kan gi svært forskjellige utfall. En annen sannsynlig feilkilde er enkeltblokker som har reist lenger enn hovedmengden av avsetningene og som ikke detekteres i kartleggingen. Problemet ligger hovedsakelig der vegetasjonen er tett, slik at små blokker ikke er synlig i terrengmodell eller ortofoto. Også for utløp i områder med allerede eksisterende ur gjør det vanskelig å skille hvilke enkeltblokker som stammer fra hvilket skred. Konsekvensen av dette er at skredene vil få en underestimert utløpslengde. Ved å utføre hele kartleggingen digitalt, kan man gå glipp av vesentlig informasjon man ellers ville

oppdaget i felt. Det kan også foreligge begrensninger i form av manglende datagrunnlag, som var tilfellet i de store nasjonalparkene i Oppland hvor det manglet høyoppløselig høydedata.

Volum

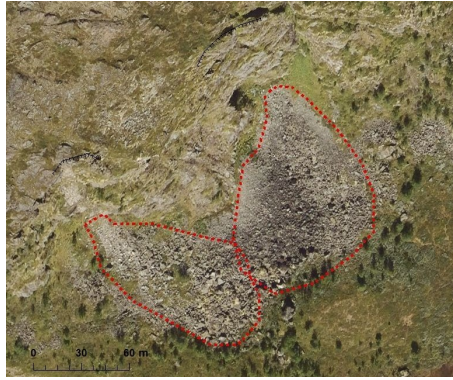
Ved funn av skredavsetninger ble det gjort en rask vurdering ut ifra utstrekningen på avsetningene om den aktuelle hendelsen måler et volum mellom 100 - 100.000 m³. På den måten ble små steinsprang, store fjellskred og urer utelatt i kartleggingen. Etter en mer presis volumberegning viste det seg at kun 46 % av hendelsene betegnes per volumdefinisjonen som steinskred. De største skredene målte volum opp mot 1.000.000 m³. Disse opplevdes vanskelig å skille ut fra andre steinskred og på grunn av lite datasett, ble de inkludert med til videre analyse.

En presis metode å beregne volum på, er gjennom sammenligning av høydedata fra før og etter hendelsen. På den måten kan man enkelt beregne på massene som er tilført i avsetningssonen og hvilke masser som er fjernet fra løsneområdet. Data bør optimalt være datert så tett inntil hendelsen som mulig, dersom man vil unngå å inkludere skredmasser fra flere utrasinger. Skredhendelsene kartlagt i Oppland er gamle, slik at høydemodell generert i forkant er ikke-eksisterende. Kun 3 hendelser er fra nyere tid (etter år 2013), men heller ikke for disse forelå det både før- og etterdata. Istedenfor ble det brukt en relativt ny metode som er lite benyttet til formålet om å beregne volum av selve avsetningene. Siden høyden på underlaget er ukjent er det 3 mulige situasjoner som kan endre utfallet på volumet:

1. Underlaget er flatt og skredavsetningene transporteres rett over.
2. Underlaget er flatt, men skredet eroderer ned og presser sammen de underliggende løsmassene.
3. Helningen er konkav, og mektigheten til avsetningene er større enn antatt.

Ved å endre på krumningsraten, c , i SLBL blir volumutslaget stort. Til tross for dette, fungerer metoden fortsatt til formålet, da data blir presentert på en logaritmisk skala. Ved å sammenligne med et tilfeldig utvalg av hendelser beregnet med en uavhengig metode (figur 21) ble det klart at SLBL fungerer for sitt formål.

Et usikkermoment i kartleggingen var å skille skredavsetninger fra gammel ur som har oppstått av flere små hendelser. Et eksempel er skredavsetningene som ble funnet i Sjugurdsjødalen øst for Sjugurdsjøen (figur 49). Ut ifra avsetningene ble dette vurdert som to separate hendelser med ulikt løsnepunkt. Avgjørelsen er basert på fargeforskjellen i avsetningene hvor skredet til høyre har en mørkere farge. Det kan være et tegn på at avsetningene er av ulik alder, da eldre avsetninger har en tendens til å forvitne og «blekne». Under de mørke avsetningene synes den samme lyse fargen som på skredet ved siden av. Derfor er det også mulig at hendelsen til høyre består av flere enkelte hendelser, noe man skal være oppmerksom på ved volumberegning. Konsekvensen ved å regne to hendelser som én er at volumet blir overestimert og kan fremstå unaturlig stort i forhold til det korte utløpet. I skyggekart har yngre skredavsetninger en røffere struktur på overflaten enn gamle, som kan brukes i vurderingen. For urer hvor det er stor usikkerhet i antall utrasinger, er ikke disse inkludert i databasen. Det kan potensielt bety at noen steinskredhendelser som burde vært med, er utelatt.



Figur 49: Skredene i Sjugurdsjødalen er vurdert som to separate hendelser basert på fargeforskjell i avsetningene, samt to atskilte bakskrenter.

Generelt preges alle resultatene av usikkerhet på grunn av et begrenset datasett om ikke frembringer spesielt signifikante trender. Det gjør det vanskelig å skille ut faktorene som har betydning for steinskreders mobilitet. Anbefalinger i forbindelse med faresonekartlegging må også gis med forsiktighet.

7.6 InSAR Norge som ressurs i skredfarekartlegging

Ved oppdagelse av akselererende bevegelse kan det initiale stadiet før en utrasing identifiseres og varsling iverettes. Carlå mfl., 2019 fastslår at hendelsene fra deres studier kunne ha blitt lokalisert flere dager eller uker i forveien, dersom InSAR-data hadde blitt tatt i bruk. Resultatene fremhever at satellittbasert InSAR kan brukes til å underbygge beslutningsprosesser og forbedre predikativ evne for skred i fast fjell. Dersom bevegelse ikke blir oppdaget, er evakuering for sent og kan i verste fall føre til tap av liv. Derfor er det viktig først og fremst å oppdage ustabile fjellparti og om nødvendig, gå over til kontinuerlig overvåkning. Av de fire skredhendelsene som viste bevegelse i InSAR Norge, var det ingen som viste noe form for endring i bevegelsesraten i forbindelse med utrasingen. Optimalt skulle vi sett en akselerasjon av bevegelsen i tiden før utløsningen, slik som beskrevet av Voight, 1989. Selvom InSAR Norge enda ikke er optimalisert for bruk til tidlig varslig, kan tjenesten bidra med å lokalisere ustabile områder, slik at kontinuerlig overvåkning kan installeres.

For bruk av InSAR Norge i faresonekartlegging, må løsnemrådet identifiseres og løsnensannsynligheten estimeres. Det bør kunne gis et grovt overslag av størrelsen på løsnemrådet basert på utstrekningen av det ustabile partiet i InSAR Norge, som man igjen kan beregne utløpslengde ut ifra. Det er på en annen side ikke sagt at hele det ustabile partiet raser ut samlet i én hendelse, men verste tenkelige utfall bør regnes med. Store områder i Norge mangler data hovedsakelig grunnet vegetasjon og steile vegger i radarskygge. Derfor kan karttjenesten ikke anvendes til å avkrefte områder, men kan forsterke mistanken om et ustabil parti, spesielt dersom det vises bevegelse fra både ascending og descending bane. Når det gjelder å estimere løsnensannsynlighet, finnes det ikke en klar bemerkning på hvor lang tid det tar mellom første synlig bevegelse, akselerasjon av bevegelse og utrasing.

