

# **GEOLOGI FOR SAMFUNNET**

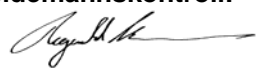
SIDEN 1858



**NORGES  
GEOLOGISKE  
UNDERSØKELSE**  
· NGU ·





<b>Rapport nr.:</b> 2017.017	<b>ISSN: 0800-3416 (trykt)</b> <b>ISSN: 2387-3515 (online)</b>	<b>Gradering:</b> Åpen	
<b>Tittel:</b> Trekantformede jordskred – Studie av fem skredhendelser i Norge			
<b>Forfatter</b> G. Sandøy, L. Rubensdotter, G. Devoli		<b>Oppdragsgiver:</b> Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE)	
<b>Fylke:</b> Møre og Romsdal		<b>Kommune:</b> Rauma, Sunndal, Surnadal og Ørsta Kommune	
<b>Kartblad (M=1:250.000)</b> 1500, Møre og Romsdal		<b>Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000)</b> 1420-IV, Stangvik; 1420-II, Stangvik; 1219-III, Hjørundfjord; 1119-I, Ålesund	
<b>Forekomstens navn og koordinater:</b> -		<b>Sidetall:</b> 152 <b>Kartbilag:</b> 0	<b>Pris:</b> 588 kr
<b>Feltarbeid utført:</b> 2013, 2014 og 2015	<b>Rapportdato:</b> 21.03.2017	<b>Prosjektnr.:</b> 350600	<b>Sidemannskontroll:</b> 
<b>Sammendrag:</b> <p>Trekantformede jordskred (også kalt <i>ikke-kanalisert jordskred</i>; <i>Debris avalanche</i>) er en skredtype som kjennetegnes ved at skredet starter i et punkt og utvider seg langs skredløpet til en stor bredde i dalbunnen. Dette bidrar til at slike skredhendelser kan bli svært ødeleggende for samfunnet. Trekantformede jordskred er ikke den vanligste skredtypen i Norge og er derfor lite beskrevet tidligere. Erfaring fra faresonekartlegging viser at det mangler kunnskap om denne typen jordskred, blant annet hvordan man kan lokalisere potensielle løsnedområder. På bakgrunn av dette startet NGU i 2013 et mindre NVE-finansiert forskningsprosjekt. Målet med prosjektet er å finne geologiske og topografiske parametere som karakteriserer løsnedområdet og faktorer som bidrar til at skredene utvider seg.</p> <p>Fem trekantformede jordskred som ble utløst mellom 2003 og 2015 i Møre og Romsdal er kartlagt (Viromdalen, Borga, Todalen, Vatne og Årset). Prosjektet har fokusert på detaljert feltkartlegging av geologi, geomorfologi og stratigrafi i løsnedområdene og utløpsområdene. I tillegg er det utført GIS-analyser for å se næyere på topografiske parametere, som bla. helningsgrad, sikteveinkel og dreneringsveier. Denne studien har også inkludert tilgjengelige meteorologiske data for hver lokalitet, før og ved skredhendelsen. Borgaskredet viste seg å være løst ut i snø og skiller seg dermed noe fra de andre med hensyn til løsneprosess.</p> <p>Konklusjoner fra dette prosjektet er:</p> <ul style="list-style-type: none"><li>• Skredene løsnest midt i skråningen og ikke langs eksisterende bekkeløp, som ofte er tilfelle for andre typer jord- og flomskred. GIS-analysen viser derimot at alle løsnepunktene har et potensielt nedslagsfelt, og det ble i felt observert spor etter periodisk overflatedrenering ned til løsnepunktene.</li><li>• Den opprinnelige utglidningen skjer inne i selve løsmassepakken og ikke langs fjelloverflaten. Løsmassene i løsnepunktene er lagdelte med varierende konsolideringsgrad og porøsitet.</li><li>• Løsnepunktene og glideplan er ikke knyttet til en spesifikk løsmasstype i overflaten, men forekommer i både morene, forvittringsmateriale og ved innblandet organisk material (humusrikt topplag).</li><li>• I alle skredene finns i tillegg faktorer i, eller nært, løsnedområdene som gir overflatevann mulighet å trenge direkte ned i de stratigrafiske lagene (blokkfelt, åpne sprekk i markoverflaten).</li><li>• Studien viser at utvidelsen til trekantformen er knyttet til tykkelse og egenskaper til løsmassedekket, i kombinasjon med egenskapene til det underliggende fjellet. Skredene utvider seg i områder med tynt løsmassedekke på kompakt glattpolert fjell og snevres inn i områder med tykk morene og/eller oppsprukket fjell. I tillegg kan skredene utvide seg på tykk lagdelt morene, når et løst konsolidert øvre morenelag ligger stratigrafisk ovenpå et morenelag med høyere konsolideringsgrad (for eksempel bunnmorene).</li><li>• Skredene utløses av kort intens nedbør etter en lengre periode med lite nedbør.</li></ul>			
<b>Emneord:</b>	Jordskred	Ikke-kanaliserte jordskred	
Trekantformede jordskred	Debris avalanche	Skredfarekartlegging	
Skredkartlegging	Løsmasseskred	Flom- og jordskredvarsling	





## INNHold

1.	INNLEDNING .....	8
1.1	Bakgrunn .....	8
1.2	Utvalgte skredhendelser .....	9
1.3	Grunnlagsmateriale .....	10
2.	TEORI .....	11
2.1	Generelt om skredtyper .....	11
2.2	Jordskred og flomskred .....	11
3.	METODIKK .....	12
3.1	Kartlegging av skredløp og geologi .....	12
3.1.1	Feltkartlegging .....	12
3.1.2	Kornfordelingsanalyse .....	13
3.1.3	Glødetap .....	14
3.2	GIS analyser .....	14
3.2.1	Helningskart .....	14
3.2.2	Siktevinkel .....	15
3.2.3	Profilanalyser .....	15
3.2.4	Drenering ned mot løснеområdene .....	16
3.3	Analyse av nedbørsdata .....	16
3.3.1	Nedbørsdata fra eKlima.no og xGeo.no .....	16
3.3.2	Beregning av estimert nedbør inntil skredhendelsen .....	18
3.3.3	Forhold mellom nedbør og jordskredutløsning .....	19
3.4	Jordskredfarevurdering og varslingsmeldinger ved skredhendelsene .....	20
4.	OMRÅDEBESKRIVELSE OG FELTOBSERVASJONER .....	23
4.1	Viromdalen, Sunndal Kommune .....	23
4.1.1	Skredhendelse: 14. august 2003 .....	23
4.1.2	Generelt om områdets topografi og geologi .....	24
4.1.3	Skredets karakteristikk .....	25
4.1.4	Løснеområdet .....	28
4.1.5	Skredløpet .....	32
4.1.6	Kornfordelingsanalyse .....	37
4.2	Borga, Rauma kommune .....	39
4.2.1	Skredhendelse: 9. juni 2011 .....	39
4.2.2	Generelt om områdets topografi og geologi .....	40
4.2.3	Skredets karakteristikk .....	41
4.2.4	Løснеområdet .....	44
4.2.5	Skredløpet .....	48
4.2.6	Kornfordelingsanalyse .....	51
4.3	Todalen, Surnadal kommune .....	53
4.3.1	Skredhendelse: 31. juli 2013 .....	53
4.3.2	Generelt om områdets topografi og geologi .....	54
4.3.3	Skredets karakteristikk .....	55
4.3.4	Løснеområdet .....	58
4.3.5	Skredløpet .....	62

4.3.6 Kornfordelingsanalyse.....	66
4.4 Vatne, Ørsta Kommune.....	68
4.4.1 Skredhendelse: 15. november 2013.....	68
4.4.2 Generelt om områdets topografi og geologi.....	69
4.4.3 Skredets karakteristikk.....	71
4.4.4 Løsneområdet.....	74
4.4.5 Skredløpet.....	77
4.4.6 Kornfordelingsanalyse.....	82
4.5 Årset, Ørsta Kommune.....	84
4.5.1 Skredhendelse: 15. november 2013.....	84
4.5.2 Generelt om områdets topografi og geologi.....	85
4.5.3 Skredets karakteristikk.....	87
4.5.4 Løsneområdet.....	90
4.5.5 Skredløpet.....	94
4.5.6 Kornfordelingsanalyse.....	98
5. RESULTAT.....	100
5.1 Topografiske forhold.....	100
5.1.1 Nøkkeltall fra GIS analyse og feltdata.....	100
5.1.2 Helningskart.....	101
5.1.3 Beregning av siktevinkel.....	104
5.1.4 Profilanalyser.....	104
5.2 Drenering ned mot løsneområdene.....	107
5.3 Nedbør og klimastatistikk.....	110
5.3.1 Viromdalen.....	110
5.3.2 Borga.....	113
5.3.3 Todalen.....	117
5.3.4 Vatne.....	119
5.3.5 Årset.....	123
5.4 Klimaanalyse.....	125
5.4.1 Nedbørsdata fra værstasjoner.....	125
5.4.2 Nedbør i døgnet før skredhendelsene relatert til årsmiddelnedbør.....	126
5.5 Jordskredvarsling og jordskredfarevurdering.....	127
5.5.1 Varsling.....	127
5.5.2 Terskelverdier.....	129
6. DISKUSJON.....	131
6.1 Usikkerheter tilknyttet data og analyser.....	131
6.2 Skredenes profil.....	132
6.3 Karakteristiske trekk for løsneområdene.....	132
6.3.1 Topografi og helningsgrad i løsnepunkt.....	132
6.3.2 Drenering ned mot løsnepunktene.....	133
6.3.3 Vegetasjon.....	134
6.3.4 Løsmasser.....	135
6.4 Parametere som er knyttet til utvidelsen av skredene.....	136
6.5 Utløsende årsaker.....	138
6.5.1 Meteorologiske faktorer.....	138
6.5.2 Mekaniske faktorer.....	140
6.6 Hvordan forutsi trekantformede jordskred?.....	143

6.7 Erfaringer fra jordskredvarsling.....	144
6.8 Forslag til forbedring av veiledere.....	145
7. KONKLUSJON .....	146
8. TAKK.....	150
9. REFERANSER .....	151

## 1. INNLEDNING

Gjennom et mindre forskningsprosjekt har Norges geologiske undersøkelse (NGU) studert totalt 5 trekantformede jordskred i Møre og Romsdal i detalj. NGU gir i denne sluttrapporten en oppsummering av data innhentet fra feltarbeid og analyser på de utvalgte jordskredene. Dette arbeidet har vært finansiert av Norges vassdrag- og energidirektoratet (NVE).

### 1.1 Bakgrunn

Behovet for mer informasjon om trekantformede jordskred tar utgangspunkt i flere prosjektet utført av NGU (finansiert av NVE), blant annet: "332600 - Aktsomhetskart Jordskred", "340900 - Tilpassning av løsmassekartlegging mht. jordskred" og "340800 - Faresonekartlegging i bratt terreng".

Trekantformede jordskred (også kalt ikke-kanalisert jordskred; NVE, 2014) er en skredtype som kjennetegnes ved at en vannmettet skredmasse beveger seg flytende og meget raskt nedover en skråning. Skredet er ikke låst til en kanal (Figur 1), men berører en bred sone på skråningen (Hungr mfl., 2014). Trekantformede jordskred i Norge kalles oftest *Debris avalanche* på engelsk, og løsner vanligvis i et punkt på jevne skråninger og utvider seg kontinuerlig nedover skredløpet. Dette bidrar til at slike hendelser kan bli svært ødeleggende for samfunnet. Denne typen jordskred er ikke den vanligste i Norge, men det har vært flere store hendelser i bebygde strøk de siste årene. I tillegg er denne skredtypen lite studert og beskrevet. Det viser seg at det nasjonale aktsomhetskartet for jord- og flomskred (Skrednett, 2016) ikke fanger opp denne typen jordskred godt nok, og ved farevurdering og faresonekartlegging er det lite kjent hvor slike skred kan utgjøre en risiko. NGU startet derfor et NVE-finansiert forskningsprosjekt i 2013 ("350600 - Forbedret bruk av geologiske parametere ved skredfarevurdering") for å se nærmere på trekantformede jordskred og øke kunnskap om denne skredtypen. NVEs nasjonale jordskredvarsling (offisiell start 2013) vil også ha nytte av dette prosjektet.

De to hovedmålene i prosjektet er å finne i) viktige parametere som karakteriserer løsneområdet og ii) faktorer som bidrar til at skredet utvider seg.



**Figur 1: Eksempel på et trekantformet jordskred omtalt i dette prosjektet (Årset, Ørsta Kommune). Foto: Tore Medgaard, 4.juni 2014.**



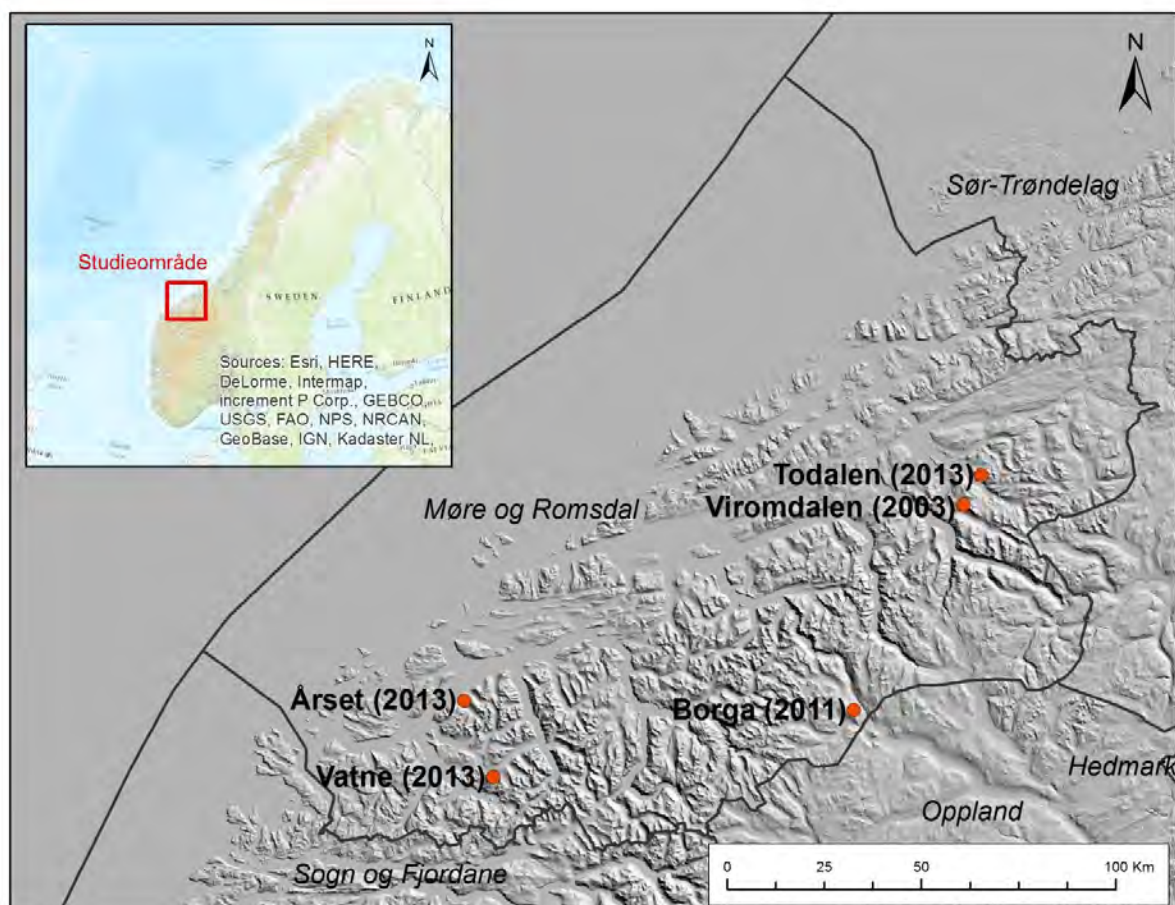
## 1.2 Utvalgte skredhendelser

For dette prosjektet ble det valgt ut 5 relativt resente skredhendelser i Møre og Romsdal, som ble kartlagt detaljert i felt (Tabell 1, Figur 2). De utvalgte skredene løsnet i et lite punkt og har utvidet seg gradvis nedover skråningen til en omtrentlig trekantform. I tillegg ligger studieområdene i det samme fylke, noe som muliggjorde feltarbeidet innenfor prosjektets budsjett.

Borga skiller seg noe fra de andre skredhendelsene ved at skredet startet langs en steil fjellhammer. Det har likevel blitt inkludert i rapporten ettersom det utvider seg på samme måte som de andre skredene.

Tabell 1: Oversikt over trekantformede jordskred analyser i denne rapporten.

Skred	Kommune	UTM posisjon [Ø, N; sone 32]	Skreddato	Skredtidspunkt [kl.]	Befaringsdato
Viromdalen	Sunddal	478672, 6959824	14.8.2003	14.00 - 15.00	7.6.2014; 1-2.10.2015
Borga	Rauma	451900, 6909940	9.6.2011	20.30	2-3.6.2014
Todalen	Surnadal	484370, 6967500	31.7.2013	08.00	8.6.2014; 29-30.9.2015
Vatne	Ørsta	357020, 6891960	15.11.2013	20.00 - 21.00	6.6.2014
Årset	Ørsta	350750, 6910370	15.11.2013	23.30	4-5.6.2014



Figur 2: Oversiktskart over de fem utvalgte skredhendelsene; Viromdalen (2003), Borga (2011), Todalen (2013), Vatne (2013) og Årset (2013).

### 1.3 Grunnlagsmateriale

Tilgjengelig data som er benyttet i rapporten er oppsummert i Tabell 2.

**Tabell 2: Liste over grunnlagsmateriale.**

Data	Beskrivelse
Masteroppgave	<ul style="list-style-type: none"><li>• Tore Medgard, 2015: Trekantformede løsmasseskred: Sammenligning av fire hendelser i Norge, betingelse for utløsning, løsneforhold og utvikling av skredet. NTNU og NGU, Trondheim.</li><li>• Audhild Storbråten, 2010: Klimarelaterte endringer i skredaktivitet i Norge. NTNU, Trondheim.</li></ul>
Løsmasse og berggrunnskart	<ul style="list-style-type: none"><li>• Fra NGUs database: <a href="http://www.ngu.no/emne/kartinnsyn">http://www.ngu.no/emne/kartinnsyn</a></li></ul>
Kartdata fra Statens Kartverk	<ul style="list-style-type: none"><li>• Topografiske kart 1:50 000 (vektor)</li><li>• Økonomiske kart 1:5000 – 20 000</li><li>• Lidardata: 1m DHM for Årset (skannet 2015), Borga (skannet 2014) og Viromdalen (skannet 2013). 10m DHM for Vatne og Todalen.</li></ul>
Flybilder fra Norge i bilder ( <a href="http://www.norgebilder.no">www.norgebilder.no</a> )	<ul style="list-style-type: none"><li>• Viromdalen: 2012, 1971 (svart/hvit)</li><li>• Borga: 2014, 2013, 1975 (svart/hvit)</li><li>• Todalen: 2012, 1971 (svart/hvit)</li><li>• Vatne: 2013, 2015<sup>1</sup></li><li>• Årset: 2014, 2015</li></ul>
NVEs nasjonale skredbasen, skrednett ( <a href="http://skredatlas.nve.no">skredatlas.nve.no</a> )	<ul style="list-style-type: none"><li>• Viromdalen: registrert som "Haugen", type: jordskred, med beskrivelsestekst</li><li>• Borga: registrert som "Sørøyan", type: jordskred, med beskrivelsestekst</li><li>• Todalen: registrert som "Todalen", type: jordskred, med beskrivelsestekst</li><li>• Vatne: registrert to ganger: 1) "Vatne", type: løsmasseskred uspesifisert, ingen beskrivelsestekst, 2) "Nause", type: ikke angitt skredtype, med beskrivelsestekst</li><li>• Årset: registrert to ganger 1) "Vartdal, Årsetdalen" og 2) "Ørsta, Vartdal". Begge registrert som jordskred med beskrivelsestekst.</li></ul>
Meteorologiske data	<ul style="list-style-type: none"><li>• eKlima (<a href="http://www.eklima.met.no">www.eklima.met.no</a>): inneholder alle værstasjoner som Meteorologiske Institutt (MET) har i drift og har vært i drift</li><li>• xGeo (<a href="http://www.xgeo.no">www.xgeo.no</a>): ekspertverktøy som brukes til beredskap, overvåkning og varsling av flom, jordskred og snøskred.</li></ul>
Varslingsmelding	<ul style="list-style-type: none"><li>• NVEs flomvarslingsarkiv (Viromdalen og Borga)</li><li>• NVEs jordskredvarslingsarkiv (Todalen)</li><li>• NVEs jordskredvarslingsarkiv og <a href="http://www.varsom.no">www.varsom.no</a> (Vatne og Årset)</li></ul>

<sup>1</sup>Flybildet fra 2015 har snø som dekker øvre skredløp og løsnemrådet.

## 2. TEORI

### 2.1 Generelt om skredtyper

Skred er et naturfenomen der tyngdekraften bidrar til at materiale som løsmasser, snø eller stein beveger seg nedover terrenget. I Norge kategoriseres skred i 3 hovedgrupper basert på materialet: fastfjell, løsmasser og snø (Figur 3). Det er viktig å være klar over at en skredhendelse ofte kan være kombinasjoner av disse ulike skredtypene, samt at inneholder mengden vann kan variere (NVE, 2011).

Skredbanen deles inn og karakteriseres som tre ulike deler: løsneområde, skredløp og utløpsområde. Løsneområdet er hvor utglidningen starter, mens skredløpet representerer området hvor erosjon og/eller transport av materiale skjer. I utløpsområdet skjer hovedavsetningen av skredmassene.

Fast fjell	Løsmasser		Snø
	Grove	Fine	
Steinsprang	Jordskred		Snøskred
Steinskred			
Fjellskred	Flomskred	Kvikkleire-skred	Sørpeskred

Figur 3: Gruppering av skredtyper i Norge basert på material (NVE, 2011).

### 2.2 Jordskred og flomskred

Begrepene jordskred og flomskred går begge under kategorien løsmasseskred og brukes ofte om hverandre. I følge den nasjonale kartleggingsplanen fra NVE (2011) er *jordskred* definert som et skred som ofte starter med en plutselig utglidning langs et glideplan, eller med gradvis økende sig i vannmettede løsmasser. Et *flomskred* er i følge NVE (op.sit.) et hurtig, vannrikt, flomlignende skred, som opptrer langs aktive elve/bekkeløp, raviner, gjel eller skar hvor det vanligvis ikke er permanent vannføring.

Et *flomskred* kjennetegnes i følge NVE at det starter i bratte bekke- og elveløp (25-45°), og begynner enten som jordskred i øvre del av skråningen, eller som erosjon av løsmassene langs elveløpet (NVE, 2013a, 2014). Et flomskred fører til at vannmassene river med seg og kan transportere store mengder løsmasser, stein og vegetasjon langs skredløpet. Massene avsettes langs skredløpet som levere og i utløpsområdet som en vifteform (NVE, 2011). Flomskred utløses ofte etter langvaring nedbør, som fører til høy grunnvannstand. I tillegg kan flomskred utløses av korte og intens regnbyger, samt sterk snøsmelting (ofte i kombinasjon med regn) (NVE, 2014).

NVEs veileder (2014) beskriver at et *jordskred* som regel utløses i skråninger brattere enn ca 25° helning. Det brukes ofte to typebegrep om jordskred: *kanalisert* og *ikke-kanalisert*. Begge typene løsner enten i et punkt eller langs en bruddsone. I følge NVE (2011) opptrer et kanalisert jordskred i tykke løsmassemektigheter, og følger enten eksisterende kanaler og/eller

eroderer nye skredløp. Skredmaterial kan gå over skredløpet og avsetter levere parallelt med skredløpet. Om det over tid skjer flere kanaliserte jordskred langs samme skredløp vil det bygges opp en større skredvifte. Et *ikke-kanalisert* jordskred vil i motsetning opptre i områder med tynn løsmassemektighet. Det ikke-kanaliserte jordskredet kan ha en tydelig trekantform langs skredbanen, eller være mer uregelmessige i formen. De groveste skredmassene blir i følge veilederen avsatt nederst i utløpsområdet som en tungeformet rygg. Den viktigste utløsende årsaken til jordskred er oppbygning av vanntrykk i jordmassene, noe som kan skje etter langvarig nedbør, eller ved korte og intensive regn. I tillegg kan sterk snøsmelting (ofte i kombinasjon med regn) også føre til utløsning av jordskred (NVE, 2014).

### 3. METODIKK

Under følger en detaljert beskrivelse av hver enkel analysemetode benyttet i rapporten:

- Kartlegging av skredløp og geologi (feltkartlegging og kornfordelingsanalyse)
- Topografisk analyse ved hjelp av GIS (Geografisk informasjonssystem)
- Analyser av nedbørsdata
- Analyse av jordskredfarevurdering og varslingsmeldinger ved skredhendelsene
- Laboratorieanalyser (Kornfordelingsanalyse og glødetap)

#### 3.1 Kartlegging av skredløp og geologi

##### 3.1.1 Feltkartlegging

I dette prosjektet har feltkartlegging vært i fokus. Det er brukt en til to dager per undersøkte skred, avhengig av kompleksitet og tilgjengelighet til løsneområdet. Totalt to lengre feltperioder er gjennomført (rekognosering Borga 2013), hvor den første var i juni 2014 og siste i september/oktober 2015 (Tabell 3). I 2015 ble kun Viromdalen og Todalen besøkt grunnet behov for ytterligere undersøkelser i løsneområdet.

Kartlegging har vært utført systematisk, med lik fremgangsmetode for alle fem skredhendelsene. Feltarbeidet har involvert:

- Anvendelse av digital felt-PC med all tilgjengelig informasjon for hvert skred (blant annet løsmasse- og berggrunnsdatabase, topografiske kart, helningskart, skyggerelieff, flybilder).
- Befaring av skredløp kontinuerlig fra bunn til topp. Alle løsneområdene har blitt besøkt under befaringen og kartlagt i detalj.
- Definert transport/erosjon og avsetningsområde.
- Estimert bredde av skredløp og erosjonsdybde flere plasser langs skredløpet.
- Kartlegging av stratigrafi i løsneområdet og flere plasser langs skredløpet.
- Kartlagt berggrunn (type, oppsprekingsgrad, forvitring) og løsmasser (type, forvitring, konsolideringsgrad).
- Identifisert glideplan flere plasser langs skredløpet.
- Prøvetaking av ulike lag i stratigrafien ved relevante lokaliteter.



**Tabell 3: Oversikt over feltarbeidsperioder.**

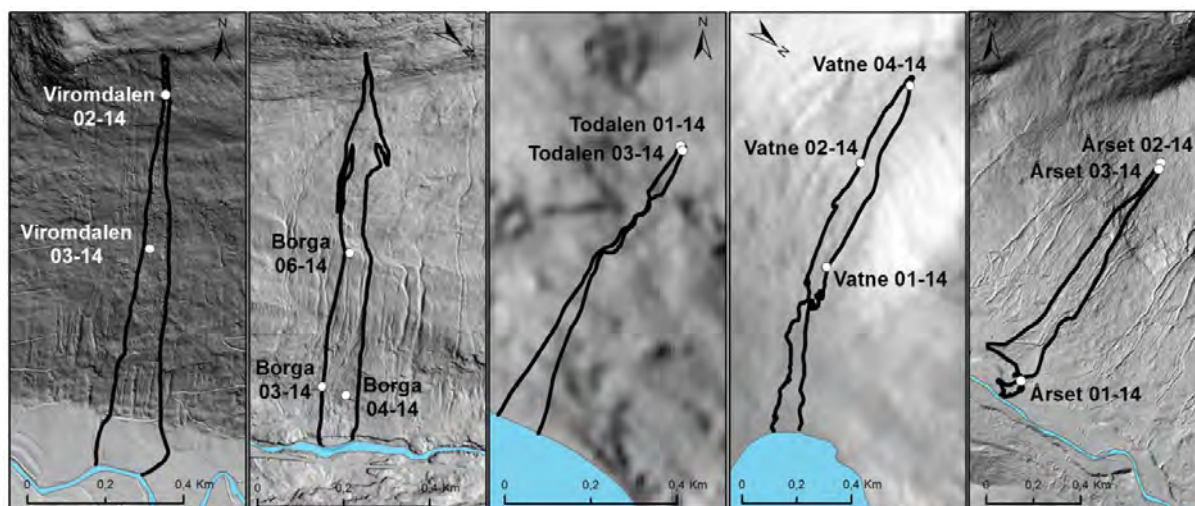
Skred	Kommune	Befaringsdato	Befaringsår
Viromdalen	Sunndal	7.juni	2014
		1-2.oktober	2015
Borga	Rauma	25.mai <sup>1</sup>	2013
		2-3.juni	2014
Todalen	Surnadal	8.juni	2014
		29-30.september	2015
Vatne	Ørsta	6.juni	2014
Årset	Ørsta	4-5.juni	2014

<sup>1</sup>Rekognosering.

### 3.1.2 Kornfordelingsanalyse

Variabilitet i kornstørrelsesfordeling, under grusstørrelse, bestemmer viktige egenskaper som porøsitet og kohesjon i en løsmasse. I tillegg kan en bimodal kornstørrelsesfordeling i de finere kornstørrelsene indikere sekundær forvitring, eller en blanding fra ulike løsmassekilder.

Under feltarbeidet utført i 2014 ble det tatt prøver av in-situ løsmasser for kornfordelingsanalyser. Data fra skredene utenom Todalen er bearbeidet fra masteroppgaven fra Medgard (2015). Prøvelokalitetene for hvert skred er gitt Figur 4 og Tabell 4.



**Figur 4: Oversikt over prøvelokaliteter for kornfordelingsanalyse (hvit sirkel).**

**Tabell 4: Prøvenummer og kort beskrivelse av prøver.**

Skred:	Prøve nr:	Lag nr <sup>1</sup> :	Moh.:	Beskrivelse:
Viromdalen	02-14	3 (skredløp)	810	Uforvitret morene (glideplan)
	03-14	3 (skredløp)	480	Uforvitret morene (glideplan)
Borga	03-14	<i>kant skredløp</i>	375	Glasifluvialt (lateral skredkant)
	04-14	<i>liten forekomst</i>	360	Finsortert sandig silt (glideplan)
	06-14	3 (skredløp)	640	Uforvitret morene (glidplan)
Todalen	01-14	3 (løsneområde)	540	Uforvitret morene (glideplan)
	03-14	2 (løsneområde)	540	Forvitret morene (lateral skredkant)
Vatne	01-14	3 (skredløp)	180	Uforvitret bunnmoren (glideplan)
	02-14	2 (skredløp)	330	Forvitret morene (lateral skredkant)
	04-14	3 (skredløp)	520	Uforvitret morene (glideplan)
Årset	01-14	3 (skredløp)	77	Uforvitret bunnmorene (glideplan)
	02-14	2 (løsneområde)	627	Forvitret morene (bakkant)
	03-14	3 (skredløp)	615	Uforvitret morene (glideplan)

<sup>1</sup> Henviser til generalisert stratigrafi for hvert enkelt skred (kapittel 4).

Prøvene representerer karakteriske sedimentære lag med ulike egenskaper og ble analysert ved NGUs laboratorium. Totalt 13 prøver med varierende vekt fra 133 g til 325 g ble analysert. Noter at større partikler (grus og grovere) bevist ikke ble prøvetatt da den genetiske klassifikasjonen hovedsakelig ble utført direkte i felt.

Kornfordelingsanalyse ble gjennomført med både våtsikting og laserdiffraksjon (Coulter) i området 0,4 µm opp til 22 000 µm. Laserdiffraksjon benyttes for de minste kornstørrelsene fra 0,4 til 2000 µm (NGU, 1996). Resultatet fra testene er i denne rapporten fremstilt i form av både kumulativ og ikke-kumulativ fordeling (hele måleområdet tilsvarer 100 % kumulativ) for at det skal være enklere å tolke sedimentprøvene. Det er derfor viktig å være oppmerksom på at resultat for 0,4 µm alltid settes til 0, selv om prøvene inneholder finere materiale.

Analysene forutsetter at prøvematerialet ikke har for høyt innhold av salter og organiske materialer. I tillegg må prøven være dekomponert slik at alle korn er frie under analysen (NGU, 1996).

Kornfordelingsanalysene brukes generelt til å vurdere avsetningsmiljø for ulike sedimenter. I dette prosjektet var derimot ikke hensikten med kornfordelingsanalysen å bestemme genetisk avsetningsmiljø, men å finne egenskaper som kan variere innenfor den samme løsmassetyper (for eksempel morener) og som kan knyttes til kornfordelingen i de mindre fraksjonene. I tillegg kan en bimodal kornstørrelsesfordeling i de finere kornstørrelsene indikere sekundær forvitring, eller en sammenblanding av ulike løsmassetyper.

### 3.1.3 Glødetap

Bestemmelse av glødetap ble utført på totalt 9 prøver for å bekrefte mistanke om høyt organisk innhold. Prøvene ble først tørket i 2 timer ved 200°, deretter 480° i 20 timer. Resultatene for glødetap gjelder kun fraksjoner mindre enn 2 mm.

## 3.2 GIS analyser

Hydrologiske og topografiske analyser er utført i ArcGIS-programvaren og er basert på de tilgjengelige digitale høydemodellene (heretter kalt DHM). Ved Årset, Borga og Viromdalen er DHM med 1 m oppløsning tilgjengelig, mens ved Vatne og Todalen er kun 10 m oppløsning tilgjengelig. Det viser seg at Vatneskredet har 1m DHM i nedre del av skredløpet, men siden løsneområdet og skråningen ovenfor løsneområdet ikke er skannet, ble det benyttet 10 m DHM i analysen.

### 3.2.1 Helningskart

Helningskart av et område kan produseres i ArcMap ved hjelp av funksjonen *Slope* med en DHM som inndata (Esri, 2016b). Rapporten presenterer gjennomsnittlig helningsvinkel av: 1) løsneområde, 2) transport/erosjonssone og 3) avsetningsområde.

For å beregne dette har omtrentlige polygoner blitt definert for hvert enkelt område, og ved å benytte verktøyet *Extract by mask* har disse polygonene blitt ekstrahert fra opprinnelige *Slope* rasterfilen. Gjennomsnittlig helninggrad og standardavvik er så blitt analysert i polygonene.

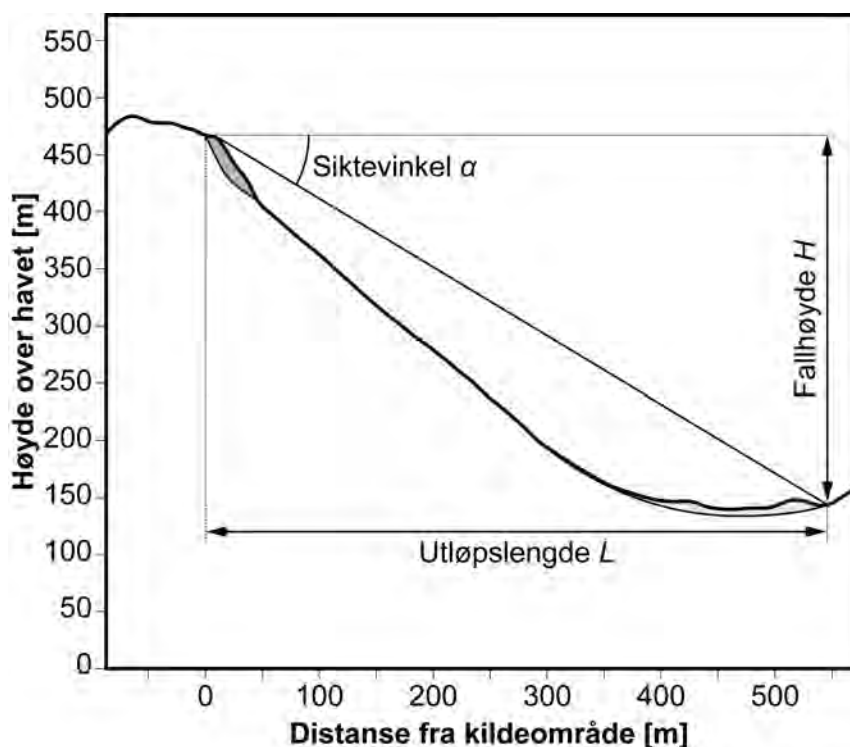
### 3.2.2 Siktevinkel

Siktevinkel er en måte å definere relasjonen mellom skredets fallhøyde ( $H$ ) og utløpslengde ( $L$ ) til den ytterste skredavsetningen (Figur 5). Siktevinkelen defineres som den gjennomsnittlige helning mellom start- og sluttunktet for skredbane og kan brukes for å estimere potensiell rekkevidde for nye skred om startpunktet er identifisert.

Siktevinkelen ( $\alpha$ ) for jordskred er i denne rapporten beregnet ved hjelp av ligningen:

$$\alpha = \tan^{-1} \frac{H}{L} \quad (1)$$

, hvor  $H$  = total høydeforskjell fra løsnepunkt til ytterkant skredavsetning, og  $L$  = total lengde fra løsneområdet til ytterkant skredavsetning. Total høyde og total lengde er data hentet ut fra DHM.



Figur 5: Skjematiske profil av et skred med utløpslengde ( $L$ ), fallhøyde ( $H$ ) og siktevinkel ( $\alpha$ ). Illustrasjon fra Oppikofer mfl. (2016).

Tidligere analyser utført på jord- og flomskredhendelser i de sveitiske alpene gir en siktevinkel ned til  $11^\circ$  for grov- og middels kornet jord- og flomskred og ned til  $7^\circ$  for finkornete flomsedimenter. Disse verdiene er benyttet i modellering utført av NGU for å lage nasjonale aktsomhetskart for jord- og flomskred (NGU, 2014). I følge NVEs veileder er typisk siktevinkel for jordskred mellom  $25^\circ$  -  $30^\circ$ , mens skred med stor vannmengde vil nå lengre (NVE, 2014).

### 3.2.3 Profilanalyser

Terrengets form på skråningen over og ned langs skredløpet er analysert i profiler. Disse profilene er hentet ut ved hjelp av verktøyet *3D analyst (Interpolate line)*, som produserer et profil langs skråningen basert på tilgjengelig DHM. Profilet er trukket som en rett linje og går vinkelrett på høydekotene.

Det er utført to profilanalyser i hvert skred; 1) 100 m ovenfor til 100 m nedenfor løsnepunkt og 2) fra løsnepunkt til ytterste skredavsetning.

Siden løsnepunktet til de utvalgte skredene er på ulik høyde over havet, er y-asken i profilene normalisert med verdien 0 i hvert løsnepunkt. Dette er utført for å kunne sammenligne profildataene enklere.

#### 3.2.4 Drenering ned mot løsneområdene

Hydrologiske analyser er utført for å studere dreneringsløp og dreneringsareal ned til løsneområdene. Analysen er utført ved hjelp av verktøyet *Flow accumulation (Spatial Analyst)*. Resultatet av analysen er en raster med informasjon om antall akkumulerte celler som leder ned i en gitt celle fra høyere liggende celler (Esri, 2016a). På denne måten kan man få et estimat på hvor stort areal av terreng som leder overflatevann ned til et punkt. For å overføre resultatet av *Flow accumulation* analysen til virkeligheten er det beregnet faktisk dreneringsareal (m<sup>2</sup>).

Det er dog flere steg som må utføres før man kan benytte seg av verktøyet *Flow accumulation*. Første steg er å undersøke om det er unaturlige forsenkninger, eller hull i DHM'en, som kan skape problemer. Hull i DHM'en identifiseres ved å benytte verktøyet *Sink* og fylles igjen ved hjelp av verktøyet *Fill*. Det siste steget før man kan gjennomføre *Flow accumulation*-analysen er å gjøre en analyse av *Flow direction*. Denne funksjonen analyserer hvilken retning vannet vil dreneres fra piksel til piksel. Resultatet er en raster, hvor hver celle er kodet med en verdi som angir hvilken retning vannet vil renne ut fra cellen (Esri, 2016a).

### 3.3 **Analyse av nedbørsdata**

#### 3.3.1 Nedbørsdata fra eKlima.no og xGeo.no

Nedbør og klimastatistikk for skredhendelsene er lastet ned fra eKlima.no (2016) og xGeo.no (2016). Portalen eKlima gir tilgang til Meteorologisk Institutt (MET) klimadatabase, som inneholder meteorologiske data fra alle værstasjoner som er og har vært i drift.

Portalen xGeo er et ekspertverktøy som brukes til beredskap, overvåking og varsling av flom, jordskred og snøskred. Verktøyet er normalt tilgjengelig for alle og inneholder mye meteorologiske data, både historiske observasjoner og modellkjøringer, samt prognoser og sanntidsdata (Varsom, 2016b). Ved å bruke xGeo er det mulig å visualisere og hente ut meteorologiske data i to ulike formater:

- i) "Grid kart" (rasterdatasett med en 1km<sup>2</sup> oppløsning) av interpolerte observerte data som viser den *romlige fordelingen* av døgnnedbør for de ulike områdene. Eksempel gitt i Figur 6.
- ii) Værdata fra de ulike værstasjoner som er og har vært i drift hos MET (samme data som fra eKlima), NVE, SVV og JBV. Det er viktig å være klar over at det er ulike metodikk ved innsamling av nedbørsdata, hvor stasjoner enten måler døgnnedbør (hver 24 timer) eller timenedbør (hver time).



Vanligvis skjer måling av nedbørdata fra kl. 06.00 til kl. 06.00 UTC, det betyr fra kl. 07.00 til kl. 07.00 norsk tid. Nedbørsdøgnet går fra kl. 07.00 til kl. 07.00 det døgnet data er datert (!). Både eKlima og xGeo bruker samme referanseperiode, men noen ganger kan det stå kl. 06.00 uten at det er spesifisert at det er UTC tid, eller det kan stå kl. 07.00 uten å være spesifisert at det er «norsk tid». I dette dokumentet brukes kl. 07.00 norsk tid som referansetidspunkt.

Når døggnedbørsdata hentes for å analysere skredhendelser må man derfor være ekstra oppmerksom på hvordan et nedbørsdøgn er definert i klimaportalene, og ganske ofte må man søke nedbørsdata for dagen etter skred gikk. For eksempel, om et skred ble utløst den 09.06.2011 kl. 20.30 (Borgaskredet i denne rapporten), må man søke i eKlima og i xGeo nedbørmengde for den 10.06.2011. Nedbør registrert den 10.06.2011 er nedbøren som har falt ned fra kl. 07.00 den 09.06.2011 til kl. 07.00 den 10.06.2011. Det samme gjelder for data fra xGeo "grid kart", da man i dette tilfelle må velge 10.06.2011 som dato for å få informasjon om nedbør ved selve skredet (Figur 6). Om et skred derimot blir utløst den 09.06.2011 kl. 05.30, må man hente nedbørsdata fra 09.06.2011, fordi det på denne datoen altså er registrert nedbør fra kl. 07.00 den 08.06.2011 til kl. 07.00 den 09.06.2011. Når data hentes fra stasjoner som registrerer timenedbør, registreres akkumulert nedbør fra den siste timen. For eksempel, hvis et skred utløstes kl. 20.30 må man hente nedbørsdata fra kl. 21.00, siden det representerer den nedbøren som falt mellom kl. 20.00 og kl. 21.00.

I dette prosjektet er døggnedbør og temperatur hovedsakelig lastet ned fra eKlima (Tabell 5). Unntaket er i Årsetdalen, hvor det er benyttet privat målinger fra lokal kilde. I tillegg har vi i Todalen (ved Hjøllnes) sikre opplysninger fra en privat måling timene før skredhendelsen. I rapporten er det hentet ut nedbør og temperatur fra 3 uker før og 1 uke etter hendelsesdatoen. Nedbørsdataene for tiden før hendelsen gir informasjon om vannmetningen i jorden da skredet løsnet, mens nedbørsdata for uken etter skredet er inkludert for å se hvor lenge nedbørsepisoden varte. Timenedbør er ikke brukt siden det kun er tilgjengelig for en av skredhendelsene (Todalen; værstasjon Surnadal – Sylte). Klimadata, det vil si middelverdien av vær-situasjonen over en 30-års periode, for normalperioden 1961 - 1990 er hentet ut fra eKlima for alle skredene.

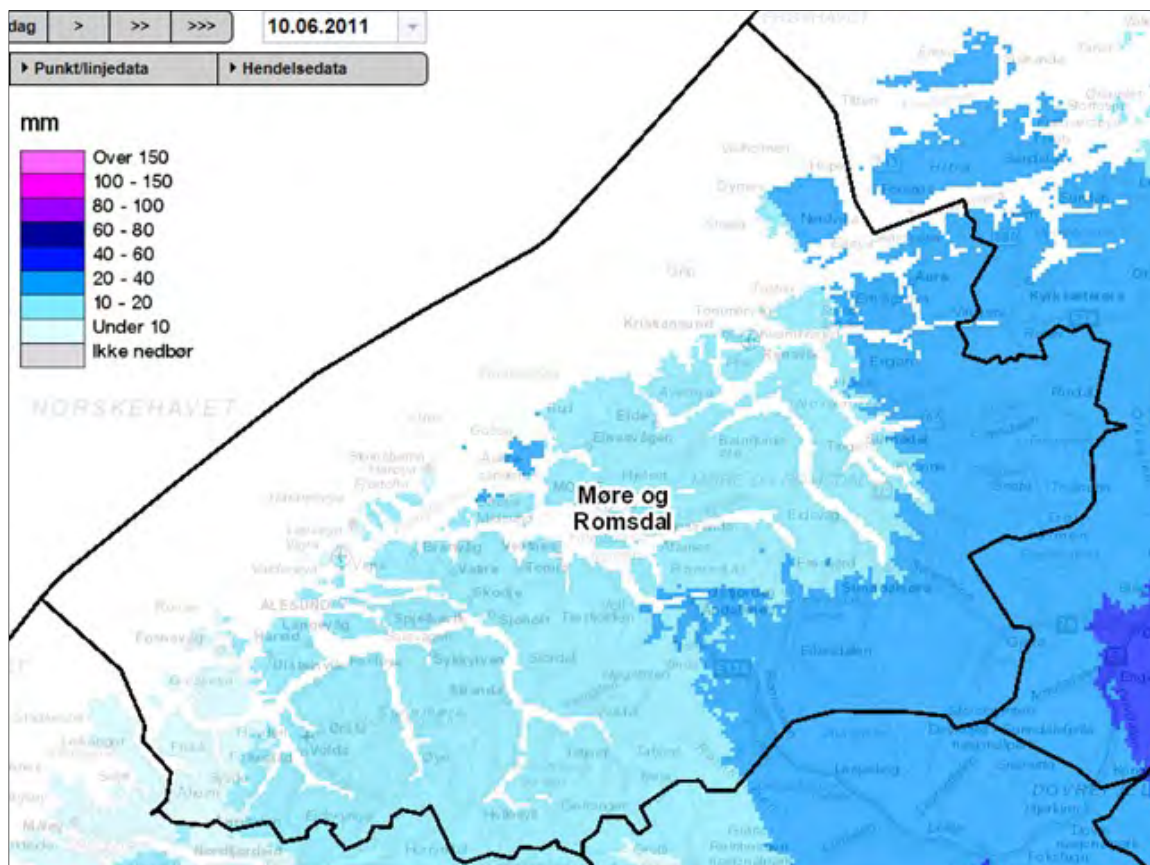
**Tabell 5: Oversikt over værstasjoner fra eKlima som er benyttet i denne rapporten for døggnedbør, temperatur og normalnedbør.**

Skred	Døggnedbør	Temperatur	Normalnedbør (1961-1990)
Viromdalen	Ålvundfjord Sunndalen	Sunndal	Innerdalen
Borga	Bjorli Mannen	Bjorli Mannen	Verma
Todalen	Ålvundfjord	Ålvundfjord	Ålvundfjord
Årset	Remen <sup>1</sup>	Ørsta-Volda lufthavn	Ørsta-Volda lufthavn
Vatne	Sæbø	Sæbø	Ørsta-Volda lufthavn

<sup>1</sup>Privat måling på Remen (Hole, 2014), ikke tilgjengelig på eKlima.

Data fra portalen xGeo er benyttet for å se på romlig fordeling av døggnedbør i form av så kalte "grid kart" over området både før og etter skredhendelsen (Figur 6). Figurer fra xGeo i denne rapporten er justert slik at døggnedbøren representerer den aktuelle skreddatoen. I tillegg er det hentet ut interpolert døggnedbør for selve løснеområdene. Disse dataene gir et bedre estimat av hvor mye nedbør falt i løśnieområdet, istedenfor å bruke værstasjoner som ligger i dalbunnen.

For ett av skredene (Borga) har vi også sett nærmere på modellert snøsmelting fra xGeo. Denne modelleringen baserer seg på *Snøskredmodellen*, som beregner snømengde ut fra nedbør og temperatur (ikke målinger fra nærliggende værstasjoner). Se NVEs hjemmeside for mer informasjon om hvordan vær- og snødata for xGeo blir utarbeidet (NVE, 2016).



Figur 6: Eksempel på "grid kart" av interpolerte døgnnedbør for Møre og Romsdal den 09.06.2011. Figuren viser nedbørmengde de siste 24 timer fra kl. 07.00 den 09.06.2011 til kl. 07.00 den 10.06.2011 (merk at øverst i verktøylinjen står det 10.06.2016). Data fra xGeo (2016).

### 3.3.2 Beregning av estimert nedbør inntil skredhendelsen

Som beskrevet ovenfor definerer eKlima ett nedbørsdøgn fra kl. 07.00 norsk normaltid til kl. 07.00 det døgnnet data er datert. I denne rapporten er det derfor for skred som har skjedd etter kl. 07.00 i tillegg gjort en beregning av maksimal nedbør inntil skredhendelsen basert på;

$$\text{Estimert maksimal nedbør} = N_{DF} + \left( \frac{N_H}{24\text{timer}} \times \text{Antall timer} \right) \quad (2)$$

, hvor  $N_{DF}$  er nedbør registrert dagen før,  $N_H$  er nedbør på hendelsesdagen og antall timer er timer fra kl. 07.00 til skredtidspunktet den dagen skredet utløstes. Denne ligningen antar at all nedbør i løpet av hendelsesdagen kom jevnt (gjennomsnitt per time).

For å ta et eksempel: et skred skjedde kl. 19.00 den 2. desember. På denne dagen er det i eKlima registrert 5 mm nedbør, mens det den 3. desember er det registrert 100 mm. En kan altså anta at noe av nedbøren registrert på den 3. desember kom før selve skredhendelsen (kl.

19.00, 2. desember). I følge Formel 2 kan man forvente at 55,4 mm nedbør falt før skredhendelsen inntraff (evt. i tillegg til nedbør registrert dagene før):

$$\text{Estimert nedbør} = 5 + \left(\frac{100}{24\text{timer}} \times 12\right) = 55,4 \text{ mm} \quad (3)$$

Denne beregningen er utført for alle skred omtalt i rapporten med unntak av Todalen og Årset. Ved Todalen utløstes skredet rundt kl. 08.00, og dermed er rapportert nedbør på hendelsesdagen bedømt som representativ. I Årset er en privat målestasjon, som måler nedbør fra kl. 07.00 det døgnet data er datert (!) til kl. 07.00 dagen etterpå, benyttet.

### 3.3.3 Forhold mellom nedbør og jordskredutløsning

Flere studier i Norge har undersøkt sammenhengen mellom nedbør og løsmasseskred. Jørstad (1964) har analysert skredhendelser etter en nedbørsperiode i oktober 1959 i Nordland og Troms. I dette tilfelle ble det estimert at jordskred utløses ved døggnedbør over 65 mm i de områdene hvor årsnedbøren var 600 - 800 mm. Gjennom studien ble det foreslått at prosent av daglig nedbør i forhold til gjennomsnittlig årlig nedbør kunne benyttes for å bestemme kritisk terskelverdi for utløsning av jordskred. I Nordland ble dette satt til 10-13 %, for Vest-Norge 5-8 % og sørøstlige del av Norge 15-20 %. En empirisk ligning ble også utformet for å bestemme den kritiske mengden av regn innen 24 timer basert på årsnedbøren:

$$K_{\text{Døggnedbør}} = 40 + 0,058 \times \text{Gjennomsnittlig årlig normalnedbør} \quad (4)$$

Ifølge Sandersen mfl. (1996) vil det ved norske forhold være fare for jordskred om 8 % av årsnedbøren kommer innenfor en tidsperiode på et døgn. For en periode på 12 timer vil grensen ligge på 5 % av årsnedbøren. Altså må nedbøren være mer intens når den kommer over en kortere periode. Ut fra dette kan man si at områder som gjennomsnittlig har mer nedbør, vil tåle større mengder nedbør sammenlignet med områder hvor nedbøren kommer sjeldnere og i mindre mengder (Guzzetti mfl., 2007).