InSAR Norge fremstår som en enkel anvendt tjeneste som kan bli en nyttig ressurs i arbeidet med skredovervåkning. Karttjenesten er åpen for alle, men er mest anvendelig for brukere som forstår både mulighetene og begrensningene til dataene. Blant andre har NGU positive erfaringer med bruk av InSAR til å kartlegge og overvåke fjellskred (NGU, 2019). Metoden er særlig nyttig i vanskelig tilgjengelig terreng som ustabile fjellsider, der man under optimale forhold kan få heldekkende bilder av deformasjonen uten tiden og kostaden feltarbeid fører med seg (Dehls mfl., 2019). Til nå foreligger det et lite datasett som begrenser påliteligheten i empiriske undersøkelser. Det er for tidlig å stadfeste InSAR Norge som tjeneste for å bekrefte eller avkrefte ustabile områder og nytten i forbindelse med skredfarekartlegging forblir begrenset.

Begrensninger ved bruk av InSAR Norge til skredovervåking av norske skred

Opplastning av deformasjonsdata til InSAR Norge skjer på høsten én gang i året som kan være en ulempe i kartleggingen av ustabile områder med kort tid mellom initiell bevegelse og utrasing. Dessuten blir det heller ikke lastet opp data fra vinterhalvåret, noe som svekker langtidsanalysen av bevegelse. På en annen side er det vist at deformasjonen ofte foregår i mer enn 100 dager i forkant slik at det teoretisk sett skal være tid til å oppdage deformasjon, på tross av sjelden oppdatering av data. Den temporale oppløsningen på 6 dager anses ikke som et problem, da det uansett anbefales flere deformasjonsmålinger dersom man mistenker at utrasing er nært forestående.

Ingen av hendelsene som ble kartlagt i studien viste bevegelse i det som antas å være selve utløsningsområdet. Årsaken kan skyldes en kombinasjon av steile fjellpartier som er i skyggen for satellittens synsvinkel, samt vegetasjonsdekt terreng der hvor helningen er slakere. 89% av skredområdene hvor bevegelse ikke ble registrert, var vegetasjonsdekte. Samtidig ble det, etter en nøyere gjennomgang av de fire hendelsene som tilsynelatende viste bevegelse i bart fjell, tydelig at radarskygge er en begrensning. Disse faktorene kan tenkes å være en større begrensning for steinskred enn for fjellskred. Deformasjonen i forkant av et steinskred kan utspille seg i nedre del av skråningen, men for store fjellskred er deformasjonsområdet større og ligger ofte høyere, slik at det unngår radarskygge og overgår tregrensen.

Som kjent er satellittbasert InSAR mest kapabel til å spore bevegelse i synsretningen til satellitten. Det så ikke ut til å være en begrensende faktor for kartleggingen av nylige skred i Norge, da fjellsider med ugunstig himmelretning også ble plukket opp. Samtidig vet vi at den virkelige størrelsen på forskyvningene kan oppnås når skråningen beveger seg nøyaktig parallelt med synsvinkelen. Selvom InSAR målte bevegelse, vet vi ikke om det er den sanne.

Flere av hendelsene fra skrednett var vanskelig å gjenkjenne fra flyfoto. Dersom det eksisterer et tydelig ustabil område i nærheten av den registrerte hendelsen, kan punkt for utrasing antas å være der. Derimot fantes det ikke et spesielt tydelig nærliggende ustabil område, men heller spredde datapunkter. I disse situasjonene er det viktig med nøyaktig stedbeskrivelse for å kunne si om bevegelsen har slått ut i InSAR data eller ikke. Dette var en gjennomgående utfordring i hendelsene som ble undersøkt. Feltarbeid eller høyere anskaffelsesfrekvens for ortofoto og høydedata er en løsning for å bekrefte utløsningsområdet.

Nedre volumgrense for detektering av skred ved bruk av InSAR

Et aspekt ved oppgaven var å finne ut av hvilken størrelse skredene må være, for å være synlig i InSAR Norge. Studier fra Kromer mfl., 2018 påsto at skred ned til 1 m^3 viste deformasjon i minst 100 dager i forkant av utrasing. Samtidig viste studier fra Carlà mfl., 2019 at akselerering av bevegelse kan sees i retrospekt i InSAR-data, men dog for større volum enn steinskred. Spørsmålet er derfor om steinskred er store nok til å fanges opp i InSAR-data. I kartleggingen av norske steinskred, ble volumet til den ene hendelsen som ga uttrykk for stabilitet i InSAR Norge, estimert til $<100 \text{ m}^3$. Tre av områdene hvor bevegelse i InSAR Norge var synlig, hadde et volum $>100 \text{ m}^3$. På bakgrunn av dette kan det tenkes at 100 m^3 er den nedre grensen for når et skred kan sees i InSAR-data. Imidlertid er denne påstanden basert på et veldig lite datasett, som ikke gir signifikante grenser. Videre var bevegelsene ikke tilknyttet utløsningsområdet som først antatt, men heller området rundt, som for eksempel i avsetningene. Altså kan ingen av bevegelsene knyttes til selve utløsningsområdet. Målingene for de fire hendelsene viste koherens på 0.68, 0.83, 0.78 og 0.66. Redusert koherens kan skyldes ekstremt raske bevegelser (mer enn cm mellom to målinger) som gjør områdene vanskelig å kjenne igjen. En grunn til manglende datapunkter i utløsningsområdet er fullstendig manglende koherens mellom prosesserte data før og etter skredet. Overflaten vil være totalt forandret, noe som gjør at dataene forkastes i prosesseringen. Det kan også være tilfellet at området er for lite for den romlige oppløsningen til sensoren på 5×20 meter for Sentinel-1. For tre av hendelsene fortsatte bevegelsen i samme bevegelsesrate etter registrert skreddato. Det kan bety at det ustabile fjellpartiet er større enn selve mengden som raste ut. Sammenlignet med eksisterende litteratur (Carlà mfl., 2019; Moretto mfl., 2017), er skredene undersøkt i Norge av mindre volum og spørsmålet om volumgrense for når innledende bevegelse vil være synlig i InSAR forblir tvetydig.