Sandersen mfl. (1996) sin studie er basert på 30 tidligere skredhendelser (Debris flows). Denne studien kom fram til en intensitetsvarighetsterskel for løsmasseskred definert i ligningen:

$$P = 1,2 \times D^{0,6} \quad (5)$$

, hvor P = kritisk daglig vanntilførsel (% av middelårsnedbør) og D er varighet (timer).

Denne formelen indikerer at løsmasseskred utløses ved døggnedbør på minimum 8 % av gjennomsnittlig årlig nedbør. Noter at denne studien er utført på flomskred (Debris flows) og ikke på trekantformede jordskred.

I denne studien har vi valgt å bruke formelen fra Sandersen mfl. (1996) da studien av Jørstad (1964) har mindre fokus på intensitet.

### 3.4 Jordskredfarevurdering og varslingsmeldinger ved skredhendelsene

Varsling av jordskredfare er en del av en politisk satsing for å bedre forebyggende tiltak mot flom og skred i Norge (Regjeringen, 2016). Jordskredvarslingen fra NVE gir løpende informasjonen for de neste 3 dager om forventet meteorologiske og hydrologiske forhold som kan utløse jordskred, flomskred, utglidning og/eller sørpeskred. Begrepet "jordskred" brukes som et felles begrep for disse skredtyper. Varslingstjenesten har vært testet siden 2012, og i slutten av februar 2013 gikk jordskredvarslingen over i operativ modus med vakt på alle årets dager og vurdering ble utført både morgen og kveld (Varsom, 2016c). Jordskredvarslingen ble offisielt lansert i oktober 2013. Tjenesten er resultat av et samarbeid mellom NVE, MET, Statens Vegvesen (SVV) og Bane NOR SF (tidligere Jernbaneverket, JBV). Varslingsmeldinger publiseres hver dag på varsom.no (Varsom, 2016c).

I dag vurderes jordskredfare for hele Norge for gjeldende dag, samt at et varslingsnivå gis for de neste 3 dagene. Målet med denne varslingsstjenesten er å varsle jordskredfare når en kombinasjon av terskelverdier overskrides (NVE, 2013b), se Figur 7. Terskelverdier funnet av Colleuille mfl. (2010) er de som brukes per i dag i den nasjonale jordskredfarevarslingen. NVE bruker ikke terskelverdier som baser seg bare på kritisk nedbør (for eksempel Meyer mfl., 2012; Sandersen mfl., 1996) for å predikere om skred kan forekomme, fordi de gir for mange falske alarmer.

Terskelverdiene som brukes i dag er basert på sammenheng mellom tidspunkt for tidligere skred, samt to hydrologiske variabler simulert fra HBV modellen (nedbørs-avløpsmodell som på bakgrunn av observert nedbør og lufttemperatur beregner avløp fra et vassdrag). Terskelverdiene er vanninnholdet i jorda (også kalt vannmetning) og relativ vanntilførsel/døgn relatert til middels årlig vanntilførsel i perioden 1981-2010 (Figur 7; Boje mfl., 2014; Colleuille mfl., 2010). Studien viser at jordskred og flomskred forekommer når døgnlig vanntilførselen<sup>1</sup> er lavere enn 8% av årlig middelnedbør og når relativ vanninnhold i jorden<sup>2</sup> (også kalt vannmetningsgrad) er over 60 %. Disse verdiene brukes som terskelverdier for å forutsi fare for jord- og flomskred i NVEs jordskredsvarsling. Terskelverdiene for jordskredfare visualiseres i form av 1km<sup>2</sup> "grid kart" i xGeo under navn «Hydmet», se eksempel for Møre og Romsdal på Figur 8. Siden 2010 har NVE jobbet for å inkludere flere skredhendelser i statistikk, samt kontinuerlig justert og oppdatert terskelverdier både på regionalt og nasjonalt nivå (Boje mfl., 2014).

Under jordskredfarevurdering brukes terskelverdiene som utgangspunkt. De 4 nivåene som vises i Figur 7 og Figur 8 er ikke de samme som varslingsnivåene, men de brukes som et utgangspunkt for å se hvilke områder det kan forventes ustabile forhold. I tillegg benyttes også meteorologiske og hydrologiske prognoser, samt analyser av andre viktige parameter, blant annet; regn og snøsmelting, vannmetning, grunnvanntilstand, jordas lagringskapasitet, snøsmelting, temperatur, snødybde. I tillegg benyttes sanntidsdata for hydrologiske variabler (vannføring, snø, grunnvanntilstand, markvann, tele). Vurderingen tar også høyde for tidligere skredhendelser.

---

<sup>1</sup> For 1 døgn i prosent av årlig middelnerdbør for perioden 1971-2000.

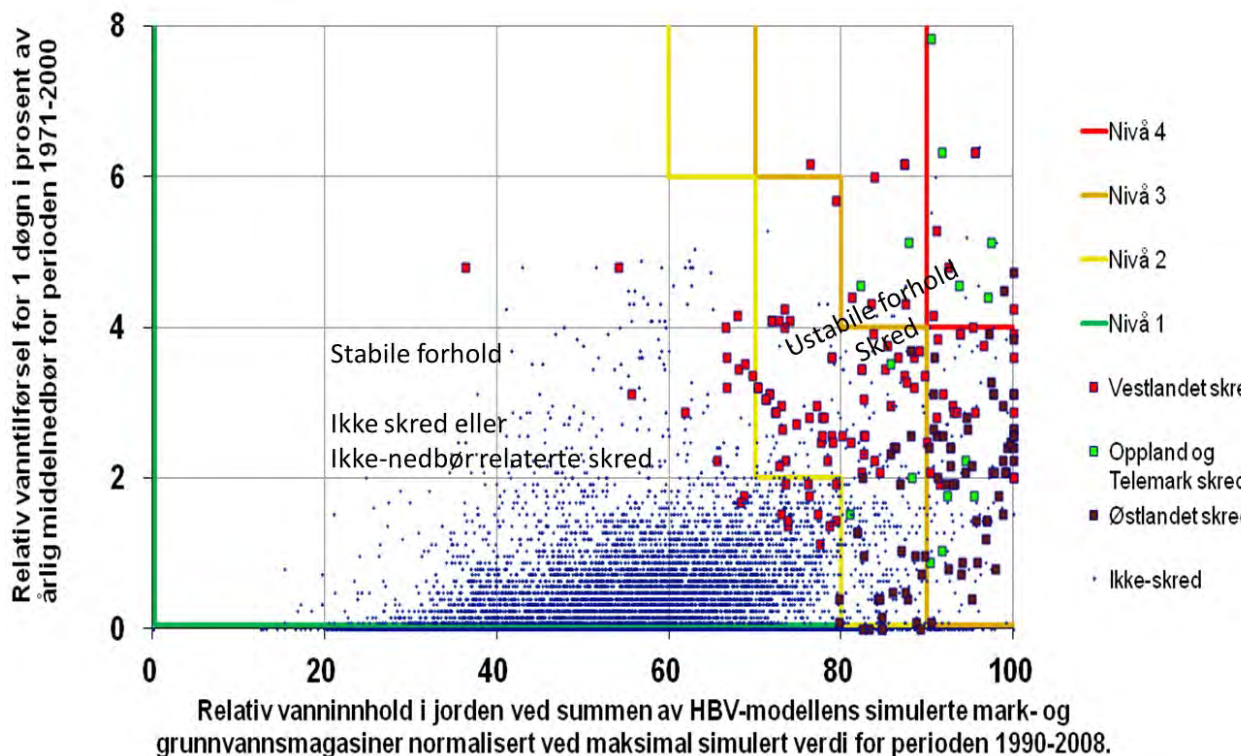
<sup>2</sup> ved summen av HBV-modellens simulerte mark- og grunnvannsmagasinet normalisert ved maksimal simulert verdi for perioden 1990-2008.



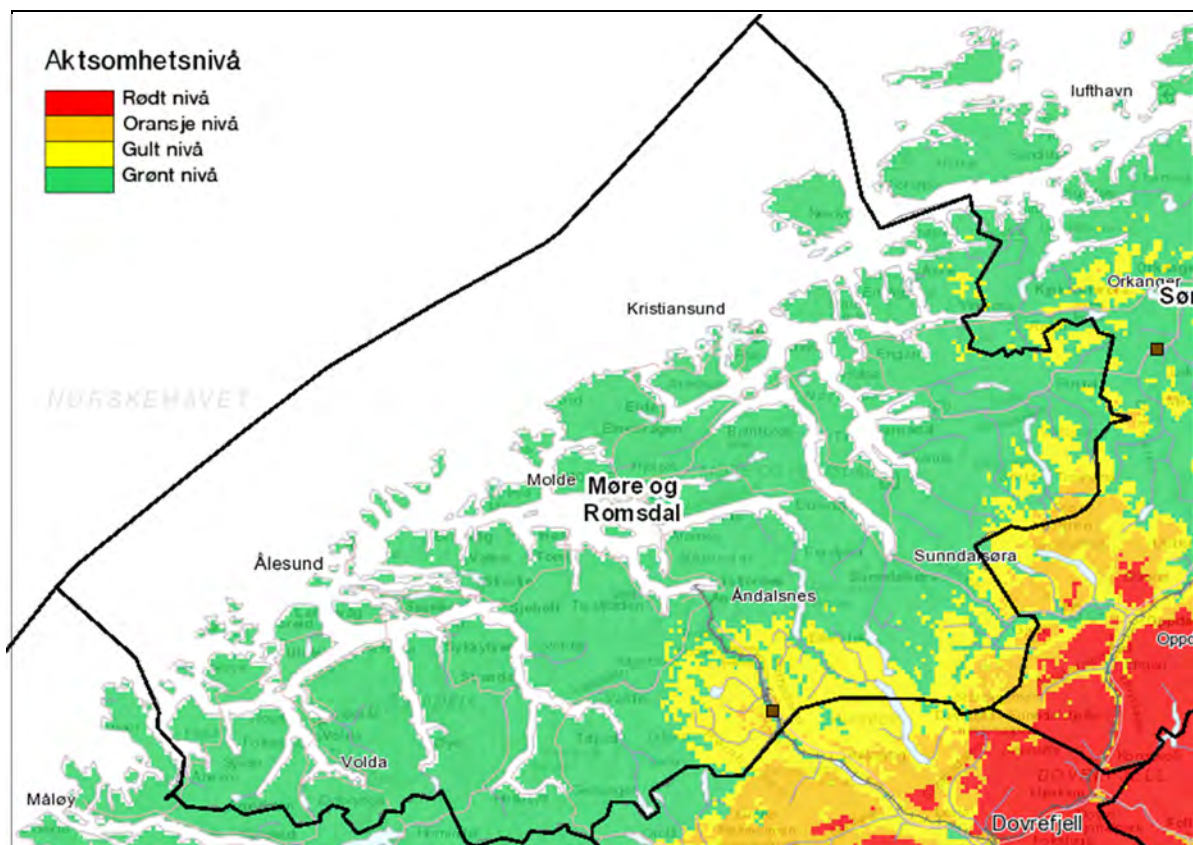
Ut fra en totalevaluering av disse faktorene bestemmer en operatør om det skal sendes ut varsling og hvilken region varslingen skal gjelde for. For endelig vurdering av jordskredfarevurderingen ligger også siste orientering fra vaktmeteorolog til operatør, spesielt når prognosene er usikre. Operatørens erfaring og kompetanse spiller en betydelig rolle i endelig varsling. Avgjørelsen om hvilke områder varslingen skal gjelde for baserer seg på parameter som nedbør fordeling, i tillegg til de hydrometeorologiske terskelverdiene. For eksempel kan det velges å varsles for et fylke eller flere fylker, eller ned på kommunenivå.

Varsling kan gis på fire ulike nivåer. Grønt nivå (1) representerer generelt trygge forhold. Gult nivå (2) er forventet moderat fare for jordskred, hovedsakelig i form av små utglidninger langs veg, jernbane og vassdrag, men også noen få skred. Oransje nivå (3) indikerer stor fare for jordskred. Her kan det også forekomme mange og større jordskred som kan nå bebyggelse eller vei. Rødt nivå (4) representerer meget stor fare for jordskred. På dette nivået kan det forekomme ekstreme hendelser av jordskred med lang rekkevidde og mange hendelser over stor området, som kan nå infrastruktur eller bebyggelse (NVE, 2013b).

Jordskredfarevurderingen og varslingsmeldinger er blitt analysert for de hendelsene som har skjedd etter at varsling ble operativ, dvs. Todalen, Vatne og Årset. For Viromdalen og Borga, som skjedde før den faste varslingen var i drift, har vi har samlet og analysert flomvarslinger fra NVE.



Figur 7: Terskel for jordskredfare som brukes i jordskredvarsling hos NVE (Boje mfl., 2014).



Figur 8: Eksempel på «Hydmet» kart over Møre og Romsdal den 9.juni 2011. Kartet viser modellbasert aktsomhetsnivå for jordskredfare og flom i små bekker. Kartet er basert på en kombinasjon av jordas vannmetning og vanntilførsel. Data fra xGeo (2016).



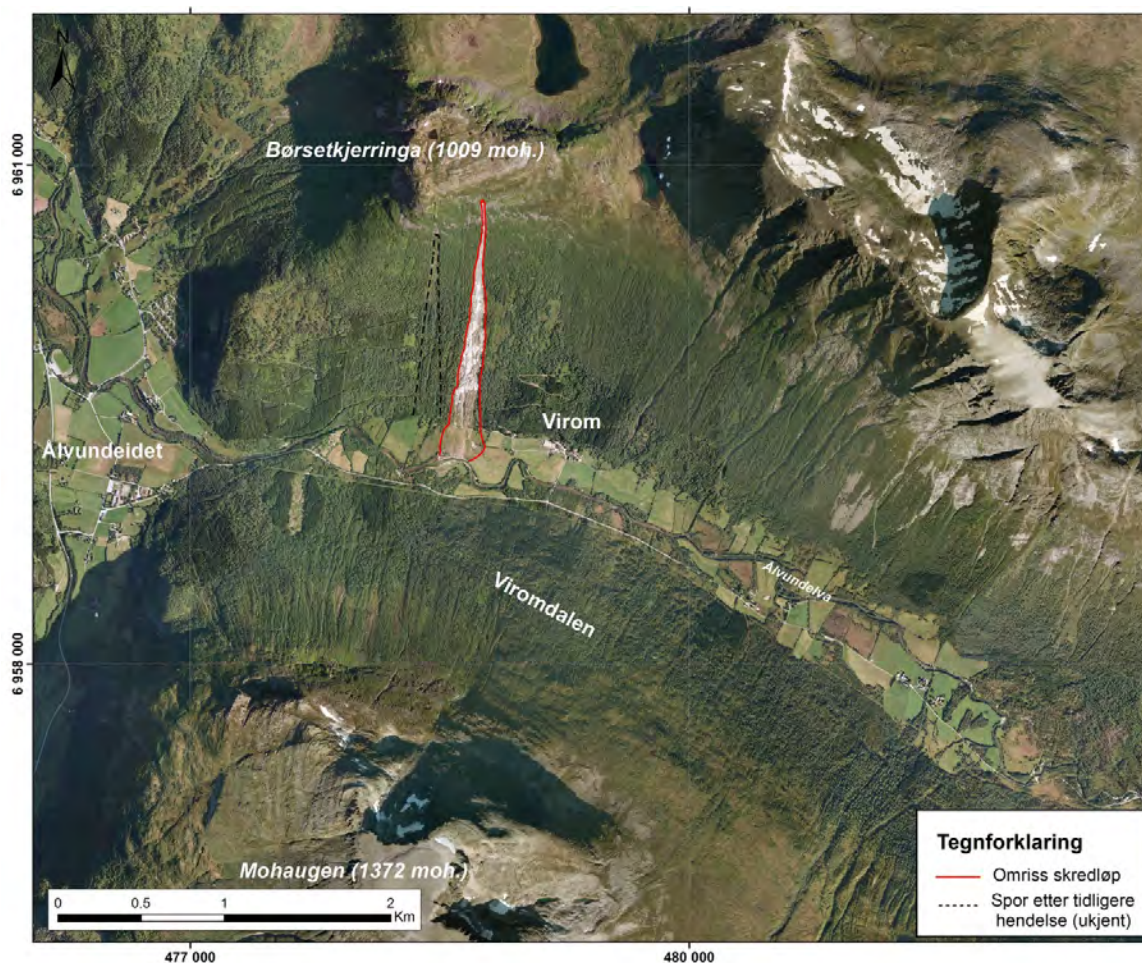
## 4. OMRÅDEBESKRIVELSE OG FELTOBSERVASJONER

### 4.1 Viromdalen, Sunndal Kommune

#### 4.1.1 Skredhendelse: 14. august 2003

Skredet befinner seg i Sunndal kommune, nærmere bestemt ved Virom i Viromdalen under fjellet Børsetkjerringa (Figur 9). Hendelsen skjedde 14. august 2003 mellom klokken 14.00 og 15.00 etter en periode med kraftig nedbør. Skredmassene gikk helt ned til dalbunnen og Ålvundelva, men man klarte å avverge oppdemning av elva ved raskt å grave ut skredmasser og lage nytt løp. Hendelsen ødela både beite og skogsområder, men ellers ingen tap av menneskeliv eller bygninger. Skredhendelsen er beskrevet og registrert som jordskred i NVEs nasjonale skredhendelsesdatabase, men står under navnet "Haugen" (Skrednett, 2016).

Skredløpet strekker seg 1,6 km i luftlinje fra løsnepunktet (895 moh.) ned til Ålvundelva (160 moh.). Fremdeles vises skredbanen godt i terrenget, men hvor det ligger igjen løsmasser har gjengroingen av vegetasjon startet. Det er i tillegg rett vest for skredløpet antydning til et eldre trekantformet jordskred med ukjent opprinnelse (Figur 9). I skrednett er det ingen opplysninger om denne hendelsen.

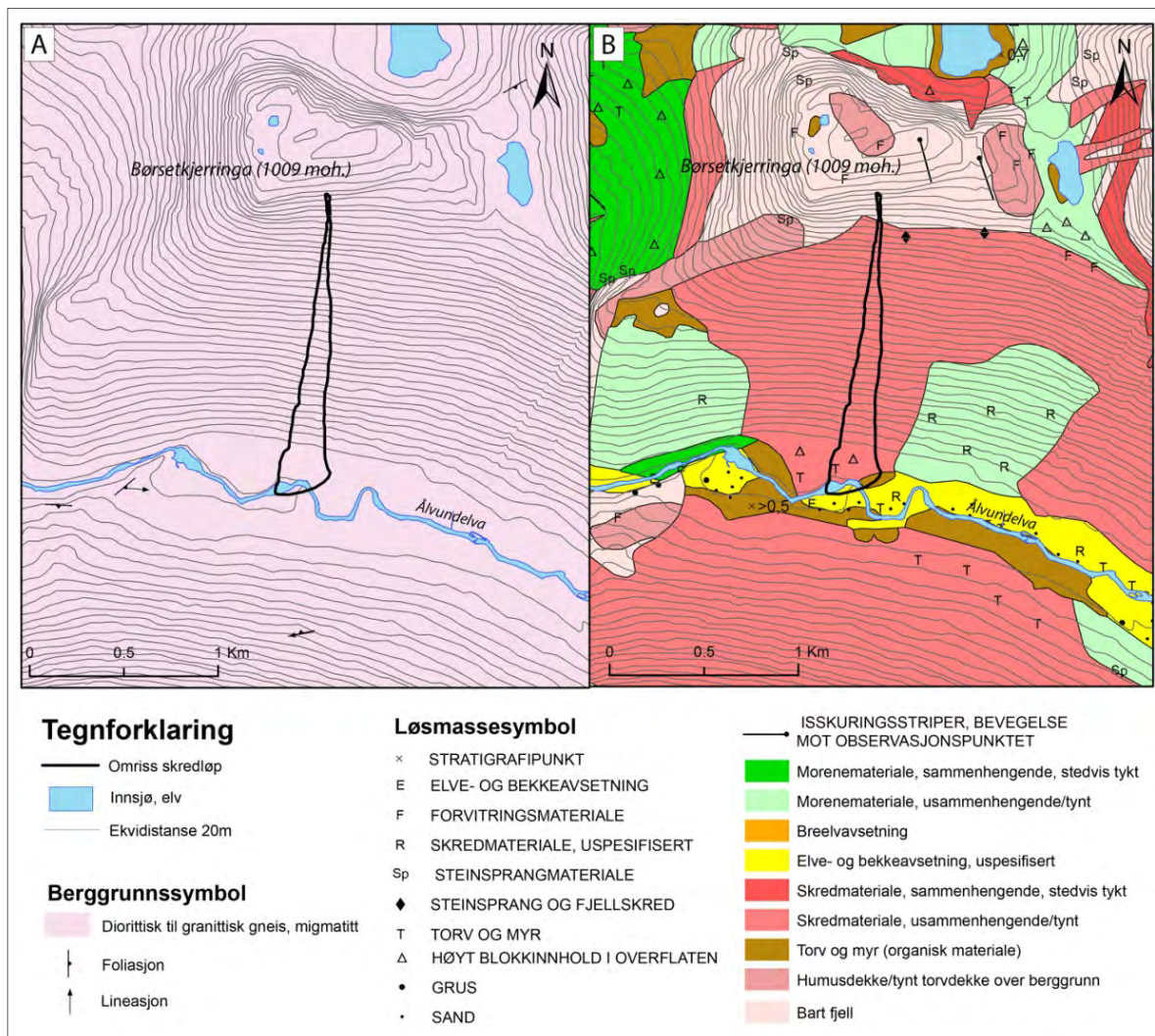


Figur 9: Lokalisering og omfang til skredet i Viromdalen (rød, heltrukket linje). Skredet startet under fjellet Børsetkjerringa og stoppet da det nådde Ålvundelva. Løsnepunktet befinner seg rundt 895 moh. Stiplet linje viser tidligere, nærliggende skredhendelse av ukjent alder. Flybilde fra Norge i bilder (fotoår 2012).

#### 4.1.2 Generelt om områdets topografi og geologi

Viromdalen er en bred U-dal som strekker seg NV-SØ fra Ålvundeidet mot Innerdalen (Figur 9). Området er omgitt av bratte fjelltopper fra 950 til 1400 moh., samt flere hengende daler som er koblet til Viromdalen (bl.a. Snekkerdalen og Grasdalen). Ålvundelva renner gjennom hele dalen til Ålvundsfjorden. Nærmeste fjelltopp ovenfor skredløpet er Børsetkjerringa (1009 moh.). Skredet løsnet nedenfor fjelltoppen på den østvendte skråningen (Figur 9).

Berggrunnen i området består av diorittisk til granittisk gneis og migmatitt, og er kartlagt i målestokk 1:250 000 (Figur 10A; Tveten mfl., 1998). Det kvartærgeologiske løsmassekartet for Viromdalen har derimot en målestokk på 1:50 000 (Follestad, 1984a). Dalbunnen er dekket med fluviale avsetninger og organisk materiale (Figur 10B). Fjellsiden hvor skredet løsnet består av bart fjell og humusdekke/tynt torvdekke over berggrunn, mens skråningen ned mot dalbunnen er kartlagt som usammenhengende skredmateriale og tynt morenemateriale.



**Figur 10: Eksisterende berggrunnskart (A) og løsmassekart (B) over studieområdet, hvor skredløpet er tegnet inn med svart linje. NB! Kartleggingsmålestokken er 1:250 000 (A) og 1:50 000 (B), så data kan ikke brukes for detaljert. Data fra NGU (2016).**

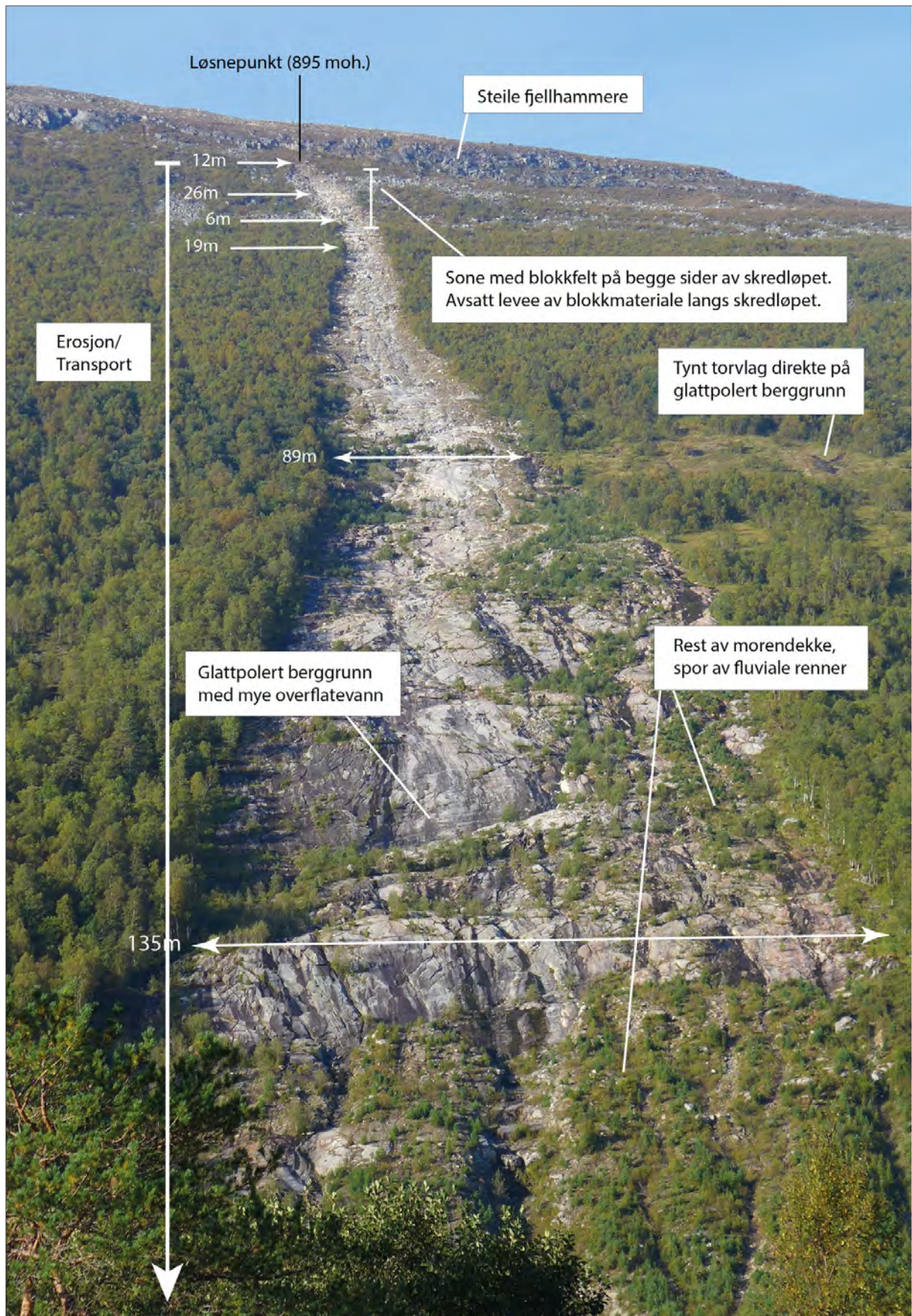


#### 4.1.3 Skredets karakteristikk

Viromdalskredet har en klassisk trekantform, hvor det starter i et punkt og deretter vider seg jevnt nedover skredbanen (Figur 11, Figur 12). Unntaket er i skredløpets øvre del (rundt 820 moh.), i et område dominert av blokker, hvor skredet snevrer seg inn fra en bredde på 25 m til 6 m. Fra dette punktet og videre nedover utvider skredløpet seg jevnt og når en maksimal bredde på 269 m i dalbunnen.

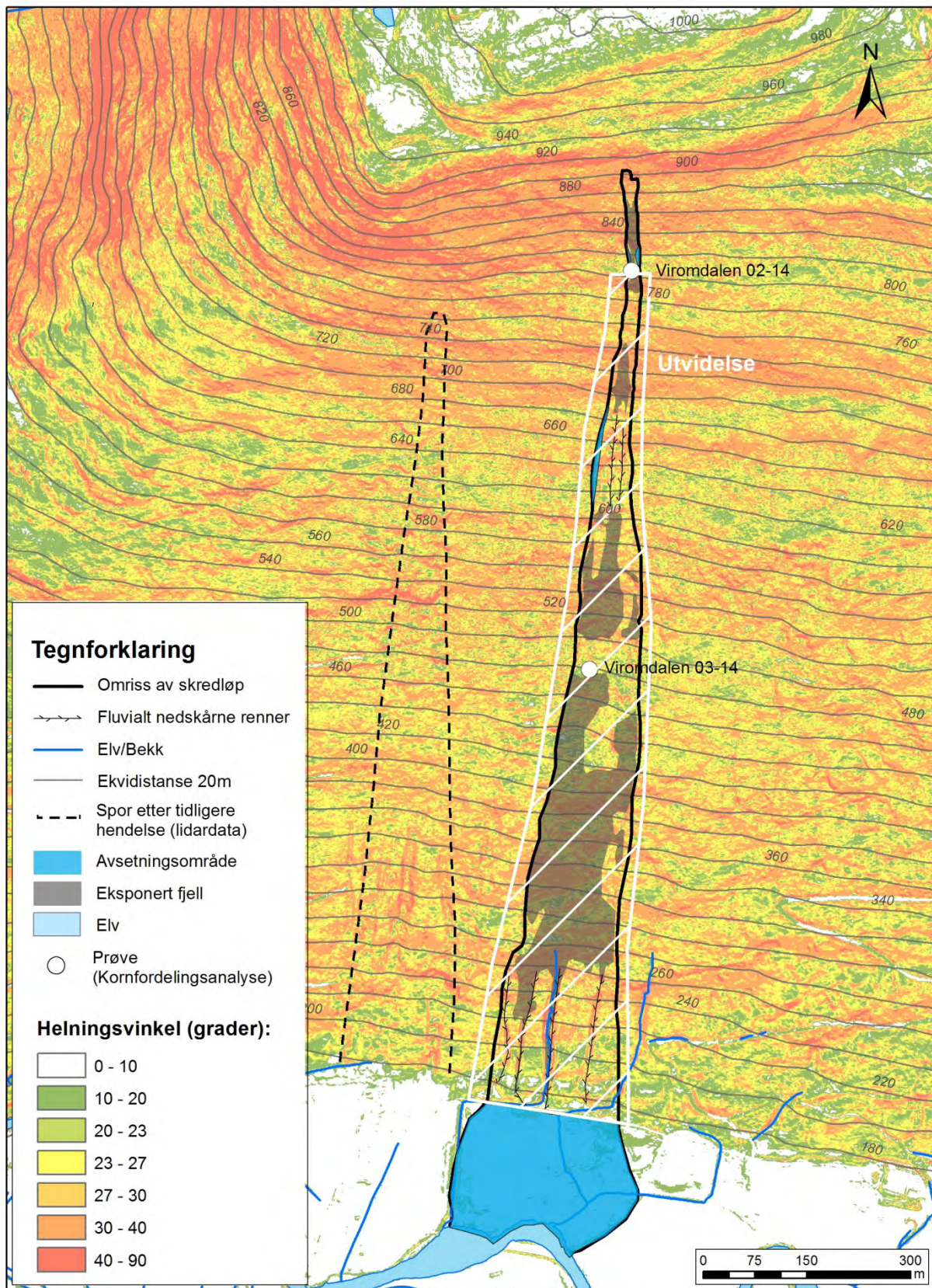
Figur 12 viser helningskart med inntegnet skredløp, avsetningsområder, eksponert fjell, fluvialt nedskårne renner, samt hvor det er tatt prøver. Det er stedvis avsatt leveer på siden av skredløpet, men hoveddelen av materiale har blitt avsatt på dalbunnen, hvor topografien flater ut til mindre enn 10° helning (Figur 12). Den tykkeste avsetningen finnes i øverste del av løpet (840 - 810 moh.), hvor leveene er dominert av store blokker og er opp til 2 m mektige (Figur 19). Lengre nede, ca 660 moh., finnes igjen blokkrike skredavsetning med leveer opp til 1,5 m (Figur 12).

På de topografiske kartene fra Statens Kartverk (FKB) er det ikke inntegnet noen bekkeløp i øvre de av skredløpet, og bare noen mindre bekkeløp aller nederst under 280 moh (Figur 12).



Figur 11: Viromdalskredet med tilhørende feltobservasjoner. Sone med erosjon/transport er markert, mens hovedavsetningsområde mangler på bildet (dalbunnen). Foto: Lorenz Grämiger, september 2014.





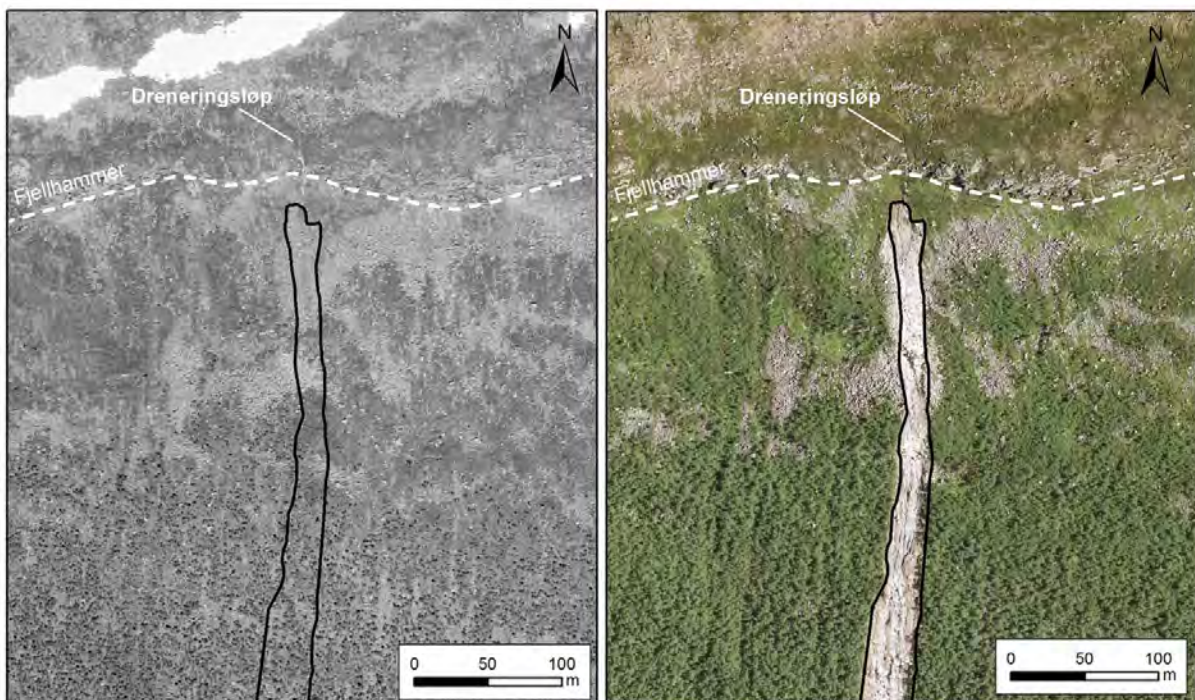
Figur 12: Helningskart av Viromdalskredet (basert på 1 m DHM). Kartet viser skredløp, skredavsetning, eksponert fjell, fluvialt nedskårne renner og prøvelokaliter. Denne figuren viser ikke morenetykkelsen for skredet. Hvitt skravert polygon definerer hvor skredløpet har utvidet seg. Noen av de fluviale rennene kan initialt ha vært gravd ut av sekundære flomskred i slutten av selve skredhendelsen.



#### 4.1.4 Løsneområdet

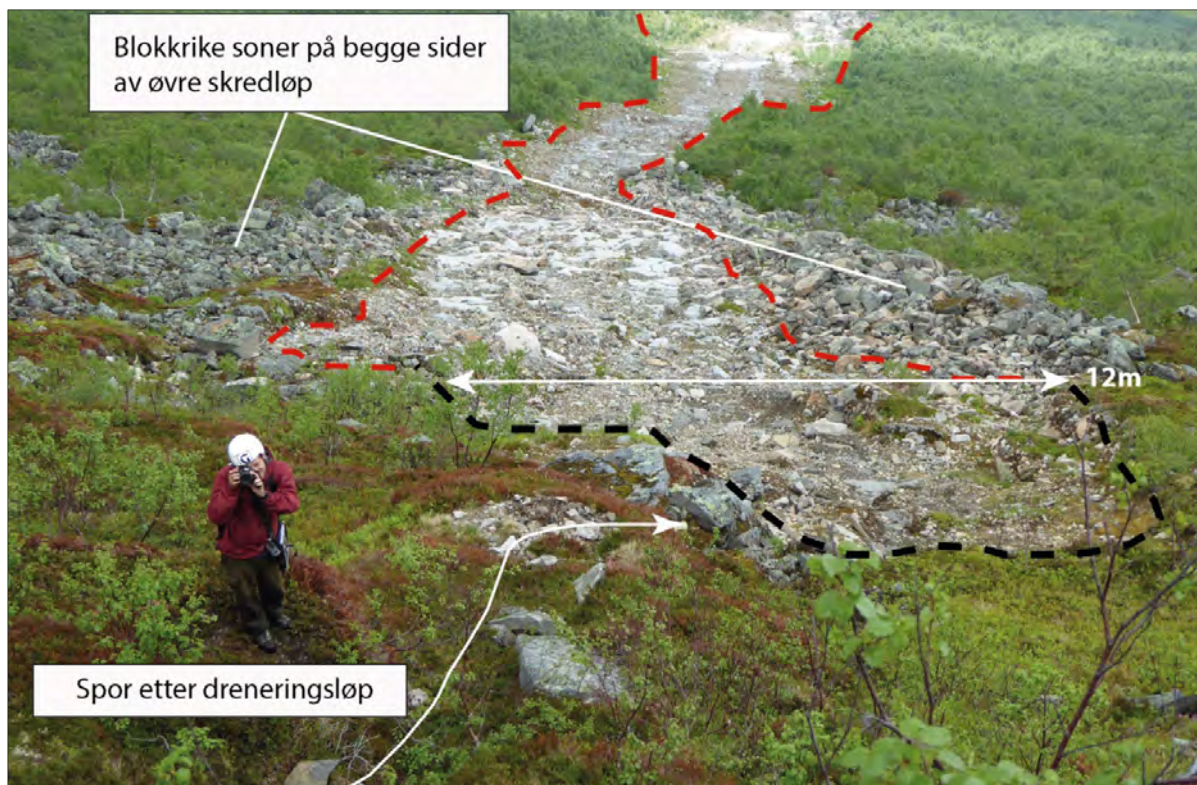
Skredet startet ved 895 moh. og har en 12 m bred og 10-30 cm høy bruddkant (Figur 12 - Figur 16). I løsneområdet heller skråningen jevnt mellom 30° til 40° (Figur 12). Topografien endres noe ovenfor skredet (17 m rett nord), hvor en 5-8 m høy og steil (> 40°) fjellhammer befinner seg (Figur 13, Figur 16). Videre bakover, mot Børsetkjerringa, flater topografien ut til mindre enn 20° (Figur 12).

I kanten av løsneområdet ligger et tynt humuslag med enkelte større blokker på toppen av seg. På flybilde fra 1971 og 2014 (Figur 13), samt på foto fra løsnepunktet i dag (Figur 15), ser man at øvre del av skråningen er og har vært dekt med blokkfelt. Langs skredløpet er det tydelig at dette blokklaget har en økende mektighet nedover skråningen, fra 0,3 m til minst 2 m (Figur 13; Figur 14). Dette kan forklares med at blokkene langsomt har beveget seg nedover skråningen ved solifluksjonsprosesser. Blokkene kan ha primær opprinnelse enten fra steinsprang ned på isbre ved siste istid, eller fra *in-situ* forvitring av fjellet i skråningen (Figur 20), eller en kombinasjon av begge. Siden det ligger blokker ovenpå finere løsmasser (morene eller forvittringsmateriale), må det ha beveget seg nedover skråningen fra sitt kildeområde. I dag er blokkene til dels dekt med spredt bjørkevegetasjon uten indikasjoner på bevegelser (sig) i overflaten per i dag.



Figur 13: Oversikt over løsneområdet, hvor venstre bilde er fra 1971 og høyre flybilde fra 2014. Flybilder fra Norge i bilder.



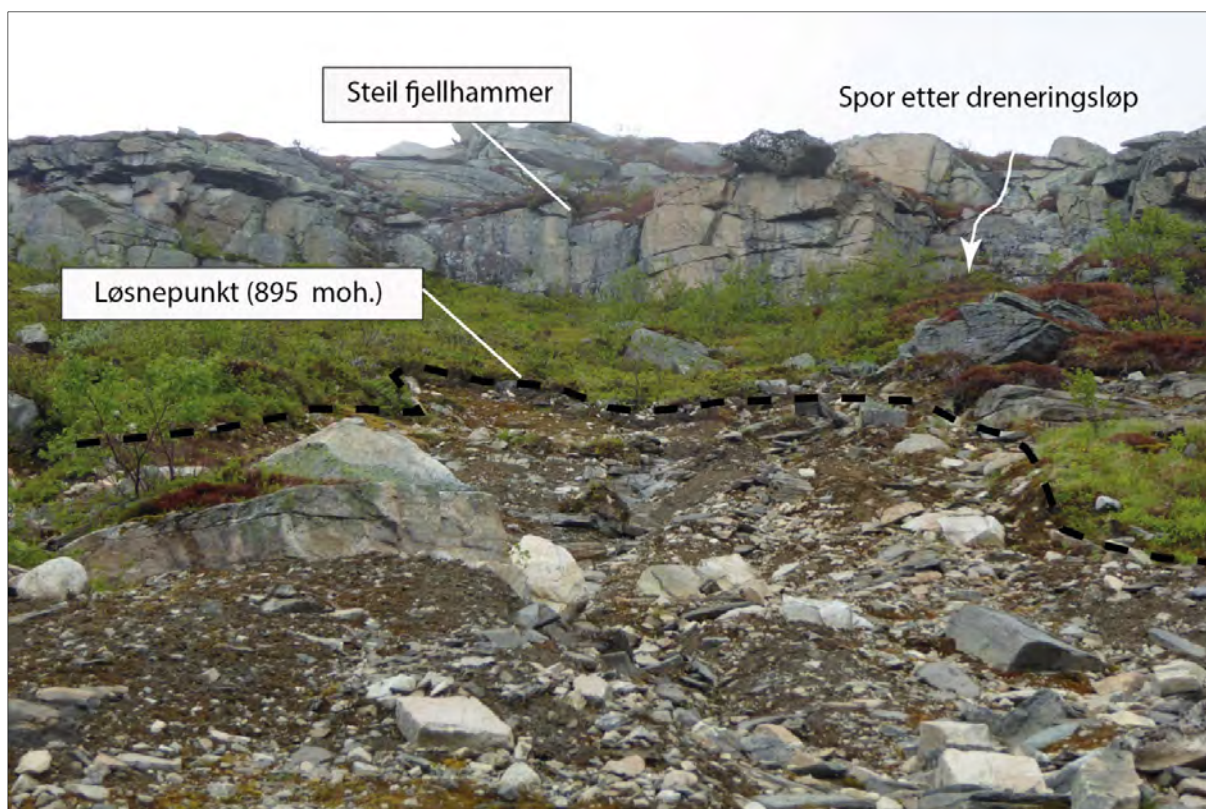


**Figur 14:** Stiplet, svart linje markerer bakkant av skredet, mens rød linje definerer skredløpet. I området ovenfor løsningsområdet er det spor etter sesongbasert drenering på overflaten. Dreneringsløpet leder ned til bakkanten av skredet. Foto: Gro Sandøy, 7. juni 2014.



**Figur 15:** På siden av løsningsområdet synes spredte blokker til dels dekket med vegetasjon. Det var også observert et mindre blokkfelt rett ovenfor løsningsområdet, dekket av tynt humus og vegetasjon. Tilstedeværelsen av bregner tyder på at overflaten jevnlig er fuktig. Foto: Gro Sandøy, 7. juni 2014.



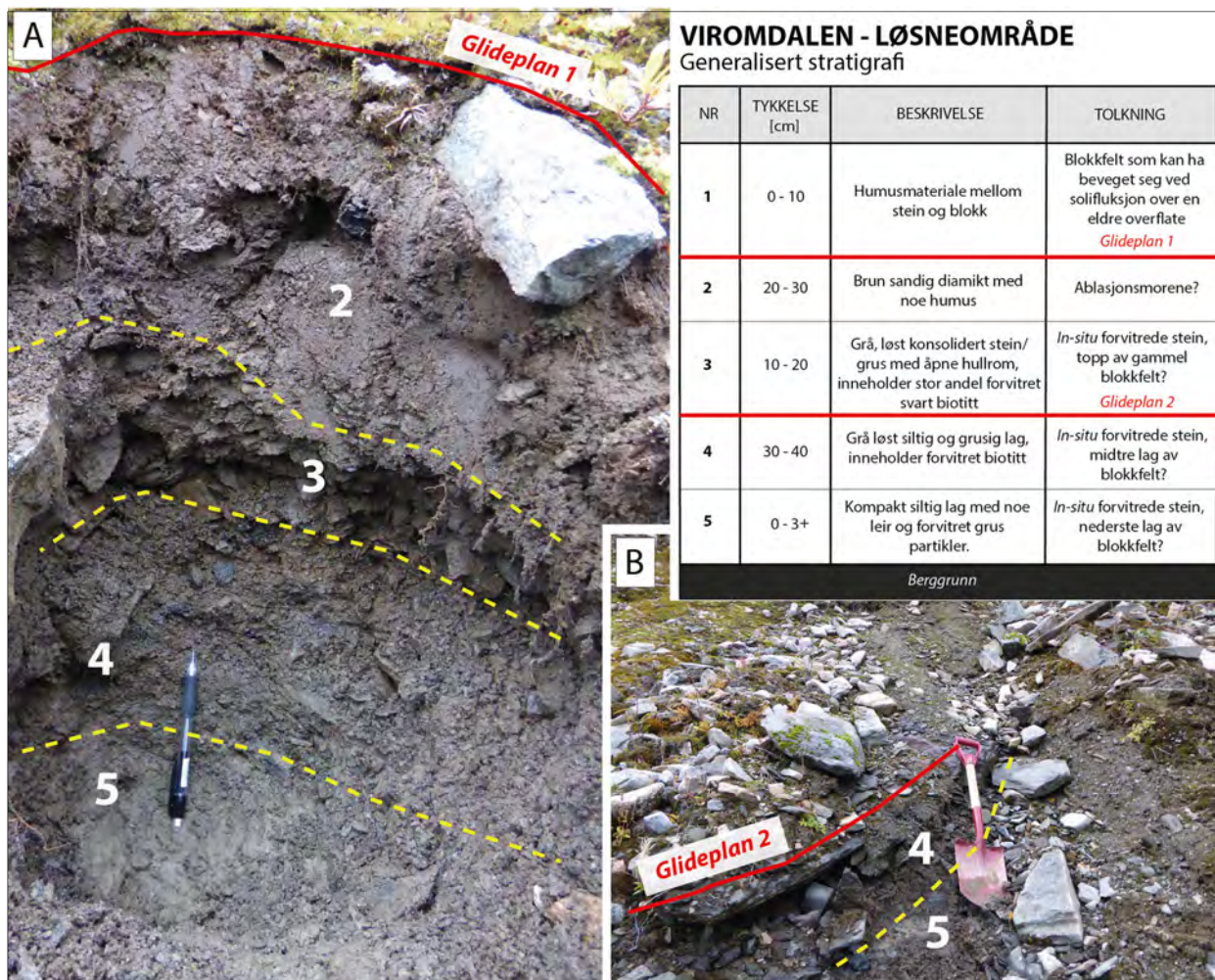


**Figur 16:** Stiplet, svart linje markerer bakkant av løseområdet. Omtrent 17 m rett nord for bakkanten er det en 5-8 m høy og steil (>40°) fjellhammer. Legg merke til flyttblokken som ligger på kanten av skrenten. Foto: Gro Sandøy, 7. juni 2014.

Den generelle stratigrafien i løseområdet er illustrert på Figur 17. Løsmasselaget består fra toppen og nedover av blokk i et tynt humuslag (lag 1). Dette er tolket som en del av det utbredte blokkfeltet, men vises ikke på Figur 17. Nederst går dette lag over i en brun, sandig, diamikt med noe humus (lag 2). Under det diamikte laget ligger et tynnere, grått løst konsoliert lag av stein/grus (lag 3). Dette laget har åpne hulrom (open fabric) og inneholder en stor andel forvitret svart biotitt. Neste lag (lag 4) ligner lag 3, men er noe tykkere, mer kompakt og har ikke åpne hulrom. Det viser også mer fullstendig kornfordeling, med en relativt stor andel silt og sand. Nederst i lagrekken (lag 5) finnes et kompakt siltig lag med noe leire og matriksbåret, forvitrede gruspartikler.

Tolkningen av denne lagrekken er noe vanskelig, men de tre nederste lagene (lag 3 til 5) indikerer en gammel sekvens skapt av *in-situ* forvitring av biotittholdig stein. Dette kan være fra den direkte underliggende berggrunnen, men en annen kilde kan ikke utelukkes. Lag 2 ligner på en morene, som da kan være sekundært avsatt over tidligere blokkfelt. Lag 1 kobles sammen med eksisterende blokkfelt rundt løseområdet, og er tolket å blitt transportert ved solifluksjon nedover skråningen. Hvis forvitringsslagene i bunnen av stratigrafien (lag 3, 4 og 5) har overlevd en kaldbunnet glasiasjon, kan den øverste diamikten (lag 2) være en ablasjonsmorene fra den siste isavsmeltingen.

Det er observert at løsmassene har glidd på to ulike glideplan, som er illustrert som glideplan 1 og glideplan 2 (Figur 17). Førstnevnte glideplan er overflaten av det diamikte materialet som utgjør lag 2, men her har kun blokker i et tynt humusdekkeglidd ut. "Glideplan 2" er utviklet inne i den forvitrede, biotittrike sedimentpakken på grensen mellom mer løst konsolidert og kompakt forvittringsmaterial (lag 3 og 4).



Figur 17: Generalisert stratigrafi i løснеområdet til Viromdalskredet, A) gravd grop og B) naturlig skjæring. Foto: Gro Sandøy, 1. oktober 2015.

Fjellhammeren rett nord for løснеområdet er gjennomgått av definerte sprekkesett og er noen steder oppsprukket i større fragmenter (Figur 16). Det er ikke observert skade i humusdekket eller tegn på at blokker nylig har løsnet rett ovenfor bakkanten til skredet. Det er flere parallelle fjellhammerer i samme høyde langs hele skråningen (Figur 11). Under disse finnes spredte steinsprangblokker, men ingen kontinuerlig steinsprangsur.

Under feltarbeidet ble det observert et dreneringsløp som kan følges fra et flatere platå ovenfor fjellhammeren og ned til løsnepunktet for skredet (Figur 13, Figur 14, Figur 16). Det mangler stedvis vegetasjon i dreneringsløpet, og i/langs løpet er det avsatt noe fluvialt transporterte sedimenter. Dette indikerer at det tidvis dreneres vann på overflaten ned til løsnepunktet.

Det er lite vegetasjon i løснеområdet generelt, kun spredt fjellbjørk (2-5 cm tykke trestammer) og et tynt vegetasjonsdekke av mose, lyng og enkelte busker (Figur 16).



#### 4.1.5 Skredløpet

Den generelle stratigrafien i skredløpet er illustrert i Figur 18. Løsmasse materialet består fra toppen og ned av humus med spredte blokker (lag 1), et rødbrunt sandig, diamikt materiale tolket å være en forvitret morene (lag 2) og et gråbrunt, grusig, diamikt materiale tolket som uforvitret morene (lag 3). Lag 3 har fungert som glideplan for overliggende lag.

I øvre del av skredløpet, mellom 800 til 870 moh., endres stratigrafien noe, og lag 1 er her dominert av kantete og kantrundete steiner og blokker (et par cm til 1-2 meter i diameter). I tillegg til blokkene finnes det en tynn sone av finere løsmasser mellom blokkene og fjelloverflaten. Dette kan være forvitret eller uforvitret morene, eller noe forvitring fra selve blokkene. Mellom 835 og 815 moh. er skredløpet erodert ned gjennom blokklaget og ned i oppsprukket berggrunn (Figur 19, Figur 20). I dette området snerver skredet seg inn fra 25 m til 6 m.

I mindre og nedre del av skredløpet (560-260 moh.) er det observert noen større soner av blankskurt fjell. I samme høyde som disse sonene er det utenfor skredløpet områder med bare humuslag (lag 1) direkte på glattpolert fjell (Figur 11, Figur 22). I denne sonen er det altså bare et tynt humuslag som har blitt skrellet av og dermed har fjellet fungert som glideplan. Den største mektigheten av uforvitret morene (lag 3) finnes helt nederst i skredløpet, rundt (200 moh.), hvor det er observert tykkelse opp i 1,5 m. Generelt i skredløpet varierer tykkelsen på den gjenliggende uforvitrede morenen fra 20 til 50 cm.