8 Konklusjon

Hovedmålet med denne masteroppgaven har vært å øke forståelsen for parametere som kan ha en innvirkning på steinskreds mobilitet. Mobiliteten har blitt sammenlignet med øvrige nasjonale og internasjonale resultater. Hovedfunnene i mobilitetsanalysen baseres på en digital, manuell kartlegging som resulterte i funn av 28 skred fra Oppland. I tillegg har karttjenesten InSAR Norge blitt undersøkt som et mulig verktøy for å identifisere og vurdere løsningsansynlighet til steinskred. Funnene baseres på 49 kjente skred i Norge, hentet fra den nasjonale skreddatabasen. Som følge av de små datasettene, inneholder resultatene større usikkerheter rundt signifikansen av analysene. Likevel kan hovedfunnene oppsummeres i følgende punkter:

- Skred fra Oppland plotter, i likhet med skred fra Vestlandet og Nord-Norge, over Scheideggerkurven. Det vil si at Scheideggerkurven er en konservativ metode som ved utløpsmodellering av norske skred kan føre til en unødvendig stor faresone.
- Mobiliteten avhenger først og fremst av volum på de utløste massene. Siktevinkelen reduseres med økt volum for skred med volum $>250.000 \text{ m}^3$.
- Reduksjonen av siktevinkelen stagnerer for volum $<250.000 \text{ m}^3$. For denne størrelsen på skredene er siktevinkelen mer eller mindre konstant på 37° - 41° . Denne observasjonen er derimot ikke lik i hele Norge, da skredene kartlagt på Vestlandet og i Nord-Norge fortsetter trenden med økning i siktevinkel, også for skred med volum $<250.000 \text{ m}^3$.
- Et skred kan oppnå lik mobilitet, uavhengig om skredbanen består av et dropp eller ikke.
- Siktevinkelen reduseres med redusert gjennomsnittlig helning, sannsynligvis på grunn av lengre utløp på flat mark.
- 65% av skredene avsettes i et område med gjennomsnittlig helning $>23^\circ$. Dette er i stor grad uavhengig av volum. Her ville alfa-beta metoden gitt et usannsynlig langt utløp, og blir dermed ikke regnet som en egnet metode for disse hendelsene. De to største skredene ($>150.000 \text{ m}^3$) ble avsatt i et område med gjennomsnittlig helning $<10^\circ$.
- De geomorfologiske kontrollene substrat og skredbane har liten eller ingen innvirkning på mobiliteten til skredene i Oppland. Kun ett skred med utløp i vann, kan kobles til årsaken for et redusert utløp i forhold til volum. Det bør likevel taes med i betraktning at datasettet hadde et begrenset utvalg, da det blandt annet ikke fantes kanaliserte skredbaner eller andre typer hovedsubstrat enn bart fjell og ur, med en kombinasjon av morene.
- Skredene i Oppland har færre registrerte hendelser og lavere mobilitet enn skredene på Vestlandet og i Nord-Norge, sannsynligvis på grunn av forkastningssoner og ulik topografi i områdene.
- 89% av områdene uten datafangst skyldes antakeligvis vegetasjon som derfor blir sett på som den største begrensningen for InSAR Norge for anvendelse i faresonekartlegging, sammen med radarskygge. Retning på fjellsidene fremstår ikke som et like stort problem, da data ble anskaffet fra ugunstige skråningsretninger. Om bevegelsen i disse fjellsidene var «den sanne» er usikkert.
- Anslaget av en nedre volumgrense for når et ustabil fjellparti er synlig i InSAR-data er 100 m^3 . Antakelsen er basert på et lite datasett, samt bevegelser med opprinnelse fra avsetningsområdet og ansees derfor som svært usikkert.
- InSAR-data viste ikke tegn til akselerasjon av bevegelse i forkant av skredutløsningen. Studiene kan verken bekrefte eller avkrefte bruken av InSAR Norge til å forutse skred. Derimot kan det være et nyttig verktøy for å identifisere nye ustabile fjellområder.
- Generelt oppleves nytten av digital kartlegging som stor. Det fremstår som en tids- og kostnadseffektiv metode, men med noen begrensninger i form av tap av detaljer.

8.1 Videre arbeid

Det forventes at høyoppløselig NDH for nasjonalparkene tilgjengeliggjøres i nærmeste fremtid. Disse områdene kan gjennomgås for en ny kartlegging. For skredene som ble delvis avsatt under vann kan det brukes batymetrisk data for en mer eksakt estimering av volum. Feltarbeid kan bidra til oppgradering av sikkerhetsklassene, spesielt for de 7 hendelsene som ble markert som usikre. I felt kan man lettere lokalisere bakskrent eller enkeltblokker i avsetningsområdet som vil påvirke H/L-forholdet, i tillegg til at man i felt vil få en bedre oppfatning av substratet.

Resultatene fra kartleggingen av Oppland skal inngå i den nasjonale skreddatabasen. Per dags dato eksisterer det data fra tre øvrige fylker, samtidig som det pågår en kartlegging av Hordaland. I de kommende årene bør kartleggingen fortsette i de gjenstående fylkene. Det gjelder Njårgavári i Troms, nord-siden av Knutsholtiden ved Gjende, Træstane i Aga og Bukønokyrkjudn ved Bergsfjellet. Dette vil omsider føre til et omfattende datagrunnlag hvorfra man kan skaffe statistisk signifikante analyser. Basert på informasjon fra et større datasett, kan en revidert versjon av Scheideggerkurven vurderes, som er mer egnet til norske skreds mobilitet.

Det anbefales å se på prosessert InSAR-data frem til skreddato for oppnåelsen av en bedre koherens i dataen. På den måten er det kanskje mulig å oppdage bevegelser i utløsningsområdene, som nå uteble på grunn av ugjenkjennelige partier etter utrasing. Partiene som viste en fortsettende deformasjon etter utløsningsdato bør overvåkes ytterligere for å finne ut hvilke partier bevegelsen stammer fra. Reflektorer kan installeres i partiet for anskaffelse av sterkere signaler.

Oppdatert InSAR-data ble i avslutningsprosessen til denne oppgaven tilgjengelig, slik at skred som gikk i løpet av 2020 kan inkluderes i studien. Fra søk i skrednett, ser det ut til å gjelde ett skred, som gikk i desember 2020, i Røldal, Ullensvang kommune. Et økt datasett vil bidra i validering av InSAR Norge som et predikativt verktøy til bruk i skredfarekartlegging.