Skredet har generelt erodert et tynt dekke av humus og forvitret morene, ned til omtrent 0,5 m. Unntaket er fra 870 til 815 moh., hvor det har erodert opp til 2,5 m gjennom blokkfelt og ned i oppsprukket berggrunn.

Under befaringen ble det observert flere små bekker på fjelloverflaten langs hele skredløpet (Figur 11, Figur 22). Det sildret mye overflatevann langs fjellet selv om det ikke låg snø høyere oppe, eller nedbør under feltbefaringene. I skredløpet er det flere fluviale renner som har erodert ned i morenedekket (Figur 12, Figur 21). Sannsynligvis skjedde denne fluviale erosjonen sekundært til selve skredet da det i dagene etter var mye vann i terrenget.

Bergarten som er eksponert i skredløpet kan karakteriseres som finkornet granodioritt (Figur 22), med mindre soner av biotittrik amfibolitt (nært løsneområdet). Langs nedre del av skredløpet (fra 600 moh.) viste fjelloverflaten liten grad av oppsprekking (Figur 22). Berggrunnen i øvre del av skredløpet, 800-870 moh., er på den andre siden sterkere oppsprukket med gjennomgående sprekkesett (Figur 19) og mer preget av forvitring (mest sannsynlig frostforvitring).



### VIROMDALEN - SKREDLØP

Generalisert stratigrafi

NR	TYKKELSE [cm]	BESKRIVELSE	TOLKNING
1	0 - 20	Humusmateriale med spredte steinblokker på toppen	Humuslag
2	20 - 50	Rødbrun sandig diamikt, løst konsolidert med utfelt jern og noe skifrig struktur	Forvitret morene <i>Glideplan</i>
3	30 - 150+	Gråbrun sandig grusig diamikt, ingen skifrig struktur	Uforvitret morene
<i>Berggrunn</i>			



Figur 18: Generalisert stratigrafi i selve skredløpet til Viromdalskredet, hvor foto A) er fra 480 moh. og B) 690 moh. Foto: Gro Sandøy, 7. juni 2014.





Figur 19: A) Oversiktsbilde fra 810 moh. opp mot løснеområdet (895 moh.). Legg merke til stor mektighet av blokkfelt og at det er avsatt store leveer. Bredden på skredet avtar fra 26 m til 6 m her. B) Nærbilde av skredbanen og tilhørende levee (830 moh.). Legg merke til finstoff som ligger mellom blokkene. Steinene ligger løst i skredløpet og har en diameter fra få cm opp til 2 m. Berggrunnen som er eksponert er oppsprukket i større fragmenter, trolig påvirket av frostforvitring. C) Formen på de store steinene er hovedsakelig kantete, mens mindre steiner i større grad er kantrundet og dermed et tegn på forekomst av morene. Foto: Tore Medgard og Gro Sandøy, 7. juni 2014.





**Figur 20:** Oversiktsbilde fra 800 moh. Skredet har erodert ned i fjelloverflaten og avsatt leveer på siden av løpet. Legg merke til at den blottede berggrunnen i skredløpet er gjennomvannet av sprekker. Foto: Gro Sandøy, 7. juni 2014.



**Figur 21:** Oversiktsbilde fra 610 moh. som viser rester av morenedekket, som sammen med glattpolert fjell fungerte som glideplan. Fluviale renner har blitt erodert sekundært til hovedskredet. Foto: Gro Sandøy, 12. oktober 2015.



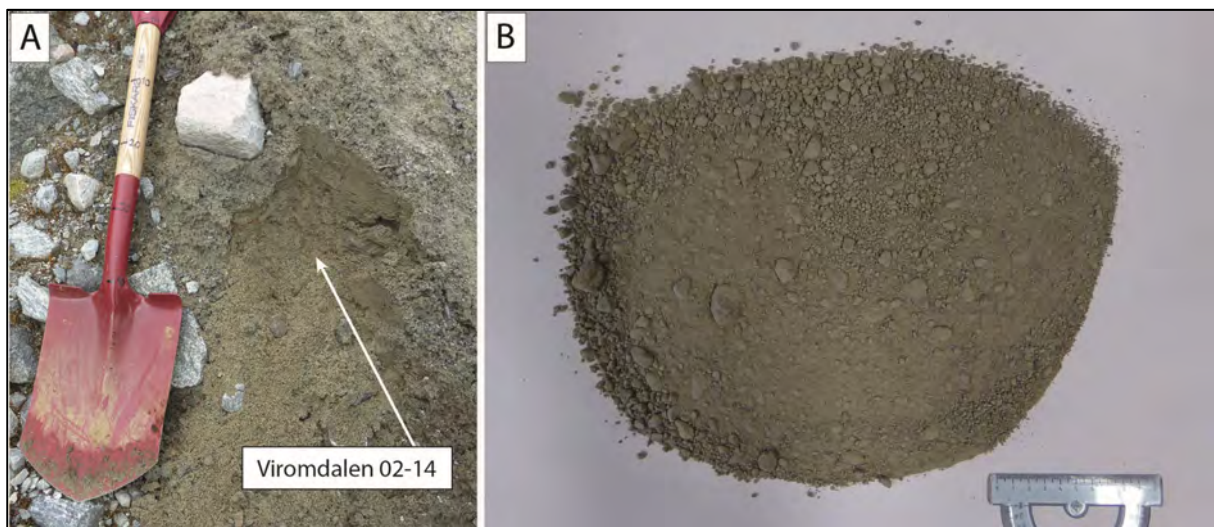


**Figur 22:** A) Fra 600 moh. og ned mot dalbunnen er det flere større soner i skredløpet bestående av glattpolert granodioritt. Bilde fra 420 moh. Legge merke til at det renner mye overflatevann på fjellet. B) Skuringsstriper som er synlig på fjellet er orientert parallelt med Viromdalen. C) Nederste del av skråningen (560-260 moh.) var før skredet hovedsakelig dekket av et tynt dekke med vegetasjon og torv direkte på fjell. Foto: Gro Sandøy, 7. juni 2014.

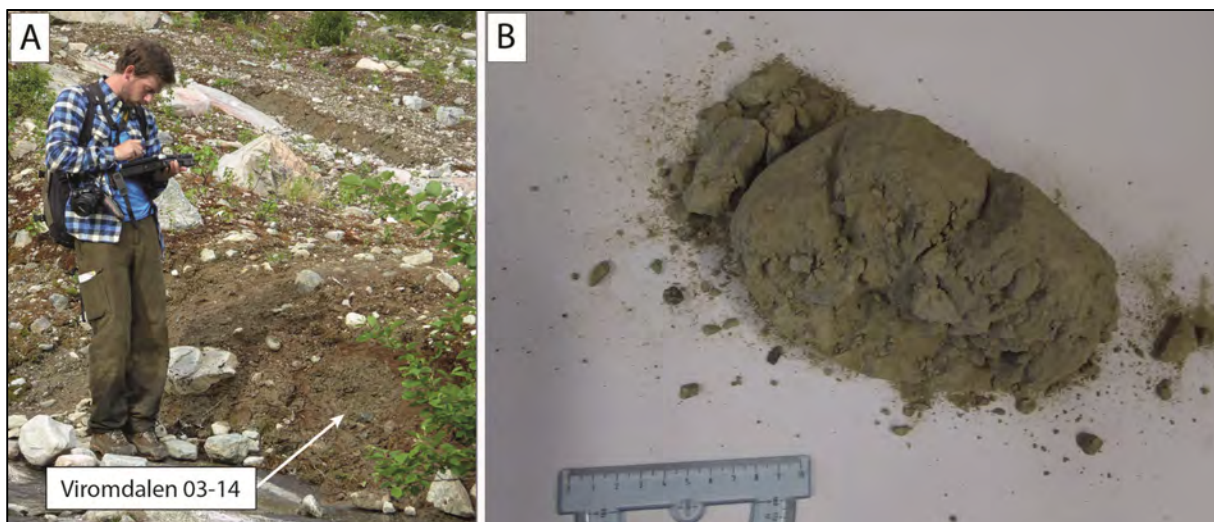
#### 4.1.6 Kornfordelingsanalyse

Figur 12 viser oversiktskart med prøvelokalitetene fra Viromdalen. Prøven *Viromdalen 02-14* er tatt rett under glideplanet i øvre del av skredløpet (810 moh), mens *Viromdalen 03-14* representerer materialet under glideplanet midt i skredløpet (480 moh.). Foto fra prøvelokalitet og prøvene i tørket tilstand er gitt i Figur 23 og Figur 24. Det er utført glødetap for utvalgte kornfordelingsprøver. Resultatene nevnes i teksten for de aktuelle prøvene og i Figur 26.

*Viromdalen 02* og *Viromdalen 03* har begge en bimodal kornfordelingskurve (Figur 25). De har nesten identisk kornfordeling, med unntak av at 02-14 har litt mer finmateriale (< finsand) og 03-14 noe mer fin grus (Figur 25). På grunnlag av kornfordelingen og feltobservasjoner er begge er tolket som sandiggrusig uforvitret morene. Glødetap for *Viromdalen 02* er 1%.

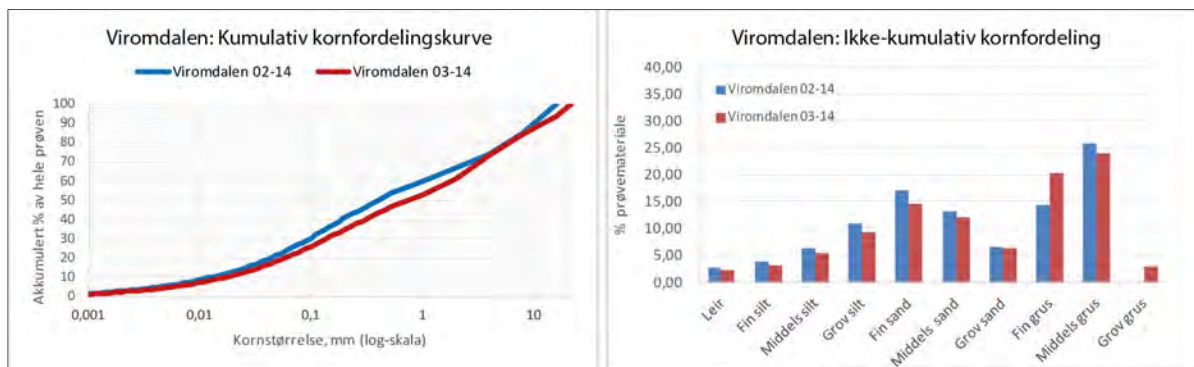


Figur 23: Bilder fra Viromdalen 02-14 (810 moh.), hvor A) viser prøvelokaliteten og B) prøven i tørket tilstand.

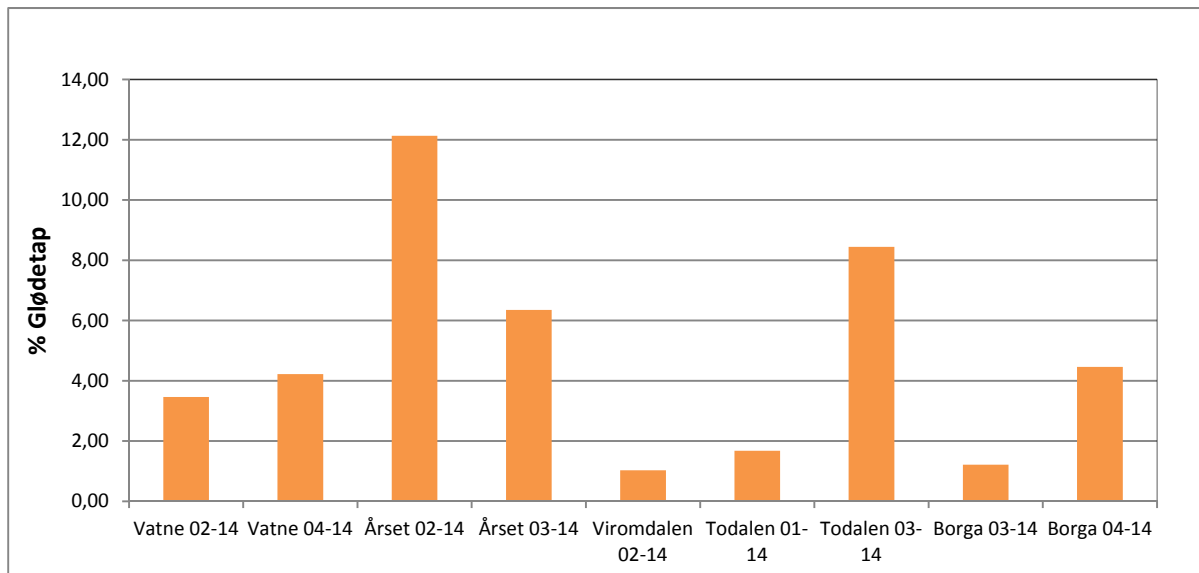


Figur 24: Foto fra Viromdalen 03-14 (480 moh.), hvor A) viser prøvelokaliteten og B) prøven i tørket tilstand.





Figur 25: Kornfordelingskurve og søylediagram for prøver analysert fra Viromdalskredet.



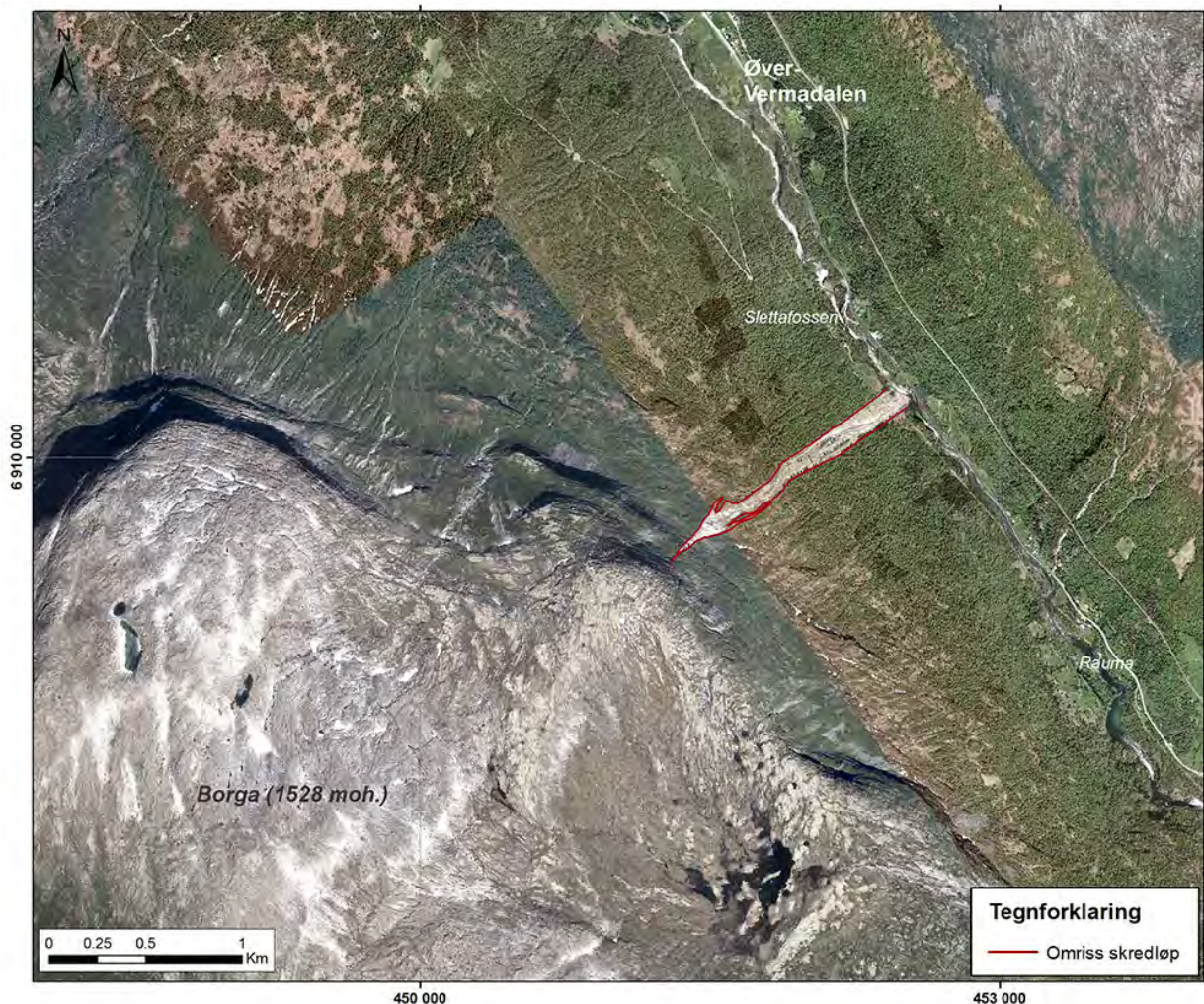
Figur 26: Oversikt over prosent vekttap ved bruk av gløding. Det er spesielt *Årset 02-14*, *Årset 03-14* og *Todalen 03-14* som skiller seg ut med et høyere innhold av organisk materiale. De høyere verdiene er trolig knyttet til høyere forekomst av organisk materiale i mineraljorden, som har sivet ned fra overliggende vegetasjon.

## 4.2 Borga, Rauma kommune

### 4.2.1 Skredhendelse: 9. juni 2011

Jordskredet er lokalisert i Rauma kommune ved Slettafossen (mellom Bjorli og Sletta) i Øver-Vermadalen (Figur 27). Hendelsen skjedde 9. juni 2011 rundt klokken 20.30. Skredet løsnet et stykke under toppen av fjellet Borga, og strekker seg 1,5 km i luftlinje fra løsnepunktet (1022 moh.) ned til elva Rauma (295 moh.; Figur 27).

Borgaskredet hadde utløp helt ned til elva Rauma, men unngikk oppdemning siden elva lagde et midlertidig nytt løp. Hendelsen dro med seg et par gamle hustufter, som skal ha vært flere hundre år gamle, men ellers ingen nye bygninger. Det medførte ikke tap av menneskeliv. Skredhendelsen er beskrevet og registrert som jordskred i NVEs nasjonale skredhendelsesdatabase, men står under navnet "Sørøyen" (Skrednett, 2016).



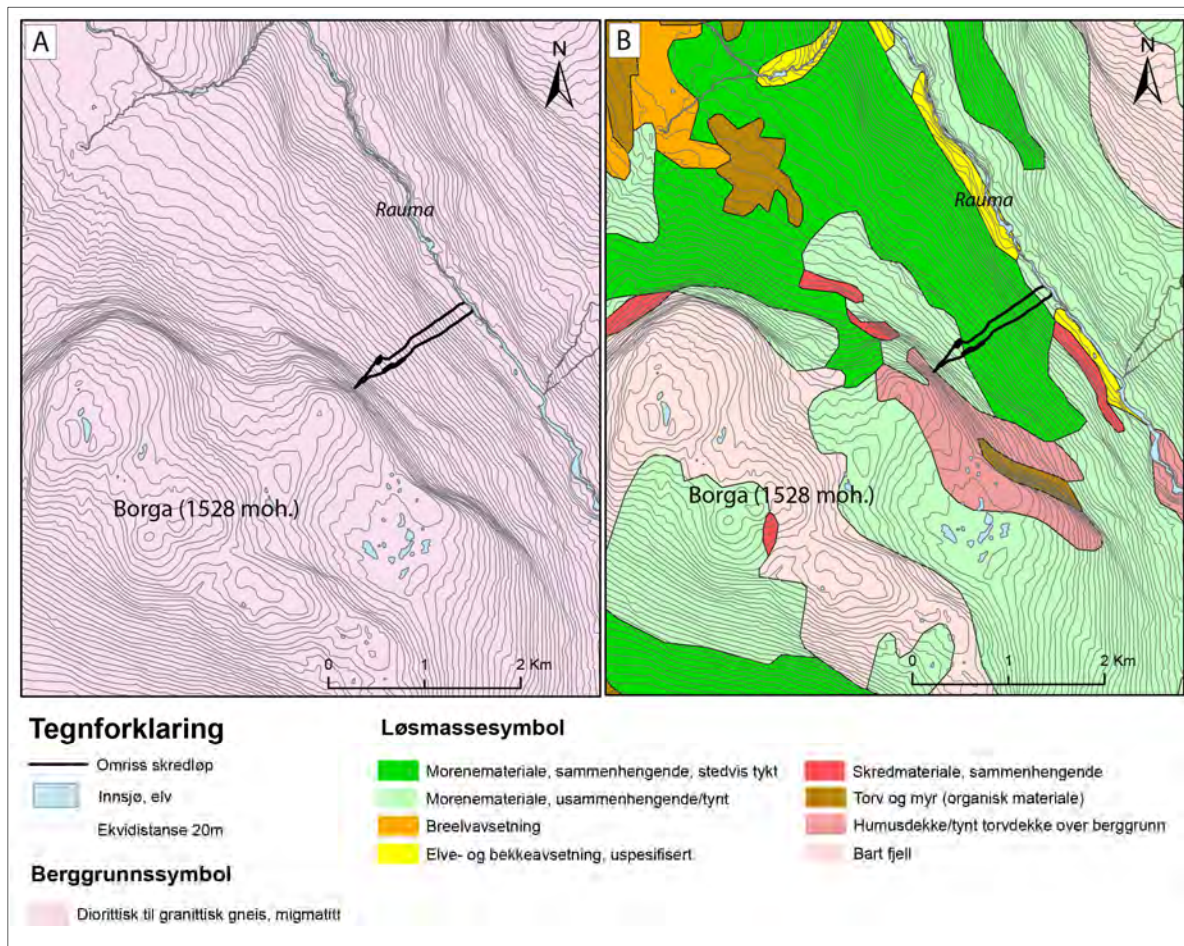
Figur 27: Oversiktskart med inntegnet skredløp. Skredet startet under fjellet Borga og stoppet i elva Rauma (rett ved Slettafossen). Løsnepunktet befinner seg rundt 1022 moh. Flyfoto fra Norge i bilder (fotoår 2013 og 2014).



#### 4.2.2 Generelt om områdets topografi og geologi

Øver-Vermadalen er en bred U-dal som strekker seg NV-SØ (Figur 27), og består av høye fjelltopper fra 1000 til 1800 moh. Langs dalen har elva Rauma stedvis erodert et bratt og trangt løp. Nærmeste fjelltopp ovenfor skredløpet er Borga (1528 moh.), som er avskåret fra et separat fjellparti grunnet glasial erosjon i omkringliggende daler. Skredet løsnet et godt stykke under toppen av fjellet på den NØ-vendte skråningen.

Berggrunnen og løsmassene i dette området er kartlagt kun i målestokk 1:250 000. Berggrunnen består i følge kartet av migmatittisk diorittisk til granittisk gneis (Figur 28A; Tveten mfl., 1998). Løsmassekartet viser at dalbunnen er dekket med fluviale avsetninger og organisk materiale (Figur 28B; Follestad, 1995). Oppover dalsiden (i skredløpet) er det kartlagt tykt, sammenhengende morenelag, som går over til et tynt usammenhengende lag i øvre delen av skredløpet. Fjellsiden rett ovenfor løsnepunkt er dekket med humusdekke/tynt torvdekke over berggrunnen, men det er tynn usammenhengene morene og bartfjell mot Borgafjellet.



Figur 28: Eksisterende berggrunnskart (A) og løsmassekart (B) over studieområdet, hvor skredløpet er tegnet inn med svart linje. NB! Kartleggingsmålestokken er 1:250 000, så data kan ikke brukes for detaljert. Data fra NGU (2016).

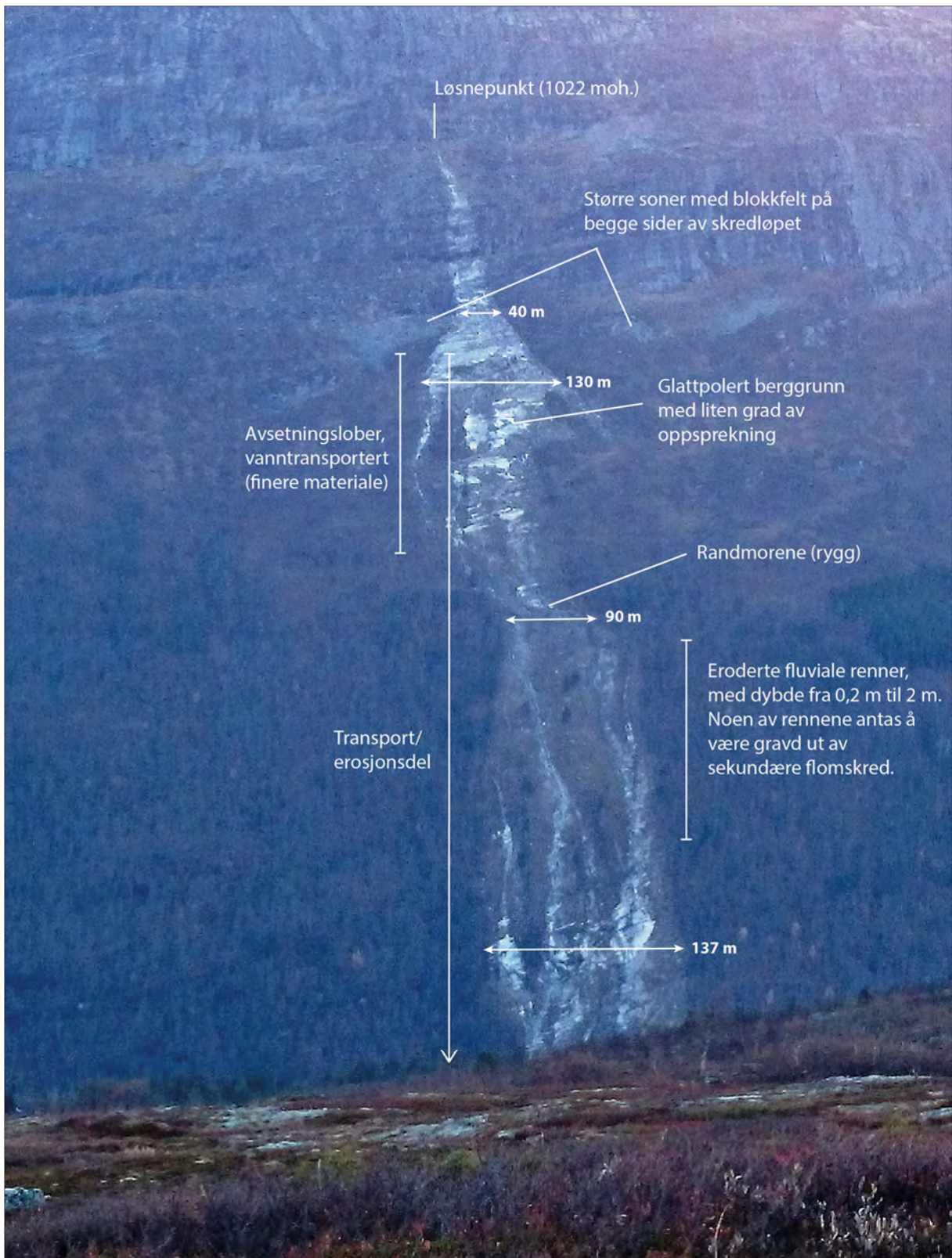
#### 4.2.3 Skredets karakteristikk

Det viste seg ved feltarbeidet at Borga skiller seg fra de andre skredhendelsene ved at skredet starter langs en steil fjellhammer og ikke i løsmasser, noe som indikerer en annen startmekaniske enn de andre skredene. Sporet av skredet (manglende lavdekke) starter i et punkt og vider seg ut i en trekantform allerede før det når løsmassene lengre ned i skråningen (850 moh.). I tillegg deler skredet seg opp i flere separate løp, etter at det har kommet ned til løsmassedekket ved 850 moh. Flere av løpene stopper fort og avsetter større og mindre skredtunger, mens det sentrale løpet utvider seg og går helt til bunnen av dalen. Skredet har blitt inkludert i rapporten på lik linje med de andre, mer klassiske, trekantskredene, som har løsnet direkte i løsmasser.

Fra løsneområdet, som er i et punkt langs fjellhammeren (1022 moh.), utvider skredet seg gradvis til 40 m når det kommer ned til løsmasser langs skråningen (850 moh.; Figur 30). Fra dette nivået utvider det seg til 130 m ved 790 moh. Fra 850 til 790 moh. avsettes det i tillegg mindre sedimentlober (tykkelse ca. 10-30 cm) på siden av hovedløpet (Figur 30). Bredden på løpet avtar så til rundt 70 m ved 745 moh., for så øke igjen opp til 90 m ved 680 moh. I denne høyden finnes en tversgående randmorene som strekker seg NV-SØ over skredløpet (Figur 30). Dette fikk skredet til å dreie mer mot nord, som ses tydelig på Figur 30. Skredløpets bredde øker deretter noe gradvis nedover mot elven, hvor den oppnår maksimal bredde på 137 m ved 460 moh. Det er i nedre del av skredløpet, fra 500 moh og ned til elva, at hovedavsetningen av skredmaterialet skjer. I denne sonen flater topografien ut til gjennomsnittlig 22°. Avsetningen skjer hovedsakelig langs kantene av skredløpet, hvor store mengder trær og løsmasser ligger igjen som leveer, mens kun et tynt dekke (5-10 cm) er avsatt i den sentrale delen av løpet. Skredet treffer elven på 300 moh. og har der en bredde på 125m.

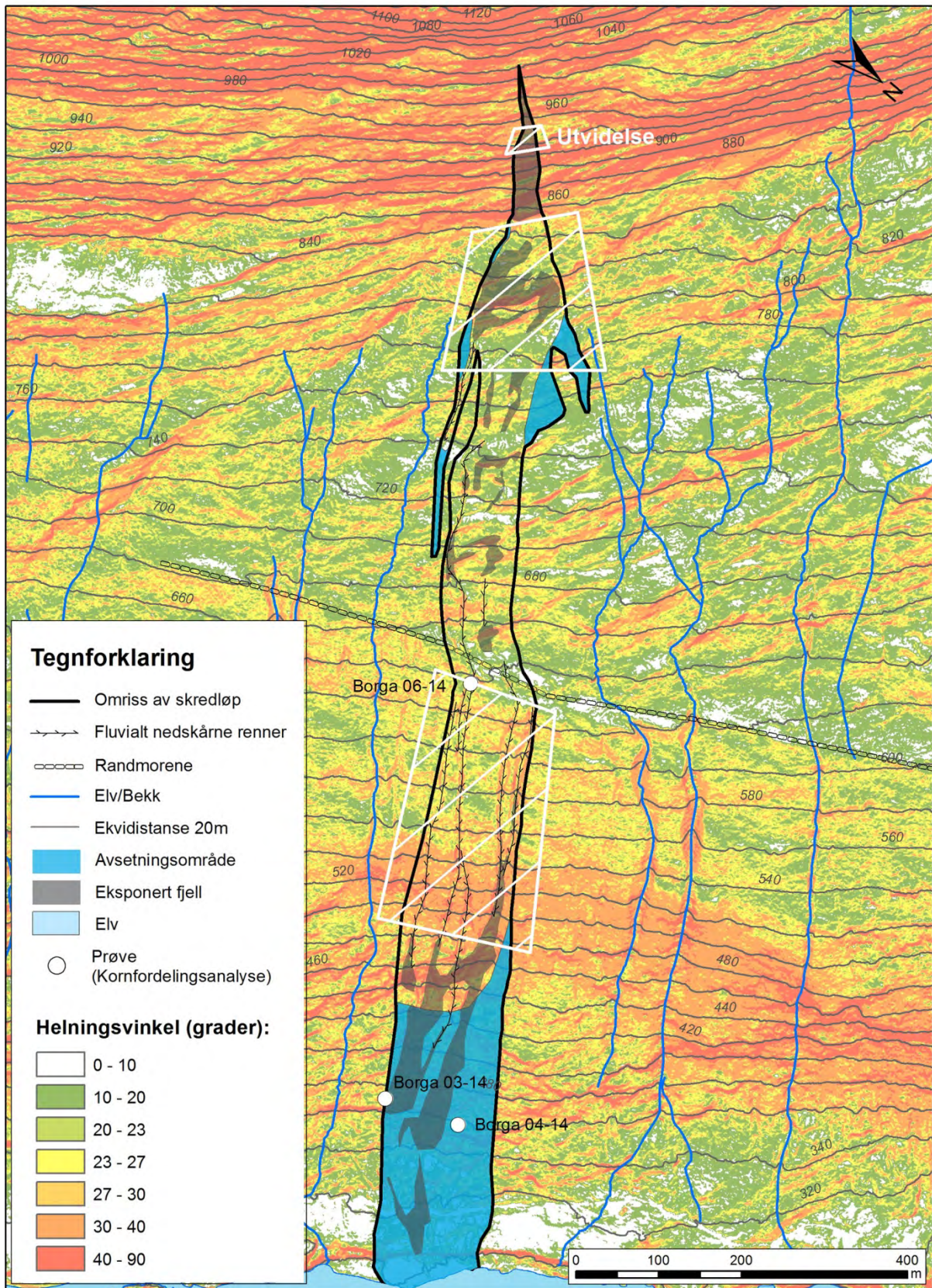
På de topografiske kartene fra Statens Kartverk (FKB) er det ikke inntegnet noen bekker i selve skredløpet (Figur 30), men flere bekkeløp er markert i skråningen på sidene av skredløpet.





Figur 29: Oversiktsbilde av Borgaskredet med tilhørende feltobservasjoner. Det er markert sone for transport, erosjon og avsetning i øvre del. Avsetningsområdet mot elva er ikke med på bildet. Bilde er tatt september 2014 fra motsatte fjellside av Martin Flåten.





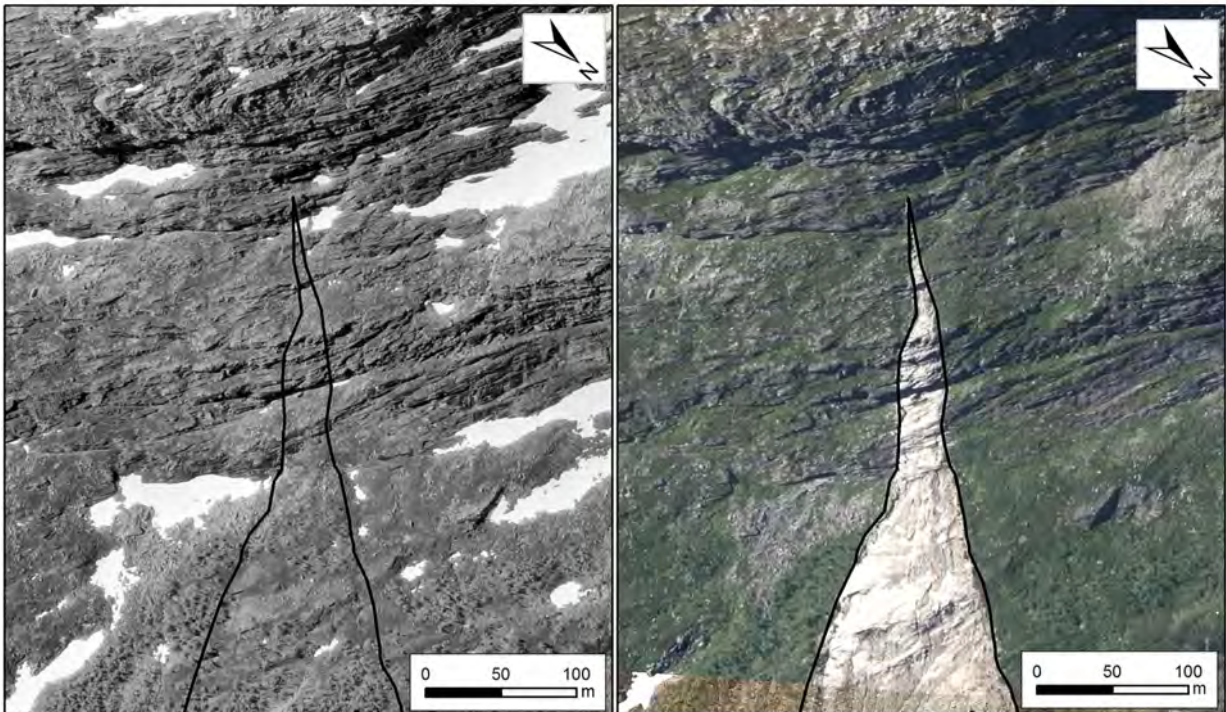
Figur 30: Helningskart over Borgaskredet (basert på 1 m DHM). Kartet viser skredløp, skredavsetninger, eksponert fjell, fluvialt nedskårne renner og prøvelokaliteter. Denne figuren viser ikke morenetykkelsen for skredet. Hvitt skravert polygon definerer hvor skredløpet har utvidet seg. Noen av de fluviale rennene kan initialt ha vært gravd ut av sekundære flomskred i slutten av selve skredhendelsen.



#### 4.2.4 Løsneområdet

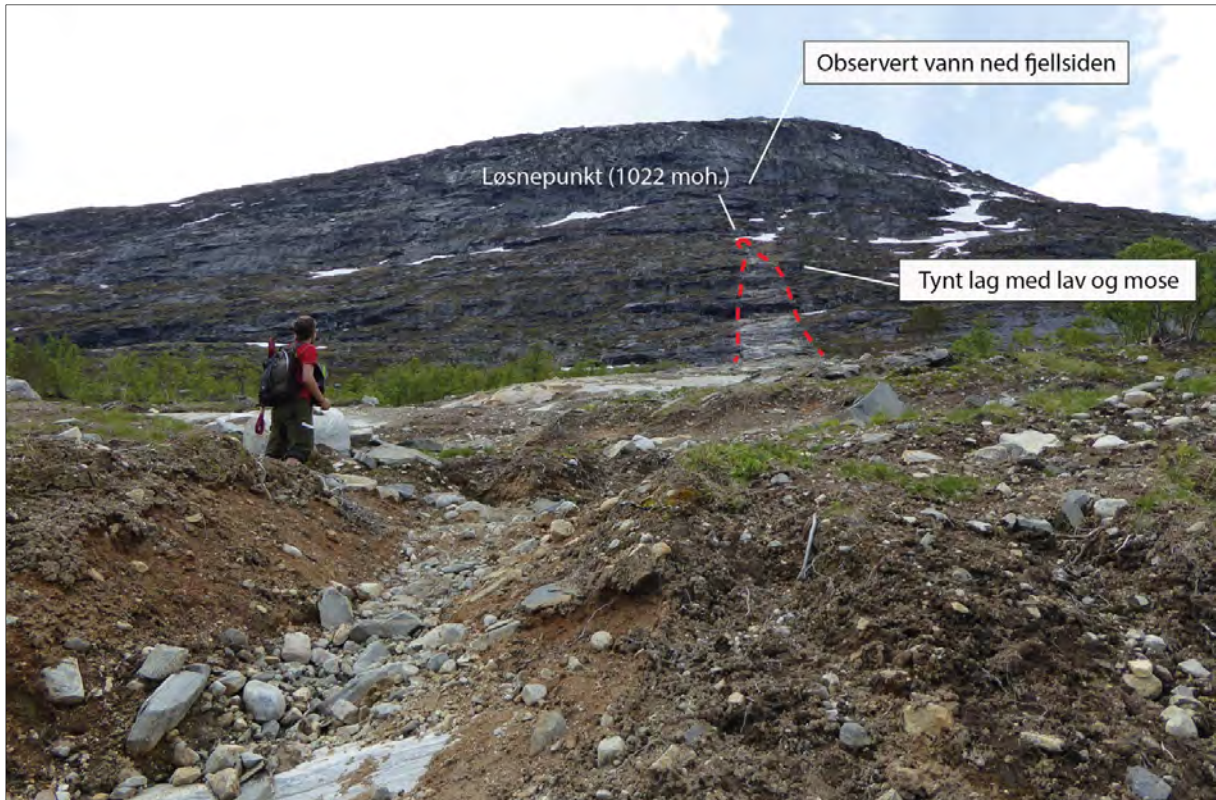
Skredet ser ut til å starte direkte på fjelloverflaten ved 1022 moh., langs en eksisterende steil (>40°) fjellhammer (Figur 30). Spor etter erosjon av et tynt lav/mosedekke finnes langs fjelloverflaten i hele øverste delen av løpet (Figur 31, Figur 32).

Skråningen flater så ut til gjennomsnittlig 23° ved 850 moh. (Figur 30), hvor overflaten endres fra mosedekket fjell til et usortert, blokkrikt løsmasselag med 0,2 til 1,5 m tykkelse (Figur 33, Figur 34). Det er i dette området den reelle løsmasseskredet har startet. Figur 31 viser flybilder tatt av løsneområdet og øvre skredløp, både før og etter skredhendelsen. Flybildet fra 1975 viser at deler av området rett under den steile fjellhammeren (850 moh.) opprinnelig var dekket av et blokkfelt, som strakk seg delvis inn i det nåværende skredløpet. Figur 34 viser et oversiktsbilde av den blokkrike overflaten sør for skredløpet.



Figur 31: Oversikt over løsneområde og øvre skredløp, hvor venstre bilde er fra 1975 og høyre bilde fra 2013. Flybilder fra Norge i bilder (2015). Merk at området under den steile fjellhammeren og til venstre for skredløpet, der skredet begynner å vide seg utover, er delvis dekket med blokkfelt.



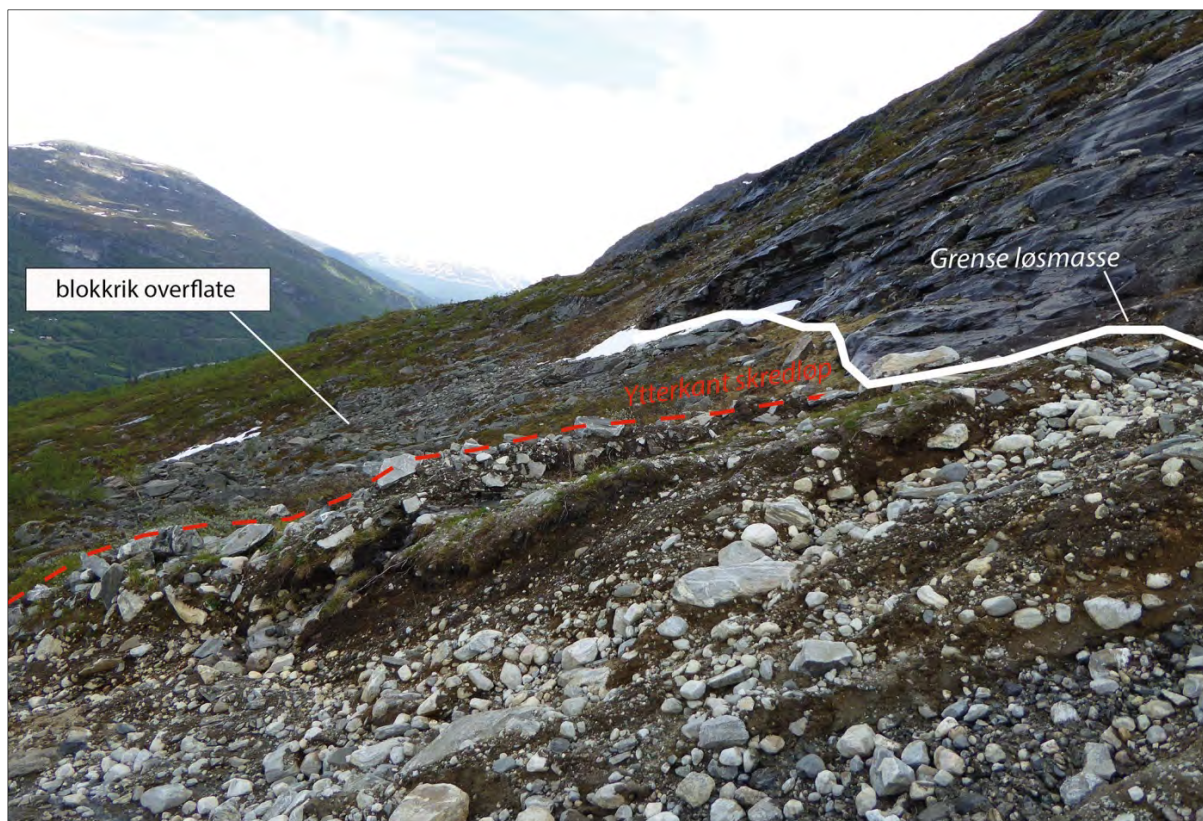


Figur 32: Oversiktsbilde av løsnepunktet, foto tatt fra 700 moh. Merk at løsnepunktet befinner seg på bart fjell med stedvis tynt lav/ mosedekke. Selv i juni da feltarbeidet ble utført lå det igjen snø langs fjellet, som tyder på at det har vært en lang snøsesong i høyden. Foto: Gro Sandøy, 3. juni 2014.



Figur 33: Noe nedenfor løsnepunktet, ved 850 moh., endres overflaten fra bart fjell og tynt mose/lav, til et usortert blokkrikt løsmasselag med mektighet fra 0,2 til 1,5 m. Det er her den reelle erosjonen av løsmasser begynner. Foto: Gro Sandøy, 3. juni 2014.





**Figur 34:** Bilde tatt fra skredløpet mot SØ ved 850 moh. Det er en definert grense mellom bart fjell/mose/lav til blokkrik løsmasse. Merk ansamlingen av blokker på overflaten ved siden av skredløpet. Skredløpet domineres av til dels rundet stein og blokker sammen med finmateriale. Foto: Gro Sandøy, 3. juni 2014.

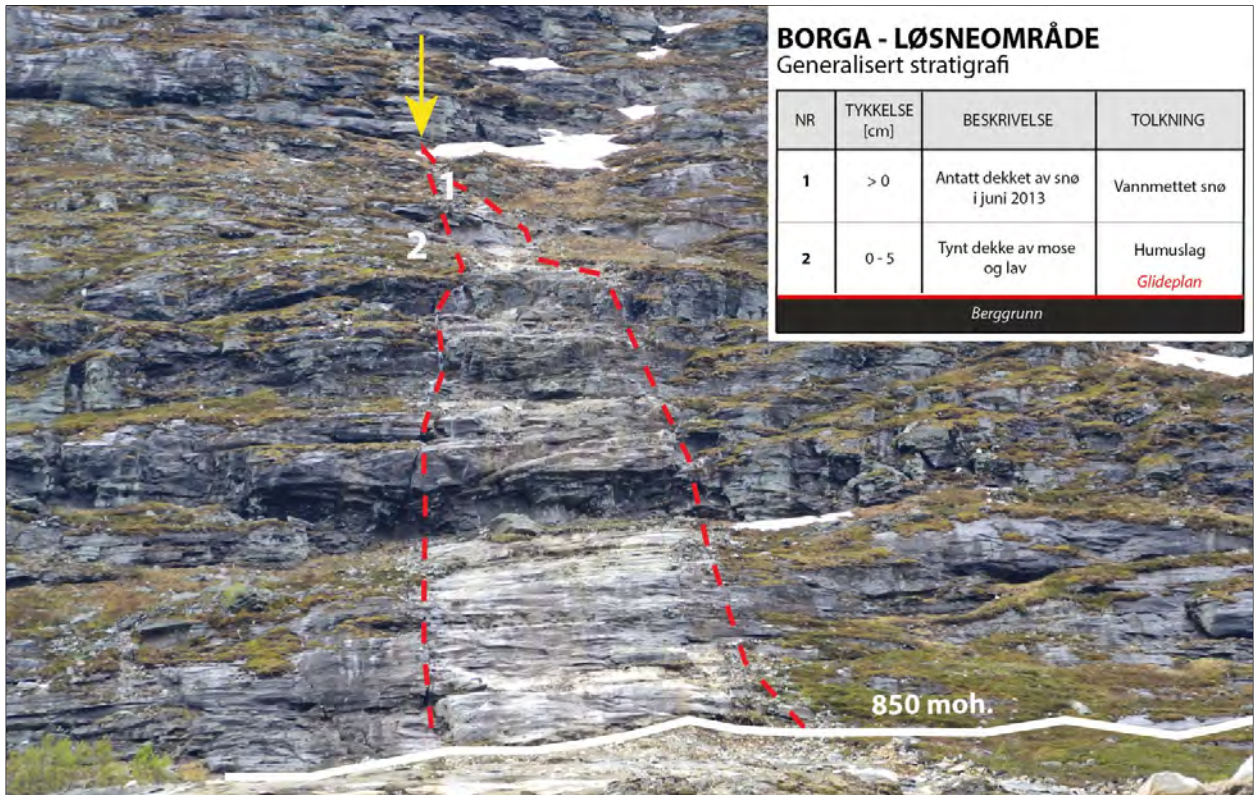
Den generelle stratigrafien i løснеområdet ved 1022 moh. er meget enkel og er illustrert ved Figur 35. Her har berggrunnen virket som et glideplan for et tynt dekke av mose og lav. Berggrunnen i løśnieområdet består av en granittisk gneis.

Siden selve løsnepunktet er på bart fjell er også stratigrafien ved 850 moh., hvor skredet treffer løsmasser, inkludert i beskrivelsen av løśnieområdet (Figur 36). Sedimentdekket varierer i dette området en del lateralt og noen steder ligger morene direkte på fjell. Blokker som finnes på overflaten av morenen er tolket å representere snø- og steinsprangavsetninger. Andre plasser ligger snøskredmaterialet, blandet med fluvialt sortert sand og grus, direkte på fjell. De fluviale sedimentene er tolket å være niveo-fluvialt avsatt fra smeltingen av snøskredavsetninger om sommeren. Disse sedimentene finnes bare stedvis, men bekrefter forekomsten av tidligere snøskred. Gjentatt snøskredaktivitet bekreftes også av spor av tidligere snøskred på dagens vegetasjon (nedbøyde fjellbjørk), samt at fluviale lag stedvis overlager tynne torvlag.

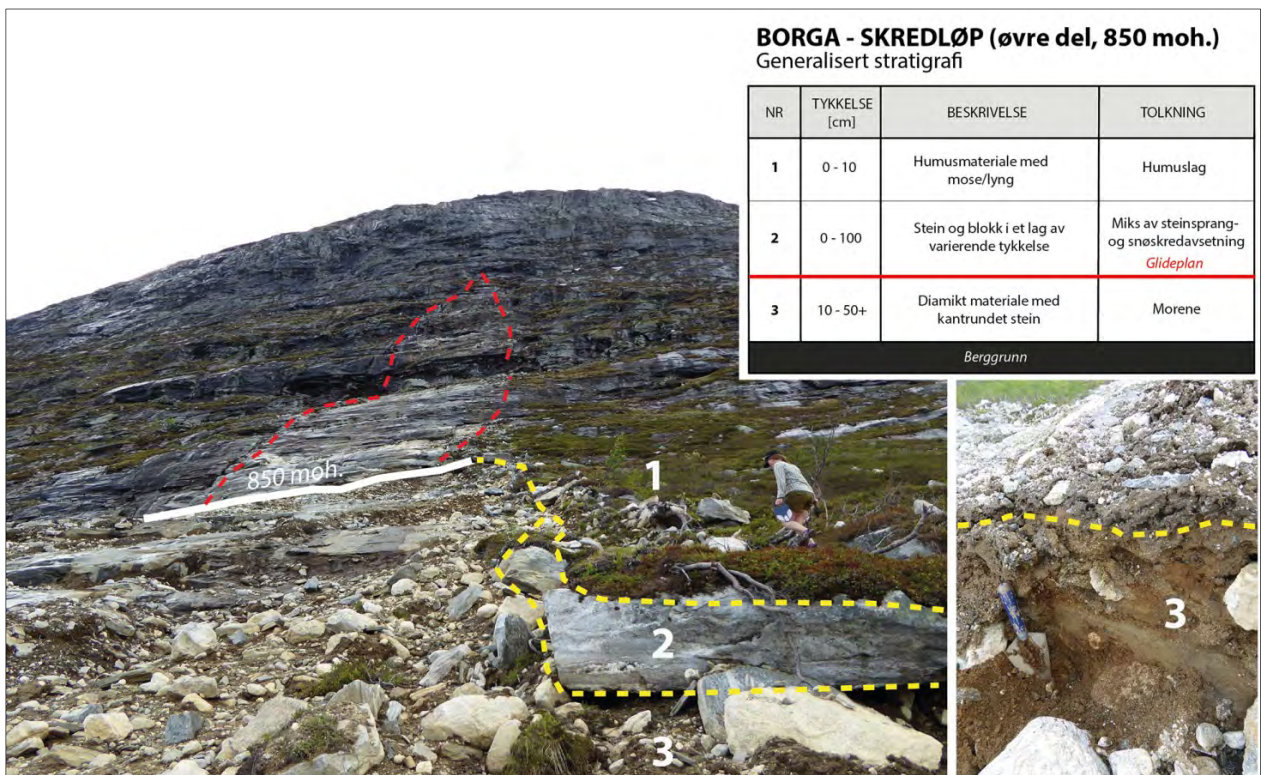
Fra overflaten og ned består den generelle stratigrafien ved 850 moh. av (Figur 36):  
 1) humusmateriale, 2) diamikt avsetning med både steinsprang og snøskredblokker, og 3) morene avsatt mot berggrunnen. Glideplanet for Borgaskredet er i dette nivået mellom lag 2 og 3.