Referanser

- Allaby, A. og Allaby, M. (1991). *Concise Oxford dictionary of earth sciences*. Oxford University Press.
- Anda, E. og Blikra, L. (1998). «ROCK-AVALANCHE HAZARD IN MORE& ROMSDAL, WESTERN NORWAY». I: *Publikasjon-Norges Geotekniske Institutt* årg. 203, s. 53–57.
- Ballantyne, C. K. og Stone, J. O. (2013). «Timing and periodicity of paraglacial rock-slope failures in the Scottish Highlands». I: *Geomorphology* årg. 186, s. 150–161.
- Barboux, C., Delaloye, R., Lambiel, C., Strozzi, T., Collet, C. og Raetzo, H. (2013). «Surveying the activity of permafrost landforms in the Valais Alps with InSAR». I: *Mattertal–ein Tal in Bewegung*, edited by: Graf, C., *Publikation zur Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft* årg. 29, s. 7–19.
- Berthling, I. (1997). *Kvartærgeologiske og geomorfologiske interesser innenfor planleggingsområdet for utvidelse av Rondane nasjonalpark*. nob. Hamar.
- Blikra, L., Longva, O., Braathen, A., Anda, E., Dehls, J. og Stalsberg, K. (2006). «Rock slope failures in Norwegian fjord areas: examples, spatial distribution and temporal pattern». I: *Landslides from massive rock slope failure*. Springer, s. 475–496.
- Boadu, F. og Long, L. (1994). «The fractal character of fracture spacing and RQD». I: *International journal of rock mechanics and mining sciences & geomechanics abstracts*. Bd. 31. 2. Elsevier, s. 127–134.
- Braathen, A., Blikra, L. H., Berg, S. S. og Karlsen, F. (2004). «Rock-slope failures in Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability.» I: *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening* årg. 84, nr. 1.
- Carlà, T., Intrieri, E., Raspini, F., Bardi, F., Farina, P., Ferretti, A., Colombo, D., Novali, F. og Casagli, N. (2019). «Perspectives on the prediction of catastrophic slope failures from satellite InSAR». I: *Scientific reports* årg. 9, nr. 1, s. 1–9.
- Copons, R., Vilaplana, J. og Linares, R. (2009). «Rockfall travel distance analysis by using empirical models (Solà d'Andorra la Vella, Central Pyrenees)». I: *Natural Hazards and Earth System Sciences* årg. 9, nr. 6, s. 2107–2118.
- Cornelius, R. og Scott, P. (1993). «A materials failure relation of accelerating creep as empirical description of damage accumulation». I: *Rock mechanics and rock engineering* årg. 26, nr. 3, s. 233–252.
- Corominas, J. (1996). «The angle of reach as a mobility index for small and large landslides». I: *Canadian Geotechnical Journal* årg. 33, nr. 2, s. 260–271.
- Crosta, G. og Agliardi, F. (2003). «Failure forecast for large rock slides by surface displacement measurements». I: *Canadian Geotechnical Journal* årg. 40, nr. 1, s. 176–191.
- Crosta, G., Hermanns, R., Dehls, J., Lari, S. og Sepulveda, S. (2017). «Rock avalanches clusters along the northern Chile coastal scarp». I: *Geomorphology* årg. 289, s. 27–43.
- Crosta, G. B., Frattini, P. og Fusi, N. (2007). «Fragmentation in the Val Pola rock avalanche, Italian alps». I: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* årg. 112, nr. F1.
- Cruden, D. og Varnes, D. (1996). «Landslide Types and Processes». I: *In: Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds.), Landslides: investigation and mitigation. National Academy Press, Washington, D.C* årg. 247, s. 36–75.
- Cruden, D. og Hu, X. (1993). «Exhaustion and steady state models for predicting landslide hazards in the Canadian Rocky Mountains». I: *Geomorphology* årg. 8, nr. 4, s. 279–285.
- Davies, T. og McSaveney, M. (2002). «Dynamic simulation of the motion of fragmenting rock avalanches». I: *Canadian Geotechnical Journal* årg. 39, nr. 4, s. 789–798.
- Davies, T., McSaveney, M. og Hodgson, K. (1999). «A fragmentation-spreading model for long-runout rock avalanches». I: *Canadian Geotechnical Journal* årg. 36, nr. 6, s. 1096–1110.
- De Blasio, F. V. (2014). «Friction and dynamics of rock avalanches travelling on glaciers». I: *Geomorphology* årg. 213, s. 88–98.
- Dehls, J. F., Larsen, Y., Marinkovic, P., Lauknes, T. R., Stødle, D. og Moldestad, D. A. (2019). «INSAR. No: A National Insar Deformation Mapping/Monitoring Service In Norway–From Concept To Operations». I: *IGARSS 2019-2019 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. IEEE, s. 5461–5464.
- Devoli, G., Eikenæs, O., Taurisano, A., Hermanns, R., Fischer, L., Oppikofer, T. og Bunkholt, H. (2011). «Plan for skredfarekartlegging–Delrapport steinsprang, steinskred og fjellskred». I: *NVE rapport* årg. 15, s. 2011.

- Direktoratet for byggkvalitet (2017). *Byggeteknisk forskrift (TEK17) med veiledning. Kapittel 7 Sikkerhet mot naturpåkjenninger §7-3. Sikkerhet mot skred*. URL: <https://dibk.no/regelverk/byggeteknisk-forskrift-tek17/7/7-3/>.
- Domaas, U. (1994). «Geometriske metoder for å beregne rekkevidden til steinsprang. Geometrical methods of calculating Rockfall Range. EU-prosjekt: "Meteorological factors influencing slope stability and movement type"». I: *rapport 585910-1*.
- Dorren, L. K. (2003). «A review of rockfall mechanics and modelling approaches». I: *Progress in Physical Geography* årg. 27, nr. 1, s. 69–87.
- Drotninghaug, J. R. (2018). «The Unstable Rock Slopes Træstane and Hest in Sørfjorden- Structural Mapping and Hazard assessment for Different Failure Scenarios». Masteroppg. NTNU.
- Dubovskoi, A., Pernik, L. og Strom, A. (2008). «Experimental simulation of rockslide fragmentation». I: *Journal of Mining Science* årg. 44, nr. 2, s. 123–130.
- Dufresne, A., Davies, T. og McSaveney, M. (2010). «Influence of runout-path material on emplacement of the Round Top rock avalanche, New Zealand». I: *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group* årg. 35, nr. 2, s. 190–201.
- European space agency. (jan. 2019). *Copernicus Sentinel-1 data fuel Norwegian ground motion service*. Hentet 15.09.2020. URL: <https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/news/-/article/copernicus-sentinel-1-data-fuel-norwegian-ground-motion-service>.
- Evans, S. og Hungr, O. (1993). «The assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes». I: *Canadian geotechnical journal* årg. 30, nr. 4, s. 620–636.
- Ferretti, A., Prati, C. og Rocca, F. (2001). «Permanent scatterers in SAR interferometry». I: *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing* årg. 39, nr. 1, s. 8–20.
- Frauenfelder, R., Solheim, A., Isaksen, K., Romstad, B., Dyrddal, A. V., Ekseth, K. H., Harbitz, A., Harbitz, C. B., Haugen, J. E., Hygen, H. O. mfl. (2017). «Impacts of extreme weather events on transport infrastructure in Norway». I: *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, s. 1–24.
- Furseth, A. (2006). *Skredulykker i Norge*. Tun forlag.
- Gischig, V., Loew, S., Kos, A., Moore, J. R., Raetzo, H. og Lemy, F. (2009). «Identification of active release planes using ground-based differential InSAR at the Randa rock slope instability, Switzerland». I: *Natural Hazards and Earth System Sciences* årg. 9, nr. 6, s. 2027–2038.
- Gunzburger, Y., Merrien-Soukatchoff, V. og Guglielmi, Y. (2005). «Influence of daily surface temperature fluctuations on rock slope stability: case study of the Rochers de Valabres slope (France)». I: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* årg. 42, nr. 3, s. 331–349.
- Gutiérrez, F., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., Rosell, J., Galve, J. og Carbonel, D. (2012). «Investigating gravitational grabens related to lateral spreading and evaporite dissolution subsidence by means of detailed mapping, trenching, and electrical resistivity tomography (Spanish Pyrenees)». I: *Lithosphere* årg. 4, nr. 4, s. 331–353.
- Hefre, H., Domaas, U., Sandøy, G., Yugsi, F. og Asbjørn, Ø. (2018). *Vedlegg 1 - Steinsprang og steinskred. Bransjestandard for kartlegging av fare for steinsprang og steinskred*. NVE.
- Heim, A. (1932). *Bergsturz und menschenleben*. 20. Fretz & Wasmuth.
- Henderson, I., Lauknes, T., Osmundsen, P., Dehls, J., Larsen, Y. og Redfield, T. (2011). «A structural, geomorphological and InSAR study of an active rock slope failure development». I: *Geological Society, London, Special Publications* årg. 351, nr. 1, s. 185–199.
- Henriksen, H. (2012). «VIK KOMMUNE.DETALJKARTLEGGING AV SKREDFARE FRA SEIMSFJELLET». I: årg. 2, s. 14–18.
- Hermanns, R. L., Oppikofer, T., Molina, F. X. Y., Dehls, J. F. og Böhme, M. (2014). «Approach for systematic rockslide mapping of unstable rock slopes in Norway». I: *Landslide science for a safer geoenvironment*. Springer, s. 129–134.
- Hermanns, R., Fischer, L., Oppikofer, T., Böhme, M., Dehls, J., Henriksen, H., Booth, A., Eilertsen, R., Longva, O. og Eiken, T. (2011). «Mapping of unstable and potentially unstable rock slopes in Sogn og Fjordane (work report 2008-2011)». I:
- Highland, L., Bobrowsky, P. T. mfl. (2008). *The landslide handbook: a guide to understanding landslides*. US Geological Survey Reston, s. 6–9.
- Hilmo, B. O. (1992). *Grunnvann i Inderøy kommune*. URL: <https://hdl.handle.net/11250/2666560>.
- Hsu, K. J. (1975). «Catastrophic debris streams (sturzstroms) generated by rockfalls». I: *Geological Society of America Bulletin* årg. 86, nr. 1, s. 129–140.