Under befaringen sildret det kontinuerlig vann langs den steile fjellhammeren (Figur 34), selv om det ikke hadde regnet på en lengre periode. Det fantes også flere snøflekker langs denne fjellhammeren.





Figur 35: Generalisert stratigrafi av Borgaskredet i løснеområdet. Orange pil markerer antatt løsnepunkt, mens rød stiplet linje viser skredløpet. Foto: Gro Sandøy, 3. juni 2014.



Figur 36: Generalisert stratigrafi av Borgaskredet rett nedenfor løśnieområdet (850 moh.). Foto: Gro Sandøy, 3. juni 2014.

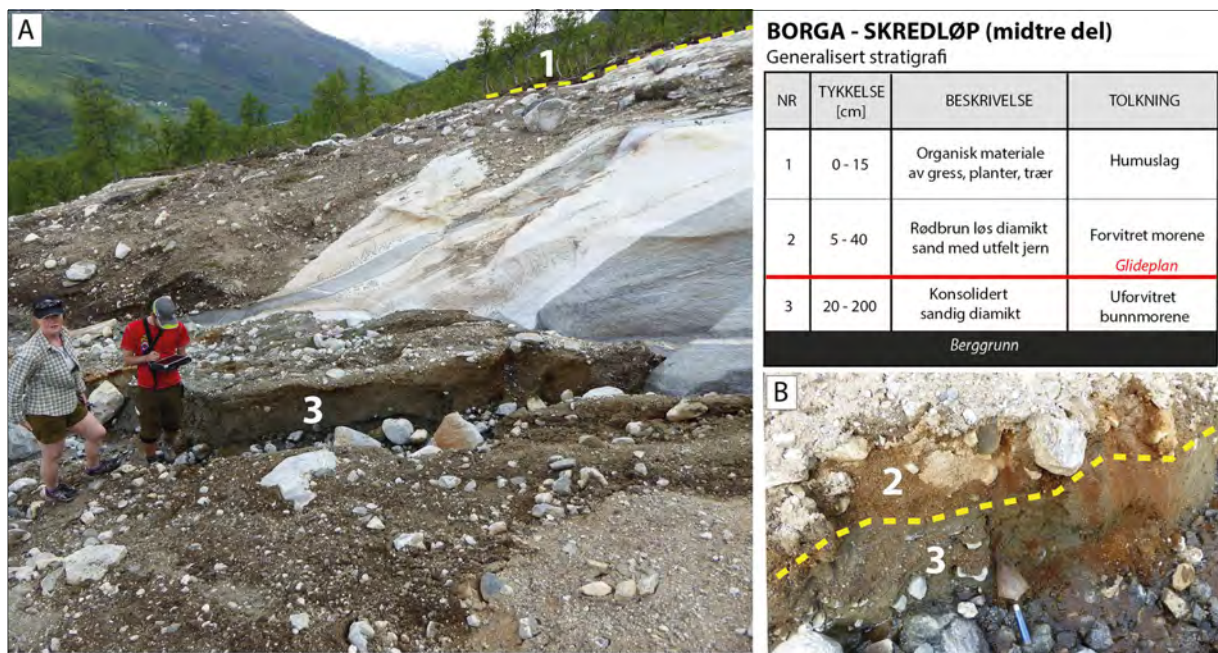


#### 4.2.5 Skredløpet

Den generelle stratigrafien i skredløpet er illustrert på Figur 37. Øverste lag består av tynt dekke av humus (lag 1). Under dette er det et løst rødbrunt, sandig diamikt sediment som er tolket å være forvitret morene (lag 2). Under den rødbrune diamikten finnes et mer kompakt, grålig sandig diamikt sediment (lag 3). Dette laget er tolket som uforvitret bunnmorene grunnet den høye konsolideringsgraden.

Løsmassene øverst i skredløpet er dårlig konsolidert, men på ca 765 moh. er det observert et tynt lag (30 cm) av kompakt, blokkfattig bunnmorene direkte på fjell (lag 3). Fra dette området til nedre del av skredløpet er det vekselvis glattpolert fjelloverflate og kompakt morene (lag 3) som har virket som glideplan for skredet (Figur 37, Figur 38). Skredet har mange steder kun erodert et tynt humuslag, men noen plasser også forvitret morene (lag 2).

I midtre del av skredløpet (rundt 640 moh.) er det en tversgående morenerygg som krysser skredløpet i en NV-SØ retning (Figur 30). Moreneryggen øker mektigheten på løsmasselaget fra 0,5 m til 3 m (Figur 39). Litt nedom moreneryggen (520 moh.) finnes en sone som skiller seg ut fra det resterende skredløp ved at det ligger igjen tykke erosjonsrester av et kompakt sanddominert materiale.



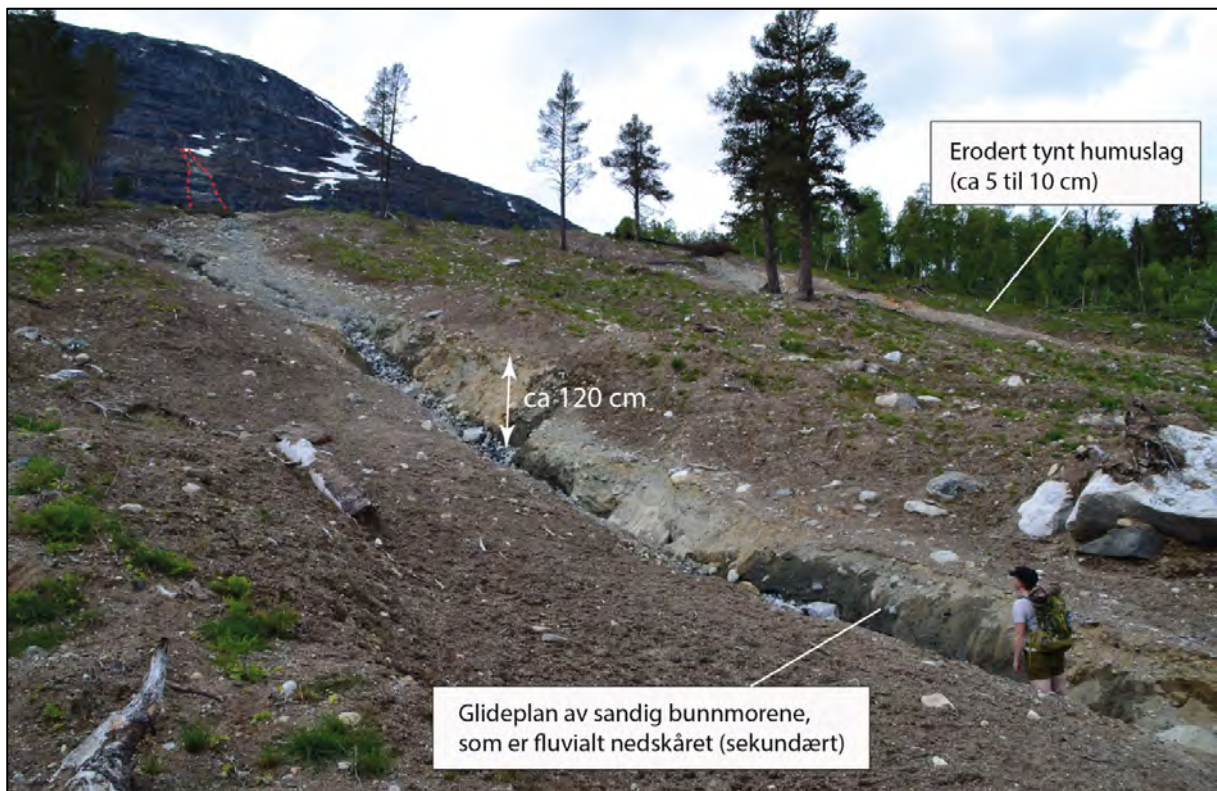
Figur 37: Generalisert stratigrafi av Borgaskredet i skredløpet ved naturlig skjæringer, hvor A) er bilde fra 760 moh. og B) 670 moh. Foto: Gro Sandøy, 3. juni 2014.



Under feltbefaringen ble det i øvre og midtre del av skredløpet observert flere aktive bekkeløp, samt fluvialt nedskårne renner i løsmassedeckket med dybde fra 0,2 m til 2 m (Figur 30, Figur 38, Figur 39). Noen av disse rennene kan antas vært pre-eksisterende fluviale kanaler, som har blitt ytterligere utgravd av sekundære flomskred i slutten av selve skredhendelsen. Denne tolkningen støttes av at det finnes tett med bekkeløp i skråningen på begge sider av skredet.

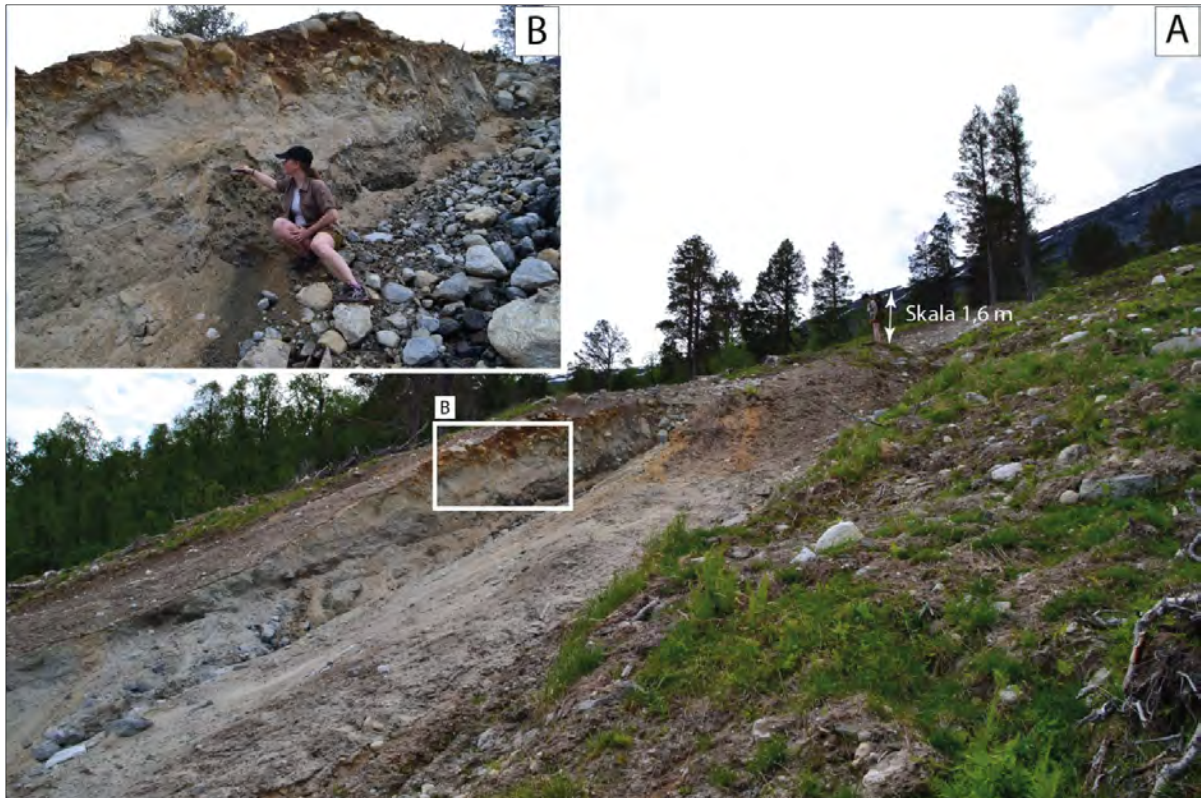
Fjellblotninger eksponert i skredløpet består av lys, båndet granittisk gneis (Figur 40), og har glasialt glattpolert overflate med skuringsstriper i retning NV-SØ. Berggrunnen er generelt massiv og lite oppsprukket langs skredløpet, som illustrert Figur 40. Unntaket er en mindre sone blottet i de fluvialt nedskårne renner mellom 490 til 550 moh. og stedvis helt ned mot elva, hvor berggrunn er mer oppsprukket og fjelloverflate derfor uregelmessig.

Vegetasjonen langs skredløpet er dominert av tynn bjørk og lyng, med enkelte spredte gran- og furutrær.



**Figur 38:** Eksempel på sekundær fluvial nedskjæring i bunnmorene (575 moh.). Noen av disse renner kan antas å ha eksistert som fluviale renner før skredet, men kan ha blitt ytterligere utgravd av sekundære flomskred i slutten av selve skredhendelsen. Skredet har her kun skrellet av et tynt øvre lag av humus (ca. 5 til 10 cm). Øvre del av skredløpet er markert med rød stiplede linje. Foto: Gro Sandøy, 3. juni 2014.





Figur 39: Størst mektighet av løsmasser ble observert rundt 550 moh., hvor sekundære fluviale prosesser har erodert 2-3 m ned mot berggrunnen. Innfelt bilde (B) viser lagdelingen ablasjonsmorene (sandig, løst diamikt med steinlenser) over bunnmorene (godt komprimert). Foto: Gro Sandøy, 3. juni 2014.



Figur 40: Oversikt over skredløpet ved 450 moh. Den glattpolerte berggrunnen er karakterisert som en lys, båndet granittisk gneis. Berggrunnen er svært lite grad oppsprukket. Det sildret kontinuerlig vann langs berggrunnen under befaringen. Foto: Gro Sandøy, 2. juni 2014.



#### 4.2.6 Kornfordelingsanalyse

Prøven *Borga 03-14* er tatt langs en lateral skredkant (375 moh.). *Borga 04-14* er fra materialet rett under glideplanet i nedre del av skredløpet (360 moh.), mens *Borga 06-14* representerer materialet under glideplanet i øvre del av skredløpet (640 moh.; Figur 30). Foto fra prøvelokalitetene og prøvene i tørket tilstand er gitt fra Figur 41 til Figur 43. Det er utført glødetap for utvalgte kornfordelingsprøver. Resultatene nevnes i teksten for de aktuelle prøvene og i Figur 26.

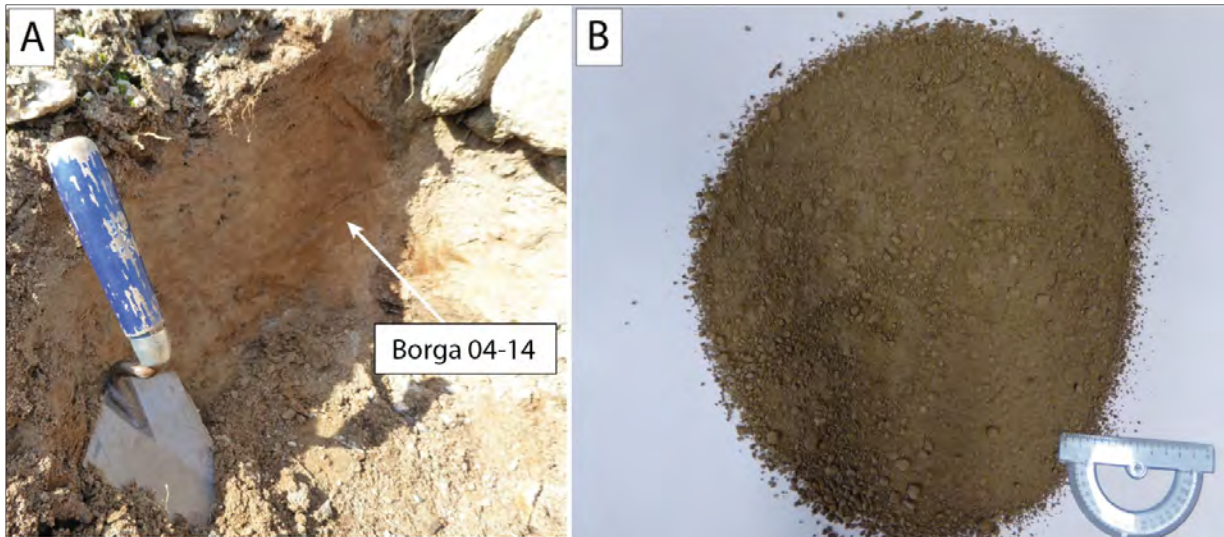
*Borga 03-14* har en bimodal kornfordeling med hovedtopp i fin til middels sand, og en sekundær topp i fin grus (Figur 44). Prøven inneholder lite silt og leire. Prøven består med andre ord i all hovedsak av sand, noe som er typisk for elveavsetninger. Samtidig er det en god spredning i kornstørrelse noe som ofte kan være tilfelle for breelvavsetninger (Figur 44). Prøvelokaliteten er et godt stykke over det postglasiale elveleiet og er derfor vurdert til å være breelvavsetning. Glødetap for prøven 03-14 er 1% (Figur 26).

*Borga 04-14* er godt sortert med en kraftig kornstørrelsestopp innenfor grov silt / fin sand (Figur 44). Siden materialet er så godt sortert er det trolig en elv-/ breelvavsetning. Prøven har derimot 3 % leirinnhold, noe som ikke svarer til en ren elveavsetning. Prøven representerer sedimenter som ligger direkte på fjell, ca. 50 høydemeter over dagens elv. Over dette laget er det avsatt noe skredavsetning, men dette materialet ble ikke tatt med i prøven. Kornstørrelsesfordelingen sammen med plasseringen av prøven i terrenget leder oss til å tolke materialet som glasiolakustrint. Denne tolkningen forutsetter at det har eksistert en oppdemt vannkropp ved siden av en bretunge. Glødetap for prøven 04-14 er 4,5 % (Figur 26).

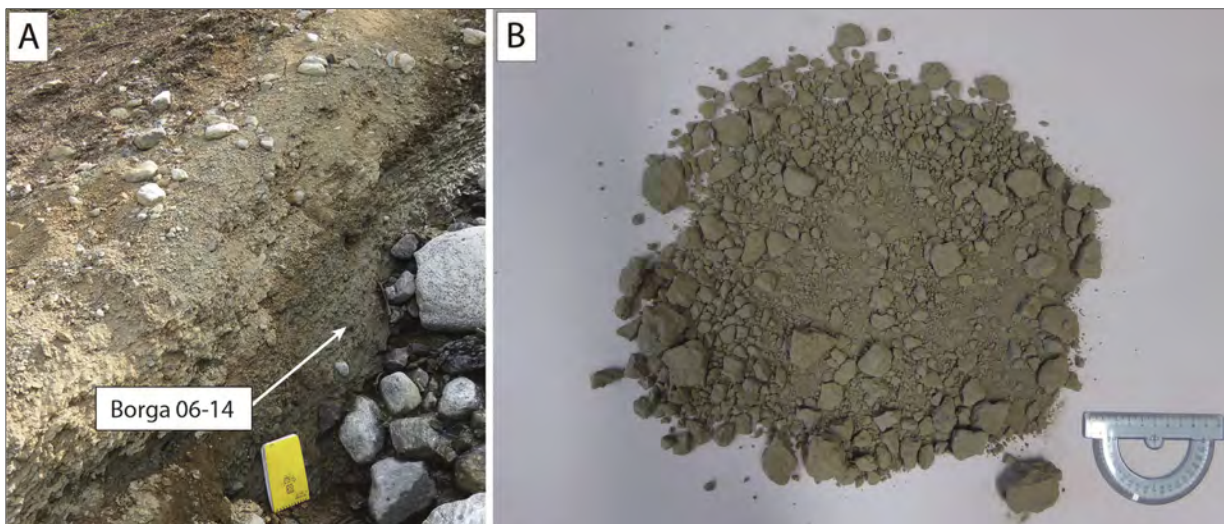
*Borga 06-14* har jevn fordeling av alle kornstørrelser opp til middels grus, relativt høyt leirinnhold (10 %) og en topp i fin sand (Figur 44). På grunnlag av kornfordelingen og feltobservasjoner er prøven tolket som en blokkfattig sandig uforvitret morene. Denne prøven er representativ for mye av det gjenliggende materialet i skredløpet.



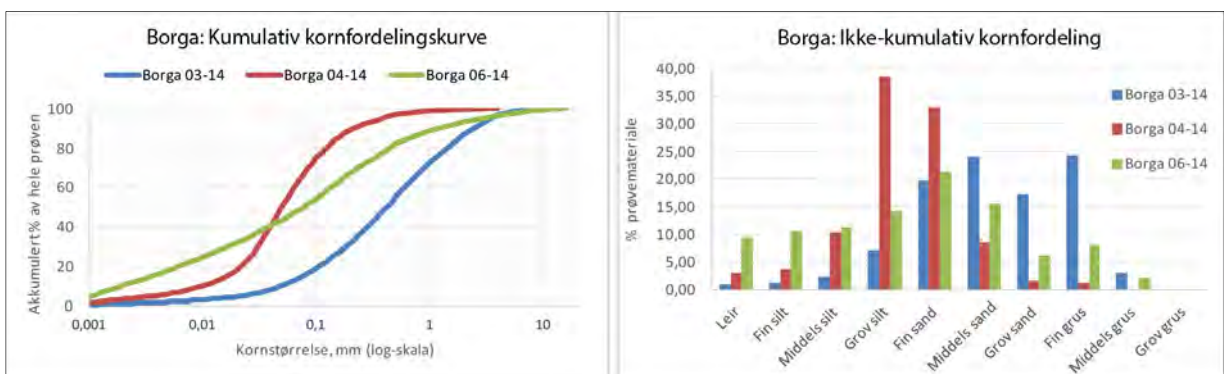
Figur 41: Bilder fra Borga 03-14 (375 moh.), hvor A) viser prøvelokaliteten og B) prøven i tørket tilstand.



Figur 42: Bilder fra Borga 04-14 (360 moh.), hvor A) viser prøvelokaliteten og B) prøven i tørket tilstand.



Figur 43: Bilder fra Borga 06-14 (640 moh.), hvor A) viser prøvelokaliteten og B) prøven i tørket tilstand.



Figur 44: Kornfordelingskurve og søylediagram for prøver analyseret fra Borgaskredet.



### 4.3 Todalen, Surnadal kommune

#### 4.3.1 Skredhendelse: 31. juli 2013

Todalskredet befinner seg i Surnadal Kommune mellom Svinviktunnelen og Todalsøra (Figur 45). Hendelsen skjedde den 31. juli 2013 etter ca 2 timer med kraftig regnvær. Skredløpet strekker seg i luftlinje 820 m fra løsnepunktet (545 moh.) til Todalsfjorden (0 moh.). Skredhendelsen er registrert og beskrevet som jordskred i NVEs nasjonale skredhendelsesdatabase, og står under navnet "Todalen" (Skrednett, 2016).



**Figur 45: Oversiktskart med inntegnet skredløp. Todalskredet startet mellom Svinviktunnelen og Todalsøra, og stoppet i Todalsfjorden. Løsnepunktet befinner seg rundt 545 moh. Flybilde fra Norge i bilder (fotoår 2012).**

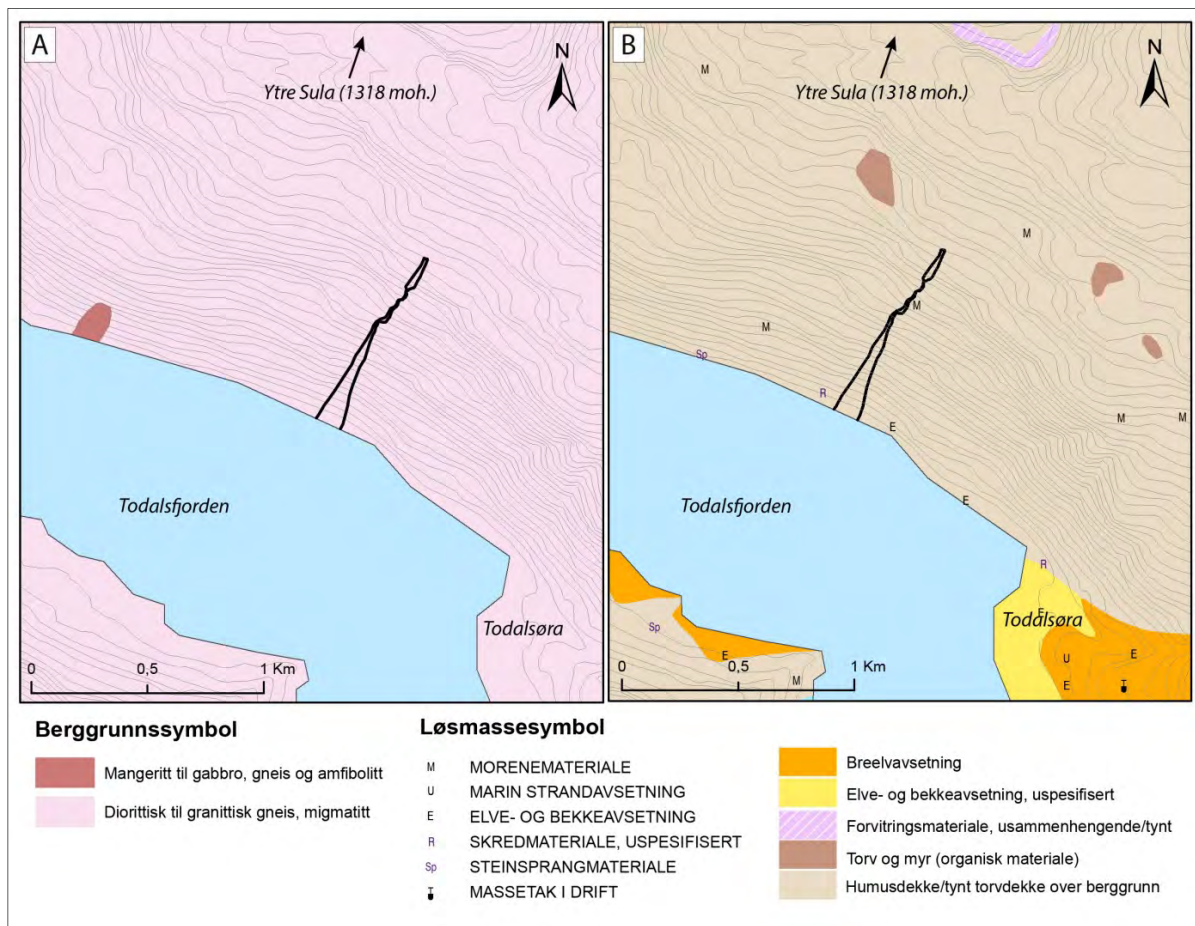
Skredet ødela fullstendig fylkesveien 671 og førte til brudd på kraftlinjen mellom Surnadal og Sunndal, men heldigvis ble ingen personer skadet. Todalsøra med 325 innbyggere ble isolert, siden fylkesveien er eneste vei inn og ut langs Todalsfjorden (Tidens krav, 2013a). Midlertidig transport ved hjelp av skyssbåt og ferge ble satt opp, og fylkesveien ble åpnet med kolonnekjøring den 9. september (Tidens krav, 2013b).

Onsdag morgen rundt klokken 8.00 begynte det å rase ut jordmasser i fjellsiden (Romsdals budstikke, 2013). Bonden som bor ved Hjeltnes (Figur 45) opplyser at det før denne dagen hadde vært en lengre periode uten nedbør. Videre forteller kilden at det var mulig å gå med joggesko på myrområdet ved Hjeltnesettra, noe som er uvanlig, da det vanligvis er for fuktig i bakken til dette. Det hadde vært en fin sommer og med ingen tele. Bonden forteller at om morgenen mellom kl. 06.00 til 8.00 den 31. juli kom plutselig mye nedbør på kort tid og det ble målt 170 mm på gården denne tidsperioden (Jakobsson, 2015). Folk inne på Todalsøra kunne se inn langs Todalsfjorden på uværet, mens det i andre områder var mye lettere vær.

### 4.3.2 Generelt om områdets topografi og geologi

Skredet ligger langs Todalsfjorden, en omtrent 6 km lang fjord som strekker seg sørøstover fra Stangevikfjorden til Todalsøra og Todalen (Figur 45). Området er preget av bratte fjellsider som går opp til 1000-1300 moh., og nærmeste fjelltopp ovenfor løsnepunktet i Todalskredet er Ytre Sula (1318 moh.). Skredet løsnet et godt stykke nedenfor fjelltoppen, på den SV-vendte skråningen mot Todalsfjorden.

Oversikt over berggrunnen fra NGUs database er gitt i Figur 46A. Berggrunnen er i dette området kartlagt i målestokk 1: 250 000, og består av diorittisk til granittisk gneis og migmatitt (Krill, 1987). Det kvartærgeologiske løsmassekartet for Todalen har derimot en målestokk på 1:50 000 (Follestad, 1984b). Løsmassekartet viser at skråningen skredet løsnet på er kartlagt som humusdekke/tynt torvdekke over berggrunn (Figur 46B). Øvre del av fjellsiden opp mot Yste Sula består av bart fjell, samt mindre soner av myr og forvittringsmateriale



Figur 46: Eksisterende berggrunnskart (A) og løsmassekart (B) over studieområdet, hvor skredløpet er tegnet inn med svart linje. NB! Kartleggingsmålestokken er 1:250 000 (A) og 1:50 000 (B), så data kan ikke brukes for detaljert. Data fra NGU (2016).



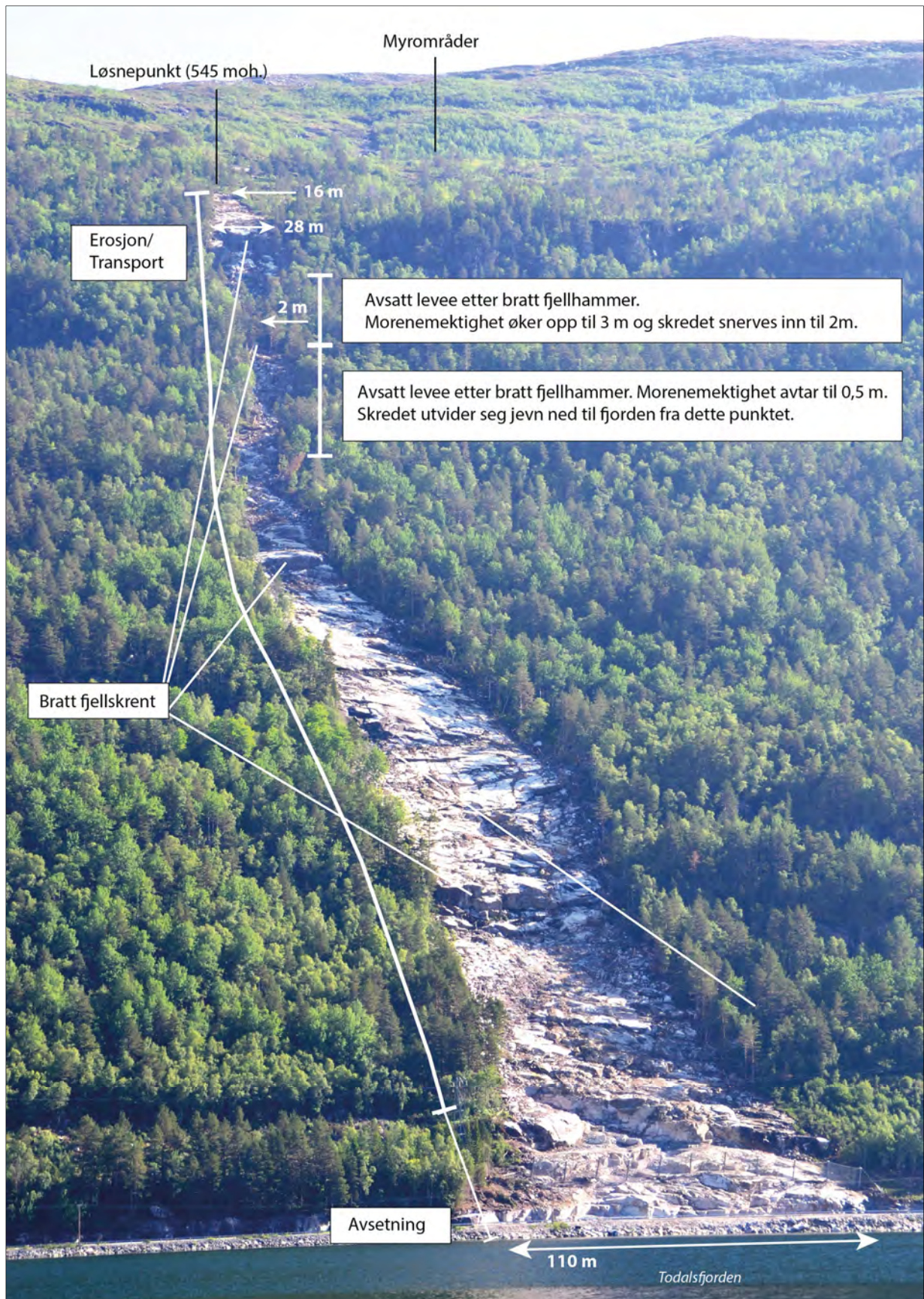
### 4.3.3 Skredets karakteristikk

Todalskredet har et ujevnt skredløp langs skråningen (Figur 47, Figur 48). Langs hele skredløpet er det flere bratte fjellhammere med varierende høyde (5 m til 40 m). Dette kommer kun delvis frem på Figur 48 grunnet grov DHM (10 m).

Skredet har utvidet seg jevnt fra 16 m bredde ved løsnepunktet (545 moh.) til omtrent 30 m rett før den første bratte fjellhammaren (490 moh.; Figur 48). Skredet snevrer seg så inn fra 30 m til 2 m og kanaliserer seg til ett markert skredløp (440 moh.). Lengre ned i skredløpet, fra 340 moh. og ned til fjorden, utvider skredet seg kontinuerlig til største bredde (110 m) ved fjorden.

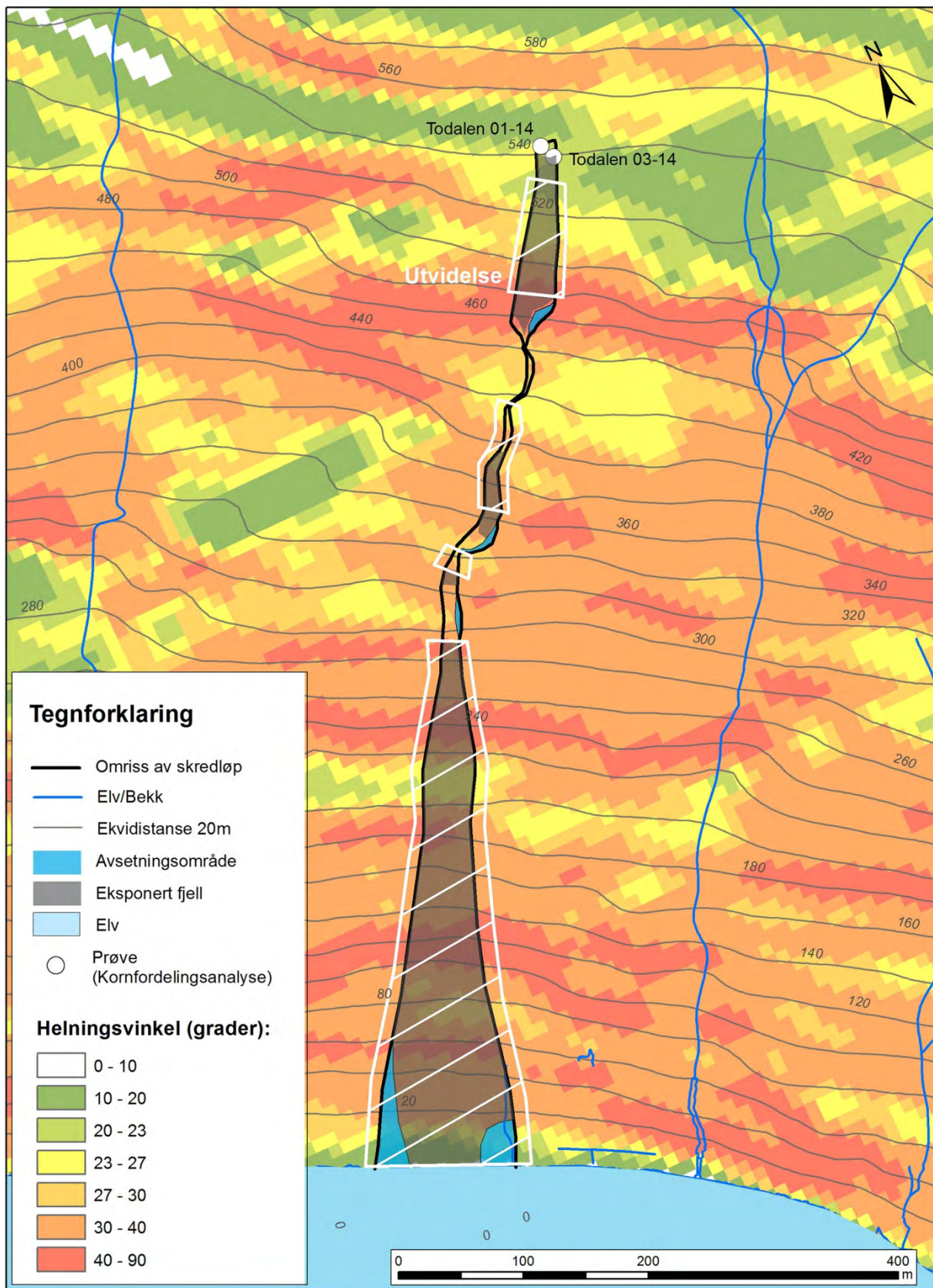
Under de bratte fjellhammerne er det avsatt levere av skredmateriale, hele trær og annet organisk materiale (Figur 47, Figur 48). Det meste av skredmaterialet ble ikke avsatt før skredet traff veien og fjorden. I tiden etter skredhendelsen ble skredløpets nedre del ryddet og spylt for å forhindre videre utglidning av skredmaterialet. Inntegnet avsetningsområde ved fjorden er basert på foto fra NVE tatt på hendelsesdato (Figur 48).

På topografisk kart fra Statens Kartverk (FKB) er det ikke inntegnet noen bekkeløp i selve skredløpet. Det nærmeste bekkeløpet i følge FKB-kartet kommer fra Drivvatnet og er lokalisert 170 m SØ for løsneområdet (Figur 48). Dette ble bekreftet under feltbefaringen, hvor det ikke ble observert noen aktive bekkeløp i løsneområdet eller langs skredløpet.



Figur 47: Oversiktsbilde av Todalskredet med tilhørende feltobservasjoner. Det er markert soner for transport, erosjon og avsetning. Foto: Gro Sandøy, 8. juni 2014.





Figur 48: Helningskart over Todalskredet (basert på 10 m DHM). Kartet viser skredløp, skredavsetninger, eksponert fjell og prøvelokaliteter. Denne figuren viser ikke morenetykkelsen for skredet. Hvitt skravert polygon definerer hvor skredløpet har utvidet seg. Kartet viser at skredet har gått over flere steile fjellhammerer (helningsvinkel  $>40^\circ$ ). Merk at mindre brattkanter ikke kommer frem på dette kartet pga. for lav oppløsning.



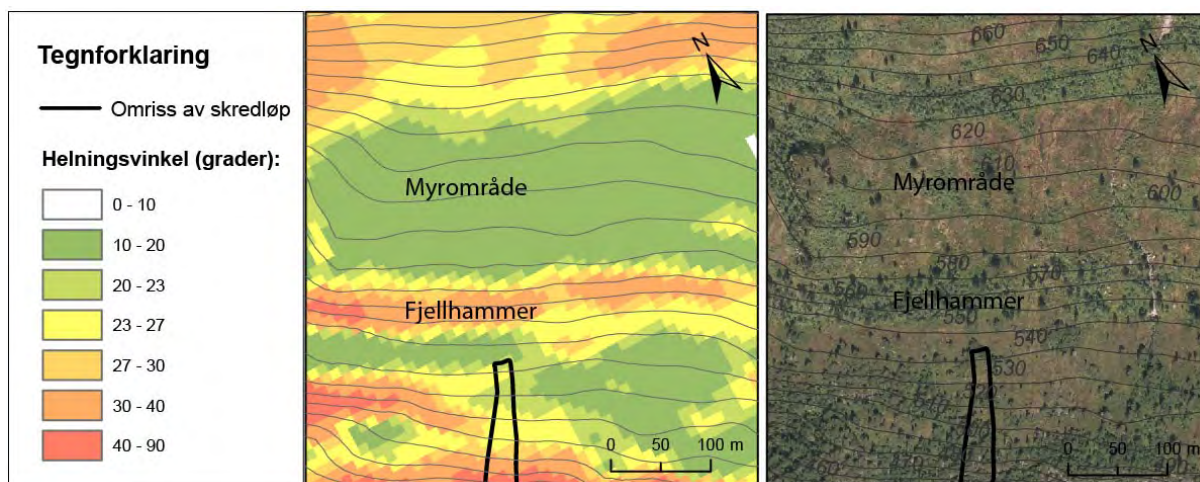
#### 4.3.4 Løsneområdet

Oversikt over løsneområdet er gitt i Figur 49 til Figur 52. Skredet startet i en 16 m bred bruddkant med 0,2 m til 1 m høyde (Figur 51, Figur 52). Figur 50 viser at løsneområdet har en generell helning på 20°-23°. Like nord for løsneområdet (ca. 40 m) ligger en 15 m høy steil fjellhammer med en liten steinsprangur under. Mellom uren og løsneområdet er det en liten myr, og bak fjellhammeren finnes et større myrområde. Her avtar helningsvinkel til 10-20° (Figur 50).



**Figur 49: Oversikt over løsneområdet. Bildet ble tatt fra helikopter på skredhendelsesdagen. Legg merke til store mengder vann som renner nedover skredløpet. Dog er det ikke mulig å se noen bekkeløp i terrengoverflaten bak løsneområdet. Foto: Terje Bargel, 31. juli 2013.**





**Figur 50:** A) Helningskart over løснеområdet og skråningen over. B) Merk at det på flybildet ikke vises noen bekkeløp som leder ned til skredet. Flybilde fra Norge i bilder (fotoår 2012).



**Figur 51:** Foto av løснеområdet. Bakkanten består i en 16 m bred bruddkant med 0,2 til 1 m høyde. Foto: Tore Medgard, 8. juni 2014.



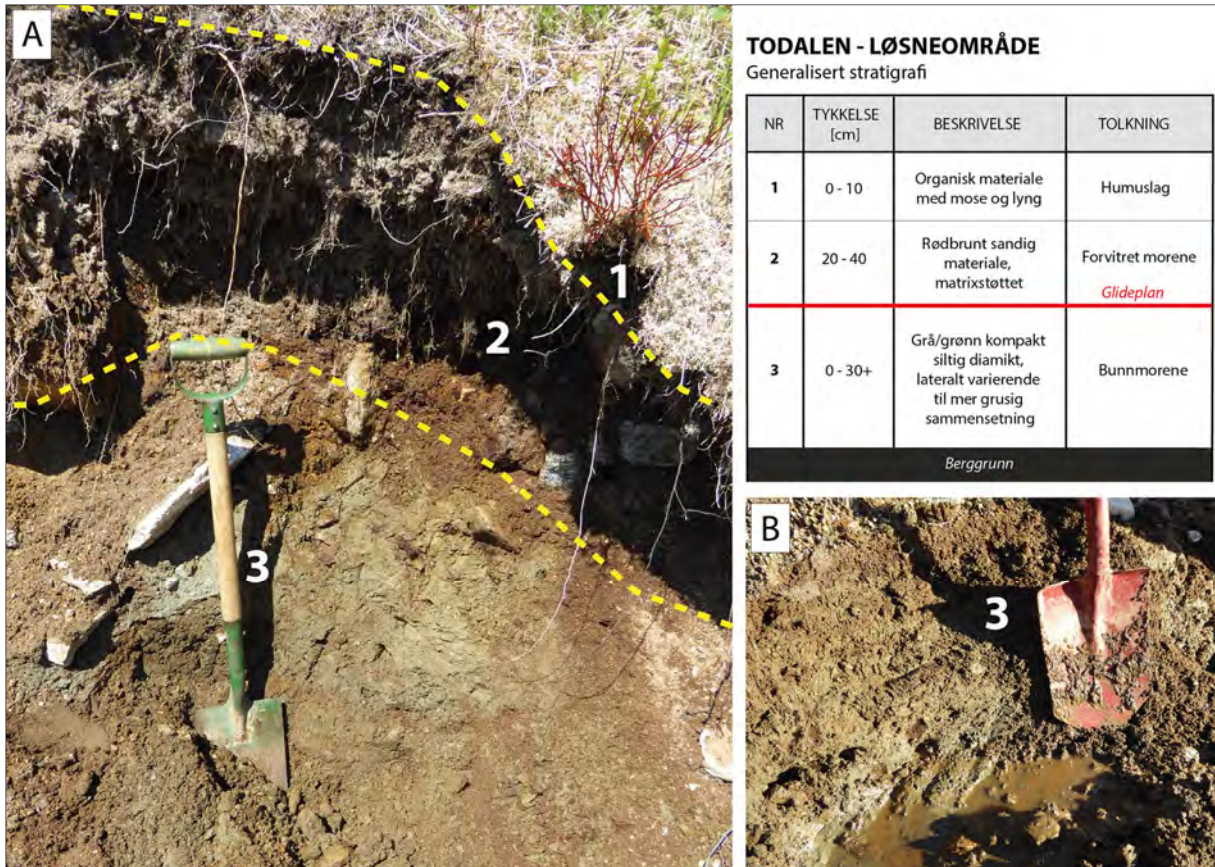


**Figur 52: Nærbilde av løснеområdet. Foto: Gro Sandøy, 8. juni 2014.**

Den generelle stratigrafien i løснеområdet er illustrert i Figur 53. Løsmassene i løsnepunktet består fra toppen og nedover av et øvre tynt humuslag (lag 1) over en brunrød sandig diamikt (lag 2). Under lag 2 er løsmassene fortsatt diamikt, men har en grå/grønn farge, en mer finkorning matriks og en høyere konsolideringsgrad enn lag 2 (lag 3). Lag 3 ligger direkte på berggrunnen og har lateralt en varierende sammensetning, fra å være tydelig grå og siltdominert til mer brunrød farge og grusig/steinig sammensetning. Lag 2 er tolket til å være forvitret morene, mens lag 3 er tolket å være uforvitret morene. Kornstørrelsesresultatene (kapittel 4.3.6) indikerer at det muligens er morene fra to ulike glasiale framstøt. Glideplanet er kartlagt mellom lag 2 og 3.

Berggrunnen som er eksponert i løснеområdet består av granodiorittisk gneis som viser liten grad av oppsprekking og overflaten er glattpolert av breerosjon (Figur 54). I tillegg er det ikke langt fra løснеområdet observert fjellblotninger i løpet med forvitret overflate (se eksempel Figur 58B og C fra skredløpet).





Figur 53: Generalisert stratigrafi i løснеområdet til Todalskredet, A) naturlig skjæring i bakkanten og B) gravd snitt mot berggrunnen. Foto: Gro Sandøy, 8. juni 2014.



Figur 54: Foto tatt fra løснеområdet ned mot Todalsfjorden. Legg merke til at berggrunnen er lite oppsprekt med en glattpolert overflate. Foto: Gro Sandøy, 29. september 2015.

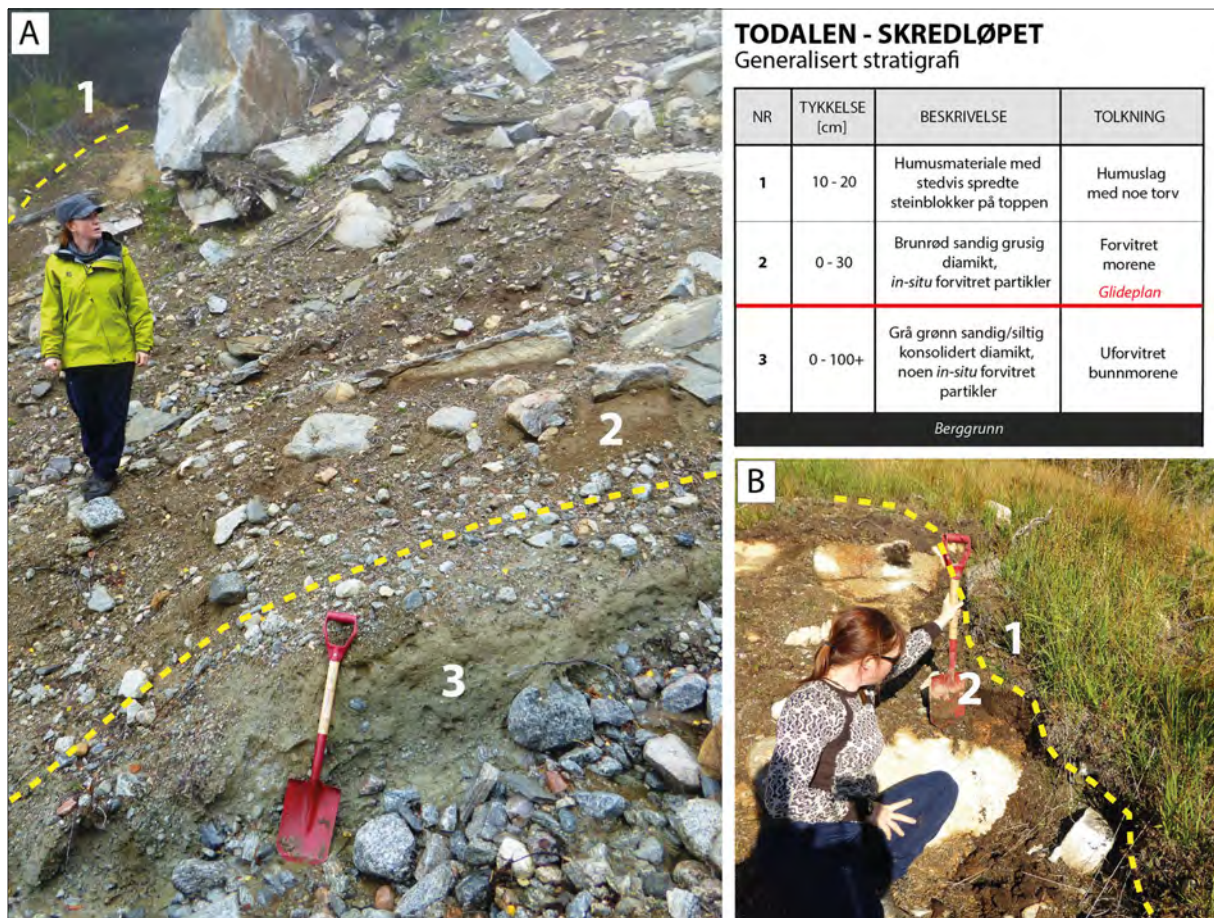


Det ble ikke observert noen aktive bekker i selve løснеområdet ved feltbefaringene (juni 2014 og september 2015), som dog foregikk under tørre forhold. Likevel var materialet i løснеområdet svært vannmettet og det sildret vann over den blottlagte berggrunnen (Figur 54). I tillegg piplet det ut vann fra overgangen mellom siltdominert morene (lag 3) og berggrunnen. Det ble under befaringen også hørt vann som sildret under steinprangsuran nedenfor den steile fjellhammeren bak løснеområdet. Disse observasjonene bekrefter at vann dreneres inne i løsmassene ned mot løснеområdet. Det ble også observert et svakt dreneringsspor i myren under fjellhammeren og frem til bakkanten av skredet. Dette tyder på at vann også renner på overflaten ved mye nedbør.

Vegetasjonen rundt løснеområdet består av gress og lyngvegetasjon sammen med noen få spredte større furer og mindre bjørker. Bare et par meter bak bakkanten av skredet står en gammel stor furu (>200 år).

#### 4.3.5 Skredløpet

Den generelle stratigrafien i skredløpet er illustrert i Figur 55, og er i hovedsak lik som i løснеområdet, men med mindre mektighet av lag 2 (fra 0 til 30 cm). Skredmassene består av et tynt humuslag (lag 1) og stedvis forvitret sandig diamikt materiale (lag 2). Lag 3 er en kompakt grå/grønn diamikt som har fungert som glideplan for skredet på de plassene hvor skredet ikke har erodert ned til fjelloverflaten.