- Hu, W., Huang, R., McSaveney, M., Yao, L., Xu, Q., Feng, M. og Zhang, X. (2019). «Superheated steam, hot CO₂ and dynamic recrystallization from frictional heat jointly lubricated a giant landslide: Field and experimental evidence». I: *Earth and Planetary Science Letters* årg. 510, s. 85–93.
- Hungr, O. (1995). «A model for the runout analysis of rapid flow slides, debris flows, and avalanches». I: *Canadian geotechnical journal* årg. 32, nr. 4, s. 610–623.
- Hungr, O. og Evans, S. (2004). «Entrainment of debris in rock avalanches: an analysis of a long run-out mechanism». I: *Geological Society of America Bulletin* årg. 116, nr. 9-10, s. 1240–1252.
- Hungr, O., Leroueil, S. og Picarelli, L. (2014). «The Varnes classification of landslide types, an update». I: *Landslides* årg. 11.
- Jaboyedoff, M., Baillifard, F., Couture, R., Locat, J., Locat, P. og Rouiller, J. (2004). «Toward preliminary hazard assessment using DEM topographic analysis and simple mechanic modeling». I: *Landslides evaluation and stabilization. Balkema, Rotterdam*, s. 191–197.
- Jaboyedoff, M. og Labiouse, V. (2011). «Preliminary estimation of rockfall runout zones». I: *Natural Hazards and Earth System Sciences* årg. 11, nr. 3, s. 819–828.
- Jaedicke, C., Solheim, A., Blikra, L., Stalsberg, K., Sorteberg, A., Aaheim, A., Kronholm, K., Vikhamar-Schuler, D., Isaksen, K., Sletten, K. mfl. (2008). «Spatial and temporal variations of Norwegian geohazards in a changing climate, the GeoExtreme Project». I: *Natural Hazards and Earth System Sciences* årg. 8, nr. 4, s. 893–904.
- Johnson, B. C., Campbell, C. S. og Melosh, H. J. (2016). «The reduction of friction in long runout landslides as an emergent phenomenon». I: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* årg. 121, nr. 5, s. 881–889.
- Justis- og beredskapsdepartementet (2008). *St.meld. nr. 22 (2007-2008) Samfunnssikkerhet— Samvirke og samordning*. URL: <https://www.regjeringen.no/no/dokumenter/stmeld-nr-22-2007-2008-/id510655/?ch=1>.
- Kromer, R. A., Rowe, E., Hutchinson, J., Lato, M. og Abellán, A. (2018). «Rockfall risk management using a pre-failure deformation database». I: *Landslides* årg. 15, nr. 5, s. 847–858.
- Lauknes, T. R. (2011). «Rockslide mapping in Norway by means of interferometric SAR time series analysis». I:
- Li, Z. og Tomás, R. (2017). *Earth Observations for Geohazards*. MDPI-Multidisciplinary Digital Publishing Institute.
- Lied, K. (1977). «Rockfall problems in Norway». I: *ISMES Publication* årg. 90, s. 51–53.
- Lied, K. og Bakkehøi, K. (1980). «Empirical calculations of snow-avalanche run-out distance based on topographic parameters». I: *Journal of Glaciology* årg. 26, nr. 94, s. 165–177.
- Liu, D., Shao, Y., Liu, Z., Riedel, B., Sowter, A., Niemeier, W. og Bian, Z. (2014). «Evaluation of InSAR and TomoSAR for monitoring deformations caused by mining in a mountainous area with high resolution satellite-based SAR». I: *Remote Sensing* årg. 6, nr. 2, s. 1476–1495.
- Longva, O., Blikra, L. H. og Dehls, J. F. (2009). «Rock avalanches-distribution and frequencies in the inner part of Storfjorden, Møre og Romsdal County, Norway». I:
- Losnegård, G. (2020). *Oppland fylke*. URL: <https://www.alkunne.no/framside/geografi/noreg/fylke-i-noreg/oppland-fylke/2002/83779/>. (Hentet: 03.03.2021).
- Mamen, J. (jul. 2019). *Oppland(klima)*. Store norske leksikon. URL: https://snl.no/Oppland_-_klima. (Hentet: 09.05.2021).
- Manzanal, D., Dremptic, V., Haddad, B., Pastor, M., Stickle, M. M. og Mira, P. (2016). «Application of a new rheological model to rock avalanches: an SPH approach». I: *Rock Mechanics and Rock Engineering* årg. 49, nr. 6, s. 2353–2372.
- Maslin, M., Owen, M., Betts, R., Day, S., Dunkley Jones, T. og Ridgwell, A. (2010). «Gas hydrates: past and future geohazard?» I: *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* årg. 368, nr. 1919, s. 2369–2393.
- McCormack, H., Thomas, A. og Solomon, I. (2011). *The capabilities and limitations of satellite InSAR and terrestrial radar interferometry*.
- McEwen, A. S. (1989). «Mobility of large rock avalanches: Evidence from Valles Marineris, Mars». I: *Geology* årg. 17, nr. 12, s. 1111–1114.
- Meland, M. (2019). «Skred. Skredsikringsbehov for riksvegar og fylkesvegar i Region aust.» I: Statens Vegvesen.
- Meng, X. (2020). «Landslide». I: *Encyclopedia Britannica*.
- Mengistu, F., Suryabhagavan, K., Raghuvanshi, T. K. og Lewi, E. (2019). «Landslide Hazard zonation and slope instability assessment using optical and InSAR data: a case study from