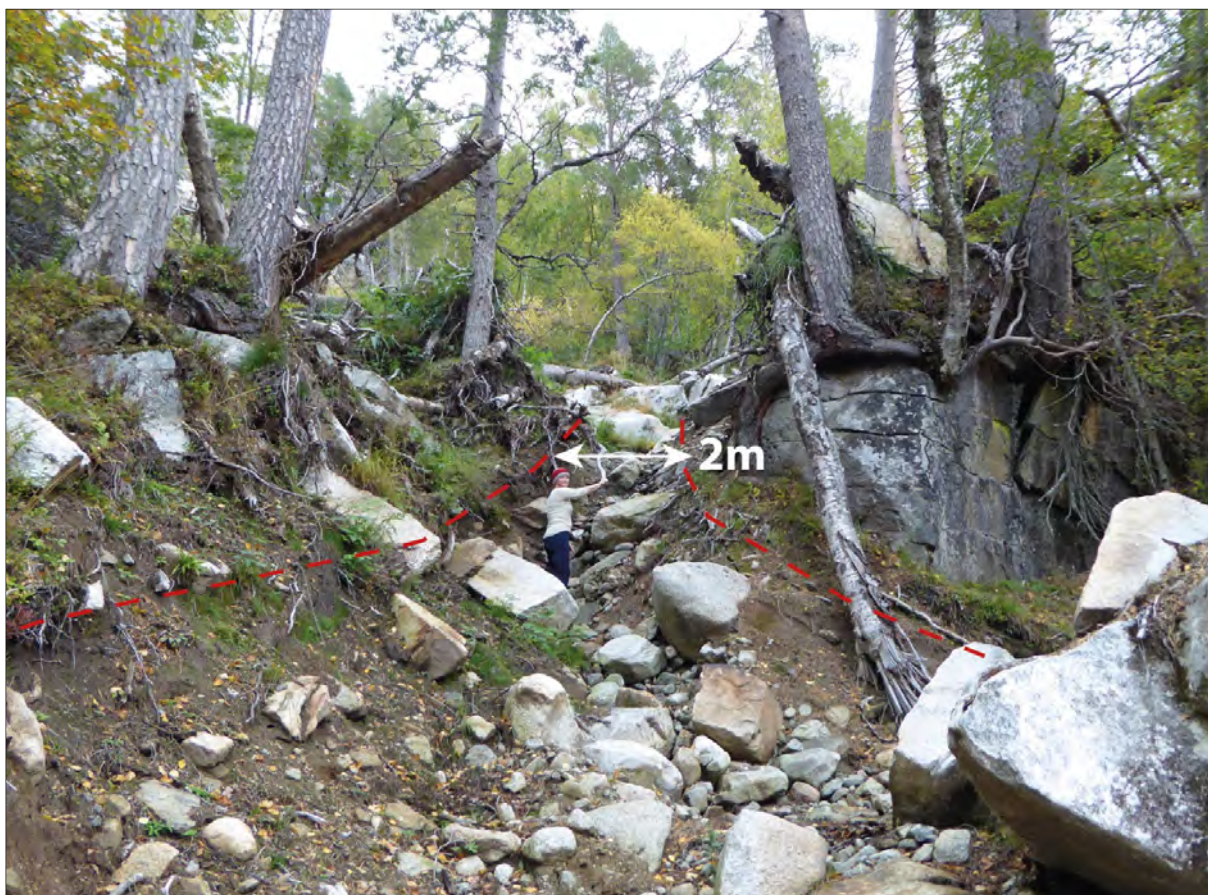
Figur 55: Generalisert stratigrafi i skredløpet til Todalskredet, hvor A) er bilde fra 345 moh. og B) 490 moh. Foto: Gro Sandøy, 30. september 2015.



Det ligger igjen et tynt løsmasselag i små lommer langs øvre og midtre del av skredløpet, men fra 300 moh. og ned til fjorden er alle løsmasser skrellet av helt ned til glattpolert berggrunn (Figur 47, Figur 48).

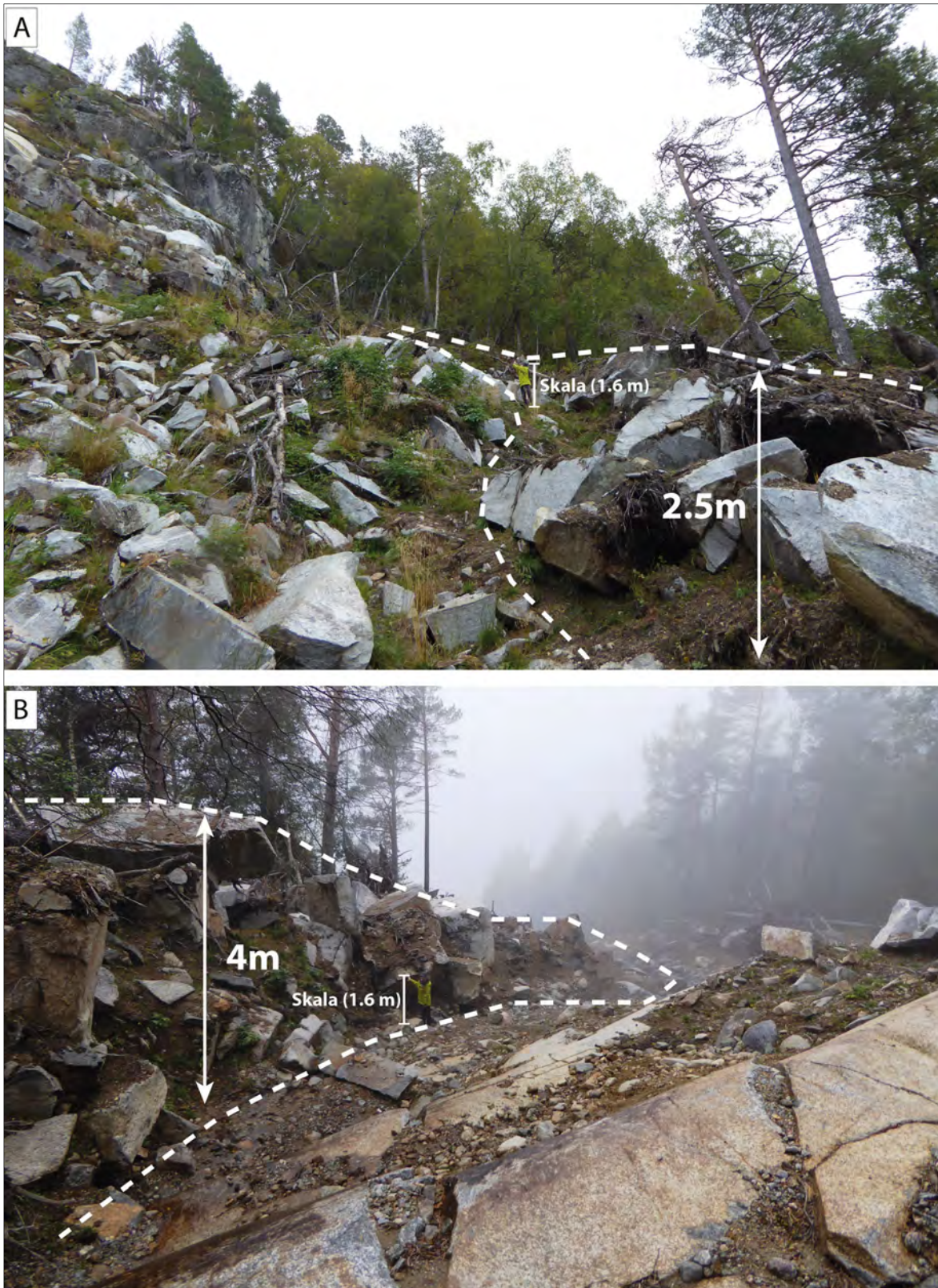
Det er flere fjellhammere i skredløpet. Over den øverste fjellhammeren (490 moh.) har det kun vært et tynt lag av løsmasser (fra 0,2 til 0,5 m), som nå er helt erodert. Fjellhammeren ved 490 moh. har en steil vegg med en 25 m relieff, mens under fjellhammeren flater skråningen ut til rundt 30°. Her har det blitt avsatt en større levee på SØ-siden av skredløpet (Figur 57A). Denne kraftige leveen har en høyde på 2-3 m og består av skredmateriale og steinblokker som er dratt med fra fjellhammeren. Skredløpet snevrer seg inn ved levee-avsetningen fra 15 m til 5 m bredde. Under dette, mellom 440 til 425 moh., øker morenens mektighet fra omtrent 0,3 m til 2 m. Her har skredet gravd seg ytterligere ca. 2 m ned i løsmassene og kanalisert til 2 m bredde (Figur 56). Videre ned mot fjorden minker morenemektigheten ned til 0,5 m, og skredløpets bredde øker fra 2 m til 13 m (360 moh.). Under 360 moh., rett etter en ca. 10-15 m høy, steil fjellskrent, har enda en tykk levee (opp til 4 m) blitt avsatt på SØ-siden av løpet (Figur 57B). Denne fjellhammeren kommer ikke frem på helningskartet, men er kartlagt i felt. Skredløpets bredde avtar igjen langs leveen, fra 15 m til 5 m (340 moh.). De nederste 340 m utvider skredløpet seg jevnt til 110 m.

Berggrunnen i skredløpet består av lys, glimmer-rik, granittisk gneis som er godt foliert og generelt lite oppsprukket (Figur 58A). Unntaksvis er gneisen påvirket av små forkastninger (få cm), som bidrar til økt oppsprekningen i mindre soner. I tillegg er berggrunnen lokalt svært forvitret langs biotitt- og muskovitt-rike bånd (Figur 58B, C).



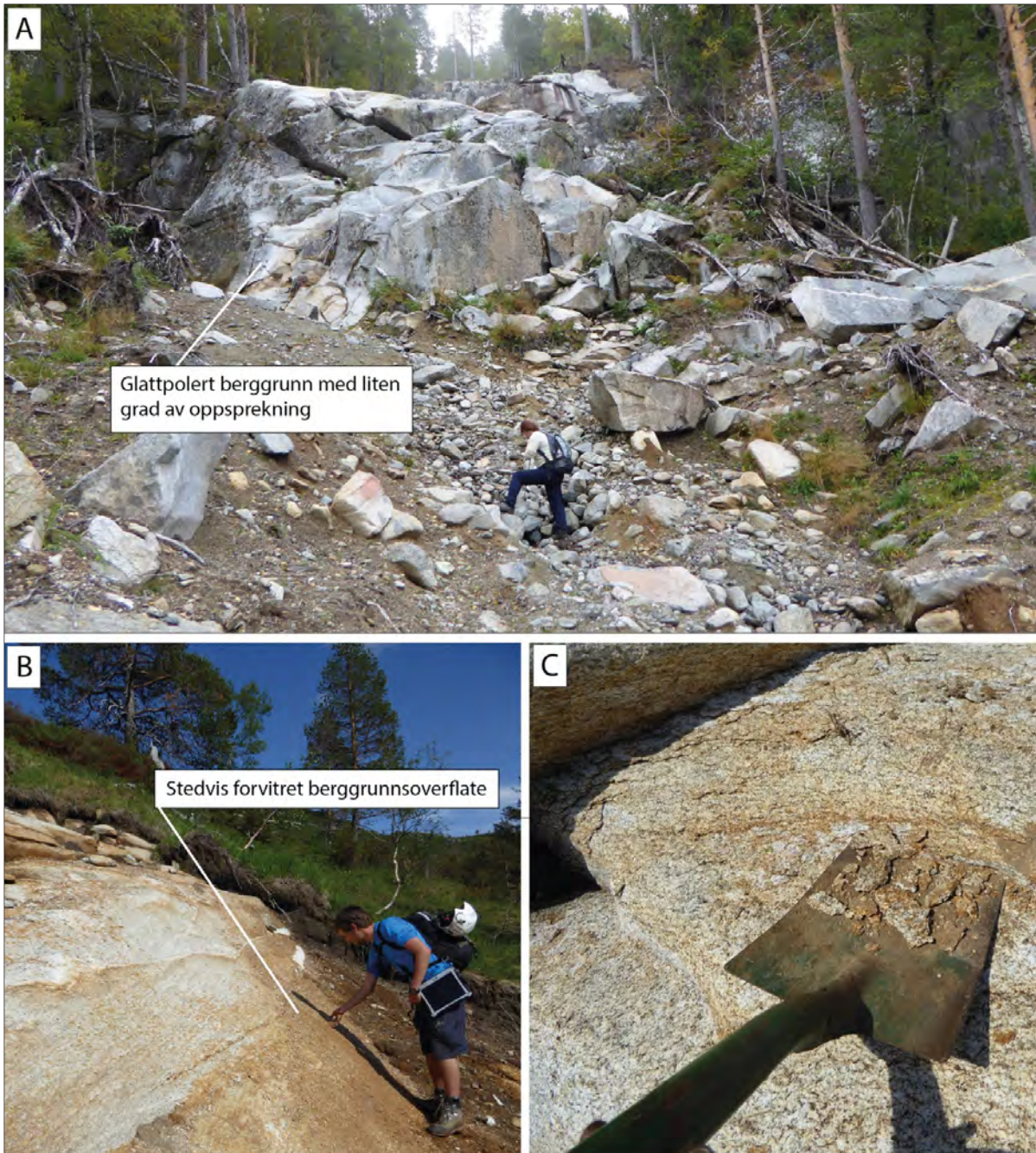
Figur 56: Fra 440 til 425 moh. øker morenes mektighet fra omtrent 0,2 til 2 m. Her eroderte skredet seg ned i en kanal i løsmassene (bredde 2 m). Foto: Gro Sandøy, 30. september 2015





Figur 57: Det har blitt avsatt leveer på SØ-siden av skredløpet. Eksempel A) fra 460 moh. og B) fra 350 moh. Leveene er avsatt nedenfor en større, bratt fjellskrent, og består av jordskredmateriale, samt store steinblokker dratt ned fra fjellskrenten. Foto: Gro Sandøy, 30. september 2015.





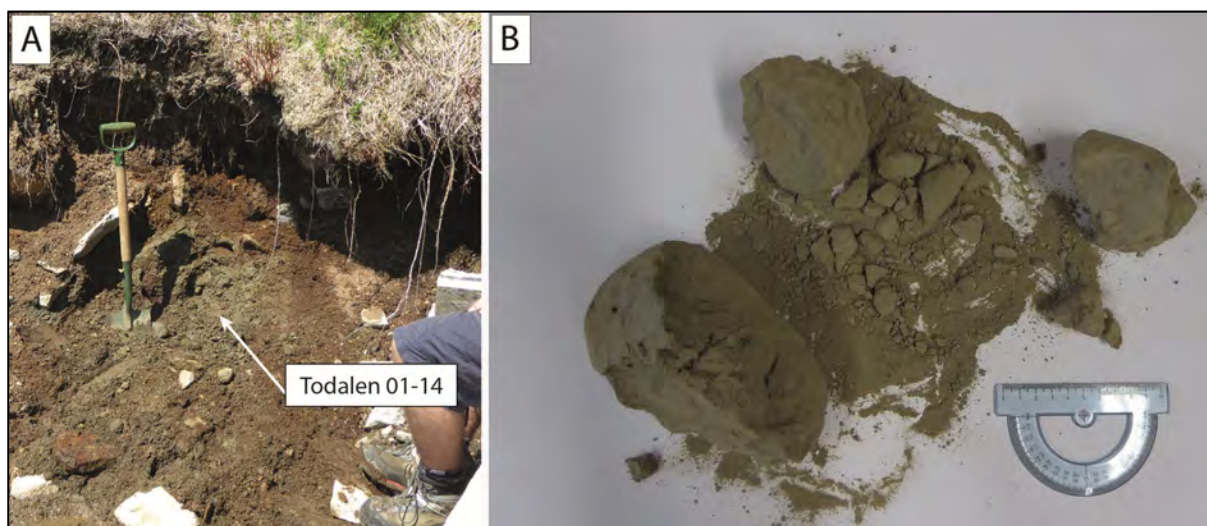
**Figur 58:** Berggrunnen i skredløpet består av lys, glimmer-rik, granittisk gneis. A) Berggrunnen har generelt liten grad av oppsprekking, bilde fra 319 moh., men er B) C) stedvis forvitret langs glimmermineralene, bilder fra 500 moh. Foto: Gro Sandøy, 8.juni 2014 (B, C) og 30. september 2015 (A).

#### 4.3.6 Kornfordelingsanalyse

Begge prøvene fra Todalen er tatt i løsnemrådet, hvor *Todalen 01-14* er tatt langs selve bakkanten og *03-14* langs en lateral skredkant. *Todalen 01-14* representerer sedimentene rett under glideplanet, mens *Todalen 03-14* er en del av løsmasselaget som skled ut. Se Figur 48 for oversiktskart med prøvelokalitetene. Foto fra prøvelokalitetene og prøvene i tørket tilstand er i Figur 59 og Figur 60. Det er utført glødetap for utvalgte kornfordelingsprøver. Resultatene nevnes i teksten for de aktuelle prøvene og i Figur 26.

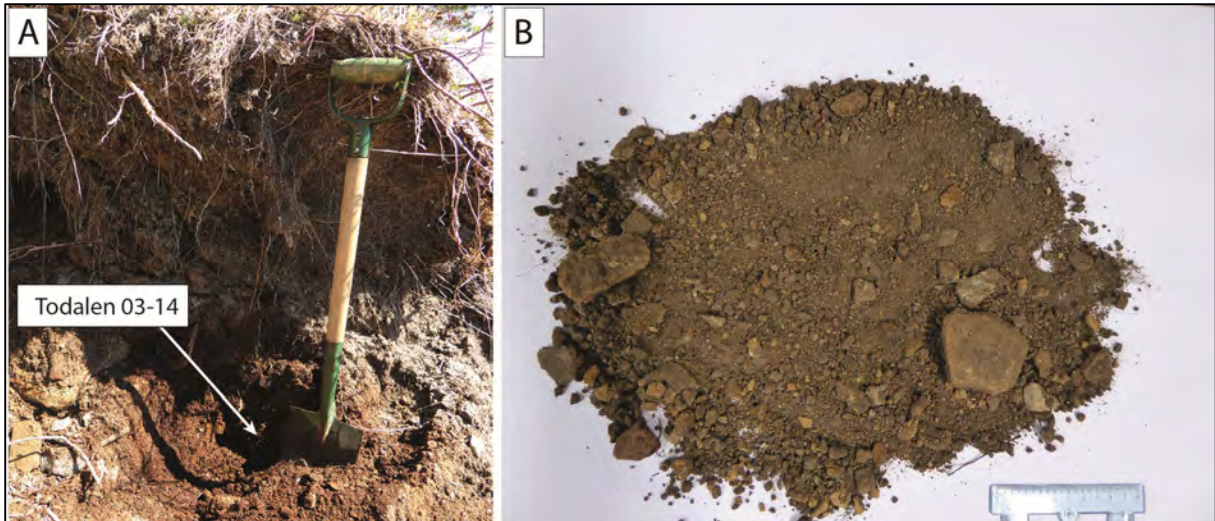
Prøven *Todalen 01-14* har en grå/grønn farge. Resultatene viser en jevn kornfordeling typisk for morene med opp til 5 % leirinnhold (Figur 61). Kornfordelingen er svakt bimodal med en tydelig topp i fin sand, samt en mindre topp i fin grus. Prøven kan klassifiseres som en uforvitret blokkfattig siltig-sandig morene. Glødetap for prøven 01-14 er nesten 2 % (Figur 26).

*Todalen 03-14* har også en høy andel sand, men med dominerende fin- og grovsand (Figur 61). Denne prøven er tydelig bimodal i kornstørrelsefordelingen og har en sekundær topp i fin- til middelsgrus. Leirinnholdet er bare 2 % og hele kornfordelingen indikerer en viss grad av sortering (Figur 61). Kornene er hovedsakelig skarpkantete og har en rød/brunfarge. Disse egenskapene blir tolket som tegn på *in-situ* forvitring, noe som kanskje også kan forklare den bimodale kornstørrelsefordelingen. Siden prøven har 2 % leire og fin silt, kan det ikke være en fluvial sortering (Figur 61). Prøven klassifiseres derfor som en forvitret morene, muligens av en annen alder og opprinnelse enn *Todalen 01-14*. Glødetap for prøven 03-14 er 8,5 % (Figur 26).

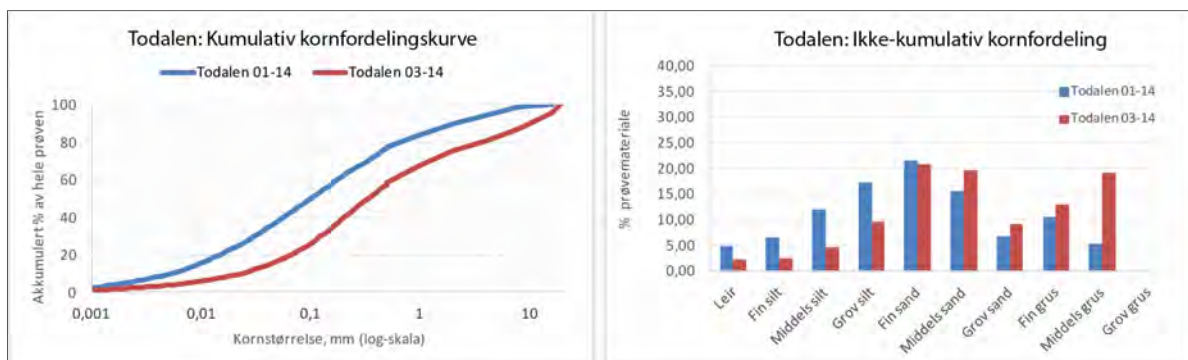


Figur 59: Bilder fra Todalen 01-14 (540 moh.), hvor A) viser prøvelokaliteten og B) prøven i tørket tilstand. Noter at de store partiklene ikke er steiner, men tørkede klumper av silt/sand.





Figur 60: Bilder fra Todalen 03-14 (540 moh.), hvor A) viser prøvelokaliteten og B) prøven i tørket tilstand. Prøven hadde ingen tilsvarende klumper av finstoff som prøve 01-14.



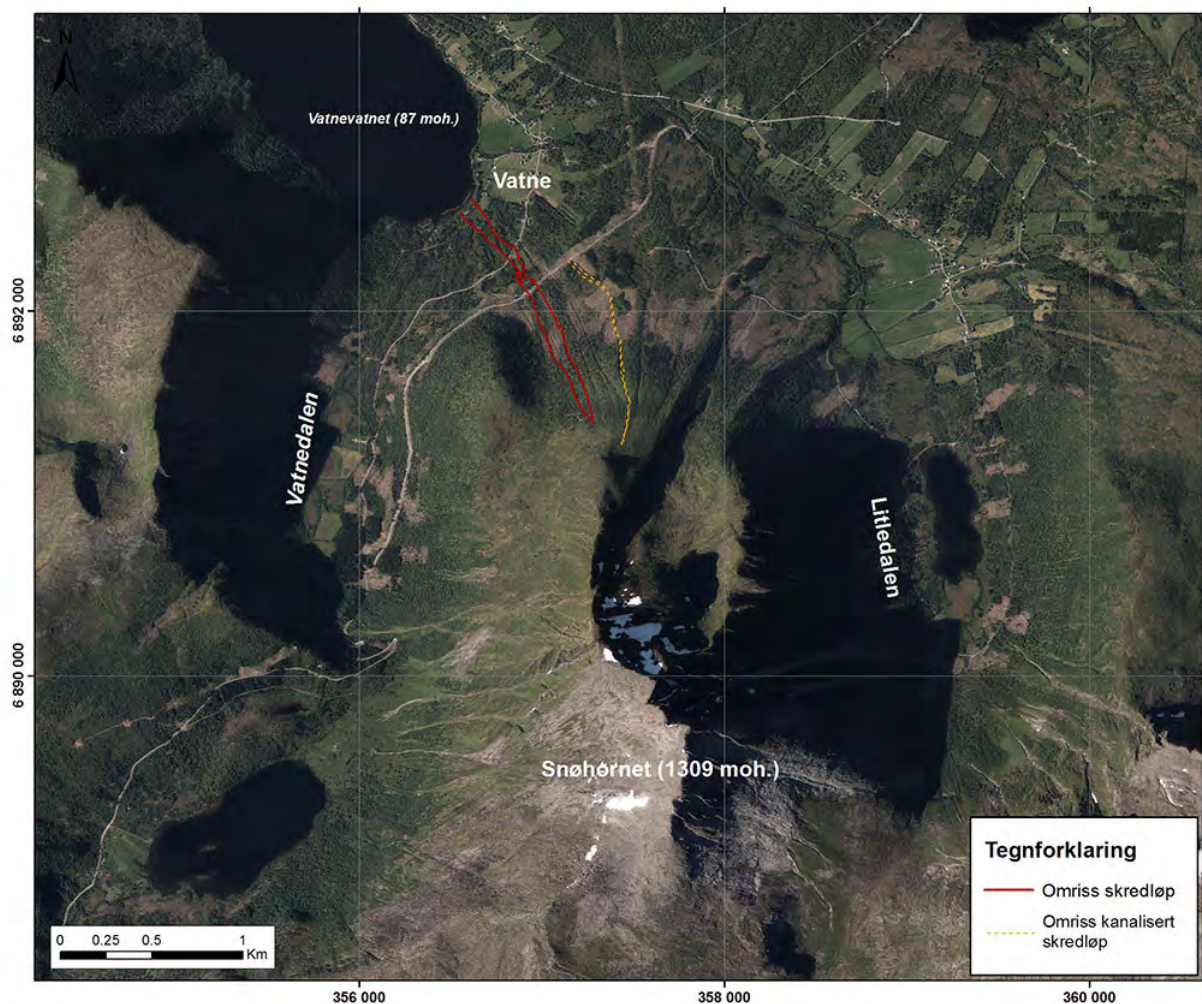
Figur 61: Kornfordelingskurve og søylediagram for prøver analysert fra Todalskredet.

## 4.4 Vatne, Ørsta Kommune

### 4.4.1 Skredhendelse: 15. november 2013

Jordskredet er lokalisert i Ørsta kommune ved Vatne, i den sørøstlig ende av Vatnevatnet (Figur 62). Skredet gikk om kvelden den 15. november 2013 under et kraftig regnvær. Skredet løsnet et stykke under fjellet Snøhornet, og strekker seg i luftlinje omtrent 1,4 km fra løsnepunktet (555 moh.) til Vatnevatnet (87 moh.).

I NVEs nasjonale skredhendelsesdatabase er det registrert to skred i dette området den 15. november 2013 (Skrednett, 2016). En skredhendelse er registrert som "Vatne" og definert som et løsmasseskred (uspesifisert) uten noen ytterligere beskrivelse. Derimot den andre skredhendelsen er registrert som "Nausa", men skredtypen er ikke angitt. For "Nausa" følger en kort beskrivelse av hendelsen og her er skredet beskrevet som et jordras.



Figur 62: Oversiktskart med inntegnet skredløp, hvor rød linje er skredet omtalt i denne rapporten. Skredet startet et stykke nedenfor fjelltoppen Snøhornet og stoppet opp ved Vatnevatnet. Løsnepunktet befinner seg rundt 555 moh. Merk at vegetasjonen langs fjellsiden mot Vatnevatnet viser tegn til flere flomskredhendelser. Flyfoto fra Norge i bilder (fotoår 2013).



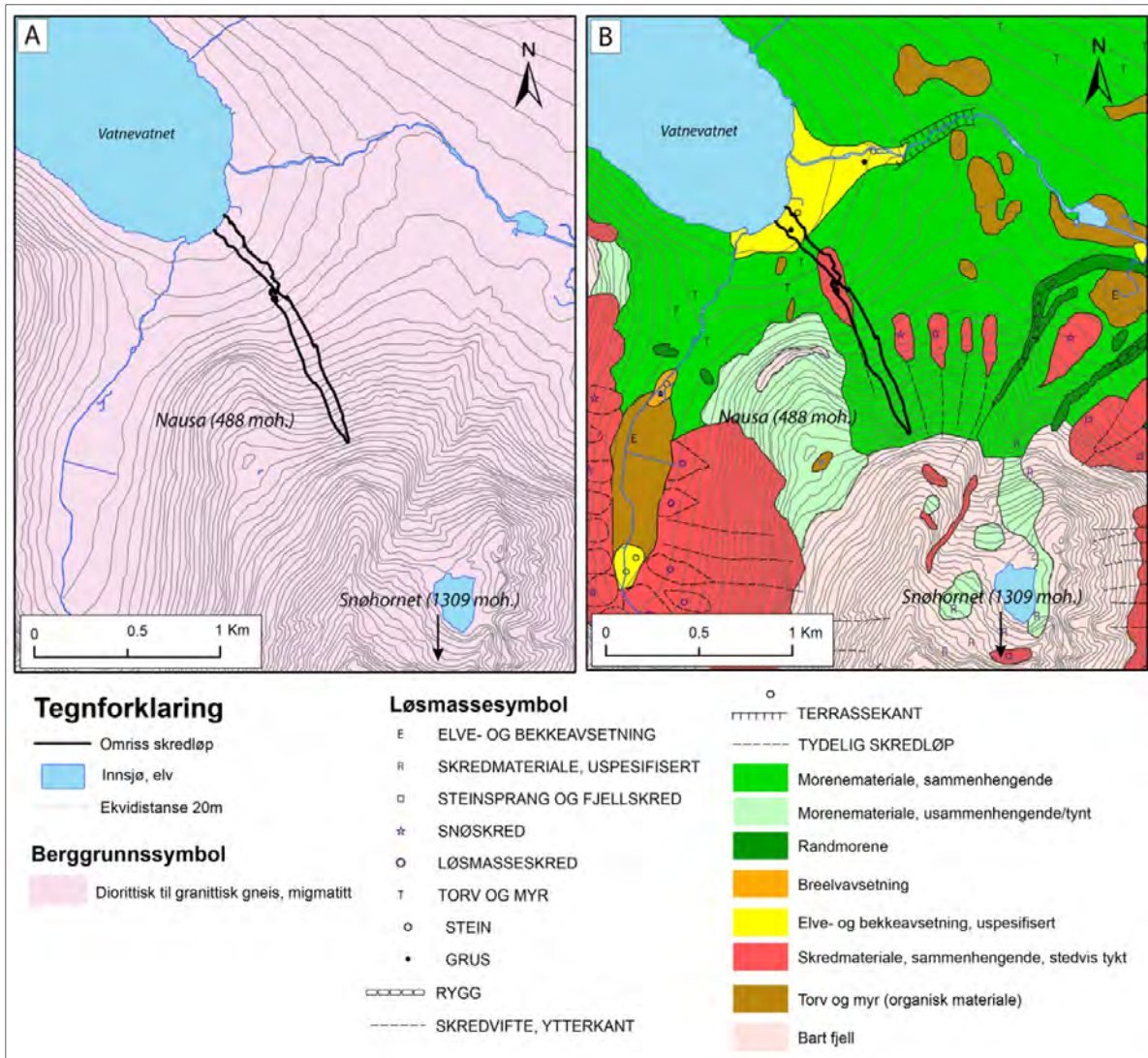
Fredagskveld rundt klokken 20.00 til 20.30 begynte det å rase ut jordmasser i fjellsiden ved Vatne. Ingen personer ble skadet, men skredmassen sperret fylkesveien og berørte flere boliger (både fastboende og hytter). Rett før skredmassene nådde veien passerte en bil, og vitner forteller om at skredmassene kom bare sekunder etterpå. Skredmassene fortsatte forbi veien og stoppet ikke før det nådde Vatnevatnet (Møre-Nytt, 2013).

Rett øst for Vatneskredet er det spor etter et kanalisert jordskredet som ikke er omtalt i denne rapporten (se "Omriss kanalisert skredløp" Figur 62). Vi har ingen opplysning om når dette skredet skjedde, men på grunnlag av befaring antas å ha skjedd i 2013 eller 2014. Dette skredet førte til store skader langs et plantet skogsfelt.

#### 4.4.2 Generelt om områdets topografi og geologi

Området ved Vatne er preget av isbreer som i løpet av istidene har gravd ut U-formede daler, som blant annet Vatnedalen og Litledalen (Figur 62). Nærmeste fjelltopp ovenfor skredløpet er Snøhornet (1309 moh.), som med sin form viser at breerosjon har skjedd fra flere sidedaler. Jordskredet løsnet et stykke nedenfor Snøhornet på den NV-vendte skråningen.

Berggrunnen i området består av diorittisk til granittisk gneis og migmatitt, og er kartlagt kun i målestokk 1:250 000 (Figur 63A; Tveten mfl., 1998). Det kvartærgeologiske løsmassekartet er kartlagt derimot med målestokk 1:50 000. Løsmassekartet viser fluvial avsetning i nedre del av skredet mot Vatnevatnet (Figur 63B; Blikra, 2011). Oppover mot fylkesveien og løsneområdet er det kartlagt tykt, sammenhengende morenelag med stedvis stor mektighet. I tillegg viser kartet en mindre sone med sammenhengende skredmateriale i nedre del av skredløpet, men det er ikke definert hvilken type skredprosess som har dominert. Øvre del mot Snøhornet er hovedsakelig bart fjell, med noen mindre områder markert som skredmateriale og tynn morene.



Figur 63: Eksisterende berggrunnskart (A) og løsmassekart (B) over studieområdet, hvor skredløpet er tegnet inn med svart linje. NB! Kartleggingsmålestokken er 1:250 000 for (A) og 1:50 000 for (B), så data kan ikke brukes for detaljert. Data fra NGU (2016).



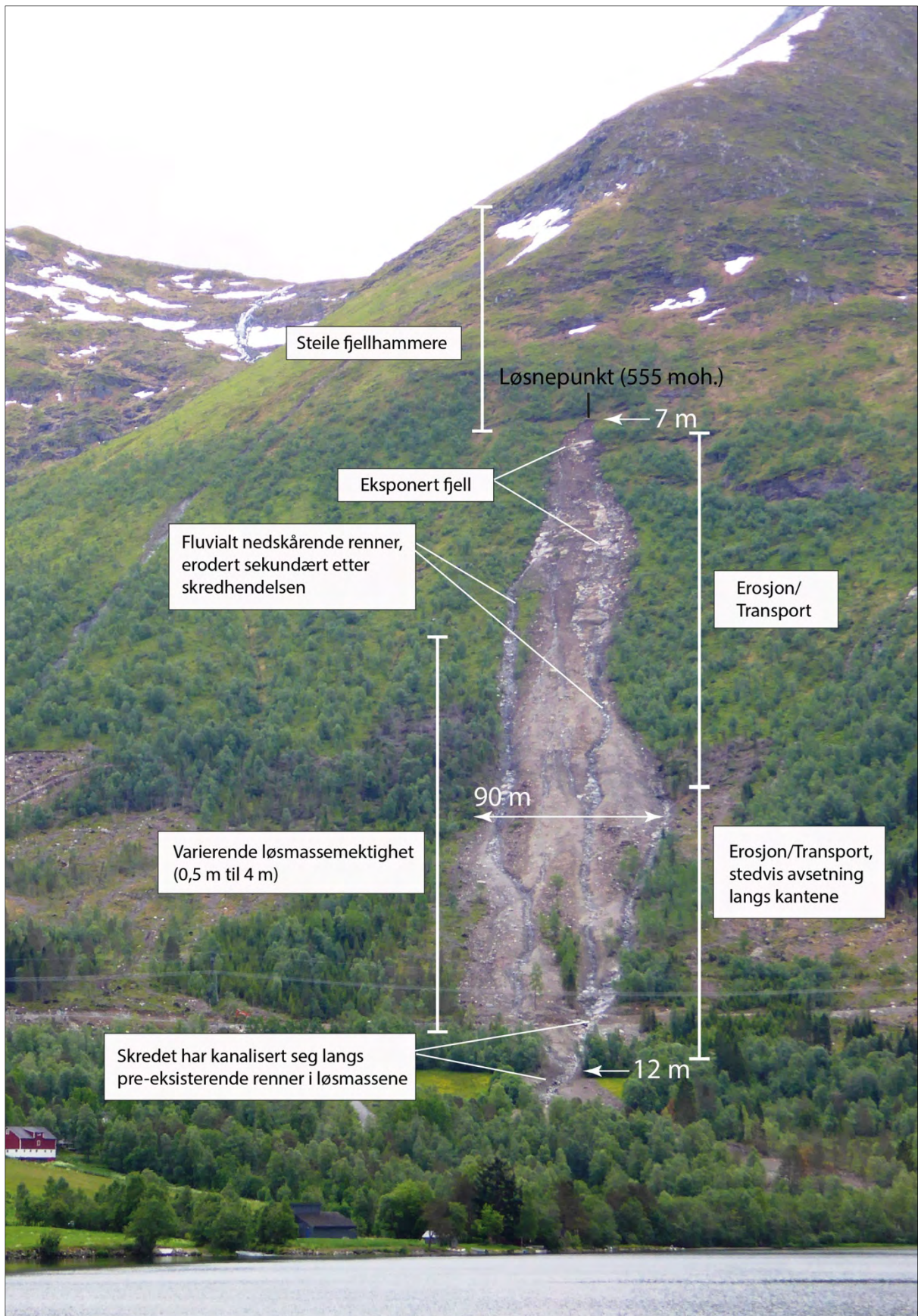
#### 4.4.3 Skredets karakteristikk

Vatneskredet har en jevn utvidelse fra løsnepunktet til midtre del av skredløpet (Figur 64, Figur 65). Videre mot fylkesveien kanaliserte skredet seg i en mindre sone, for å så utvide seg igjen før skredet traff veien og fortsatte mot Vatnevatnet.

Skredet utvidet seg raskt i øvre del av skredløpet fra 7 m bredde i løsnepunktet til 90 m i midtre del av skredløpet (300 moh.; Figur 65). Fra dette punktet avtar bredden på skredløpet gradvis, og følger allerede eksisterende renner. Disse pre-eksisterende rennene kan ses flere steder langs skråningen på siden av Vatneskredet (se "spor etter skredløp" i Figur 65) og er dannet av gjentakende jord- og flomskred, og/eller våtere snøskred. I selve Vatneskredet er slike renner tegnet inn som "fluvialt nedskårne renner" (Figur 65), ettersom noen av disse rennene kan antas å ha blitt ytterligere utgravd av sekundære flomskred i slutten av selve skredhendelsen. De allerede eksisterende rennene ser ut til å ha ledet skredet og bidratt til at skredet gravde seg ytterligere ned i kanalene ved 150 moh., hvor bredden avtar ned til 12 m. Skredets bredde øker deretter jevnt fra 12 m videre mot fylkesveien, og oppnår maksimal bredde på 100 m ved Vatnevatnet.

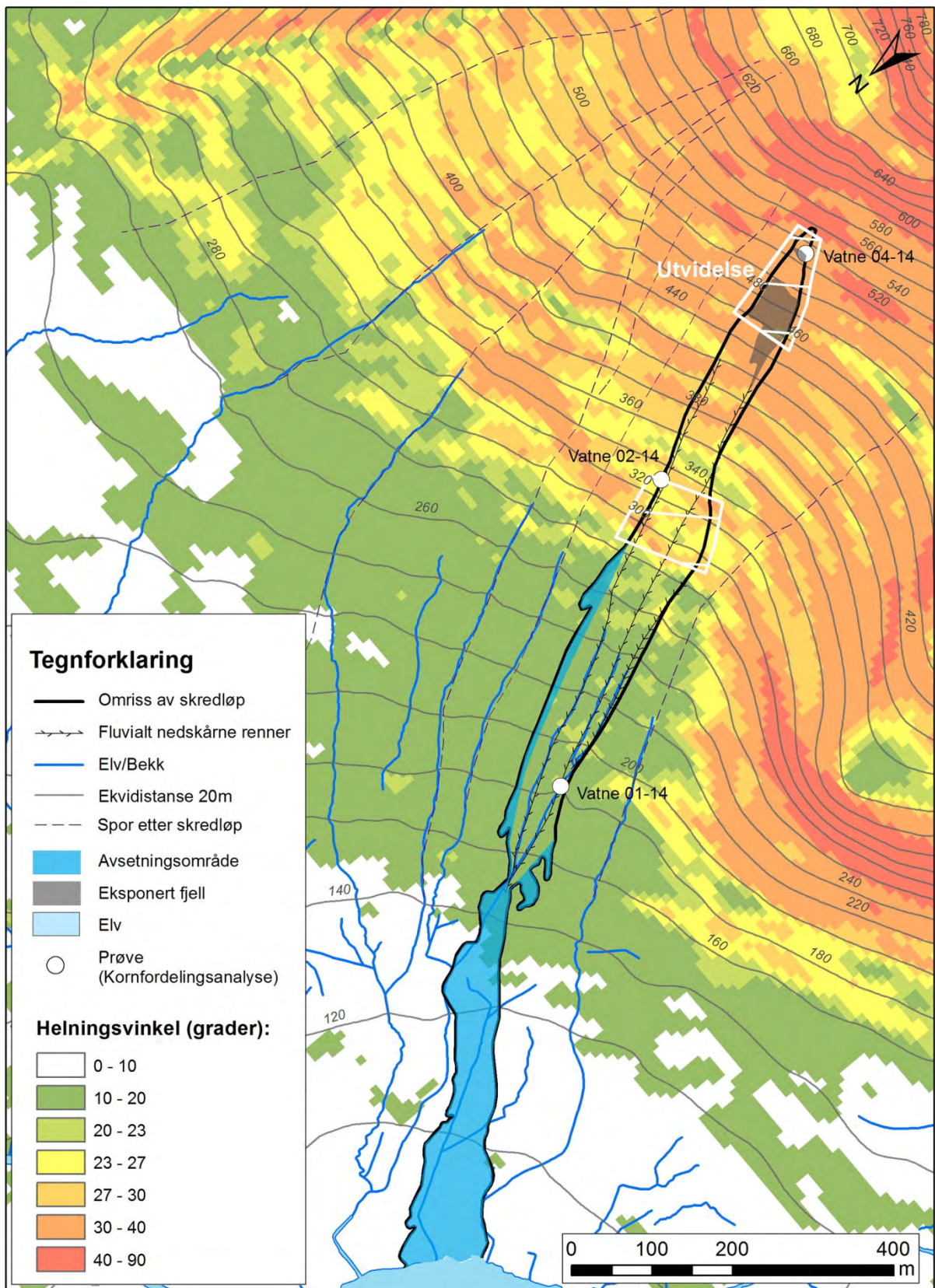
Første avsetning av skredmateriale er observert rundt 280 moh. (Figur 65). I dette området avtar skråningens gjennomsnittlige helning fra 30° til mindre enn 20°. Selve hovedavsetningen startet etter at skredet ble kanalisert, det vil si i nedre del av skredløpet fra 150 moh. og ned til Vatnevatnet. Dette avsetningsområdet har en gjennomsnittlig helningsvinkel på mindre enn 10°. Grus, sand og silt ble avsatt over fylkesveien og ned til Vatnevatnet, og ses i dag som et tynt dekke (2-30 cm). En hytte mellom hovedveien og Vatnevatnet har spor langs grunnmuren av skredavsetning opp til minst 60 cm høyde. Dette tyder på at området var dekket av en tykkere skredavsetning enn hva som kan ses i dag grunnet skredmasser er ryddet bort og/eller tørket inn.

På topografisk kart fra Statens Kartverk (FKB) er det tegnet inn tre bekkeløp som starter langs midten av skredløpet ned mot fylkesveien (fra 240 moh.; Figur 65). Det er ikke markert bekkeløp i/ved selve løsneområdet. FKB data viser flere bekkeløp på skråningen ved siden av skredløpet.



Figur 64: Oversiktsbilde med tilhørende feltobservasjoner. Det er markert ulike soner for transport, erosjon og avsetning. Foto: Gro Sandøy, 6. juni 2014. Nedre del av avsetningsområdet er ikke synlig på fotoet, se Figur 65.





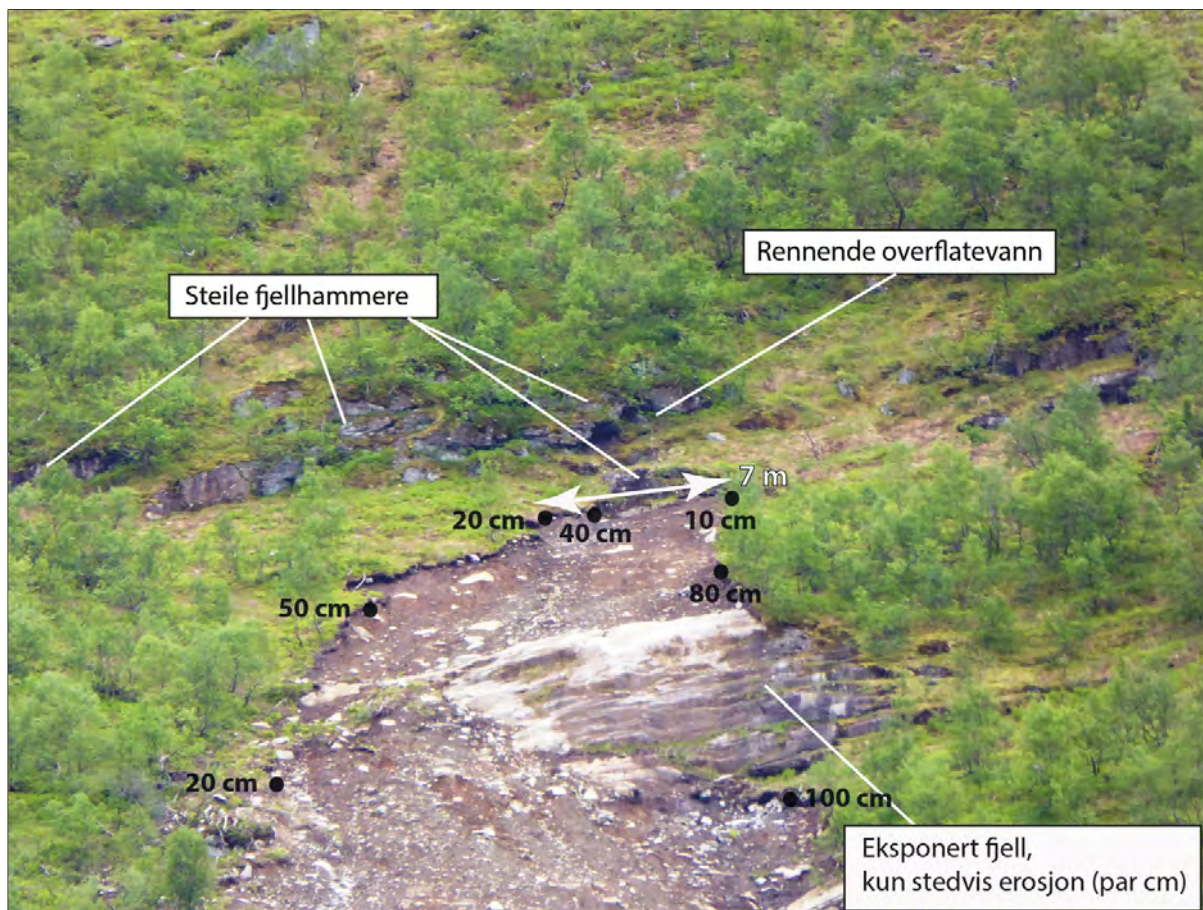
Figur 65: Helningskart over Vatneskredet (basert på 10 m DHM). Kartet viser skredløp, skredavsetninger, eksponert fjell, fluvialt nedskårne renner, tidligere skredløp (jord-/snøskred) og prøvelokaliteter. Denne figuren viser ikke morenetykkelsen for skredet. Hvitt skravert polygon definerer hvor skredløpet har utvidet seg. Merk at også ovenfor løseområdet er det flere steile fjellskrenter (>40°). Noen av de fluviale rennene kan initialt ha vært gravd ut av sekundære flomskred i slutten av selve skredhendelsen.



#### 4.4.4 Løsneområdet

Oversikt over løsneområdet er gitt i Figur 66, med detaljfoto fra Figur 67 til Figur 68. Skredet startet ved 555 moh. og har en 7 m bred primær bruddkant. Bruddkanten er utviklet i et 10 til 40 cm tykt løsmasselag rett nedenfor en 1,5 m høy fjellhammer (Figur 66, Figur 67, Figur 69). Figur 65 viser at den generelle helningsgraden i løsnepunktet er rundt 40°. Like bak bruddkanten består skråningen av flere parallelle, brattere fjellhammerer i ulike nivå, med helning på rundt 40° (Figur 65, Figur 66). Omtrent 30 m nedenfor løsnepunktet er det eksponert fjell som har en konveks form (Figur 66, Figur 68). Denne fjellblotningen går på tvers over skredløpet (Figur 66), og var delvis eksponert allerede før skredet.

Figur 66 viser at løsmassetykkelsen har variert en del i skredløpet før skredhendelsen (målt vertikalt opp fra bakkenivå). Merk den tykkere sedimentlommen rett ovenfor fjellblotningen, hvor det ble erodert opp til 80 cm, mens ved selve fjellblotningen er det stedvis kun erosjon av et par cm mose.



Figur 66: Oversiktsbilde av løsneområdet og den primære bakkanten som er ca. 7 m bred. Skredet har løsnet på overgangen fra en steil fjellhammer til mer kontinuerlig løsmasselag. Under befaring ble overflatevann observert rennende fra fjellhammerer ned til bakkanten. Svarte sirkler viser tykkelse på erodert materiale. Merk at sedimentene sin tykkelse ned mot eksponert fjell (80 cm på det tykkeste). Foto: Gro Sandøy, 6. juni 2014.





Figur 67: Nærbilde fra bakkanten. Legg merke til gjenstående brunlig, humusrikt, diamikt materiale som er svært vannmettet. Langs bakkanten har det glidd ut opp til 40 cm, mens mektigheten avtar til 10 cm ved de laterale skredkantene. Foto: Tore Medgard, 6. juni 2014.



Figur 68: Bilde tatt ovenfor bakkanten av skredet, mot den vestre skredkanten. Merk at mektigheten av de eroderte løsmassene øker fra et par cm til 80 cm foran eksponert fjell. Foto: Gro Sandøy, 6. juni 2014.

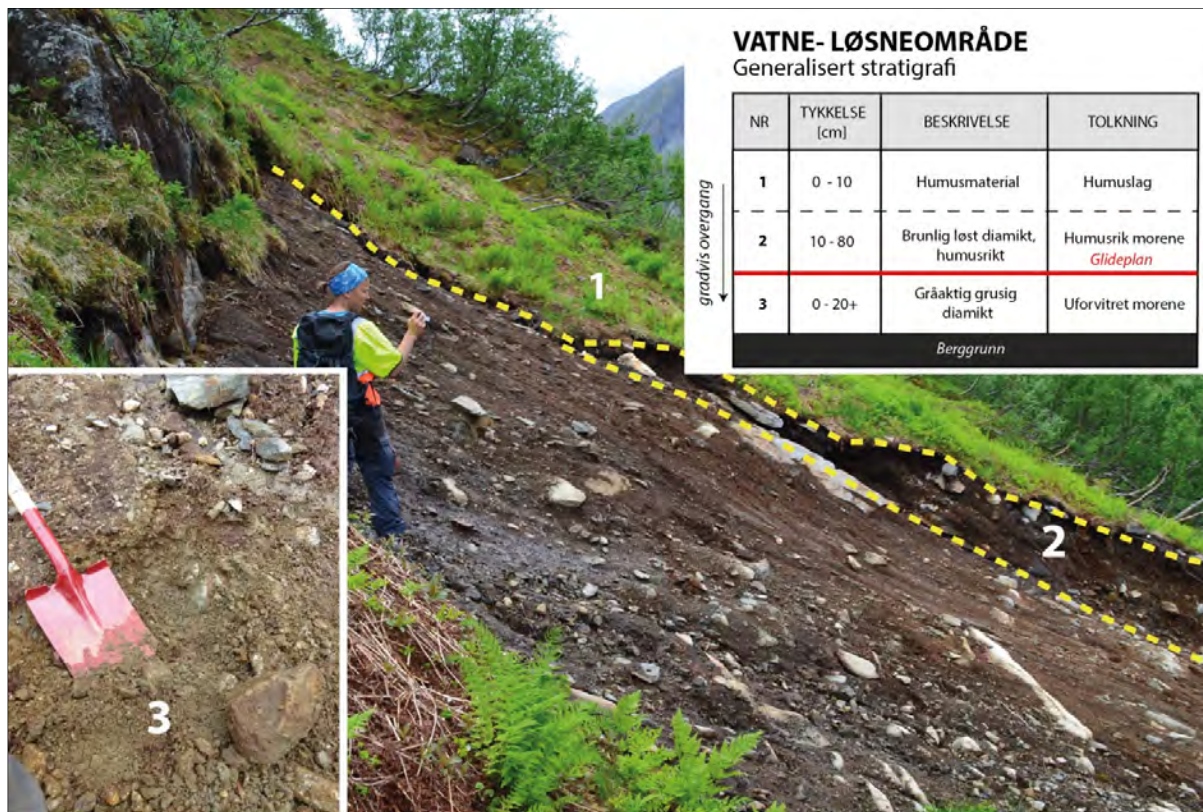


Den generelle stratigrafien i løснеområdet er illustrert ved Figur 69. Løsmasselaget består fra toppen og nedover av et tynt humuslag (lag 1; Figur 69) og et brunt, humusrikt, diamikt materiale, som tolkes til å være løst konsolidert morene (lag 2; Figur 69). Lag 2 går noen steder gradvis over til et tynnere lag (fra et par cm) med mer gråaktig, grusig materiale (lag 3). Dette laget er tolket til å være uforvitret morene.

Det er ingen fjellblotninger i selve løснеområdet, men det er fjellhammerer rett bak. Grunnet disse er dekket med mose er det ikke mulig å studere bergartstype. Derimot ca 30 m nedenfor løснеområdet finnes tydelige blotninger av kvartsdiorittisk gneis, og denne bergarten antas å være det samme under løснеområdet. Både de steile fjellhammerne og fjellblotningen rett nedenfor løснеområdet er massive med liten grad av oppsprekking.

Det ble ikke observert noen aktive bekker i/ved selve løснеområdet ved feltbefaringen i juni 2014. Over fjellhammerne bak løснеområdet rant det relativt mye overflatevann. Den kontinuerlige vanntilførselen ble også bekreftet ved at gjenliggende løsmasser i selve skredsåret var vannmettede (Figur 67). Dette til tross for at feltarbeidet ble utført i en svært tørr periode. Noen meter bak løснеområdet ble det observert en åpen sprekk i humusdekket parallelt med fjellhammeren. Dette viser at vann som dreneres langs fjelloverflaten ledes ned i sprekken og gir mulighet for høyt porevannstrykk nede i løsmassepakken.

Vegetasjonen rundt løснеområdet består av gress, bregner og spredt bjørkeskog som strekker seg noe oppover fjellsiden ovenfor løснеområdet. Bjørktrærne ved siden av løснеområdet er tydelig bøyd, noe som indikerer tidligere snøskredaktivitet (Figur 67, Figur 68).



Figur 69: Generalisert stratigrafi for løснеområdet til Vatneskredet. Foto: Tore Medgard, 6. juni 2014.



#### 4.4.5 Skredløpet

Den generelle stratigrafien i skredløpet er illustrert i Figur 70. Løsmassene i skredløpet består fra toppen og ned mot berggrunnen av et tynt lag av humus (lag 1; Figur 70) og et løst brunrødt, sandig diamikt materiale (lag 2; Figur 70). Lag 2 går gradvis over til et konsolidert grått diamikt sediment (lag 3; Figur 70). Konsolideringsgraden, sammen med kornstørrelsen, indikerer at lag 3 er bunnmorene. Lag 2 kan være enten ablasjonsmorene, eller en øvre forvitret del av bunnmoren. Det andre alternativet er mer sannsynlig siden litologien ligner på lag 3. Grensen mellom lag 2 og 3 har fungert som glideflate for skredet (Figur 70, Figur 71).

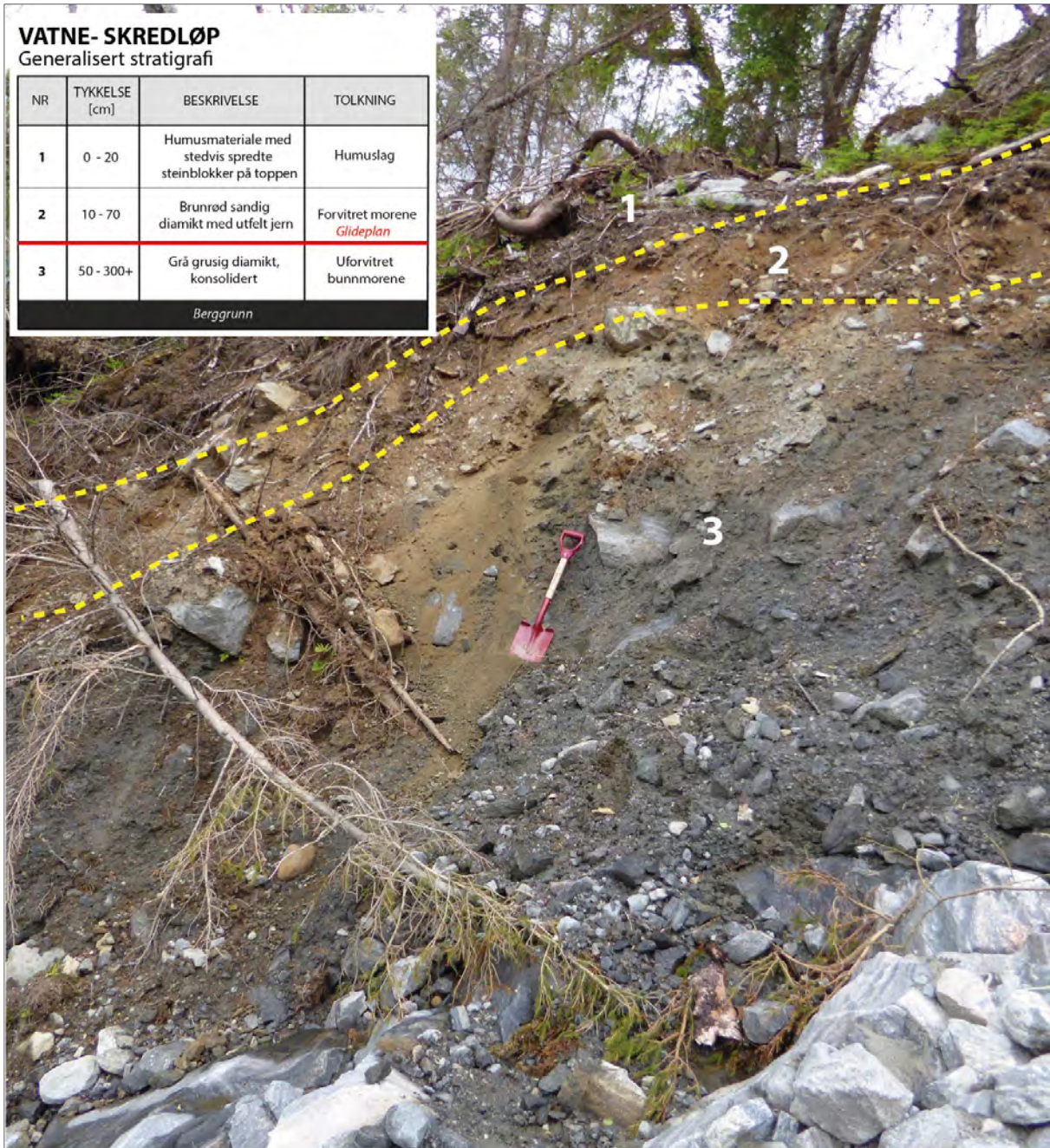
Sedimenttykkelsen er mellom 0,2 og 1 m langs hele skredløpet, med unntak av området mellom 260 og 320 moh., hvor det er opp til 2,5 m tykt. I tillegg er det ved 180 moh. observert enda tykkere løsmasser (opp til 4 m mektighet; Figur 72A). I samme høyde er det observert opp til 1,5 m med usorterte løsmasser som ligger over begravd torv (Figur 72A, C). Denne avsetningen tolket å representere tidligere skredavsetning, noe som i så tilfelle bekrefter at området har vært preget av skredaktivitet tidligere i holocen.

Studie av flybilder viser at det eksisterte renner i skredområdet før Vatneskredet. Disse tolkes som spor etter tidligere flomskred eller våte snøskred. Disse rennene er fremdeles bevart, men antas har blitt ytterligere fordypet av sekundære flomskred i selve skredløpet. I skredløpets øvre og midtre del ble det observert flere aktive bekkeløp som eroderer i de gjenliggende løsmassene. Sekundære fluviale prosesser antas å være grunnen til den observerte erosjon ned til fjellet.

Bergarten langs skredløpet er kartlagt som en godt foliert og stedvis båndet kvartsdiorittisk gneis (Figur 73). Gneisen har enkelte amfibolittiske og mylonittiske soner. Berggrunnen er hovedsakelig lite oppsprukket og glattpolert, men stedvis noe undulerende overflate.

**VATNE- SKREDLØP**  
Generalisert stratigrafi

NR	TYKKELSE [cm]	BESKRIVELSE	TOLKNING
1	0 - 20	Humusmateriale med stedvis spredte steinblokker på toppen	Humuslag
2	10 - 70	Brunrød sandig diamikt med utfelt jern	Forvitret morene <i>Glideplan</i>
3	50 - 300+	Grå grusig diamikt, konsolidert	Uforvitret bunnmorene
<i>Berggrunn</i>			



Figur 70: Generalisert stratigrafi i skredløpet til Vatneskredet. Bilde er av en naturlig skjæring ved 320 moh. Foto: Gro Sandøy, 6. juni 2014.





**Figur 71:** Eksempel fra midtre del (400 moh.) av skredløpet med tydelig glideplan ovenpå på konsolidert morene (lag 3). Massene som har glidd ut består av sandig forvitret morene (lag 2) og et tynt humuslag (lag 1). Foto: Gro Sandøy, 6. juni 2014.





**Figur 72:** Eksempler fra nedre del av skredløpet (180 moh.), hvor A) viser oversikt-bilde av området med løsmassemektighet opp til 4 m. B) Skredet har fulgt pre-eksisterende renner og erodert seg ytterligere ned omtrent 0,5 m i konsolidert bunnmorene (lag 3). C) I en skjæring langs skogstien er det observert stein inne i torvlag. Dette tolkes til å være tidligere skredavsetning. Foto: Gro Sandøy, 6. juni 2014.





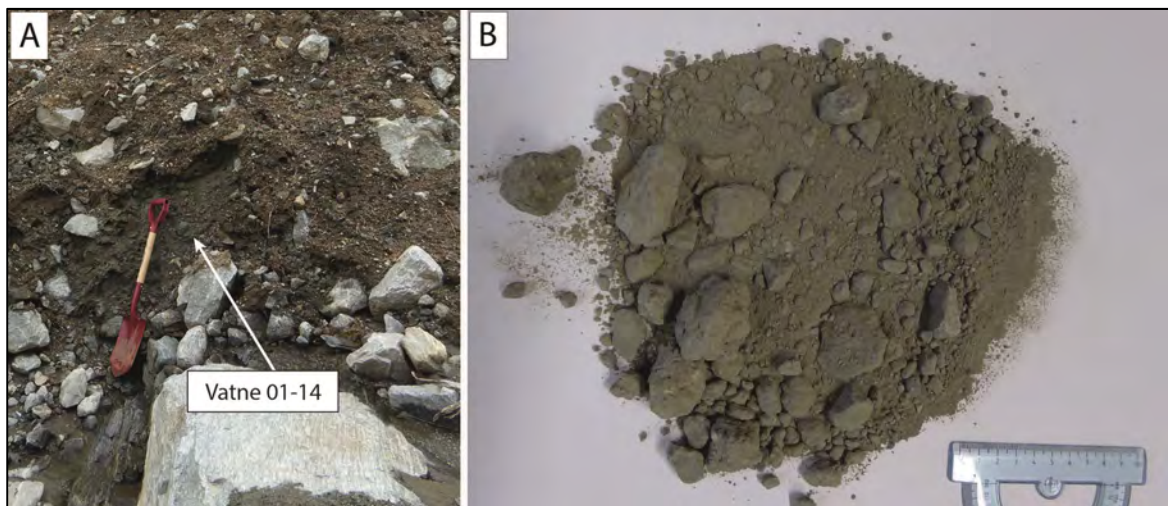
**Figur 73: Eksempel på eksponert berggrunn i skredløpet ved 450 moh. Bergarten er generelt lite oppsprukket og godt foliert (stedvis båndet). Foto: Gro Sandøy, 6. juni 2014.**

#### 4.4.6 Kornfordelingsanalyse

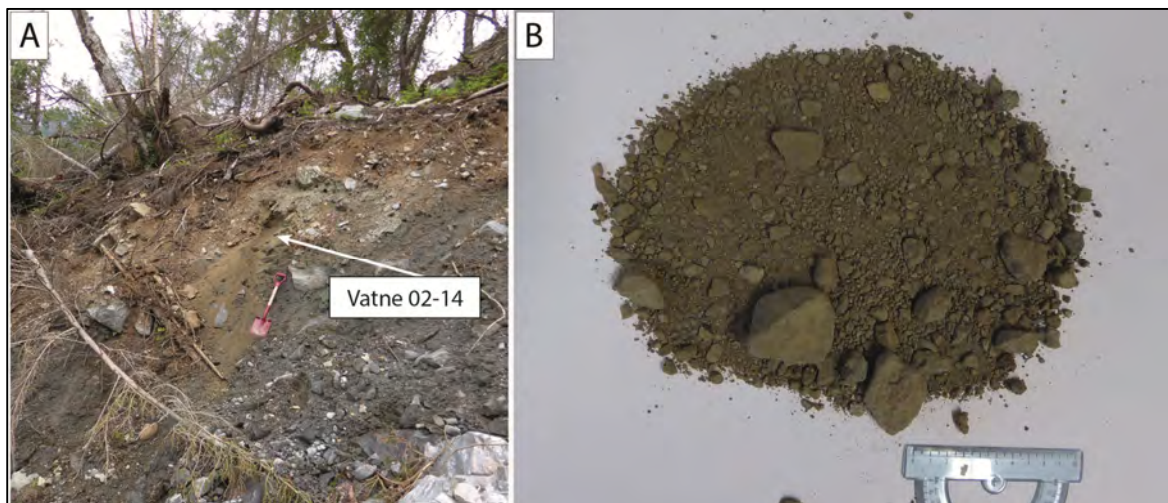
Prøve *Vatne 01-14* ble tatt under glideplanet i midtre del av skredløpet, *Vatne 02-14* fra kanten av skredløpet, mens prøve *Vatne 04-14* er fra materialet rett under glideplan omtrent 30 m nedenfor løснеområdet. Se Figur 65 for oversiktskart med prøvelokalitetene. Foto fra prøvelokalitetene og prøvene i tørket tilstand er gitt fra Figur 74 til Figur 76. Det er utført glødetap for utvalgte kornfordelingsprøver. Resultatene nevnes i teksten for de aktuelle prøvene og i Figur 26.

*Vatne 01-14* og *04-14* har en relativ lik kornfordeling med topp i grus, samt en mindre topp i grov silt / fin sand (Figur 77). Prøve 01-14 har generelt mer av de minste kornstørrelsene enn 04-14. På grunnlag av prøvene og feltobservasjoner tolkes *Vatne 01-14* å være uforvitret bunnmorene og *04-14* morene. Glødetap for prøven 04-14 er 4 % (Figur 26).

*Vatne 02-14* har noe høyere innhold av de grove fraksjonene fra grov sand til middels grus (Figur 77). Til forskjell fra *Vatne 01* og *04-14* er prøven mindre dominert av silt og har kun en liten topp i sandfraksjonen. På grunnlag av prøveresultatene og feltobservasjoner tolkes prøven å være forvitret morene. Glødetap for prøven 02-14 er 3,5 % (Figur 26).

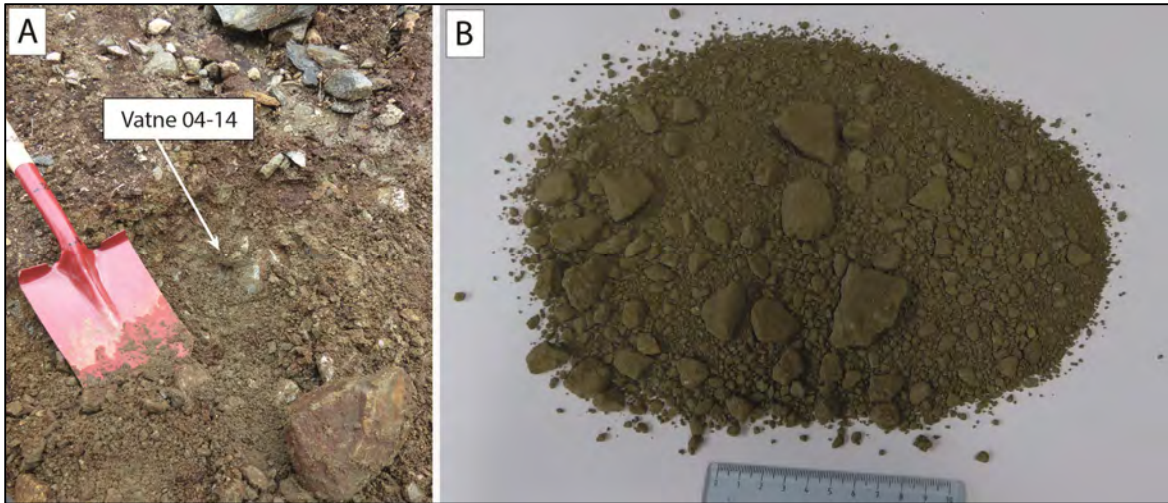


Figur 74: Bilder fra *Vatne 01-14* (180 moh.), hvor A) viser prøvelokaliteten og B) prøven i tørket tilstand.

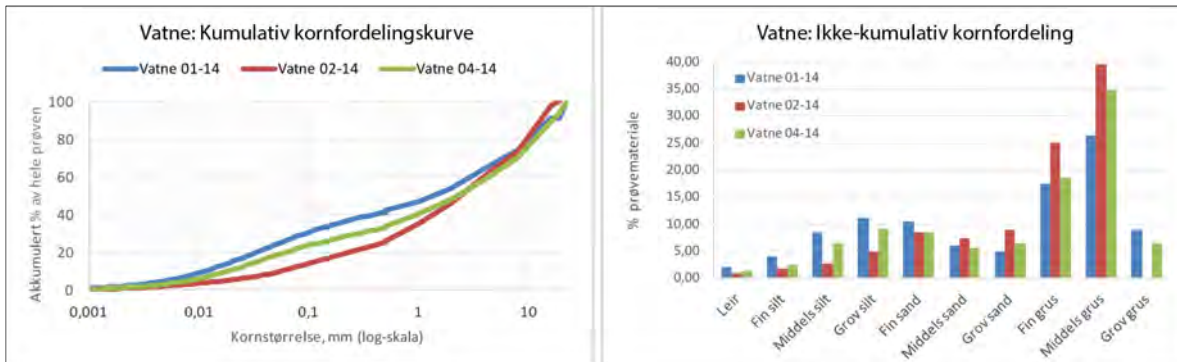


Figur 75: Bilder fra *Vatne 02-14* (330 moh.), hvor A) viser prøvelokaliteten og B) prøven i tørket tilstand.





Figur 76: Foto fra Vatne 04-14 (600 moh.), hvor A) viser prøvelokaliteten og B) prøven i tørket tilstand



Figur 77: Kornfordelingskurve og søylediagram for prøver analysert fra Vatneskredet.

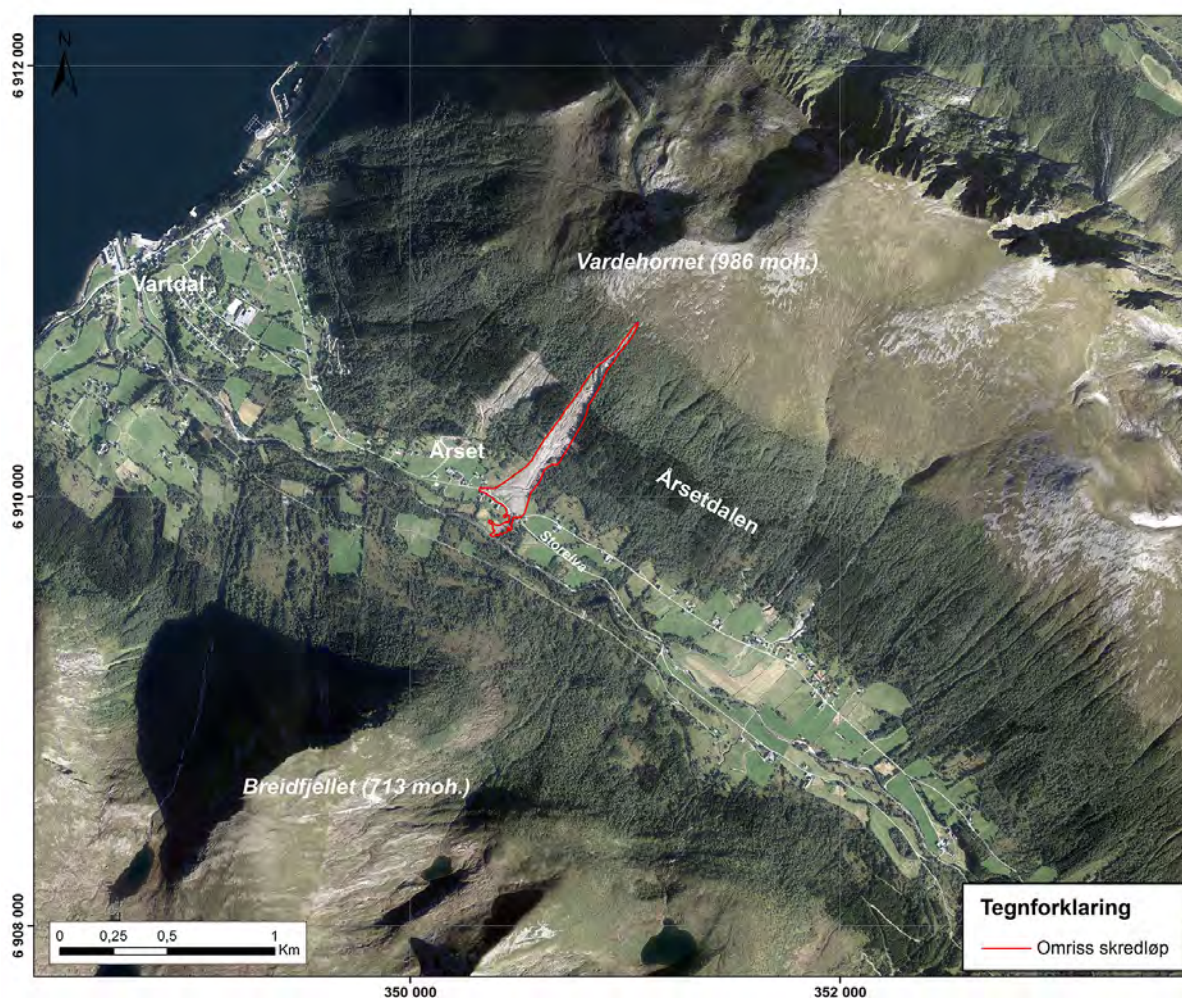
## 4.5 Årset, Ørsta Kommune

### 4.5.1 Skredhendelse: 15. november 2013

Jordskredet befinner seg i Ørsta Kommune, nærmere bestemt på Årset i Årsetdalen (Figur 78). Hendelsen skjedde sent på kvelden den 15. november 2013 etter kraftig regnvær. Dette jordskredet berørte flere bolighus, hvor ett hus ble svært hardt rammet (Figur 79).

Skredet løsnet under fjellet Vardehornet, og skredløpet strekker seg i luftlinje omtrent 1,2 km fra løsnepunktet (633 moh.) til Storelva (61 moh.). Maksimal bredde på skredet var omtrent 237 m i dalbunnen, men en liten del av skredet fortsatte videre og stoppet tilslutt som en tunge helt ned til Storelva.

Merk at hendelsen er beskrevet og registrert som jordskred i NVEs nasjonale skredhendelsesdatabase, men står under navnet "Vartdal" (Skrednett, 2016).



Figur 78: Oversiktskart med inntegnet skredløp. Skredet startet under fjellet Vardehornet og stoppet i Storelva. Løsnepunktet befinner seg rundt 633 moh. Figur modifisert fra Norge i bilder (fotoår 2014).



Sent fredags kveld rundt klokka 23.20 begynte det å rase ut jordmasser i fjellsiden ved Årset. Skredet førte til at strømmen forsvant og dette gjorde situasjonen meget uoversiktlig. Bernt Årset var ute for å sjekke grøfter og dreneringsveier denne kvelden. Han var den første som kom til huset til Annlaug Årset, som bodde i huset som ble hardest rammet av skredet (Figur 79). Skredavsetninger med mektighet på rundt 3 m omkringet bolighuset og det var ikke mulig å gå til huset. Det som reddet livet til Annlaug Årset var at hun hadde gått og lagt seg og ikke befant seg i delen av huset som ble ødelagt.

Ingen personer ble skadet under skredhendelsen, men skredet ødela store jordbruksareal, boligtomter og et bolighus. Totalt 40 personer ble evakuert (Sunnmørsposten, 2013).

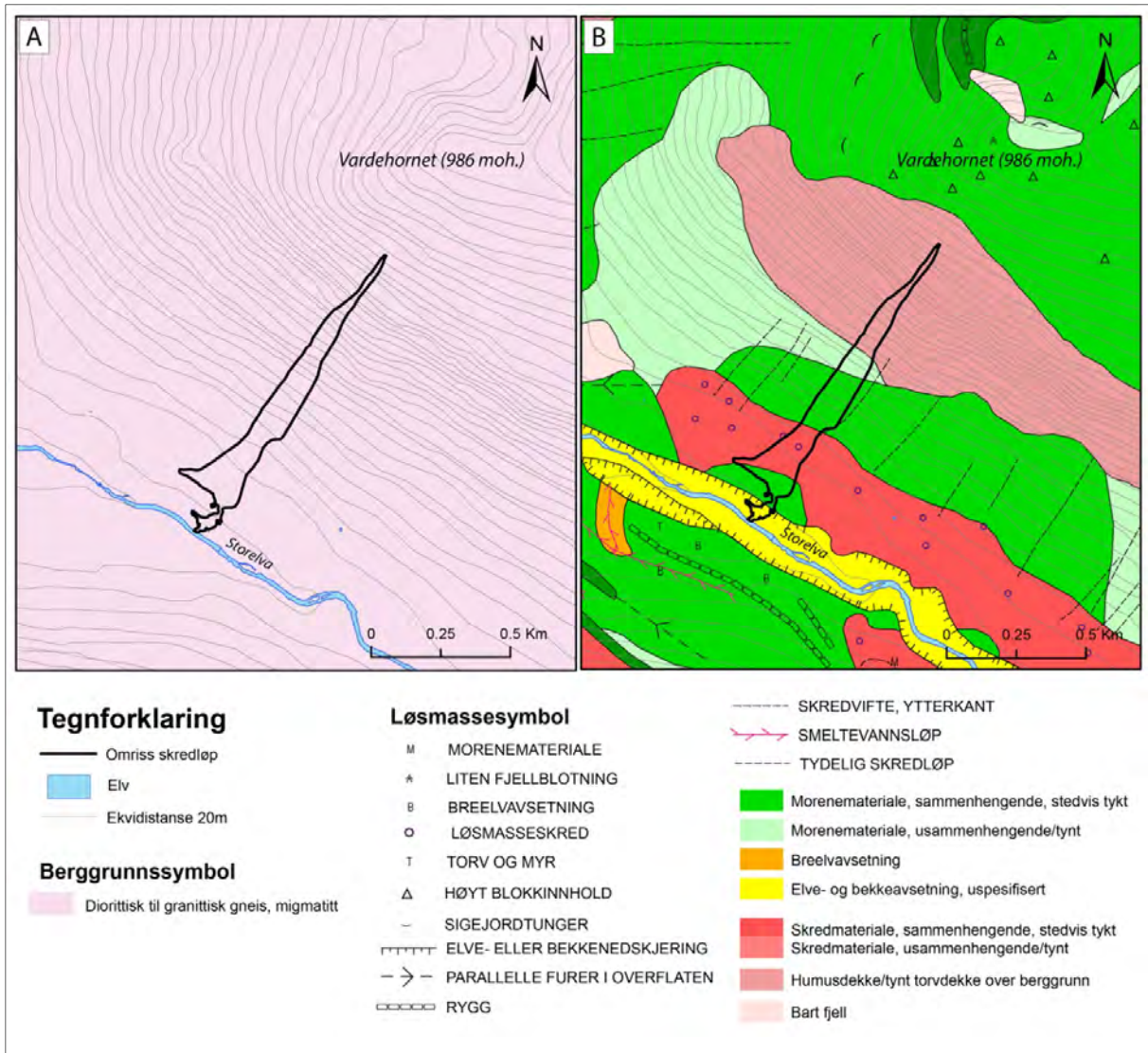


**Figur 79:** Bilde av bolighuset som ble hardest rammet av jordskredet. Foto: Gro Sandøy, 4.juni 2014.

#### 4.5.2 Generelt om områdets topografi og geologi

Årsetdalen er en relativt kort, men typisk glasial, U-dal, som strekker seg NV-SØ fra fjelltoppene i SØ (Åvasstiden, Gopahornet, Hetta) ned mot Vartdal i NV (Figur 78). Dalen er preget av høye fjelltopper fra 900 moh. opp til 1200 moh. Nærmeste fjelltopp ovenfor løsnepunktet er Vardehornet (986 moh.) som ligger 440 m NNV fra løsnepunkt på skredet. Skredet løsnet på den SV-vendte skråning nedenfor Vardehornet.

Berggrunnen og løsmassene i dette området er kartlagt i målestokk 1: 50 000 (Figur 80). Området består av diorittisk til granittisk gneis og migmatitt (Figur 80A; Bryhni, 1991). På løsmassekartet er det langs den sentrale delen av Årsetdalen kartlagt elveavsetninger, morenedekke og noe skredavsetning (Figur 80B; Longva, 2004). I løsnepunktet og øvre skredløp er det kartlagt humusdekke/tynt torvdekke. Noe ned i skredløpet er det kartlagt morene, som går over til en større sone med skredavsetning (løsmasseskred), samt morene og fluvial avsetning mot elva. Mot Vardehornet er det kartlagt tykk morene med blokkrik overflate.



Figur 80: Eksisterende berggrunnskart (A) og løsmassekart (B) over studieområdet, hvor skredløpet er tegnet inn med svart linje. NB! Kartleggingsmålestokken er 1:50 000 for begge kartene, så data kan ikke brukes for detaljert. Data fra NGU (2016).

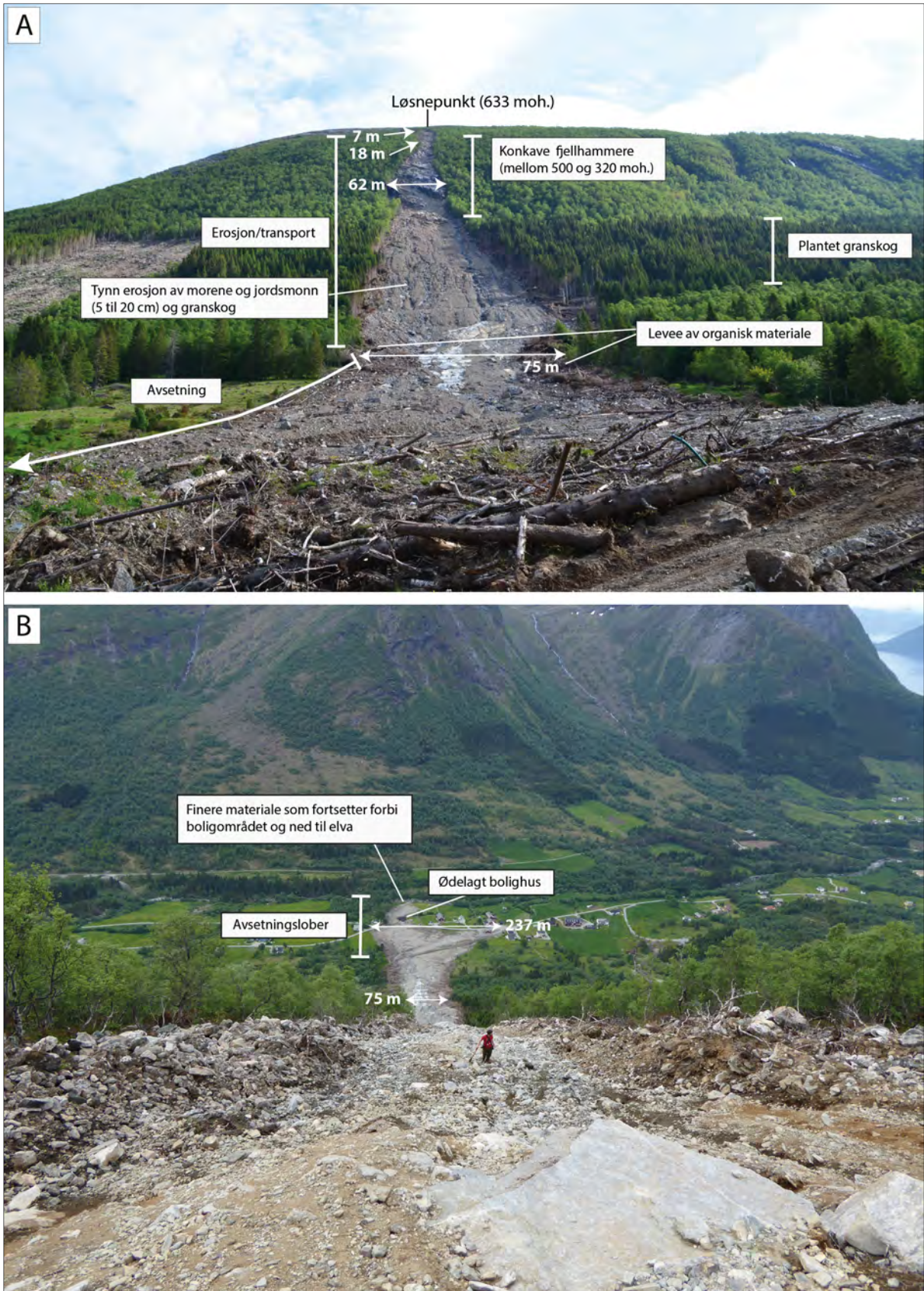


### 4.5.3 Skredets karakteristikk

Årsetskredet har en klassisk trekantform da skredet startet i et punkt og utvider seg gradvis nedover en skråning (Figur 81, Figur 82). Selve utvidingen av skredløpet til Årsetskredet begynner for fullt der skredet møtte flere konvekse, oppstikkende fjellhammerne (500 og 320 moh.; Figur 81, Figur 82). Her øker bredden på skredløpet fra 18 m til ca. 62 m. Skredløpet utvider seg ytterligere etter fjellhammerne, og har ved 160 moh. en bredde på 107 m. Bredden minker så i nedre del av granskogsområdet til 75 m. Skredet fortsatte deretter ut fra skogen over i et mye slakere parti med beitemark, og mot boliger og fylkesveien. I dette området utvidet skredet seg igjen, og nådde en maksimal bredde på 237 m. Den sørøstligste delen av skredet tok seg forbi huset som er plassert midt i skredbanen, og gikk videre som en smalere tunge ned til elva (Figur 81B).

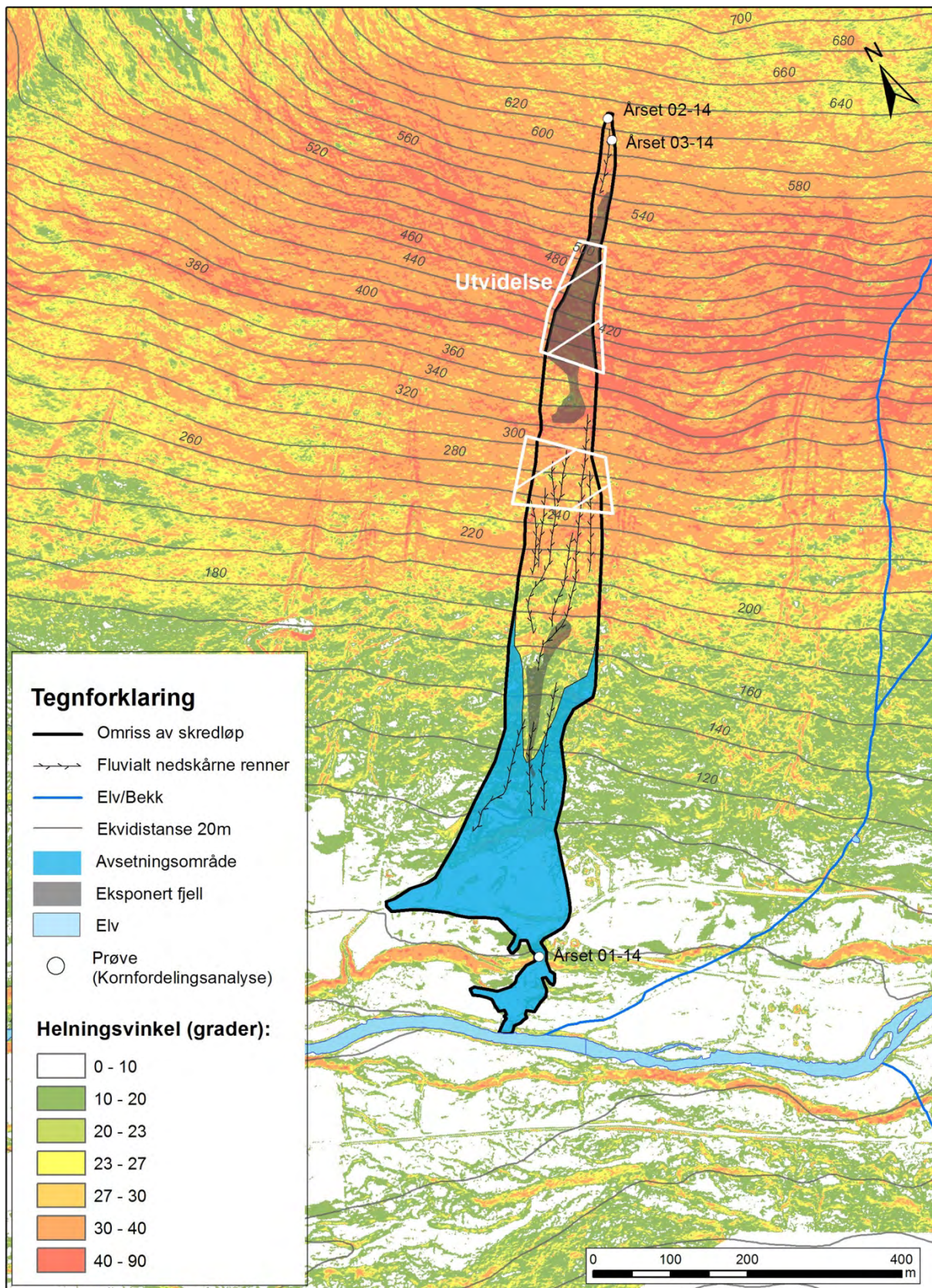
På begge sider av skredløpet fra 120 til 160 moh. ble det avsatt større leveer bestående av store mengder trær og jordskredmasser (Figur 81A, Figur 82). Foruten disse leveene er hovedområdet for avsetningen å finne langs jordbruksområdet fra 120 til 60 moh. Her avtar helningsvinkelen til mindre enn  $10^\circ$  (Figur 82).

På topografisk kart fra Statens Kartverk (FKB) er det ikke markert noen bekkeløp langs selve skredløpet (Figur 82). Derimot, under befaring ble mindre bekker observert på yttersiden av den østlige skredkanten (280 moh.) og i selve skredløpet (200 moh.). I tillegg ble det i øvre del av skredløpet (590 moh.) observert vann som rant ut av selve morenedekket.



**Figur 81: Oversiktsbilder med tilhørende feltobservasjoner. A) Foto viser soner for transport og erosjon, samt avsetningsområdet. B) Oversikt over utløpsområdet. Merk at finere materiale hadde rekkevidde helt ned til elva. Foto: Gro Sandøy, 5. juni 2014.**





Figur 82: Helningskart over Årsetskredet (basert på 1 m DHM). Kartet viser skredløp, skredavsetninger, eksponert fjell, fluvialt nedskårne renner og prøvelokaliteter. Denne figuren viser ikke morenetykkelsen for skredet. Hvitt skravert polygon definerer hvor skredløpet har utvidet seg. Noen av de fluviale rennene kan initialt ha vært gravd ut av sekundære flomskred i slutten av selve skredhendelsen.

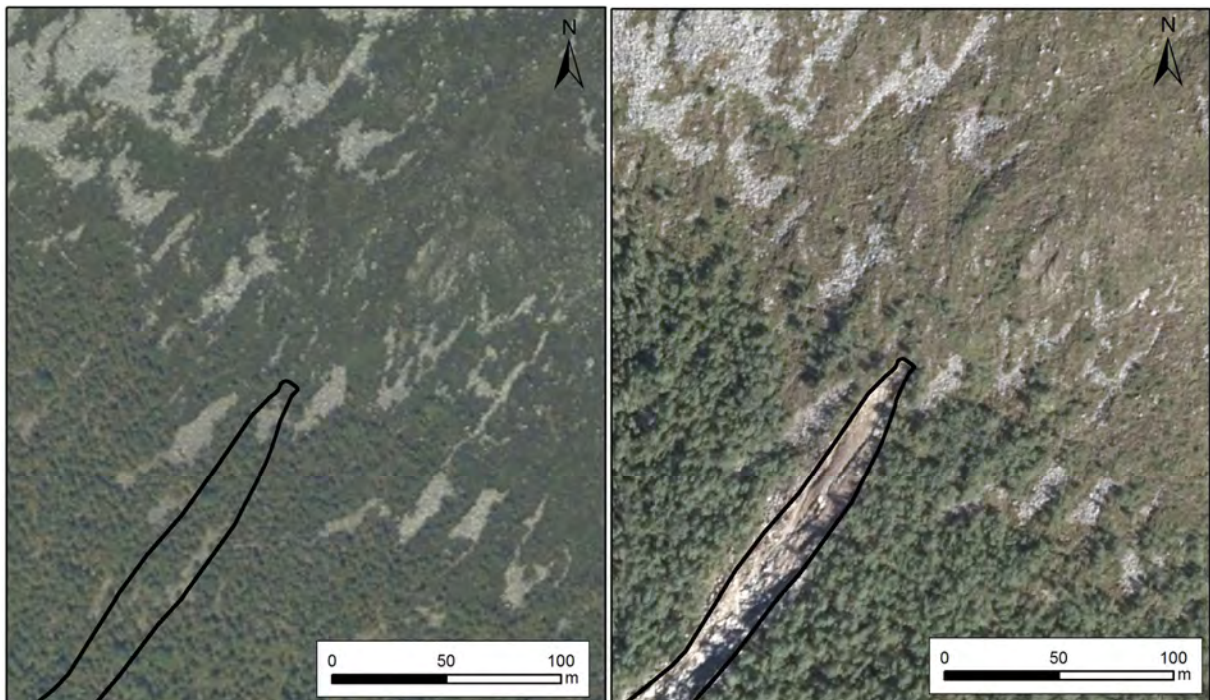


#### 4.5.4 Løsneområdet

Oversikt over geologiske og hydrologiske forhold i løsneområdet er gitt i Figur 83 til Figur 85. Skredet startet omtrent i tregrensen på 633 moh. og har en 7 m bred bruddkant med høyde 0,2-0,5 m (Figur 85, Figur 87). Figur 82 viser at løsneområdet har en helning fra 30° til 40°, men helningen avtar oppover mot Vardehornet (mindre enn 20°). Over skredets startpunkt er skråning jevnt helende med blokkfelt på toppen og ellers dekket med vegetasjon bestående av lav, mose, einer og lyng.

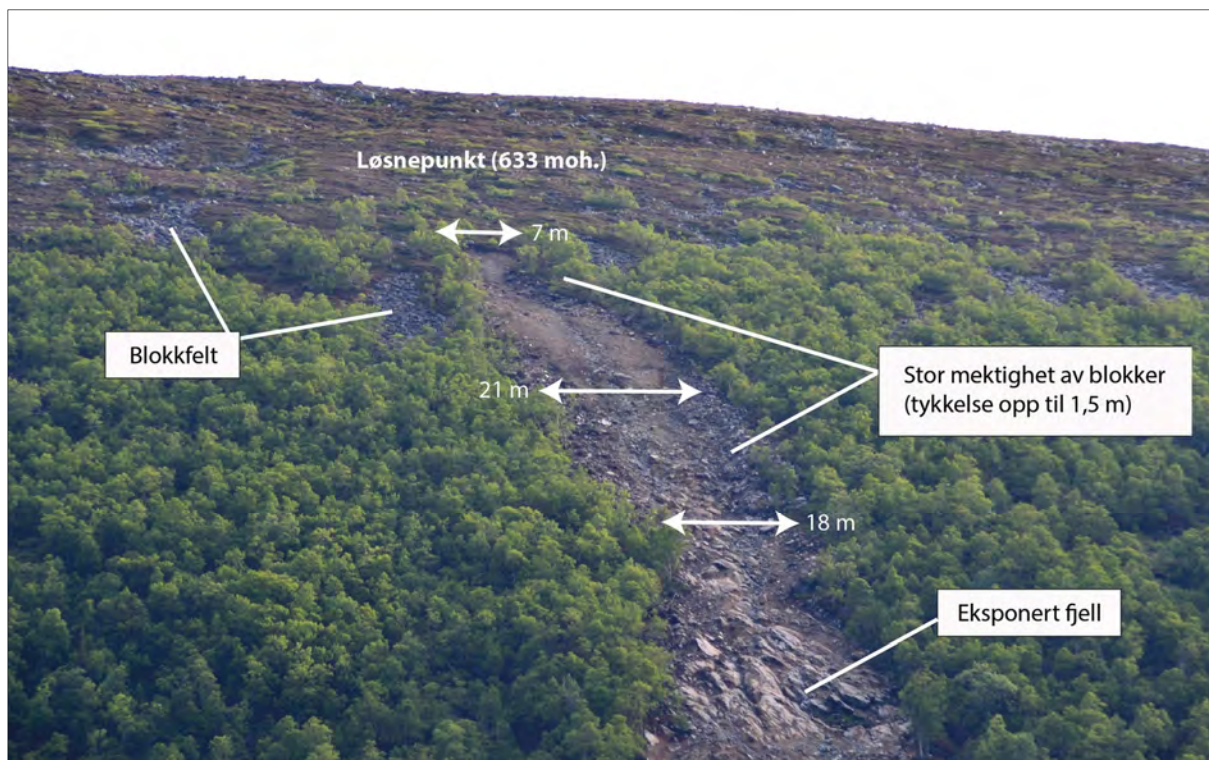
Området rundt løsneområdet er preget av blokkfelt som har sin opprinnelse fra frostforvitring over lengre tid (Figur 83, Figur 84, Figur 86). Blokkfeltene viser tegn på noe solifluksjon og transport nedover skråningen (sigejordtunger). Slike blokkfelt er vanlig på fjelltopper hvor det ikke har vært kraftig breerosjon og hvor overflaten er relativt flat. Opprinnelsen til materialet i blokkfeltene kan variere, men det er som oftest knyttet til *in-situ* frostforvitring av berggrunnen. Resultatet av slik forvitring gir, sammen med frostsortering av steinen i overflaten, et mønster med større stein/blokker øverst og finere kornstørrelser ned i sedimentpakken. Bare et par desimeter under overflaten finnes derfor ofte mer finkornig materiale som sand og silt. Det er på Årsetlokaliteten vurdert at blokkfeltene ikke er skapt av steinsprang siden det ikke finnes kildeområder for dette høyere oppe.

Blokkfeltene som stedvis er synlig i løsneområdet har en mektighet på 0,3 til 0,5 m i løsnepunktet. Tykkelsen av blokklaget øker dog raskt nedover i skråningen, og bare 10 til 15 m ned langs løpet har mektigheten økt til 1,7 m. Dette mønsteret støtter vurderingen av at blokkfeltene har beveget seg nedover skråningen og ligger i tungeformer.



Figur 83: Oversikt over løsneområdet og øvre del av skredløpet, hvor venstre flybilde er fra 2014 og høyre fra 2006. Merk at før skredhendelsen var løsneområdet delvis dekket av blokkfelt (sigejordtunger). Flybilder fra Norge i bilder.





Figur 84: Nærbilde av løснеområdet og øvre del av skredløp. Foto: Gro Sandøy, 4. juni 2014.



Figur 85: Deler av løснеområdet og lateral skredkant (mot SØ). Øvre dekke består av blokkrik overflate dekket av humuslag over morenedekke. Merk at det ligger en stor andel stein igjen i skredløpet. Disse kan muligens være resten av blokkfeltet som har ligget på toppen. Det ble ikke observert oppstikkende berggrunn i selve løснеområdet. Foto: Tore Medgard, 5. juni 2014.





**Figur 86: Nærbilde av sigejordtunge ved side av løснеområdet (640 moh.). Blokkene består av noe kantrundet stein, alle av samme bergart. Foto: Gro Sandøy, 5. juni 2014.**

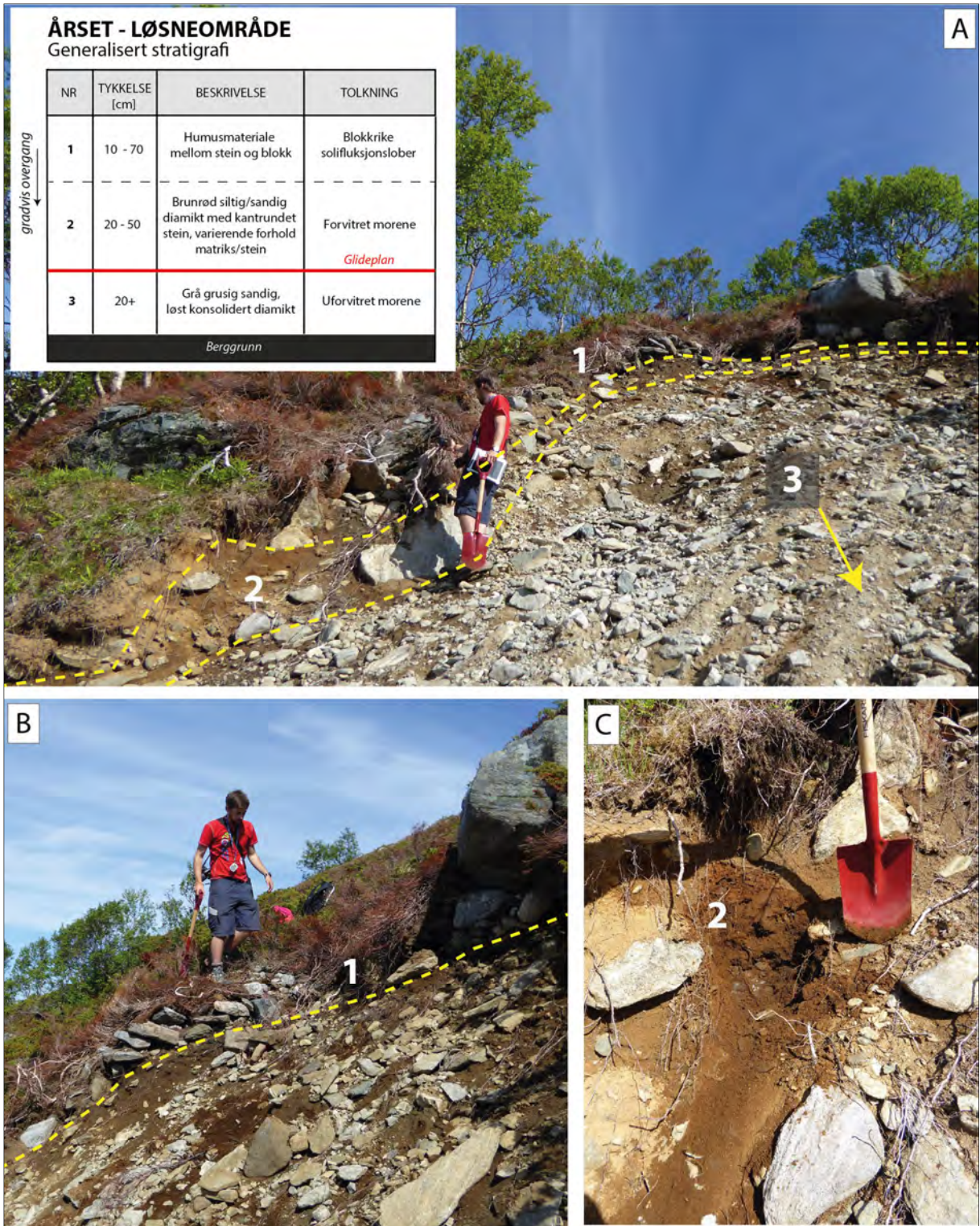
Den generelle stratigrafien i løснеområdet er illustrert i Figur 87. Løsmassene består fra toppen og nedover av et øvre, tynt humuslag som er stedvis dominert av mer stein og blokker (lag 1; Figur 87). Neste lag består av brunrød diamikt materiale med en siltig/sandig matriks og noe kantrundet større steiner (lag 2; Figur 87, se kornstørrelseanalysen kapittel 4.5.6). Dette laget tolkes å være forvitret morene fra underliggende lag, som er uforvitret. Det tredje laget ligner lag 2, men har en grå farge og ligger direkte på berggrunnen. Dette materialet er tolket til å være uforvitret morene. Grensen mellom uforvitret og forvitret morene (lag 2 og 3) har fungert som glideplan for de utraste overliggende massene (lag 1 og 2).

Det er ingen blottninger av berggrunnen i selve løснеområdet. Nærmeste blottede berggrunn er noe ned i skredløpet hvor det stikker opp bratte fjellhammerer av foliert, kvartsdiorittisk gneis. Det antas at hele området er dominert av den samme bergarten.