- Gidole town and its surrounding areas, southern Ethiopia». I: *Remote Sensing of Land* årg. 3, nr. 1, s. 1–14.
- Mitchell, A., McDougall, S., Nolde, N., Brideau, M.-A., Whittall, J. og Aaron, J. (2019). «Rock avalanche runout prediction using stochastic analysis of a regional dataset». I: *Landslides*, s. 1–16.
- Moretto, S., Bozzano, F., Esposito, C., Mazzanti, P. og Rocca, A. (2017). «Assessment of landslide pre-failure monitoring and forecasting using satellite SAR interferometry». I: *Geosciences* årg. 7, nr. 2, s. 36.
- NASA (nov. 2017). *What is Synthetic Aperture Radar?* Hentet 08.03.2021. URL: <https://earthdata.nasa.gov/learn/backgrounders/what-is-sar>.
- National Park Service (mar. 2018). *Landslide Hazards*. URL: <https://www.nps.gov/subjects/geohazards/landslide-hazards.htm>.
- NGI (udatert). *Steinskred og Fjellskred*. URL: <https://www.ngi.no/Tjenester/Fagekspertise/Steinskred-og-fjellskred>. (Hentet: 17.01.2021).
- NGU (2015). *STEINSPRANG OG STEINSKRED*. URL: <https://www.ngu.no/emne/steinsprang-og-steinskred>. (Hentet: 07.04.2021).
- NGU (2019). *OFTE STILTE SPØRSMÅL*. URL: <https://www.ngu.no/emne/ofte-stilte-spor-smal>. (Hentet: 09.03.2021).
- Nicoletti, P. G. og Sorriso-Valvo, M. (1991). «Geomorphic controls of the shape and mobility of rock avalanches». I: *Geological Society of America Bulletin* årg. 103, nr. 10, s. 1365–1373.
- Noetzli, J., Hoelzle, M. og Haeblerli, W. (2003). «Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: a GIS-based approach to determine critical factors». I: *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*. Bd. 2. Swets & Zeitlinger Lisse Zürich, s. 827–832.
- NVE (2020a). *Prosedyre steinskred*. URL: <https://www.nve.no/veileder-skredfareutredning-bratt-terreng/hvordan-utfore-en-skredfareutredning/fase-2-utfore-opdrag/prosedyre-steinskred/?ref=mainmenu>. (Hentet: 24.03.2021).
- NVE (jan. 2020b). *VEILEDER FOR UTREDNING AV SIKKERHET MOT SKRED I BRATT TERRENG*. URL: <https://www.nve.no/veileder-skredfareutredning-bratt-terreng/>. (Hentet: 15.03.2021).
- Oppikofer, T., Hermanns, R. L., Sandøy, G., Böhme, M., Jaboyedoff, M., Horton, P., Roberts, N. J. og Fuchs, H. (2016). «Quantification of casualties from potential rock-slope failures in Norway». I: *Landslides and Engineered Slopes: Experience, Theory and Practice*, s. 1537–1544.
- Ostermann, M., Sanders, D., Ivy-Ochs, S., Alifimov, V., Rockenschaub, M. og Römer, A. (2012). «Early Holocene (8.6 ka) rock avalanche deposits, Obernberg valley (Eastern Alps): Landform interpretation and kinematics of rapid mass movement». I: *Geomorphology* årg. 171, s. 83–93.
- Raspini, F., Bianchini, S., Ciampalini, A., Del Soldato, M., Solari, L., Novali, F., Del Conte, S., Rucci, A., Ferretti, A. og Casagli, N. (2018). «Continuous, semi-automatic monitoring of ground deformation using Sentinel-1 satellites». I: *Scientific reports* årg. 8, nr. 1, s. 1–11.
- Rouyet, L., Lauknes, T. R. og Davids, C. (2018). «Ground displacements on Aitik tailings dams using SAR Interferometry.(21/2018)». I:
- Scheidegger, A. E. (1973). «On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides». I: *Rock mechanics* årg. 5, nr. 4, s. 231–236.
- Singhroy, V. og Molch, K. (2004). «Characterizing and monitoring rockslides from SAR techniques». I: *Advances in Space Research* årg. 33, nr. 3, s. 290–295.
- Skolnik, M. I. (1990). «Radar handbook second edition». I: *McGrawHill*.
- Sletten, K., Stalsberg, K. og Derron, M.-H. (2016). «Method for the susceptibility mapping of rock falls in Norway. Technical report». I:
- Slåtten, M. S. (2011). «Statistiske sammenhenger mellom overflateruhet og registrerte steinskred: langs infrastruktur som vegnett og jernbane i Norge». Masteroppg.
- Soeters, R. og Van Westen, C. (1996). «Slope instability recognition, analysis and zonation». I: *Landslides: investigation and mitigation* årg. 247.
- Sosio, R., Crosta, G. B., Chen, J. H. og Hungr, O. (2012). «Modelling rock avalanche propagation onto glaciers». I: *Quaternary Science Reviews* årg. 47, s. 23–40.
- Statens Vegvesen (des. 2019). *Skredstatistikk 2000-2019*. Hentet 28.01.2021. URL: <https://www.vegvesen.no/Fag/Teknologi/Geofag/Skred/Skredsikring>; jsessionid = CB6F8A6A43EBE980A36E798C456217A0.
- Stoffel, M. og Huggel, C. (2012). «Effects of climate change on mass movements in mountain environments». I: *Progress in physical geography* årg. 36, nr. 3, s. 421–439.

- Tempfli, K. mfl. (2009). *Principles of remote sensing : an introductory textbook*. English. ITC Educational Textbook Series. Netherlands: International Institute for Geo-Information Science og Earth Observation.
- Ter-Stepanian, G. (1963). «On the long-term stability of slopes». I: årg. 52, s. 1–31.
- Varnes, D. J. (1978). «Slope movement types and processes». I: *Special report* årg. 176, s. 11–33.
- Velardi, G., Hermanns, R., Penna, I., Böhme, M. mfl. (2020). «Prediction of the reach of rock slope failures based on empirical data from Norway». I: *ISRM International Symposium-EUROCK 2020*. International Society for Rock Mechanics og Rock Engineering.
- Voight, B. (1989). «A relation to describe rate-dependent material failure». I: *Science* årg. 243, nr. 4888, s. 200–203.
- Üstün, A., Tuşat, E., Yalvaç, S., Özkan, İ., Eren, Y., Özdemir, A., Bildirici, İ. Ö., Üstüntaş, T., Kırtıloğlu, O. S., Mesutoğlu, M. mfl. (2015). «Land subsidence in Konya Closed Basin and its spatio-temporal detection by GPS and DInSAR». I: *Environmental earth sciences* årg. 73, nr. 10, s. 6691–6703.
- Zhang, Y., Meng, X., Dijkstra, T., Jordan, C., Chen, G., Zeng, R. og Novellino, A. (2020). «Forecasting the magnitude of potential landslides based on InSAR techniques». I: *Remote Sensing of Environment* årg. 241, s. 111738.
- Øydvin, E. K., Devoli, G., Hermanns, R., Høst, J., ... og Stalsberg, K. (2011). «Plan for skredfarekartlegging Status og prioriteringer innen oversiktskartlegging og detaljert skredfarekartlegging i NVEs regi». I: Plan for skredfarekartlegging.
- Aaron, J. og McDougall, S. (2019). «Rock avalanche mobility: The role of path material». I: *Engineering Geology* årg. 257, s. 105126.

Appendiks

A Skredparametere for kartleggingen i Oppland

Tabell 6: Egenskaper for 28 skred som er kartlagt i Oppland fylke. Parameterne skal inkluderes i den nasjonale skreddatabasen.

ID	Navn	Kommune	Høyde (m)	Lengde (m)	H/L	Strekkvinkel (grad)	Situert på greier	Maks. nedsløst (m)	Gjennomsnitt nedsløst (m)	Volum. SBL_Q15 (Mm3)	Volum. SBL_Q15 (Mm3)	Substrat	Substrat Transport	Sikringsnett	Topografi	Helling		Helling		Helling gjennom nedsløst		
																min	maks	min	maks			
41	Sagrebakken(1)	Vågå	165	189	0,85385162	0,765	46,38	3,079	0,718	0,00468	0,00503	Bar/fell	Bar/fell	Utsyret	Utsyret	9,242162	74,529327	43,97928	84,581662	13	46	
42	Sagrebakken(2)	Vågå	201	259	0,77219873	0,648	38,97	5,421	0,597	0,002779	0,00353	Bar/fell	Bar/fell	Utsyret	Utsyret	4,912371	72,07985	48,424201	86,1897951	3	62	
43	Reipenot	Vågå	261	317	0,82312649	0,688	38,46	8,74	0,86	0,01803	0,01945	Bar/fell	Bar/fell	Utsyret	Utsyret	5,260639	84,739356	31,19398	81,1818544	7	38	
54	Linnoberg	Vang	472	580	0,813793103	0,688	39,138468	0,183	2,09	0,0704	70%ur,30% Bar/fell	Bar/fell	Utsyret	Utsyret	Utsyret	2,468467	85,187118	38,51182	72,41451449	2	58	
57	Baksvyngun	Neod-Fron	288	419	0,873350335	0,80228605	34,90271942	2,177	4,47	0,367	ur	ur	Utsyret	Utsyret	Utsyret	2,1	51	34	74,7448813		35	
19	Nyemaberg	Neod-Fron	191	282	0,72807834	0,629	30,08	109,138	88,78	1,73	ur	ur	Utsyret	Utsyret	Utsyret	13	79	38	50,50614111	18	51	
50	Engelberg (Teigemoen)	Neod-Fron	300	400	0,75304762	0,65107821	37,3036468	15,927	7,888	0,2	ur	ur	Utsyret	Utsyret	Utsyret	9,423939	66,338837	33,176453	45,6206272	37	31	
60	Grenså, vågå	Vågå	475	708	0,87983355	0,99393371	30,8678968	60,05	4,492	27,8	42,8	ur	ur	Utsyret	Utsyret	Utsyret	8	66	32	49,3897935	4	34
46	Lindstaugen	Dovre	599	945	0,59579742	0,51785382	26,07306211	60,05	4,492	27,8	42,8	ur	ur	Utsyret	Utsyret	Utsyret	14	2731	80,484166	35,535703	11	56
39	Stogge	Lom	172	264	0,87145534	0,99239751	34,1046923	10,82	3,21	0,8663	20%	ur	ur	Utsyret	Utsyret	Utsyret	14,2731	80,484166	35,535703	51,82477241	11	56
40	Ånd	Lom	141	162	0,87037037	0,74201885	41,0334428	11	8	0,961	Bar/fell	Bar/fell	Utsyret	Utsyret	Utsyret	11,645865	84,979282	38,536771	73,0075577	38	38	
34	Ljøvi	Lom	660	1084	0,60865693	0,54630696	31,3323926	14,971	3,873	0,113	Bar/fell	Bar/fell	Utsyret	Utsyret	Utsyret	7,306333	83,758457	39,488443	68,3885961	6	72	
53	Reinli	Ringsbu	309	388	0,77838351	0,68617847	37,82511788	10,077	7,85	0,216	ur	ur	Utsyret	Utsyret	Utsyret	4,045593	73,859335	38,234102	61,5046138	17	46	
45	Sagrebakke	Sei	219	359	0,84555846	0,78191971	40,2691966	8,88	4,273	0,078	Bar/fell	Bar/fell	Utsyret	Utsyret	Utsyret	25,101669	76,81517	41,45339	42,978906	15	51	
48	Åndstve	Sei	137	170	0,80883533	0,63111466	38,8747297	4,151	0,88	0,0715	ur	ur	Utsyret	Utsyret	Utsyret	24,919214	71,02128	44,026151	54,0798813	15	67	
47	Reisen	Sei	131	244	0,53883546	0,45971637	28,2209649	3,765	1,889	0,00228	Bar/fell	Bar/fell	Utsyret	Utsyret	Utsyret	2,015639	46,156938		41,8874126		31	
44	Vestvassdalen	Sei	278	388	0,69489262	0,60971847	34,8840087	9,123	3,9	0,00171	ur	ur	Utsyret	Utsyret	Utsyret	4,045593	73,859335	38,234102	61,5046138	17	46	
24	Øberg(1)	Skjåk	501	602	0,83212914	0,68058161	39,78193461	6,793	1,99	0,1264	ur	ur	Utsyret	Utsyret	Utsyret	13,211864	64,50649	35,48836	60,1551187		35	
23	Øberg(2)	Skjåk	485	607	0,70589377	0,6102908	38,238827	15,03	12,06	0,2782	ur	ur	Utsyret	Utsyret	Utsyret	2,705824	71,39832	30,81340	60,1551187		30	
25	Øberg(3)	Skjåk	497	542	0,94697417	0,74114338	40,6200166	14,564	3,94	0,113	ur	ur	Utsyret	Utsyret	Utsyret	5,841883	72,78923	35,65836	62,8466172		35	
35	Hjermarekt	Skjåk	344	423	0,81328771	0,68761396	39,1194683	8	3,9	0,123	ur	ur	Utsyret	Utsyret	Utsyret	0,649795	81,28174	37,83057	66,3706227	12	51	
8	Hjermarekt	Skjåk	305	340	0,84765824	0,70278108	40,2688167	5,96	2,19	0,0793	ur	ur	Utsyret	Utsyret	Utsyret	1,8	85	48,80306	48,989211	13	51	
31	Lindstaugen	Skjåk	278	361	0,79795801	0,61884113	37,8220699	7,959	1,76	0,101	ur	ur	Utsyret	Utsyret	Utsyret	19,942613	79,79213	38,99698	73,1979259	19	36	
54	Bibben	Vang	415	765	0,64841798	0,50209041	28,7842298	6,743	1,886	0,138	ur	ur	Utsyret	Utsyret	Utsyret	1,529873	79,78101	31,63446	59,7435284	3	47	
53	Sve Uppkastningen	Vang	200	280	0,71687143	0,62028468	36,6307778	6,143	1,886	0,138	ur	ur	Utsyret	Utsyret	Utsyret	1,529873	79,78101	31,63446	59,7435284	3	47	
61	Selstua	Vang	231	268	0,86340399	0,71138309	40,7580779	6	1	0,00762	ur	ur	Utsyret	Utsyret	Utsyret	7,28979	84,94147	36,31481	73,8005689	8	67	
50	Øberg	Vestvassdalen	389	665	0,640196	0,540196	39,9637868	10,74	3,88	0,469	ur	ur	Utsyret	Utsyret	Utsyret	1	80	32	73,0281971	5	63	
58	Linnoberg	Vestvassdalen	186	217	0,85742857	0,70628272	40,80128466	36,801	16,82	0,28343	ur	ur	Utsyret	Utsyret	Utsyret	14	63	40	42,7368367		40	