Under feltbefaringen ble det ikke observert noen aktive bekker i løснеområdet. Derimot er det spor etter noe fluvial erosjon på markoverflaten over løsnepunktet, som tilsier at vann har drenert til bakkanten av skredet. I tillegg var gjenstående morene i skredløpet svært vannmettet, selv om befaringen ble utført i en tørr periode. Dette tyder på at markvann dreneres til løснеområdet fra øvre deler av skråningen.

Vegetasjonen i løснеområdet består av tynn spredt fjellbjørk (5-10 cm diameter), noe einer og lyng, samt et tynt dekke (<15 cm) med mose.





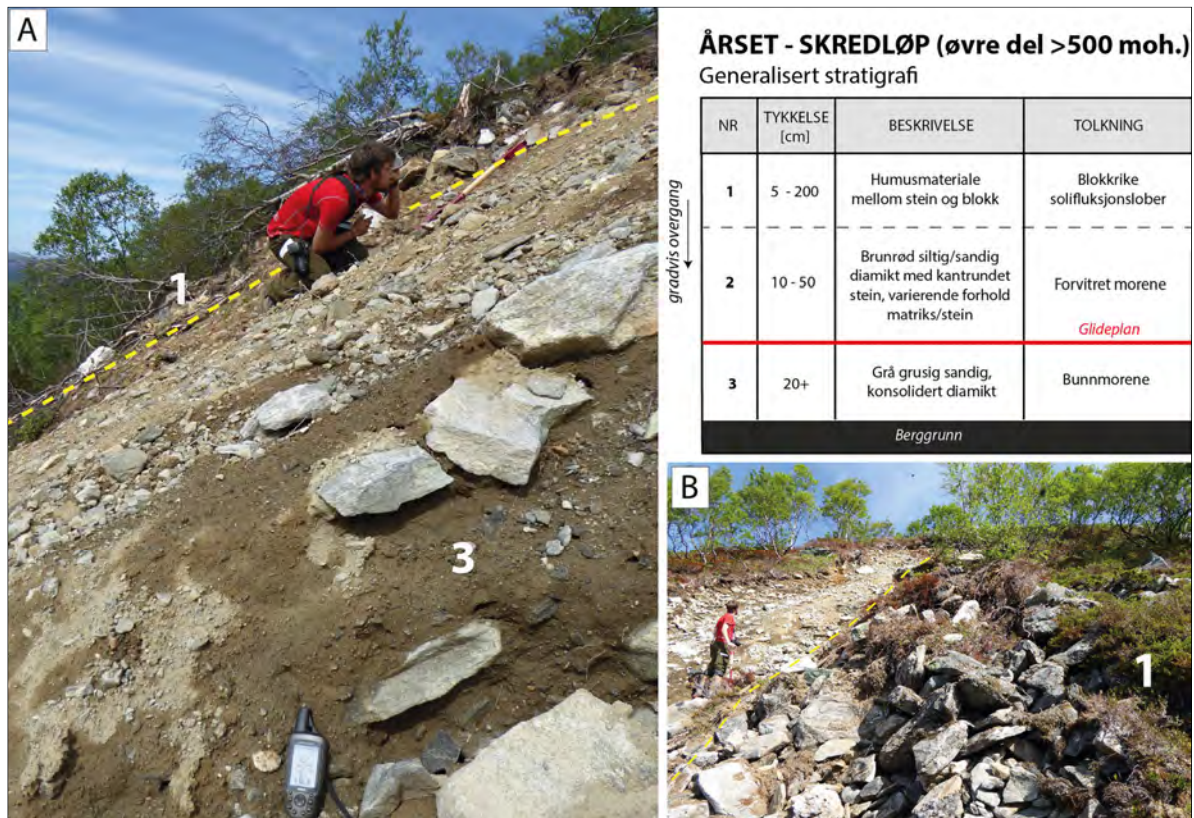
Figur 87: Foto fra Årsetskredets løsneområde, hvor A) er fra bakkant og lateral skredkant, B) lateral skredkant og C) nærbilde av sediment ved lateral skredkant. Innsatt tabell viser generalisert stratigrafi i løsneområdet.. Foto: Gro Sandøy og Tore Medgard, 5. juni 2014.



#### 4.5.5 Skredløpet

Den generelle stratigrafien i skredetløpet er illustrert i Figur 88. Øverst i skredetløpet (> 500 moh.), dvs. over fjellhammerne mellom 500 til 300 moh., er stratigrafien den samme som i selve løsnepunktet (Figur 87, Figur 88). Eneste vesentlige forskjell er at lag 3 har en høyere konsolideringsgrad enn tilsvarende lag (lag 3) i løsnepunktet. Laget er tolket til å være uforvitret kompakt morene, muligens bunnmorene. Grensen mellom uforvitret og forvitret morene (lag 2 og 3) har også her fungert som glideplan for skredet.

Nedenfor fjellhammerne (<300 moh.) endres løsmassestratigrafien til to primære enheter. Topplaget består av jordsmonn (rotsone) under plantete grantrær (lag 1; Figur 89). Bunnlaget ligger direkte på berggrunnen og består av konsolidert matriksstøttet grusig diamikt med lavt leirinnhold (lag 2; Figur 89). Dette laget er tolket å være bunnmorene, karakterisert av høy konsolideringsgrad. Mellom 290 og 180 moh. er dette morenelag opp til 170 cm tykk.



Figur 88: Generalisert stratigrafi i skredetløpet over 500 moh. til Årsetskredet, hvor A) er bilde fra 600 moh. og B) 620 moh. Foto: Gro Sandøy, 5. juni 2014.



**ÅRSET - SKREDLØP (nedre del <300 moh.)**  
Generalisert stratigrafi

NR	TYKKELSE [cm]	BESKRIVELSE	TOLKNING
1	30 - 50	Jordsmonn og plantet grantrær	Rotsone <i>Glideplan</i>
2	20 - 170	Grå grusig diamikt, konsolidert, lavt leirinnhold, matrisstøttet	Bunnmorene
Berggrunn			



Figur 89: Generalisert stratigrafi i skredløpet i nedre del av skredløpet (< 300 moh.). Foto: Gro Sandøy, 5. juni 2014.

Mektigheten til sedimentene langs skredløpet varierer. Det er ved de konvekse fjellhammerne kun et par cm løsmasser, mens mektighet opp til ca 2 m er observert i øvre skredløp (mellom 570 til 620 moh.) og nedre skredløp (mellom 190 og 270 moh.). I øverste del, fra løsneområdet til 540 moh., er det erodert i torv-/humusdekke (20-30 cm) og blokkrikt materiale (50-200 cm tykkelse). Langs fjellhammerne i midten av løpet (500-340 moh.) er det kun et par cm tynt gress- og vegetasjonsdekke som er skrellet av. Nedenfor de bratte fjellhammerne, fra 300 moh. og nedover, endres skogtypen fra tett bjørkskog til plantet granskog (Figur 89). Herfra og ned har skredet erodert topplaget med granskog og dratt med seg øvre morenelag (stedvis ned til fjell).

Det finnes tegn på fluviale løp i og langs skredløpet (Figur 89, Figur 90). Noen av disse rennene kan antas å ha blitt gravd ut av sekundære flomskred i slutten av selve skredhendelsen. Disse fluviale løpene er tegnet inn på Figur 82 som fluvialt nedskårne renner. Den fluviale nedskjæringen antas å ha stått for den endelige erosjonen av løsmasser helt ned til den glattpolerte berggrunnen i skredløpet.

Berggrunnen i skredløpet kan karakteriseres som en foliert, kvartsdiorittisk gneis med linser av eklogitt. Bergkvaliteten langs skredløpet varierer, hvor fjellet i øvre del er betydelig mer oppsprukket og danner en undulerende fjelloverflate. I nedre del av løpet er fjellet mer massivt og preget av glattpolert overflate dannet under den siste istiden (Figur 90).





**Figur 90:** Bilder tatt fra nedre del av skredløpet (120 moh.), hvor det er større områder med glattpolerte, massive fjellblotninger. Dette står i motsetning til fjellhammerne lenger opp i skredløpet, som er oppsprukket og undulerende. Gjennliggende løsmasser er fluivalt, sekundært nedskåret til berggrunnen, hvor det stedvis er tegn etter flomskredaktivitet. Foto: Gro Sandøy, 4. juni 2014.

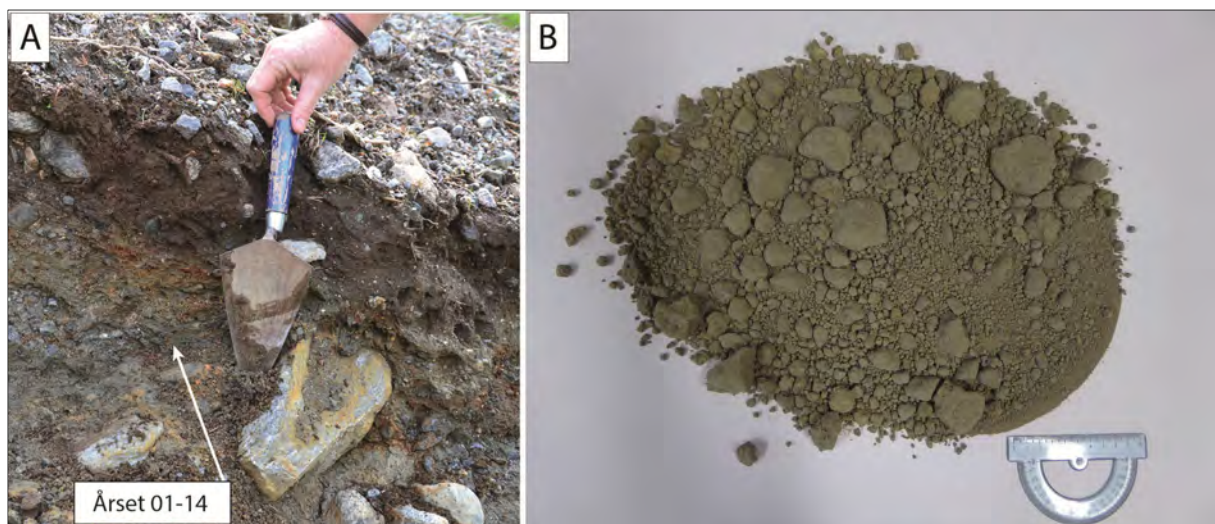
#### 4.5.6 Kornfordelingsanalyse

Prøvene *Årset 02-14* og *Årset 03-14* er begge tatt i kanten av skredløpet like nedenfor løsnepunktet, mens *Årset 01-14* er tatt under glideplanet i nedre del av skredløpet.. *Årset 02-14* er altså en prøve av det løsmasselaget som skled ut, og *Årset 01-14* og *03-14* er prøver av materialet under glideflaten. Se Figur 82 for oversiktskart med prøvelokalitetene. Foto fra prøvelokalitetene og prøvene i tørket tilstand er gitt fra Figur 91 til Figur 93. Det er utført glødetap for utvalgte kornfordelingsprøver. Resultatene nevnes i teksten for de aktuelle prøvene og i Figur 26.

*Årset 01-14* har en relativt jevn fordeling av kornstørrelser, men er klart dominert av middels grus. Prøven viser også en mindre topp av grov silt og et relativt lavt leirinnhold (2%; Figur 94). Den bimodale kornfordelingen kan være en indikasjon på at sedimentene er fra to ulike kilder eller prosesser, hvor det lave leirinnholdet i dette tilfelle kan indikere fluvial transport. Ut fra prøven kan man spekulere i om dette er en morene som har vært avsatt i et miljø med stedvis vannsortering. På grunnlag av kornfordelingen og feltobservasjoner av kompaksjonsgrad klassifiseres *Årset 01-14* som en uforvitret bunnmorene.

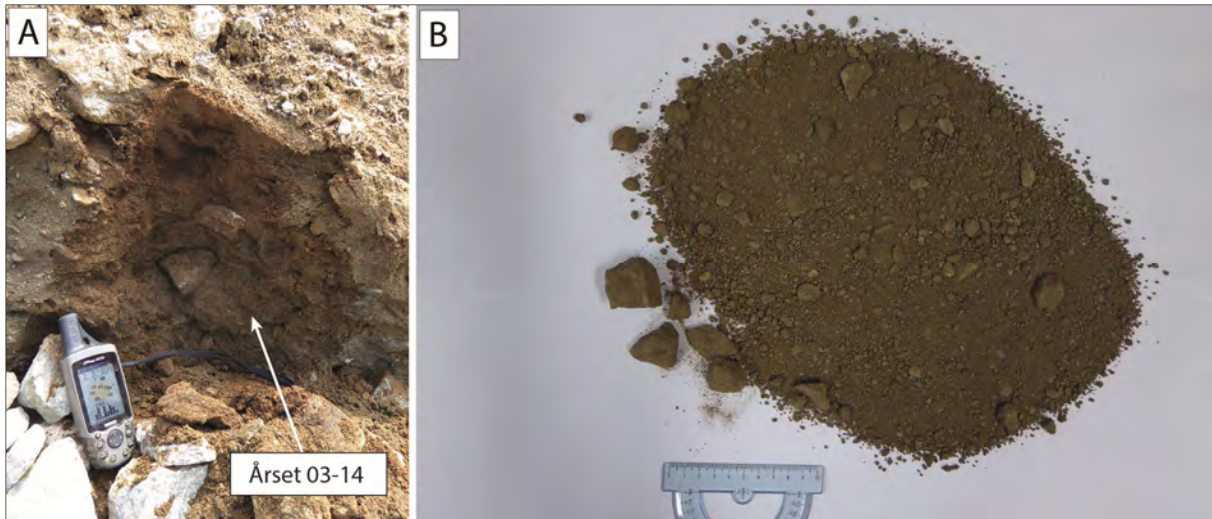
*Årset 02-14* består av en jevnere fordeling av de ulike kornstørrelsene fra leire til middels grus med en topp rundt fin til middels (Figur 94). Prøven har 6 % innhold av leire og relativ høy andel av silt til grov sand. Det høye innholdet av finmateriale kan indikere at dette er en forvitret morene. Glødetap for prøven 02-14 er 12 % (Figur 26).

*Årset 03-14* er lik *Årset 01-14* med en bimodal kornfordeling med topper i fin sand og middels grus, igjen med lite leirinnhold (1%; Figur 94). Kornfordelingskurven indikerer en sandig grusig morene. Glødetap for prøven 03-14 er 6 % (Figur 26).



**Figur 91:** Bilder fra *Årset 01-14* (77 moh.), hvor A) viser prøvelokaliteten og B) prøven i tørket tilstand.

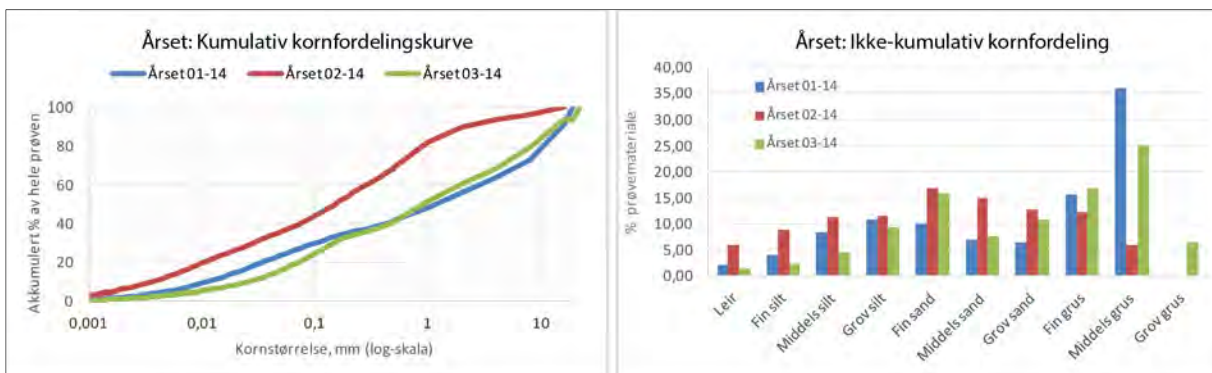




Figur 92: Bilder fra Årset 03-14 (615 moh.), hvor A) viser prøvelokaliteten og B) prøven i tørket tilstand.



Figur 93: Bilder fra Årset 02-14 (627 moh.), hvor A) viser prøvelokaliteten og B) prøven i tørket tilstand.



Figur 94: Kornfordelingskurve og søylediagram for prøver analysert fra Årsetskredet.

## 5. RESULTAT

I dette kapittelet beskrives resultatene med hensyn til topografi, meteorologi og dreneringsmessige forhold til startpunktene for de fem skredhendelsene. I tillegg presenteres varslingsvurdering og varslingsmeldinger tilknyttet skredtidspunktene.

### 5.1 Topografiske forhold

#### 5.1.1 Nøkkeltall fra GIS analyse og felldata

Under befaring ble det samlet inn felldata om blant annet; løsnepunkt, bredde løsneområde og skredløp, samt definert soner for erosjon/transport og avsetning av skredmateriale (Tabell 6). I tillegg har det i løpet av prosjektet blitt tilgjengelig flybilder som er tatt etter hendelsene for alle lokalitetene utenom Todalen.

Tabell 6: Nøkkeltall over trekantskredene omtalt i rapporten basert på felldata og flybildeanalyse.

	Viromdalen	Borga	Todalen	Vatne	Årset
Hendelsesdato	14.aug.03	09.jun.11	31.jul.13	15.nov.13	15.nov.13
Tidspunkt [kl.]	14.00-15.00	20.30	8.00	20.00-20.30	23.20
Utløpslengde [km] <sup>1</sup>	1.6	1.5	0.8	1.4	1.2
Hovedsaklig avsetningsområde	Dalbunn	Dalside + elv	Fjord	Dalbunn	Dalbunn
Ytterste avsetningspunkt	Elv	Elv	Fjord	Innsjø	Elv
Høyde løsnepunkt [moh.]	895	1022	545	555	633
Høyde øverste avsetning [moh.] <sup>2</sup>	< 170	< 500	< 40	< 150	< 160
Høyde nederste avsetning [moh.]	161	295	0	87	61
Bredde løsneområde [m]	12	< 1	16	7	7
Maks bredde skredløp [m]	269	138	110	100	237
Min bredde skredløp [m] <sup>3</sup>	6	40	2	57	18
Areal erosjon/transport [m <sup>2</sup> ]	124 148	89 788	26 377	53 619	50 562
Areal avsetningsområde [m <sup>2</sup> ] <sup>4</sup>	44 131	45 918	2142	29 642	42 856
Estimert volum [m <sup>3</sup> ] <sup>5</sup>	37 300	27 000	7900	16 100	15 200

<sup>1</sup> Målt horisontalt fra løsnepunkt til ytterpunkt utløpslengde.

<sup>2</sup> Gjelder start hovedavsetning.

<sup>3</sup> Verdien representerer områder i skredløpet som snerves tydelig inn i øvre og midtre skredløp.

<sup>4</sup> Kun hovedavsetning i nedre del av skredløpet, ikke inkl. mindre leveer og loper langs løpet.

<sup>5</sup> Beregnet på et grovt estimat av gjennomsnittlig erosjonsdybde 0,3 m (likt for alle skred).

Skredenes utløp går fra 0,8 til 1,6 km. Noter at disse tallene ikke representerer total utløpslengde da alle skredhendelsene stopper i noen form for vannhindringer (elv, fjord, innsjø).

I felt ble det stedvis estimert gjennomsnittlig erosjonsdybde. Skredenes volum er meget grovt anslått basert på den estimerte erosjonsdybden og beregnet areal med erosjon/transport/. Tabell 6 viser at Viromdalskredet har det største estimerte volumet med ca 37 300 m<sup>3</sup>, mens Todalen har minst volum på 7900 m<sup>3</sup>.



### 5.1.2 Helningskart

Gjennomsnittlig helningsvinkel for skredene er analysert basert på tilgjengelig DHM (Figur 95, Figur 96). Resultatene er oppsummert i Tabell 7.

Borgaskredet skiller seg ut ved at løsnepunktet befinner seg langs en bar fjellhammer med gjennomsnittlig helningsgrad på  $53^\circ \pm 8^\circ$ . De resterende løsneområdene befinner seg i løsmasseskråninger med helning fra  $22^\circ \pm 2^\circ$  (Todalen) og opp til  $40^\circ \pm 4^\circ$  (Viromdalen).

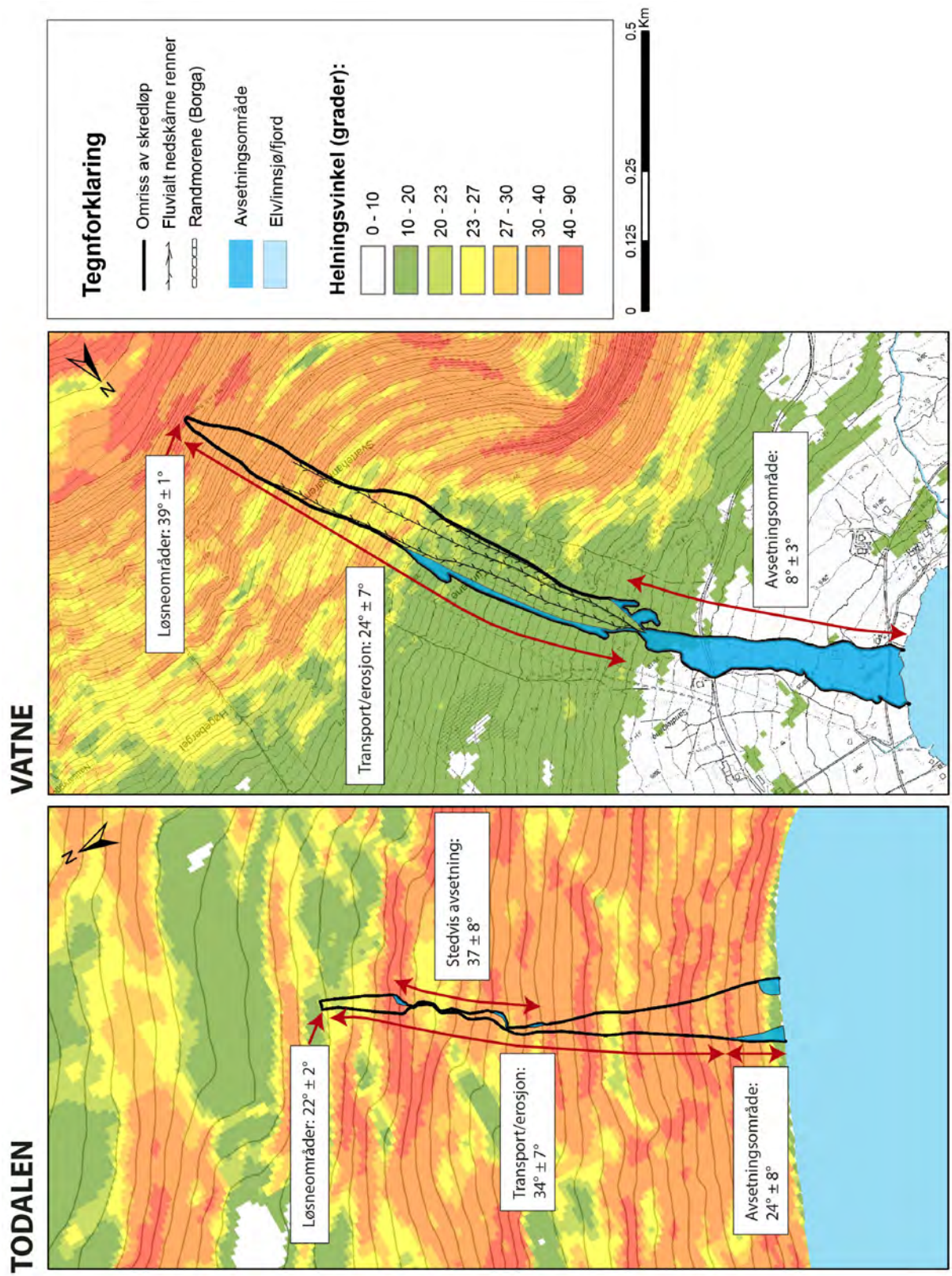
Når det gjelder utregning av helningsgrad (Tabell 7) for avsetningsområdene er det Vatne, Viromdalen og Årset som er mest relevant, da Todalskredet gikk direkte i fjorden mens store deler av Borga skredet gikk ut i elva. Målt helningsgrad for avsetningsområde gjelder kun den øvre delen av det naturlige avsetningsområdet, noe som forklarer den høye helningsgraden for Todalen og Borga.

**Tabell 7: Oversikt over gjennomsnittlig helningsgrad for løsneområdet, erosjon/transport og avsetningsområde. Alle verdier er inkludert standardavvik ( $\pm$ ).**

DHM [m]	Skred	Løsneområde [°]	Erosjon / Transport [°]	Hoved- avsetningsområde <sup>1</sup> [°]
1	Viromdalen	$40 \pm 4$	$28 \pm 7$	$6 \pm 6$
1	Borga	$53 \pm 8^2$	$26 \pm 9$	$23 \pm 11$
10	Todalen	$22 \pm 2$	$34 \pm 7$	$24 \pm 8$
10	Vatne	$39 \pm 1$	$24 \pm 7$	$8 \pm 3$
1	Årset	$36 \pm 4$	$33 \pm 9$	$12 \pm 8$

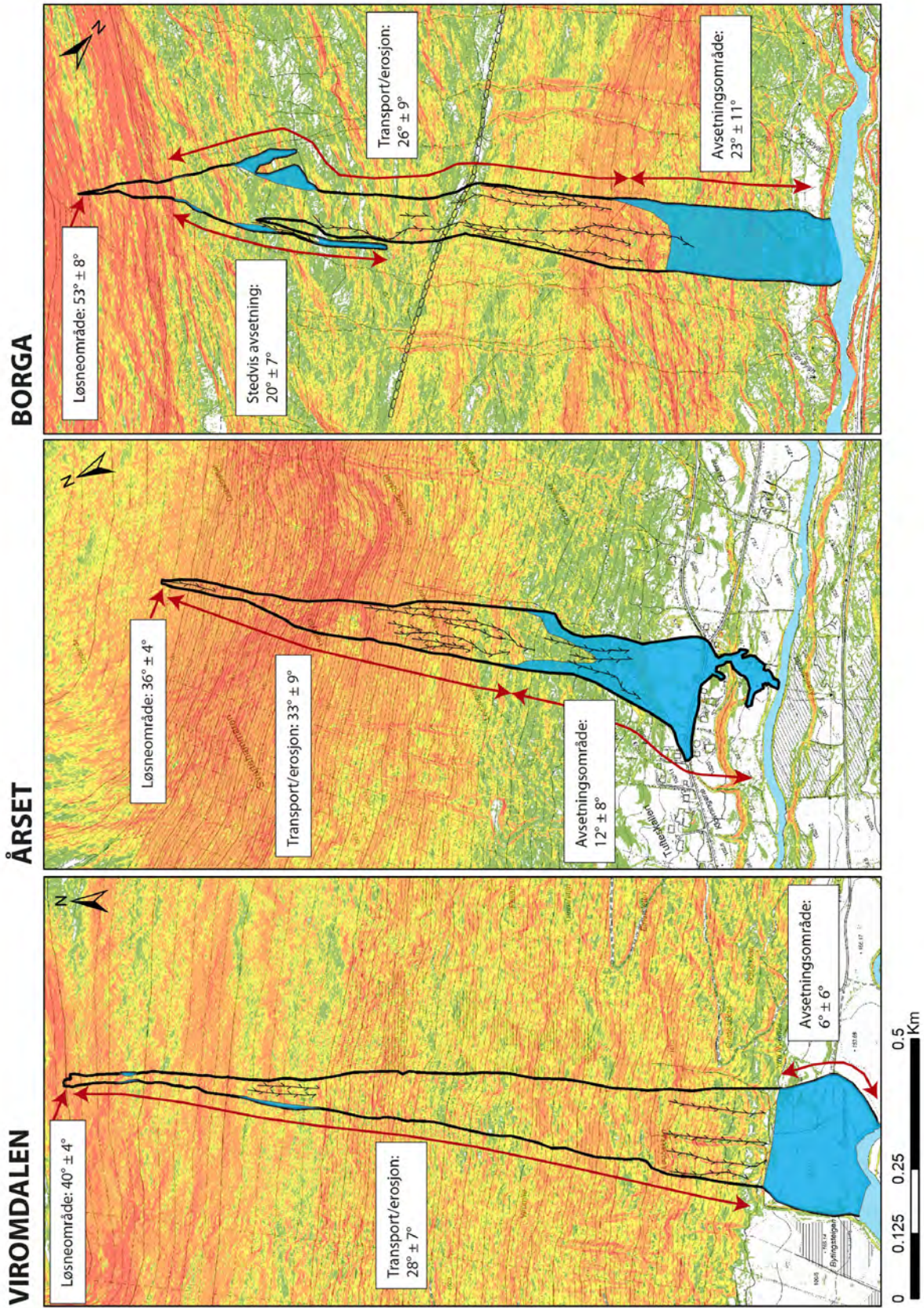
<sup>1</sup> Nederste avsetning, om det eksisterer flere avsetninger langs skredløpet.

<sup>2</sup> Løsneområdet befinner seg langs en steil fjellhammer med kun tynt mose/lav.



Figur 95: Heiningskart over Todalen og Vatne (10 m DHM).





Figur 96: Helmskarts over Viromdalen, Årset og Borgia (1 m DHM). For tegnforklaring se Figur 95.

### 5.1.3 Beregning av siktevinkel

Beregnet siktevinkel for de fem skredhendelsene er gitt i Tabell 8 og er en indikator på utløpslengde i forhold til høyde. Resultatene viser en siktevinkel fra 19° til 33°. Merk at lengden i tabellen ikke representerer totalt utløp på grunn av alle fem skredhendelsene i ytterkanten stopper i en vannhindring (elv, innsjø, fjord). Todalen har den største siktevinkelen på 33° grunnet at skredet gikk direkte ned i fjorden. Vatne har den minste siktevinkelen på 19° og dermed lengst rekkevidde.

**Tabell 8: Beregnet siktevinkel for omtalte skredhendelser i denne rapporten. Merk at lengden i tabellen ikke representerer totalt utløp på grunn av alle fem skredhendelsene stopper i vannhindring (elv, innsjø, fjord).**

Skred	Løснеområde [Moh.]	Ytterkant avsetning [Moh.]	Høyde [m]	Utløpslengde <sup>1</sup> [m]	Siktevinkel [°]
Viromdalen	895	161	734	1554	25
Borga	1022	295	727	1459	26
Todalen	545	0	545	829	33
Vatne	555	87	468	1385	19
Årset	633	61	570	1205	25

<sup>1</sup>Horisontal lengde fra løsnepunkt til ytterkant av skredavsetning.

### 5.1.4 Profilanalyser

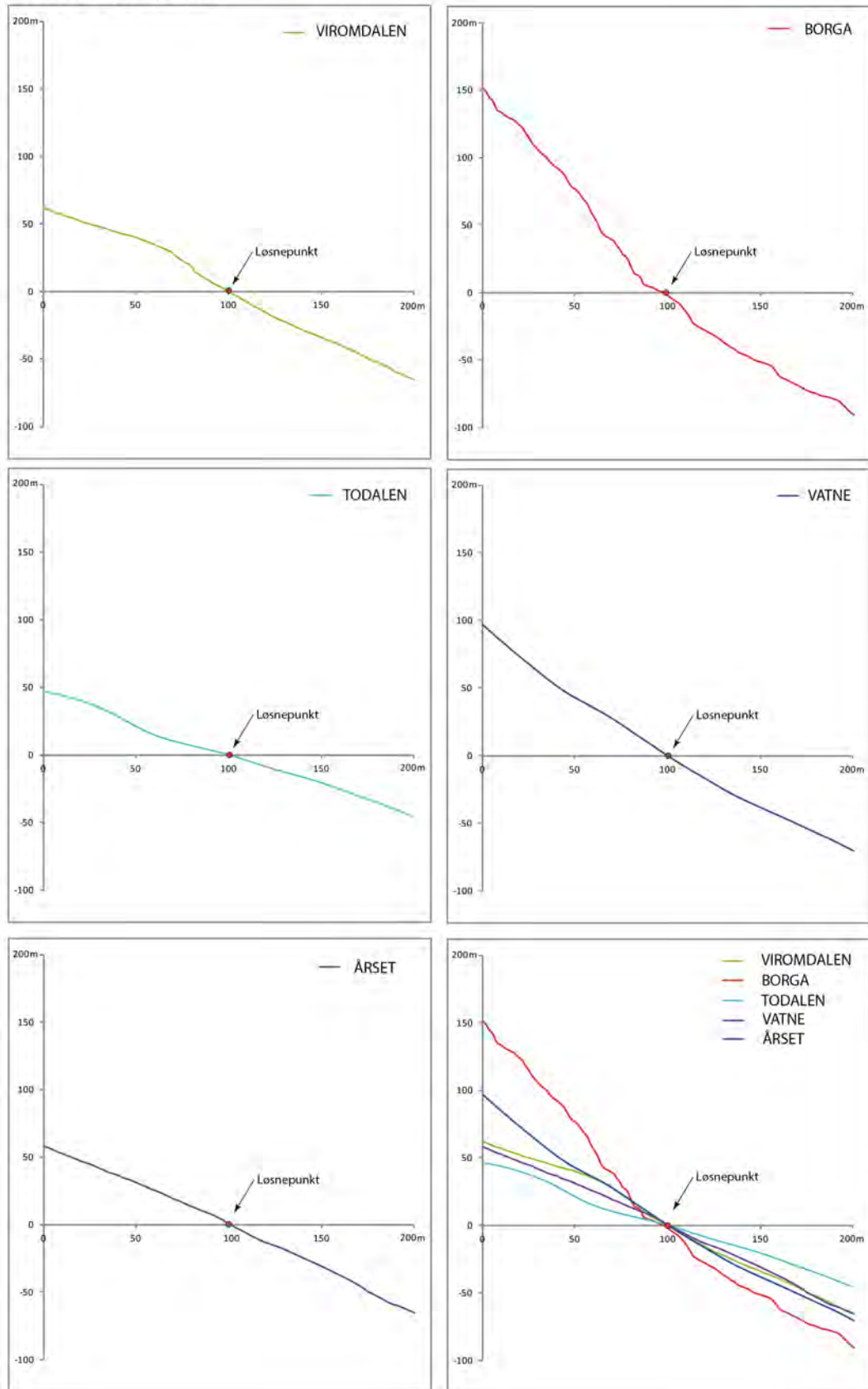
Profilanalysen er blitt utført med to formål; 1) å forstå og sammenligne forholdene over og i løsnepunktene, og 2) å analysere konveksetet og konkaviteten langs skredløpet, og jamføre hvor skredene utvider seg og snevres inni forhold til skråningsprofilene. Figur 97 gir oversikt over skredenes profil ved løснеområdet. Vi har valgt å begrense profilene til 100 m ovenfor løsnepunkt og 100 m nedenfor løsnepunktet. Dataene er justert slik at alle skredhendelsene har "løsnepunktet" i samme høydepunkt ( $x = 0$ ), slik at profilene er enkel å sammenligne.

Analysen viser at Viromdalen og Todalen begge har en tydelig konveks form ovenfor løsnepunktet (Figur 97). Topografien i Viromdalen og Todalen flater så ut og har en rett profil ned til løsnepunktet. Videre viser profilene at Årset har en nesten rett form bak løśnieområdet, mens Vatne er eneste lokalitet med konkav form under løsnepunktet. Borga skiller seg ut med at topografien er steilere enn de andre studieområdene siden løseområdet befinner seg langs en steil fjellhammer.

Basert på kartleggingen av skredene har vi plukket ut seksjoner langs skredløpet hvor skredene tydelig utvider seg, se grå sone på Figur 98. Sonene med utvidning viser hvor det er en vedvarende utvidelse langs skredløpet, med noen meters feilmargin. De inntegnete sonene viser ingen klar trend mellom topografien og utvidelse, da skredløpene utvider seg både langs jevne skråninger (Viromdalen), konvekse seksjoner (Borga, Årset) og konkave seksjoner (Todalen, Årset, Borga) og konvekse hele skråninger (Vatne). Det er i 2 av 5 skred observert at skredløpet snevres inn noen steder langs løpet (kanaliseres). Dette ses i Todalen og Viromdalen, hvor skredløpet i øvre delen snevres ned til henholdsvis 2 og 6 m.

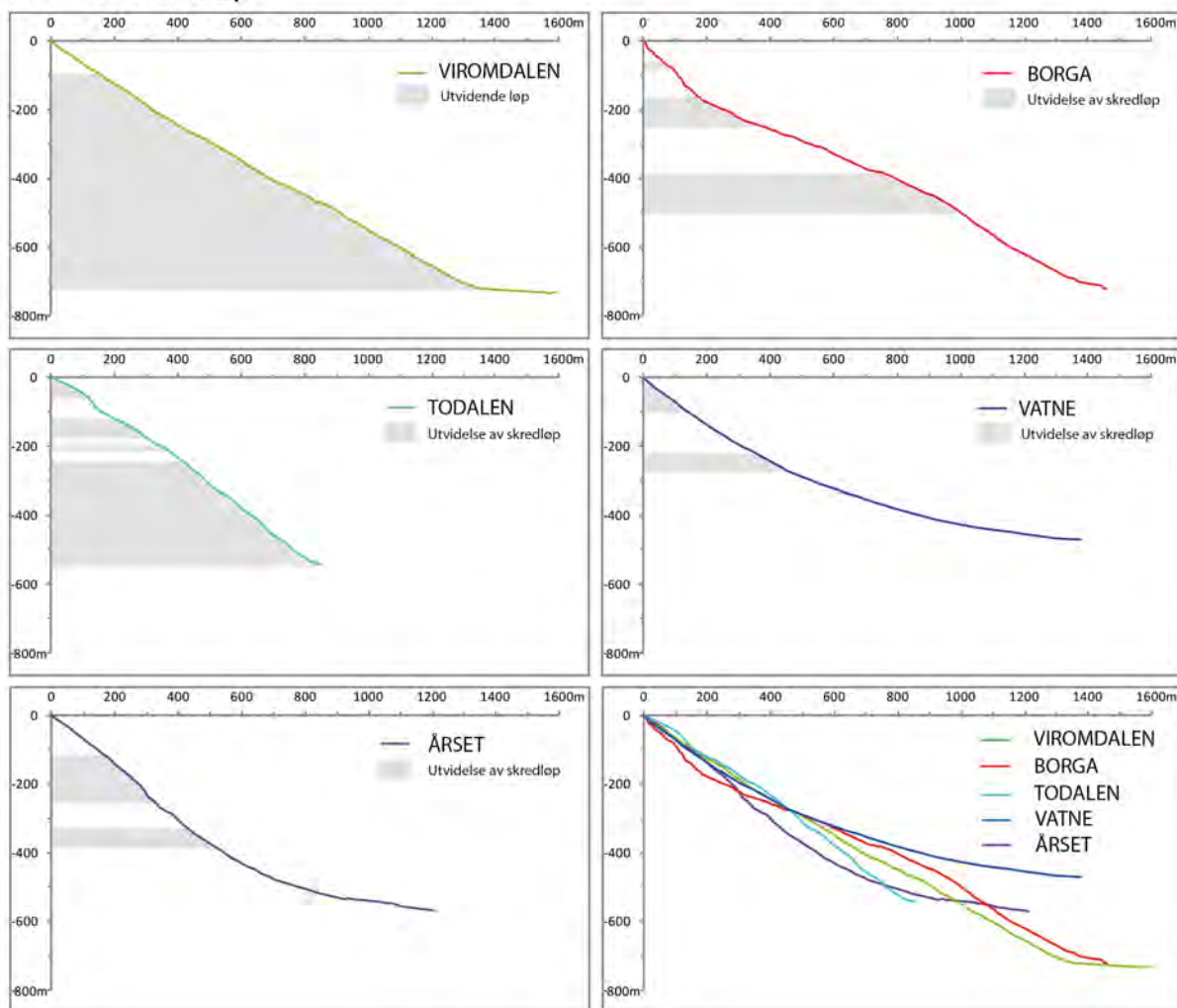


## Profil av løsnepunkt



Figur 97: Grafene representerer hver enkelt profil ovenfor og nedenfor løsnepunktet for å sammenligne konkavitet og konvekksitet i forhold løsnepunktene. Ved Todalen og Vatne er analysen utført på 10m DHM, mens resterende 1m DHM. Samlet figur med alle profil er gitt nederst i figuren. Merk at y-verdiene er manipulert slik at alle har løsnepunkt på lik verdi ( $y=0$ ) for å enklere kunne sammenligne profilene.

## Profil av skredløp



Figur 98: Grafene representerer hver enkelt profil fra løsnepunkt til ytterkant skredavsetning. Det er tegnet inn soner i grått som representerer hvor skredløpet har utvidet seg. Ved Todalen og Vatne er analysen utført på 10m DHM, mens resterende 1m DHM. Samlet figur med alle profil er gitt nederst i figuren. Merk at y-verdiene er justert slik at alle har løsnepunkt på lik verdi ( $y=0$ ) for enklere å kunne sammenligne profilene.



## 5.2 Drenering ned mot løснеområdene

Resultat fra *flow accumulation* analysen er illustrert i Figur 99 til Figur 103, samt oppsummert i Tabell 9. Henviser videre til kapittel 3.2.4 for metodebeskrivelse.

Resultatene viser at det i Viromdalen er flere dreneringsveier som leder ned til løsnepunktet. Disse gir et samlet dreneringsareal på 7364 m<sup>2</sup> (Figur 99). Ved Borga er det kun et tydelig dreneringsløp, men dette tilsvarer et dreneringsareal på 23 752 m<sup>2</sup> (Figur 100). I Todalen indikerer analysen at kun 370 m<sup>2</sup> dreneres ned til løsnepunktet. Derimot er det et større dreneringsløp (1100 m<sup>2</sup>) som passerer kun 10 m NV for løsneområdet (Figur 101). Ved Vatne viser analysen ingen tydelig drenering direkte til løsnepunktet, men to dreneringsløp tilsvarende totalt 1500 m<sup>2</sup> dreneres inn mot skredløpet, bare 10 m nedenfor løsnepunktet (Figur 102). Årset har flere dreneringsveier som leder til løsneområdet og disse har til sammen et dreneringsareal på 22 999 m<sup>2</sup> (Figur 103).

Det er verdt å legge merke til at løsneområdene ved Viromdalen, Todalen, Vatne, og Årset ikke skiller seg nevneverdig ut fra resterende skråninger når man sammenligner dreneringsmønstret. Borga skiller seg ut ved at det her er et dominerende dreneringsløp som leder rett ned til løsnepunktet. Dette løpet drenerer i tillegg et mye større areal enn de andre dreneringsløpene på skråningen (Figur 100).

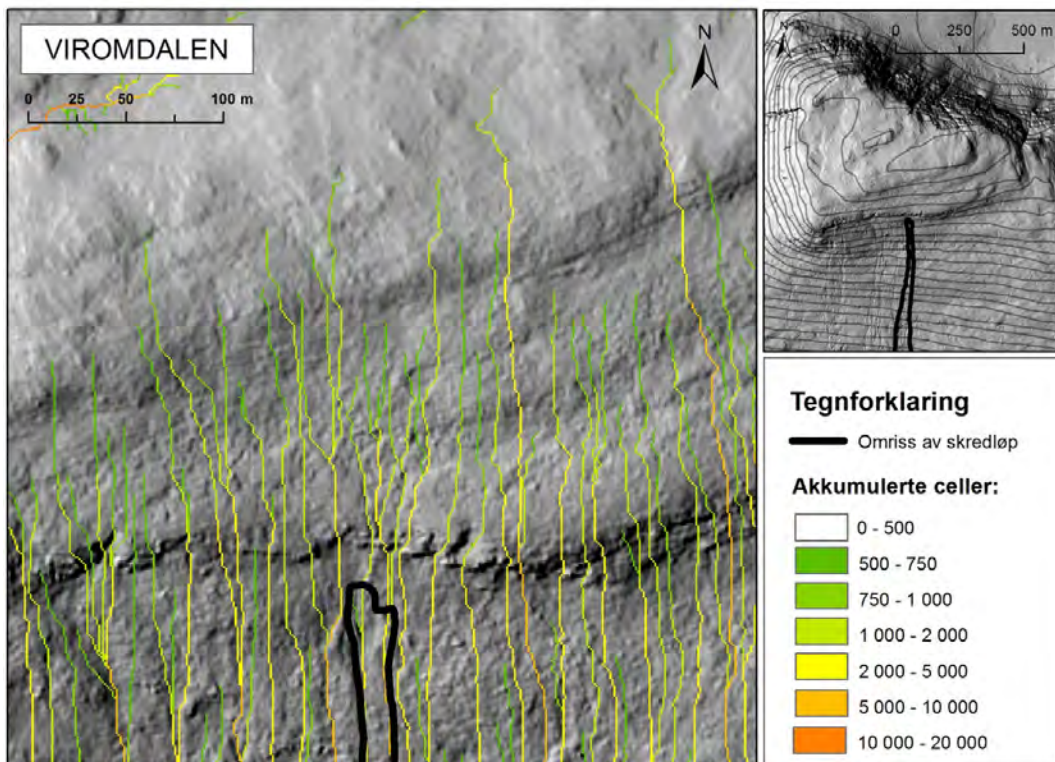
Tabell 9 viser at Borga og Årset har størst totalt dreneringsareal ned til løsnepunktet (ca 23 000 m<sup>2</sup>), mens Todalen er desidert minst med 370 m<sup>2</sup>. I følge beregninger basert på estimert nedbør fram til skredtidspunktet (Tabell 9) var det sannsynligvis høyest vannføring til løsnepunktet ved Årset (opp til 2 740 000 liter) og minst ved Todalen (fra 16 900 til 62 900 liter).

**Tabell 9: Oppsummering av akkumulert areal som dreneres til løsnepunktet, og total vannføring til løsneområdet den dagen skredene utløstes.**

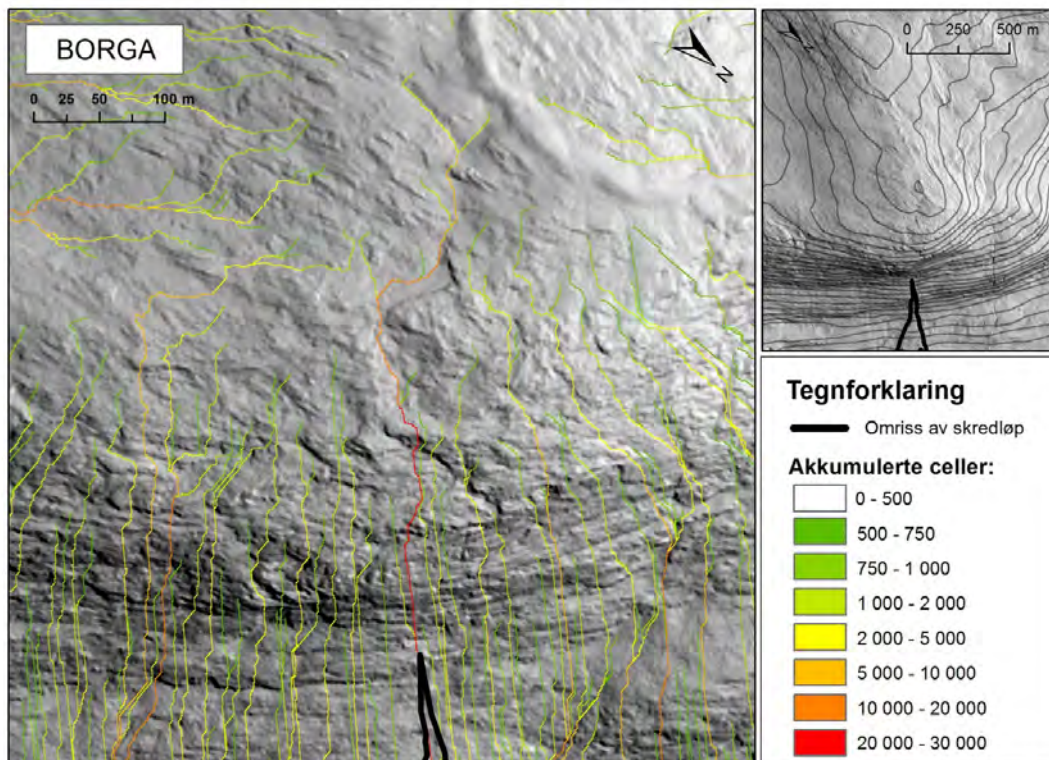
DHM [m]	Skred	Dreneringsareal tilknyttet løsneområdet [m <sup>2</sup> ]	Estimert nedbør før hendelsen <sup>1</sup> [mm]	Antall liter til løsneområde <sup>1</sup> [liter]
1	Viromdalen	7364	91	666 933
1	Borga	23 743	30 <sup>2</sup>	712 560
10	Todalen	370	45 170	16 900 62 900
10	Vatne	1500	77	115 106
1	Årset	22 999	119	2 736 881

<sup>1</sup>Nedbøren er regnet ut fra døgnet før hendelsen + nedbør frem til skredtidspunktet på hendelsesdagen, estimert fra døgnedbøren. Se kapittel 3.3.2 for detaljer.

<sup>2</sup>Regn og snøsmelting fra xGeo (1149 moh.).

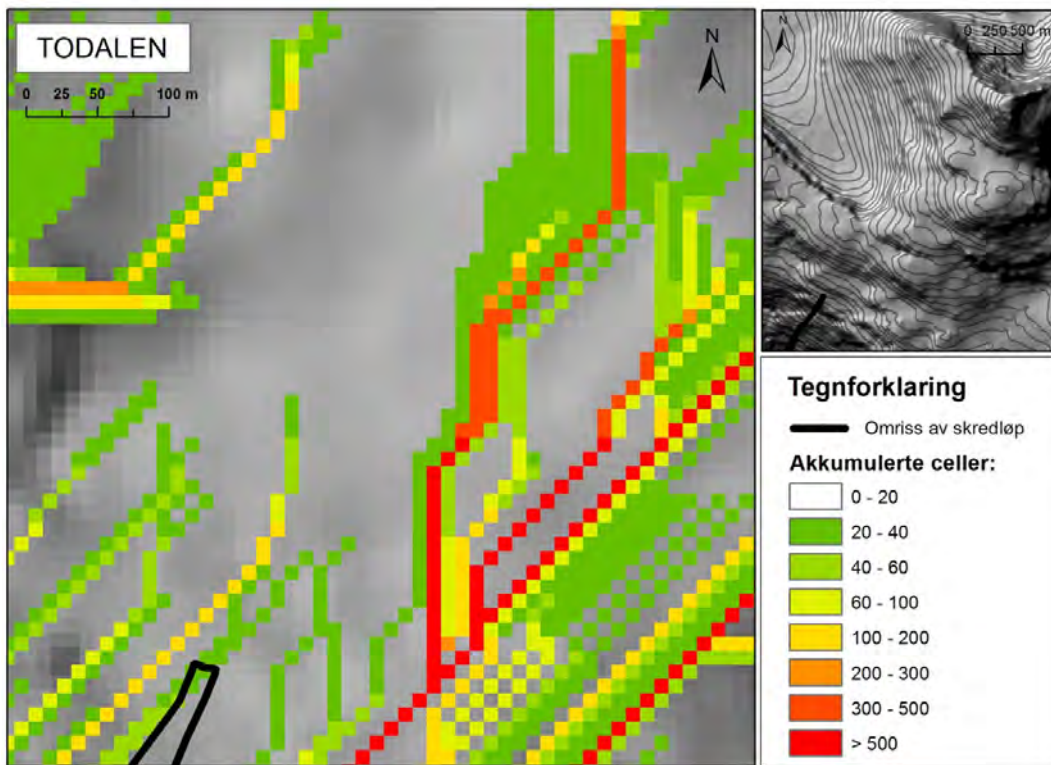


Figur 99: Dreneringsløp som leder til løsnemrådet for Viromdalskredet. Analysen er basert på en 1 m DHM.