B Skredparametere for skredene undersøkt i InSAR Norge

Tabell 7: Oversikt over skred undersøkt i InSAR Norge. Navnene er tatt fra tittelen i skrednett. Dersom skredene ikke var registrert med en tittel, er navnet gitt basert på området og markert i anførselstegn. Klassifiseringen til «Synlighet i InSAR» og «Helning grader» er gitt i listene under.

Navn	Dato	Volum [m ³]	Synlighet i InSAR	Helning retning	Helning grader	Forhold
Kåfjord	06.01.2017		B	NØ	1	Bart fjell
Sortvika	20.06.2016		B	S	3	Bart fjell
Vannbergan	20.10.2015		B	V	2	Skog
Implenia "kåfjordbotn"	20.06.2019	100-250	A	NV	2	snø
"Senja"	07.04.2018		B	NV	1	Bart fjell
Lian	12.06.2016		C	SØ	1	Skog
Hogndalen	06.07.2015		C	NØ	1	Skog
Finnesodden	13.03.2017		B	SØ	1	Bart fjell
"Holandsfjorden"	23.02.2016		C	S	2	Skog
"Leksvik"	21.12.2017		B	-	-	Skog/åker
Bergfjellet	25.03.2018		D	V	2	Skog
Tjelle	12.07.2017		C	S	1	Skog
"Eresfjord"	05.12.2016		C	V	2	Skog
Tyvikgrova	22.07.2017		D	SV	2	Skog
"Valldal"	22.08.2016		D	SØ	1	Bart fjell
"Valldal ved tafjorden"	10.12.2016		B	SV	1	Bart fjell
Gjerklund	11.05.2017	Ca. 50.000	D	NV	2	Skog
"Opplendskedalen"	23.01.2017		D	SV	2	Bart fjell
Ved skatestrømtunnelen	23.03.2017		C	NØ	2	skog
"Øvre årdal"	04.01.2018		C	N	2	skog
"Granvin"	21.03.2018	"fjellskred"	C	S	2	skog
Mjåland	02.06.2016	"fjellskred"	B	S	-	Bart fjell
Mellom Hyvings- og Kluffafjell tunnelen	08.06.2016		D	NØ	1	skog
Fadnesberget	02.01.2018		C	V	3	skog
"Mæstad"	22.11.2017		C	V	3	skog
Botnen/kvam	2017-2019	Ca. 20.000 (beregnet fra flyfoto)	C	Ø	3	skog, stedviis bart fjell
Skutlafjellet/kvam	25.03.2015	Ca. 400 (beregnet fra flyfoto)	C	S	3	skog
Skutlafjellet/kvam	20.11.2019		C	S	3	skog
Bessdalen, Litletveit i Ålvik, Kvam herad	22.02.2015	Ca. 5000 (beregnet fra flyfoto)	D	S	1	skog
Aga/ULLENSVANG (stein 2016)	30.10.2016		A	Ø	3	bart fjell
Fresvik	14.11.2015		D	V	1	skog
Tyssedal	06.11.2017		C	N	3	bart fjell
Tveitanuten/ODDA (stein)	26.01.2017		C	NV	3	skog
Freimslia /ODDA	25.06.2019		D	V	2	bart fjell
Sjurstræ/ODDA	25.12.2015		C	Ø	2	skog
Gaulebakken /ODDA	10.04.2019	Ca. 5000 (beregnet fra flyfoto)	C	Ø	3	skog
Grønsdal /ODDA	10.04.2019		C	Ø	-	skog
Fureberg	15.10.2017		C	N	2	skog
Skogseid/FUSA	21.04.2017		D	V	3	skog
KV Odlandsvegen /ULLENSVANG	28.12.2020		C	NV	2	skog
Tengesdal	12.06.2017		D	S	2	skog
Fiskå	01.01.2016		B	Ø	-	boligfelt
"Åmot"	16.10.2015		C	SV	1	skog
"Dalen"	23.12.2015		C	S	1	skog
Mellom tunnelene til Byrkjedal	29.04.2015		B	NØ	1	skog
Øverste fristen	29.04.2015		B	SV	-	bart fjell
Haslestad	03.10.2017		B	-	flatt	industriområde
Gjende	19.08.2018	Ca. 1.100.000 (SLBL)	A	NV	3	Bart fjell
Bukonokyrkjund	08.10.2019	-	A	N	3	Bart fjell

Helning blir klassifisert etter skalaen i karttjenesten «Bratte fjellsider i Norge»:

1. $<41^\circ$
2. $41^\circ\text{-}61^\circ$
3. $>61^\circ$

Hvordan hver enkelt hendelse er vurdert med tanke på overensstemmelse mellom bevegelse i utløsningsområdet er beskrevet i listen nedenfor:

- a. Det er registrert målepunkter i utløsningsområdet av skredet som viser deformasjon over tid. Utløsningsområdet kan bekreftes av før- og etterbilder av skredet.
- b. Det er registrert målepunkter i utløsningsområdet, men punktene er grønne som vil si at det ikke er noe tegn til deformasjon.
- c. Det er ikke registrert noen målepunkter i antatt utløsningsområde eller i et større nærliggende område.
- d. Det er registrert målepunkter i nærheten av den registrerte hendelsen, men lokasjonen av skredhendelsen er usikker. De målte punktene viser ingen tegn til deformasjon.