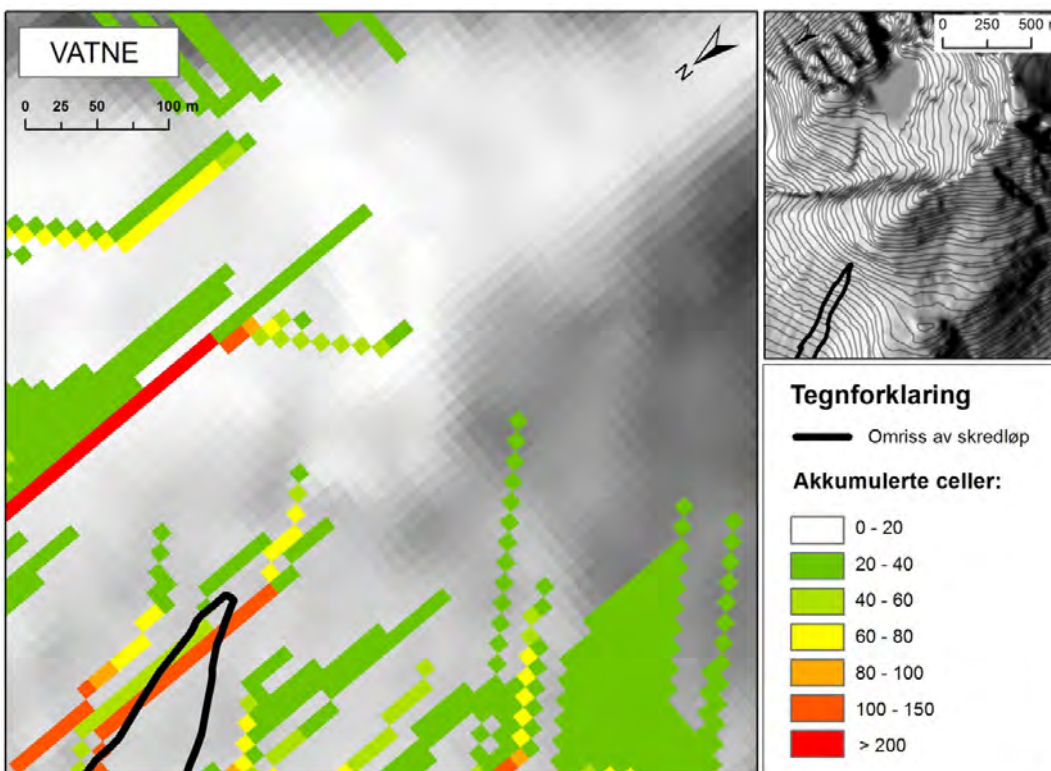


Figur 100: Dreneringsløp som leder til løsnemrådet for Borgaskredet. Analysen er basert på en 1 m DHM.

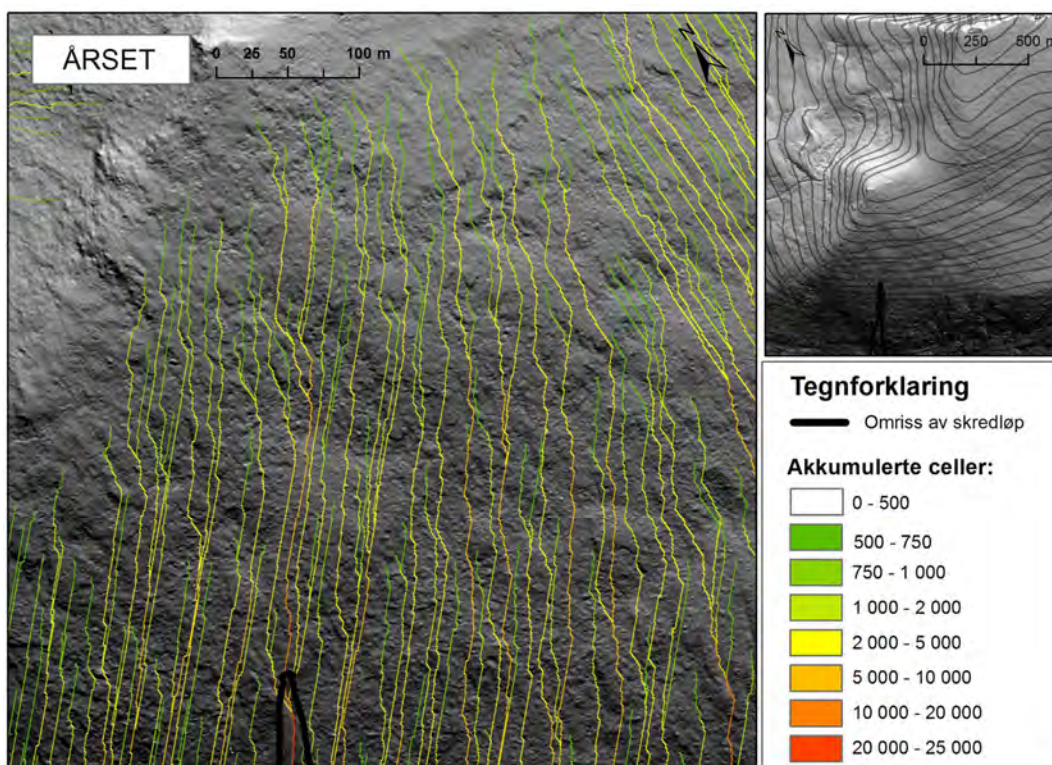




Figur 101: Dreneringsløp som leder til løsneområdet for Todalskredet. Analysen er basert på en 10 m DHM.



Figur 102: Dreneringsløp som leder til løsneområdet for Vatneskredet. Analysen er basert på en 10 m DHM.



Figur 103: Dreningsløp som leder til løsneområdet for Årsetskredet. Analysen er basert på en 1 m DHM.

## 5.3 Nedbør og klimastatistikk

### 5.3.1 Viromdalen

Viromdalskredet skjedde den 14. august 2003, og da var det et større lavtrykk over Sør-Norge, som førte til intens nedbør over Møre og Romsdal fra 13 til 15. August. Døgnnedbør viser at den 13. august var regnet konsentrert i den østlige delen av Sør-Norge, samt ved grensen mellom Trøndelag og Møre og Romsdal (Figur 104). De neste to dagene, derimot, falt regnet hovedsakelig over Møre og Romsdal. I denne nedbørsperioden løstes det ut flere jordskred i Norge, hvor de fleste skjedde i Møre og Romsdal.

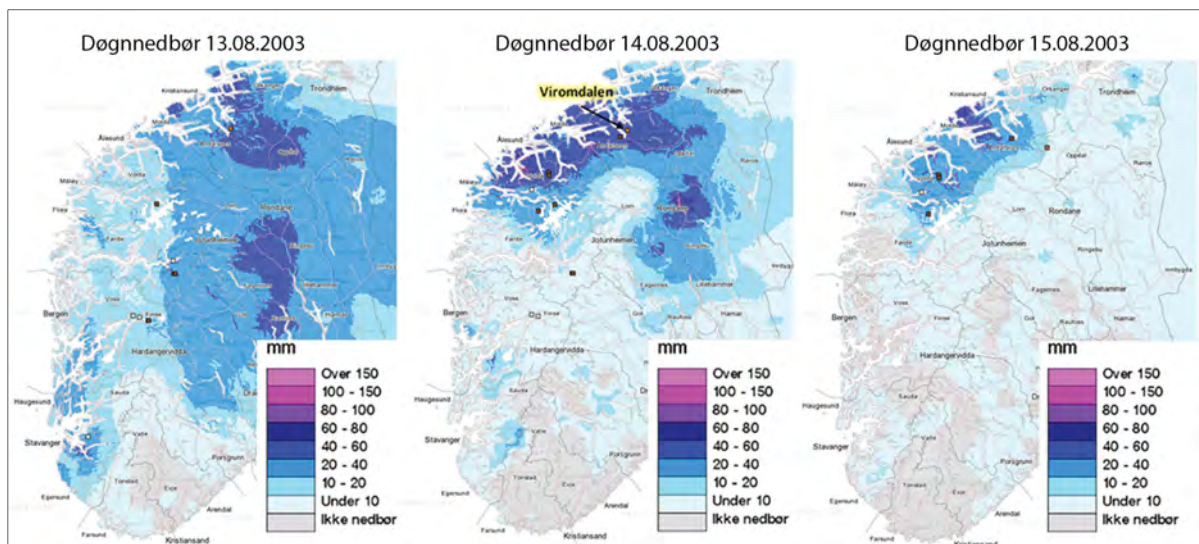
De nærmeste værstasjonene til Viromdalen ligger ved Ålvundfjorden (8 km mot NV), Sunndalen (10 km mot SSV), og Innerdalen (10 km mot SØ). Stasjonen i Innerdalen ligger i samme dalstrøk, men det var ikke mulig å laste ned døgnverdier for 2003 via eKlima. Data fra Innerdalen er kun benyttet for å se på normalnedbør for perioden 1961-1990. Både værstasjonen ved Ålvundfjorden og Sunndalen ligger på 10 moh., mens stasjonen i Innerdalen ligger på 405 moh.

Figur 105 viser nedbør og temperatur som er registrert 3 uker før hendelsesdatoen (14. august 2003) og 1 uke etterpå. Den 14. august ble det registrert 69 mm nedbør ved Sunndalen og 41 mm ved Ålvundfjord, og 15. august ble det registrert 64 mm ved Sunndal og 49 mm ved Ålvundfjord. Tatt i betraktning at nedbørsdøgn i eKlima går fra kl. 07.00 normaltid til kl. 07.00 det døgnnet data er datert, er deler av nedbøren fra den 14. august (fra 07.00 til skredtidspunkt) registrert på 15. august.

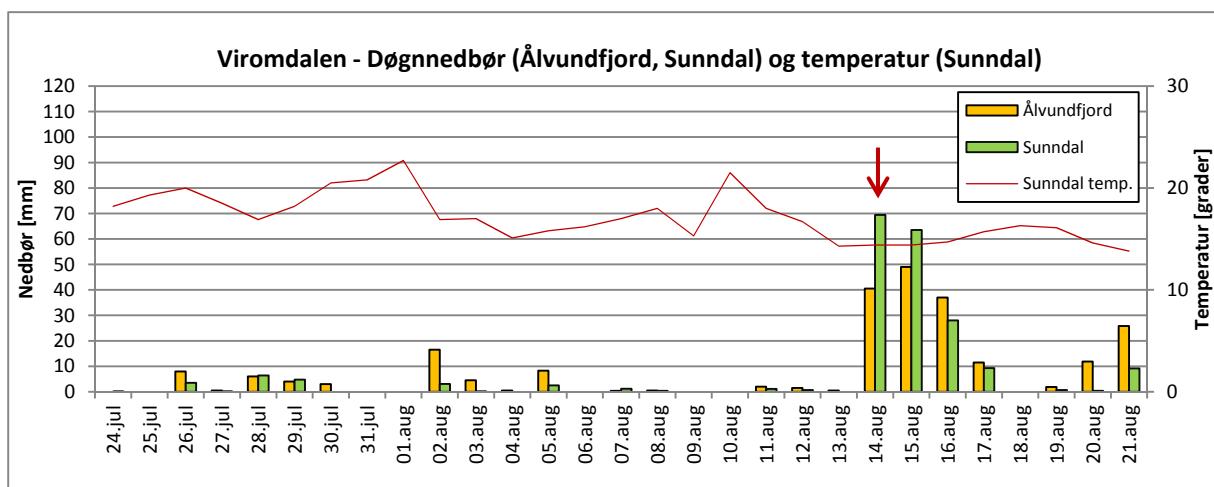


Ser man på nedbøren 3 uker før hendelsen, viser den gjennomsnittlig 1 mm nedbør pr. dag ved Sunndalen og 3 mm pr. dag ved Ålvundfjorden (Figur 105). Det var relativt mye nedbør de første dagene etter skredhendelsen (16-20 mm pr. dag). I tillegg er det sett nærmere på interpolert nedbørsdata i selve løснеområdet. Resultat viser at det er modellert omtrent 50 mm regn på hendelsesdatoen (Figur 106). Temperaturmålinger fra Sunndalen gir at siste del av juli og begynnelsen av august var normal, med variasjon fra 13°C og opp til 22°C (Figur 105).

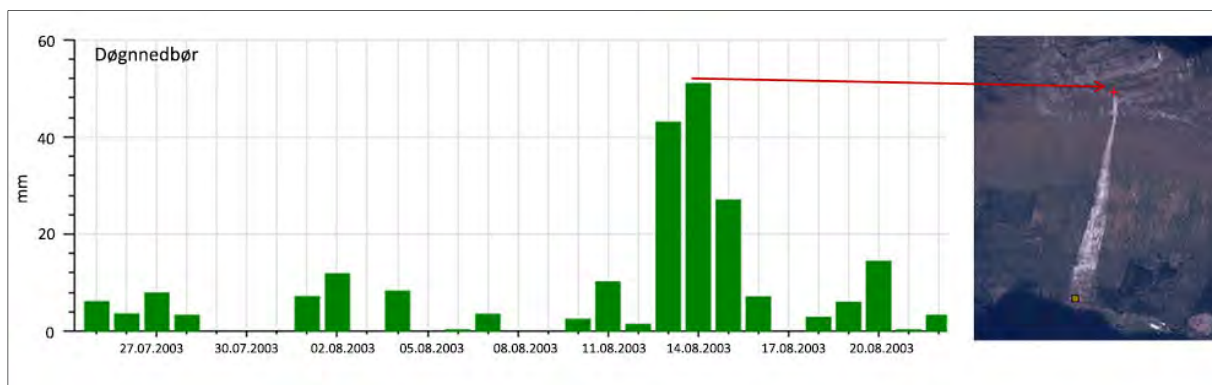
Månednormal for nedbør i 2003 og årsmiddelnedbøren for perioden 1961-1990 er gitt i Figur 107. I 2003 var det registrert totalt 1587 mm nedbør ved Ålvundfjorden og 1094 mm ved Sunndalen, hvor august skiller seg tydelig ut med mest nedbør ved begge værstasjonene. Årsmiddelnedbøren (1961-1990) ved Innerdalen værstasjon (405 moh.) gir totalt 1547 mm, og det er perioden september til desember som i gjennomsnitt har mest nedbør. Figur 107 viser at det var en unormalt våt august 2003, opp til 340 mm nedbør, sammenlignet med data for perioden 1961-1990, med 122 mm middelnedbør for august.



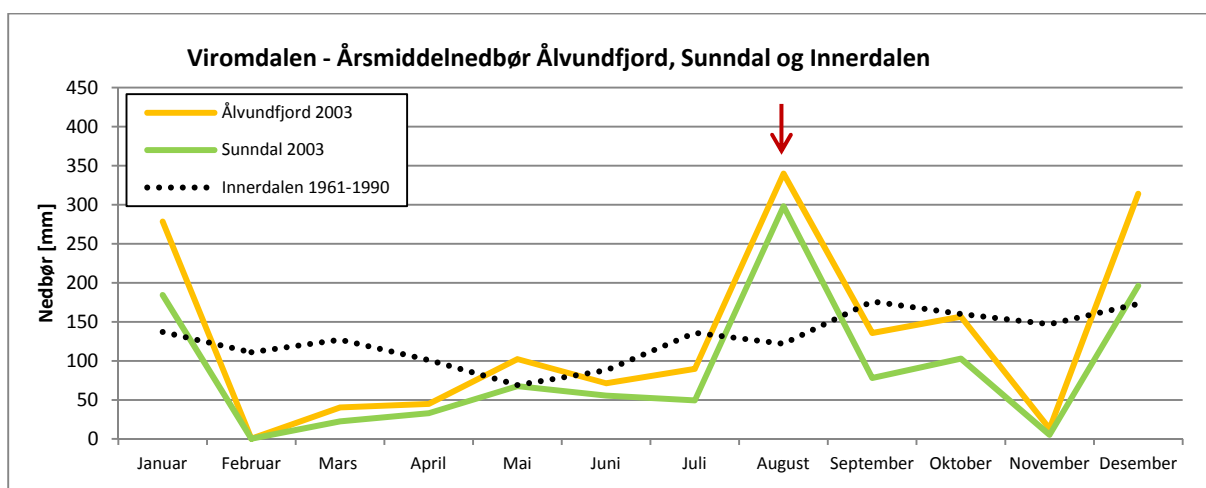
**Figur 104:** Figuren viser den totale døgnnedbøren fra 13. til 15. august 2003 ved Viromdalen. Firkant i brun (jordskred) og gul (flomskred) er skredhendelser som er registrert i NVEs skredhendelsesdatabase på gitt dato. Data fra xGeo (2016).



**Figur 105:** Døgnnedbør og temperatur fra 24. juli til 21. august 2003 fra Ålvundfjord og Sunndal værstasjoner. Den 14. august er det registrert totalt 69 mm på Sunndalen og 41 mm ved Ålvundfjorden. Begge værstasjonene ligger på 10 moh. Døgnnedbør og temperatur er hentet fra eKlima (2016). Rød pilen markerer hendelsesdatoen (14. august 2003).



Figur 106: Oversikt over interpolert observert døggnedbør i selve løsneområdet fra 26.juli til 22.august 2003. Den 14. august 2003 gir modellen litt over 50 mm nedbør i løsneområdet. Firkant i brun (jordskred) på oversiktsbilde er posisjonen på skredhendelsen som er registrert i NVEs skredhendelsesdatabase på hendelsesdatoen. Data fra xGeo (2016). Rød pilen markerer hendelsesdatoen (14. august 2003).



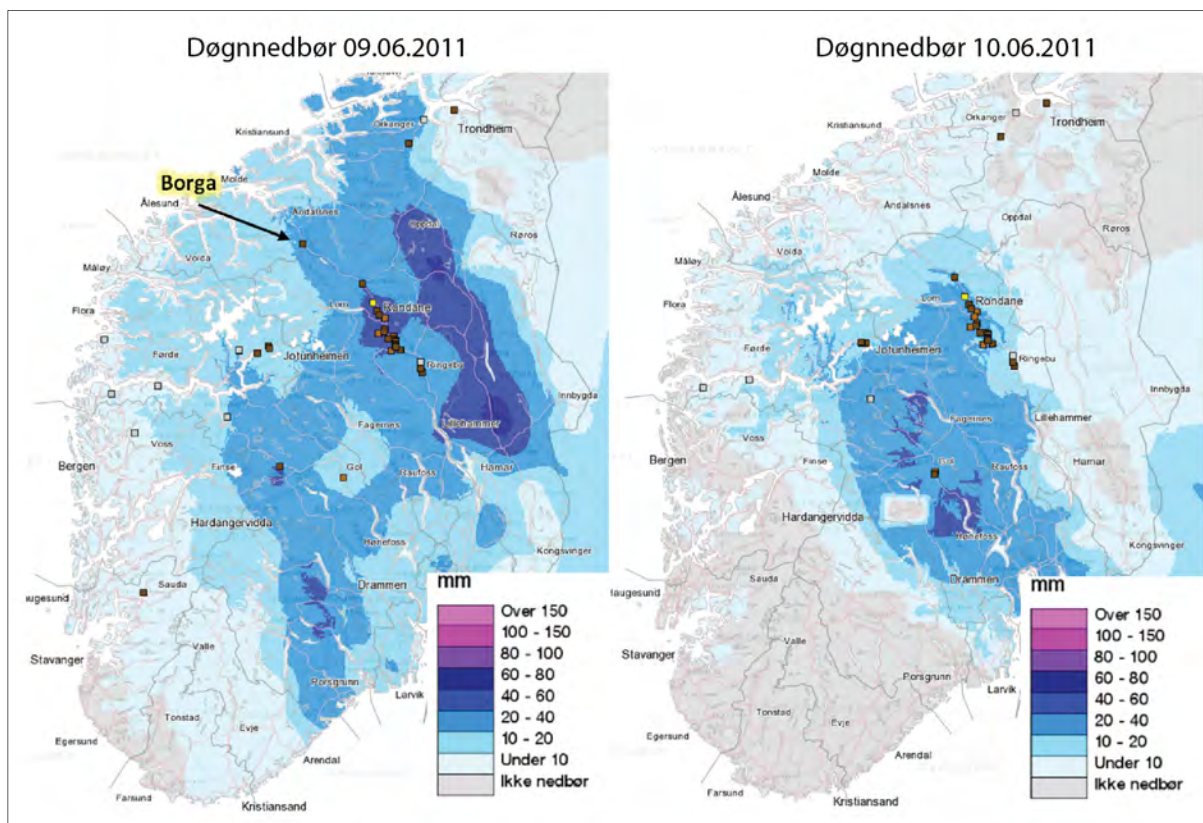
Figur 107: Månedsnormal for nedbør i 2003 fra Ålvundfjord og Sunndal værstasjoner, hvor Sunndalen hadde totalt 1094 mm nedbør og Ålvundfjorden 1587 mm i 2003. Merk at mest nedbør kom på begge værstasjonene i august. Grafen inneholder også månedsnormal for perioden 1961-1990 ved Innerdalen værstasjon for sammenligning, som viser totalt 1547 mm nedbør. Data representert er hentet fra eKlima (2016). Rød pilen markerer måneden skredet utløstes (august; Ålvundfjord 2003 og Sunndal 2003).



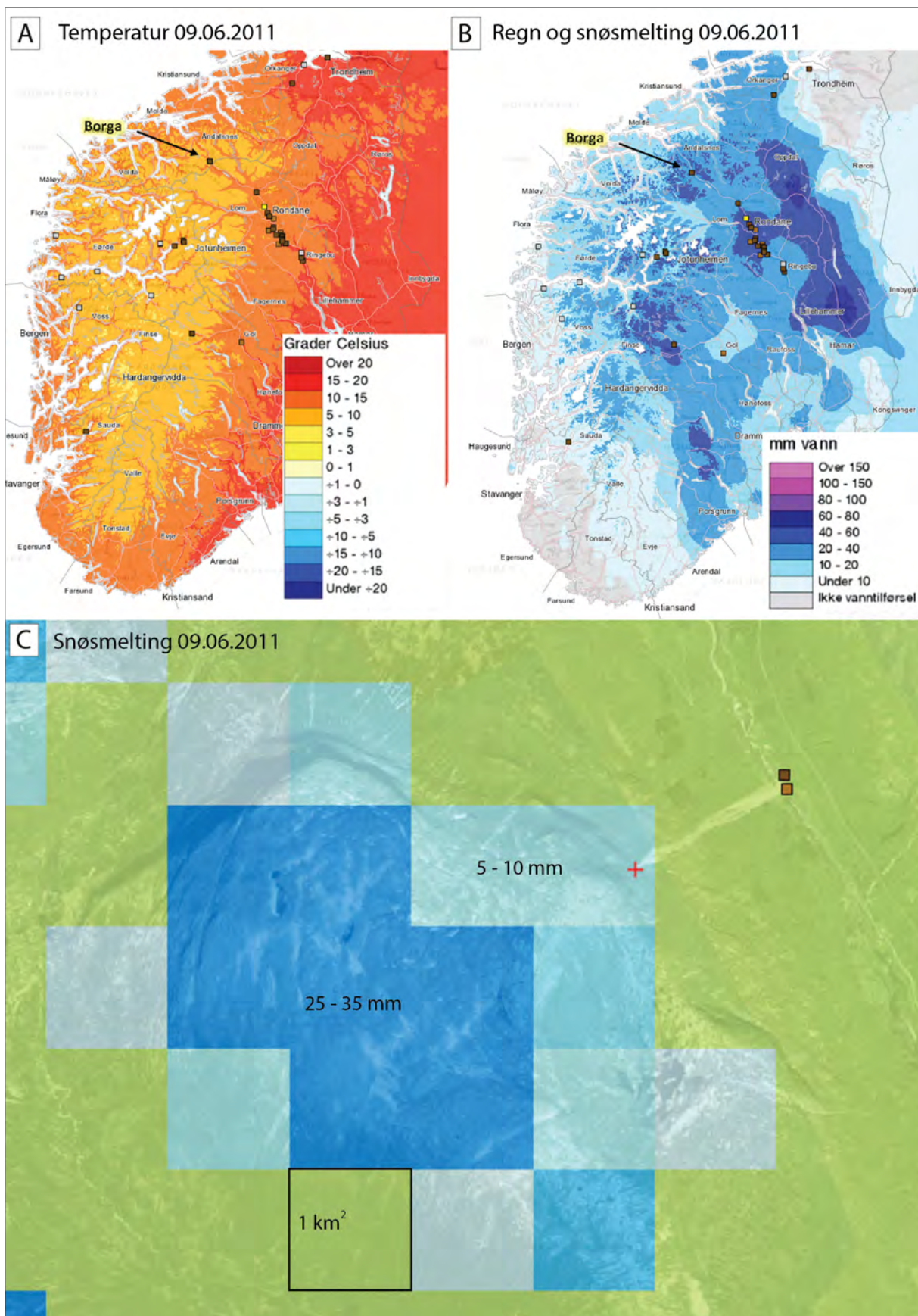
### 5.3.2 Borga

Borgaskrede skjedde om våren den 9. juni 2011 under et spesifikt værforhold, hvor lavtrykket "Vb-Tief" herjet Norge. Dette spesielle lavtrykket bidro til intens regnvær i 2-3 dager, samt varmere temperaturer som førte til økende snøsmelting. I Norge har dette lavtrykket ("Vb-Tief") bidratt til flere store flommer og jord- og flomskred (Storofsen i 1789, 1860, Juni 2011 og Mai 2013) (Jørlandli, 2016; NVE, 2008). Under dette lavtrykket juni 2011 var det flere skredhendelser som skjedde på Østlandet, spesielt i Gudbrandsdalen og Hallingdalen.

Figur 108 illustrerer døgngnedbøren som kom den 9. og 10. juni 2011. Intens regn kom innover landet fra SØ. På grunn av varmere temperaturer var det også snøsmelting som førte til mye vanntilførsel i Sør- og Midt-Norge (Figur 109). Figur 109 viser også nærbilde av Borga fjellet med modellert snøsmelting for 8-9. juni 2011. I følge modellen var det i begynnelsen av juni snøsmelting noe ovenfor løsnedområdet, mens det var barmark i selve skredløpet.



**Figur 108:** Figuren viser den totale døgngnedbøren den 9. og 10. juni 2011 ved Borga. Firkantene i brun (jordskred), gul (flomskred) og grå farge (steinsprang) er registrerte skred i NVEs skredhendelsesdatabase den 9 og 10. juni 2011. Data fra xGeo (2016).



**Figur 109:** A) Viser oversiktskart over temperatur den 9.juni 2011, mens B) illustrerer regn og snøsmelting ved Borge. Firkantene i brun (jordskred), gul (flomskred) og grå farge (steinsprang) er registrerte skred i NVEs skredhendelsesdatabase den 9 og 10. juni 2011. C) Figuren representerer snøsmeltingen ved Borge den 8 og 9.juni 2011. Data fra xGeo (2016).

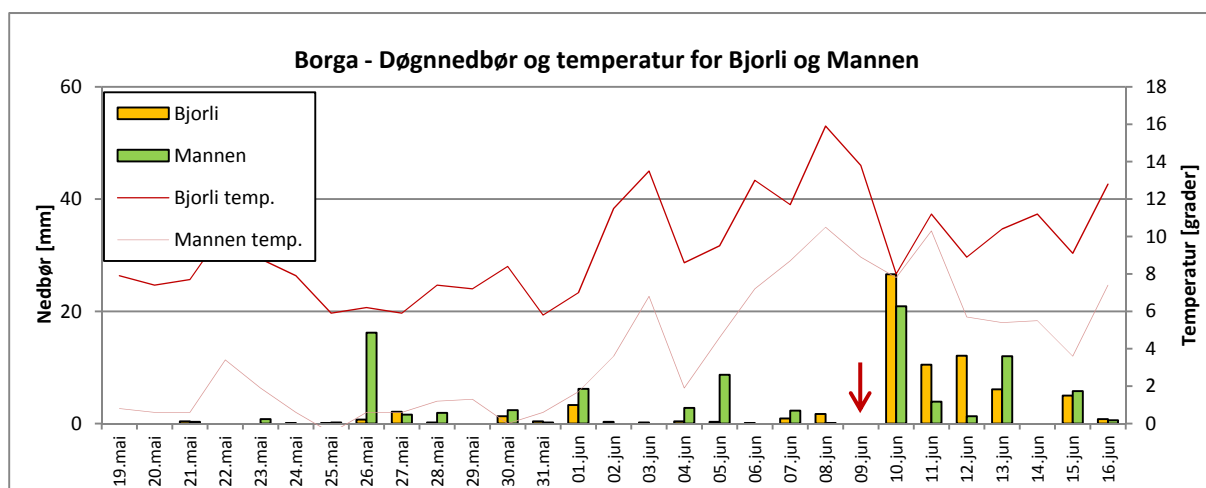


Omtrent 9-10 km SØ for skredet ligger værstasjonen Bjorli (600 moh.) og 21 km NV ligger stasjonen Mannen (1204 moh.). Begge værstasjonene er benyttet for å se nærmere på klimaet på Borga. Den nærmeste værstasjonen Verma ligger kun 3 km unna skredet, men den var ikke i drift (nedlagt 2009).

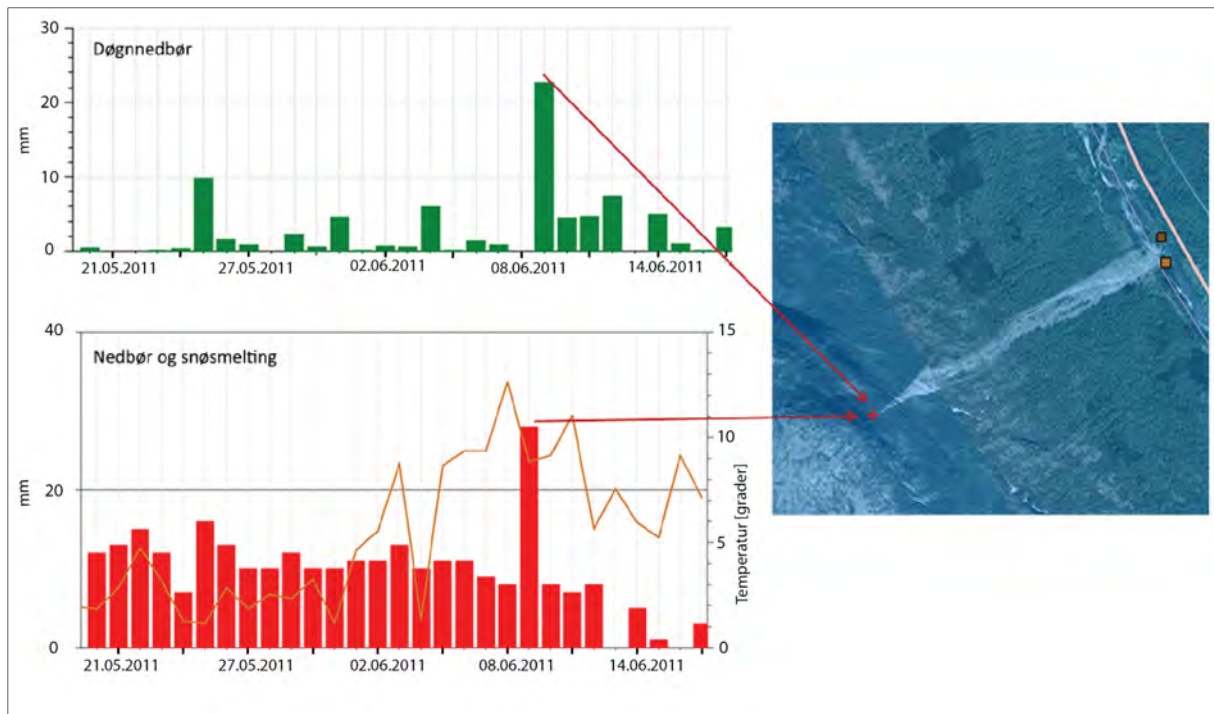
Figur 110 viser nedbør og temperatur som er registrert 3 uker før hendelsesdatoen 9. juni og 1 uke etterpå. Ser man på nedbøren 3 uker før hendelsesdatoen viser figuren at det kom gjennomsnittlig 1 mm/døgn nedbør ved Bjorli og 2 mm/døgn nedbør ved Mannen. Derimot ble det 10. juni registrert 27 mm nedbør ved Bjorli og 21 mm ved Mannen. Borgaskredet skjedde på kvelden den 9. juni, dermed er her vi analysert dato fra 10. juni (ifl. eKlima sin definisjon av nedbørsdøgn). I tillegg er det sett nærmere på interpolert nedbørsdata i selve løснеområdet for å få kunnskap om forholdene langs fjellsiden. Figur 111 viser at det er modellert omtrent 20 mm regn, samt 30 mm regn og snøsmelting på hendelsesdatoen.

Både værstasjonene ved Bjorli og Mannen registrerer temperatur (Figur 110). Værstasjonen Mannen ligger på høyfjellet (1204 moh.) og er dermed mest egnet for å representere værforholdet ovenfor løснеområdet ved Borga. Dataene viser at temperaturen øker tydelig fra 30. mai (ca 0 °C) til 8.juni (ca 10 °C).

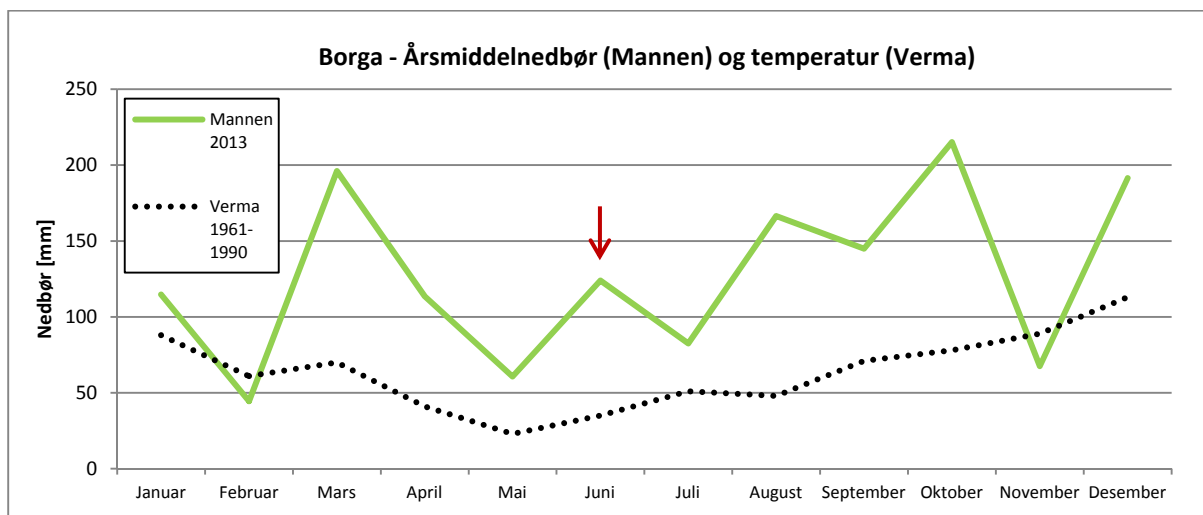
Normalnedbøren for 2013 og perioden 1961-1990 er gitt i Figur 112. I 2013 er det registrert 1522 mm nedbør ved Mannen, hvor mars, oktober og desember skiller seg ut med mest nedbør. Årsmiddelnedbøren for 1961-1990 ved Verma stasjon viser totalt 768 mm, og det er november til desember som har gjennomsnittlig mest nedbør.



Figur 110: Døgnnedbør og temperatur fra 19. mai til 16. juni fra værstasjonene Mannen og Bjorli. Merk at det skjer en temperaturøkning i dagene før Borgaskredet (9.juni) som bidrar til snøsmeltingen i området. Døgnnedbør og temperatur er hentet fra eKlima (2016). Rød pil markerer hendelsesdato (9.juni 2003).



Figur 111: Oversikt over interpolert døgnnedbør (øvre diagram i grønt), samt regn og snøsmelting (nedre diagram i rødt) rett ovenfor løснеområdet. Data fra 21.mai til 17.juni 2011. På hendelsesdatoen den 9.juni 2011 gir modellen litt over 20 mm nedbør, og omtrent 30 mm regn og snøsmelting. I tillegg viser den nedre grafen at temperaturen hadde økt jevnt fra midten av mai, men gjorde plutselig et hopp fra 4.juni til 8.juni. Firkant i brun (jordskred) på oversiktsbilde er skredhendelsen som er registrert i NVEs skredhendelsesdatabase på hendelsesdatoen. Data fra xGeo (2016). Rød pil markerer hendelsesdato (9.juni 2003).

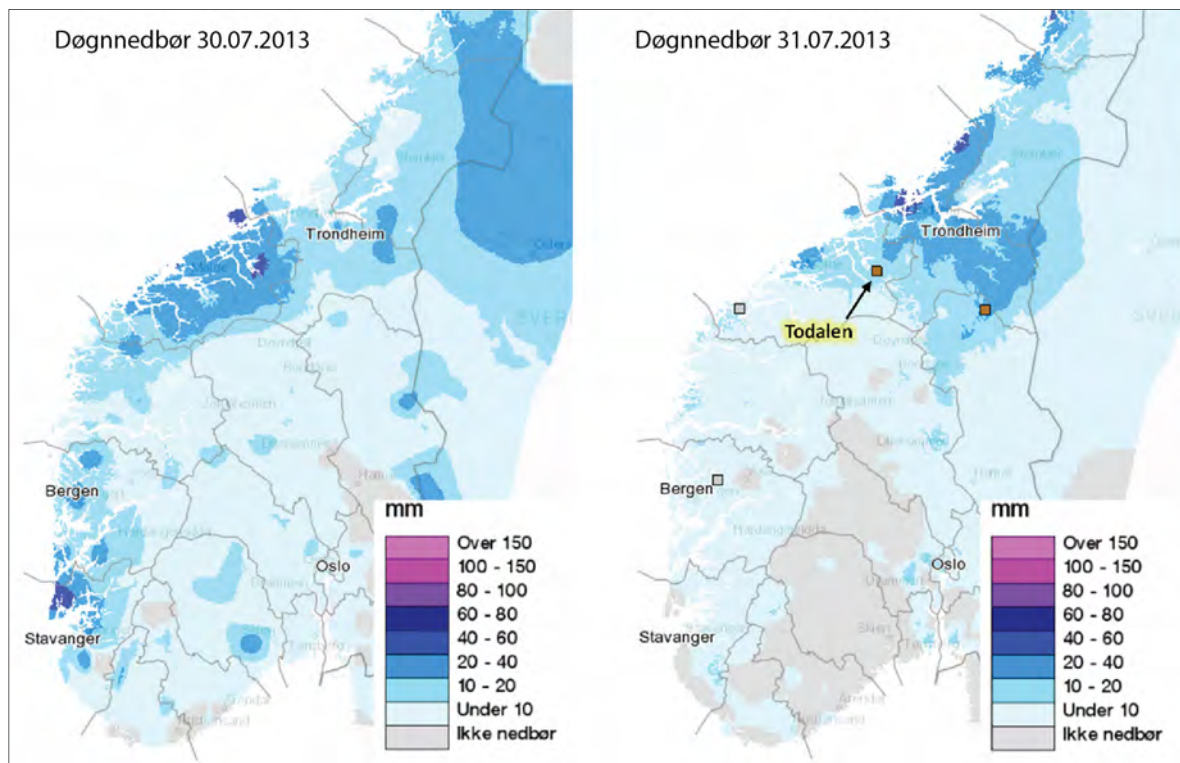


Figur 112: Månedsnormal for nedbør i 2013 gir totalt 1521 mm ved Mannen værstasjon, mens det ved Verma værstasjon er registrert gjennomsnittlig 768 mm i perioden 1961-1990. Data er hentet fra eKlima (2016). Rød pil markerer måneden skredet utløstes (juni; Mannen 2013).



### 5.3.3 Todalen

Todalskredet skjedde på morgenen den 31. juli 2013, i en periode hvor to lavtrykk i Atlanterhavet bidrog til en kort og intens nedbørperiode (fra 31. juli til 1. august) over Møre og Romsdal og Trøndelag. Døgnet nedbør viser at den 30. juli var det intens regn stedvis i Hordaland, Rogaland, Møre og Romsdal og nordover mot Nord-Trøndelag (Figur 113). Den 31. juli var regnværet konsentrert hovedsakelig i Møre og Romsdal og Sør-Trøndelag. Figur 113 viser at Trøndelag var preget av små intense byger, men ingen markante byger ved, eller i nærheten, av Todalen på hendelsesdagen.

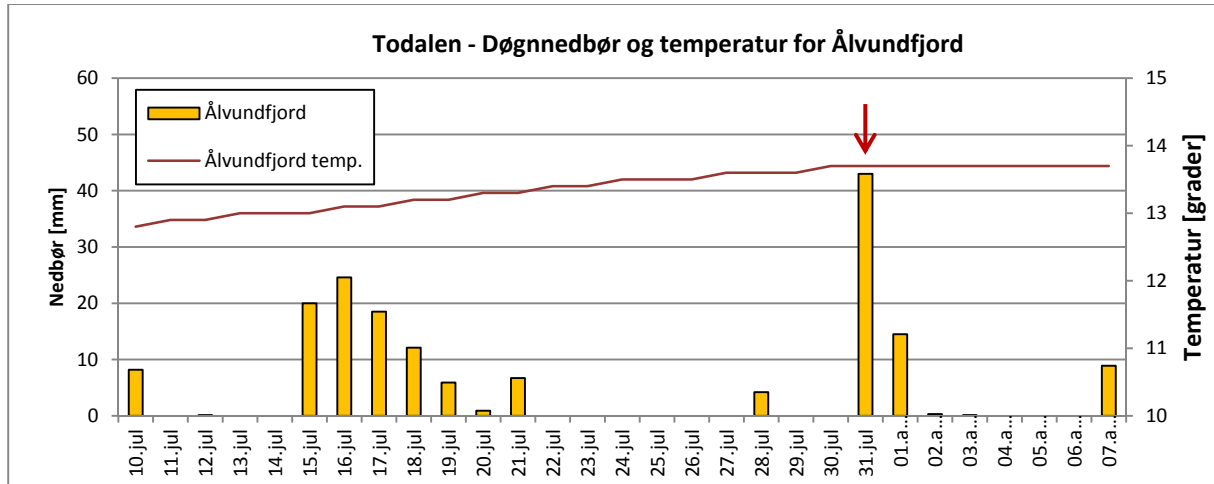


**Figur 113:** Figuren viser den totale døgnet nedbøren fra 30. til 31. juli 2013. Firkantene i brun (jordskred) og grå farge (steinsprang) er registrerte skred i NVEs skredatabase den 31. juli 2013. Data fra xGeo (2016).

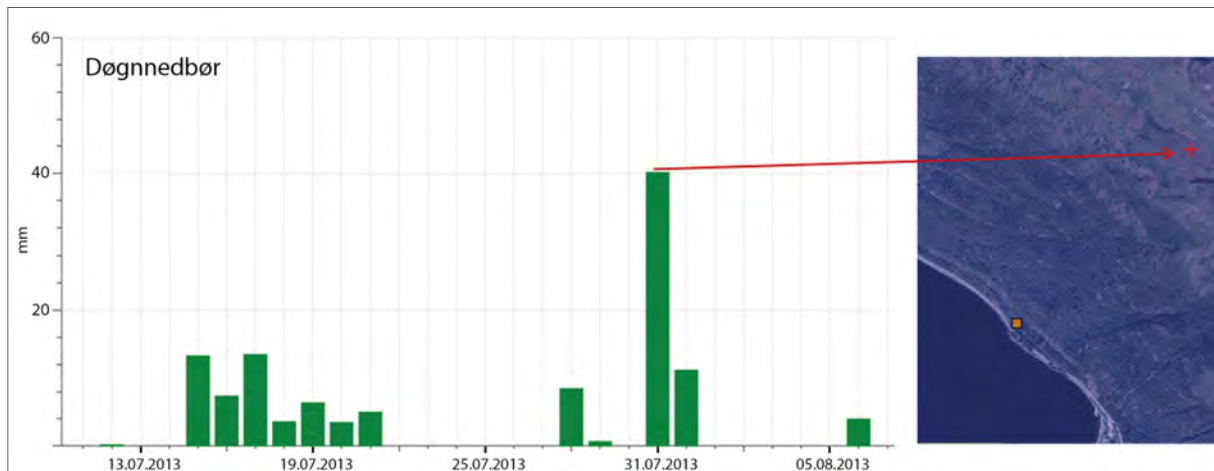
Det er ingen værstasjon langs selve Todalsfjorden, men ca 20 km nord ligger Surnadal (Sylte; 5 moh.) og 9 km mot nordvest er Ålvundfjord (10 moh.). Det er tatt utgangspunkt i værstasjonen ved Ålvundfjorden siden den ligger nærmest.

Figur 114 viser nedbør og temperatur som er registrert 3 uker før hendelsesdatoen (31. juli) og 1 uke etterpå. Den 31. juli ble registrert totalt 43 mm nedbør, men avtok til 3 mm/døgn uken etterpå. Ser man på nedbøren 3 uker før hendelsen viser den gjennomsnittlig 5 mm/døgn. I selve løsnemrådet viser interpolert nedbørsdata at det kom ca 40 mm nedbør den 30. juli og 15 mm den 31. juli (Figur 115). Grunnet store lokale topografiske variasjoner i landskapet er det grunn å tro dataene ikke nødvendigvis er representative. Dette støttes opp også av beboeren på Hjellnes (1,5 km vest for skredet, 200 moh.), som selv målte 170 mm nedbør på gården sin mellom kl. 06.00 og 08.00 den 31. juli (Jakobsson, 2015). I tillegg forteller kilder om at man kunne se inn på uværet langs Todalsfjorden, mens det var betraktelig finere vær i området rundt. Temperaturmålingen fra Ålvundfjord viser at temperaturen var stabil mellom 13° og 14° i juli og begynnelsen av august (Figur 114).

Normalnedbøren for 2013 og perioden 1961-1990 er gitt i Figur 116. I 2013 var det registrert totalt 1401 mm nedbør, hvor juni fikk mest nedbør (219 mm). Denne verdien sammenfaller godt med normalnedbøren for 1961-1990 som var totalt 1363 mm, dog denne normalnedbøren viser at det var høyest nedbør i september og oktober.

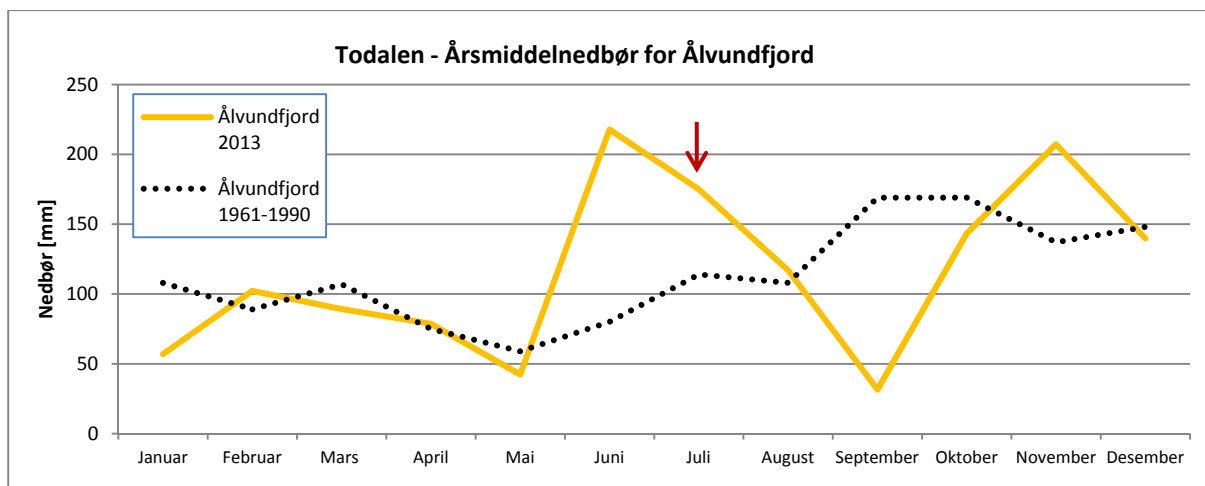


Figur 114: Døgnnedbør fra 10. juli til 7. august fra Ålvundfjord værstasjon. På hendelsesdatoen var det registrert 43 mm nedbør. Døgnnedbør er hentet fra eKlima (2016). Rød pil markerer hendelsesdatoen (31.juli 2013).



Figur 115: Oversikt over interpolert døgnnedbør i selve løsnereområdet fra 10. juli til 7. juli 2013. Grafen viser det kom 40 mm nedbør den 30. juli og 15 mm den 31. juli. Firkant i brun farge (jordskred) på oversiktsbilde er skredhendelsen som er registrert skred i NVEs skreddatabase på hendelsesdatoen. Data fra xGeo (2016). Dog er det fra lokal kilde opplyst at det ble registrert 170 mm på kun 2 timer (fra kl. 6.00 til 8.00).



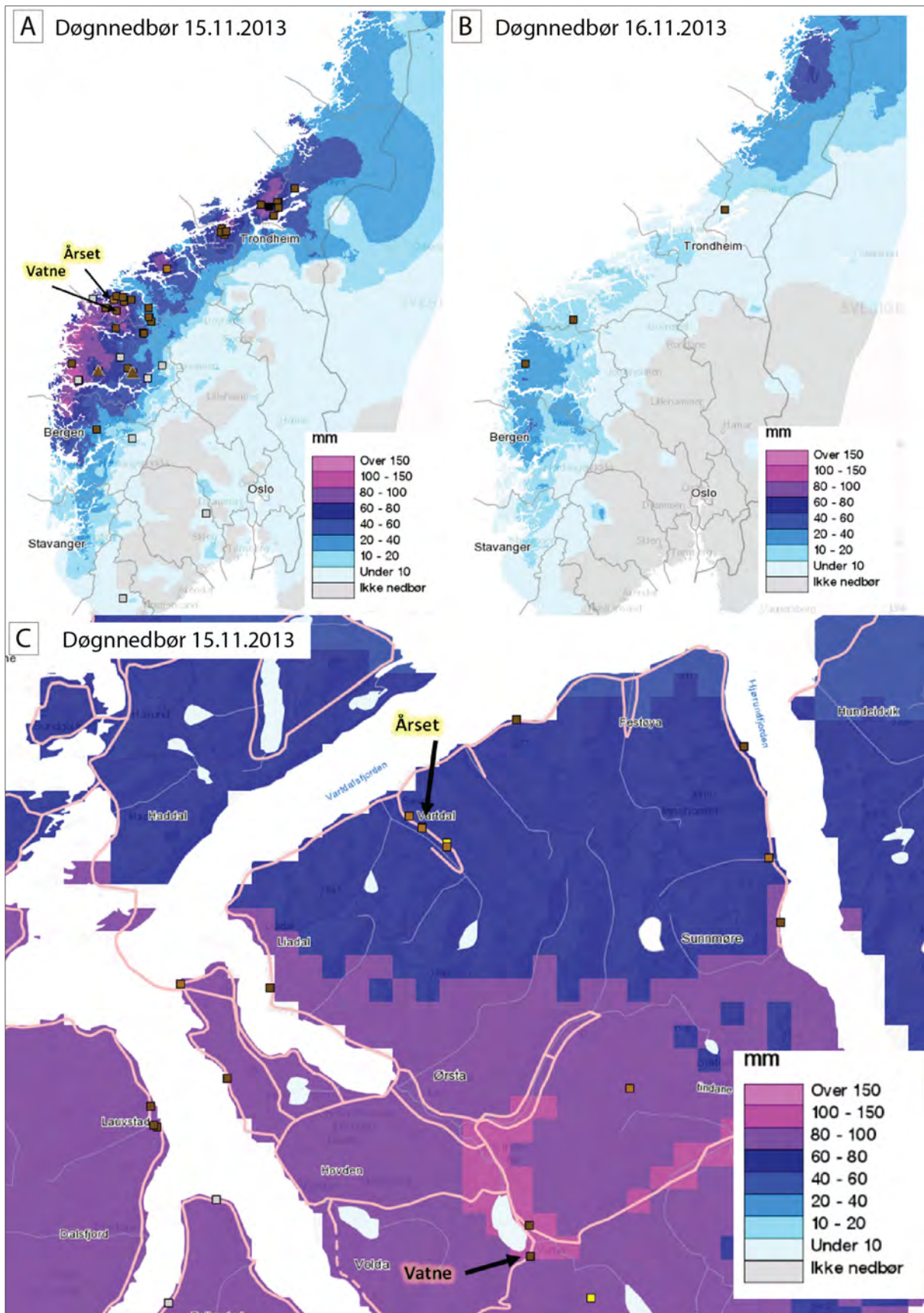


**Figur 116: Månedsnormal for nedbør i 2013 og i perioden 1961-1990 ved Ålvundfjorden værstasjon. I 2013 var det registrert totalt 1401 mm nedbør, mens i perioden 1961-1990 totalt 1368 mm. Merk at det i juni 2013 var betraktelig mer nedbør enn normalnedbøren i perioden 1961-1990. Data er hentet fra eKlima (2016). Rød pil markerer måneden skredet utløstes (juli; Ålvundfjord 2013).**

#### 5.3.4 Vatne

Vatneskredet skjedde den 15. november 2013 under et lavtrykk som kom nordvest fra Island. Dette lavtrykket begynte å utvikle seg den 13. november og skapte et stort stormsenter i den sentrale delen av Norskehavet. Lavtrykket bidro til intens regn og vind på vestlandet og Midt-Norge. Stormen ble værende over Norskehavet noen dager og fikk navnet "Hilde". Det ble sendt ut ekstremvarsler for "Hilde" den 16. og 17. november for Sør- og Nord-Trøndelag, samt Helgeland (MET, 2013). Denne stormen forårsaket flere skred på hele Vestlandet og i Trøndelag.

Døgnnedbør over sør- og midt Norge den 15. november 2013 viser at mesteparten av nedbøren falt i Hordaland, Sogn og Fjordane, Møre og Romsdal (Figur 117). Nedre del av Figur 117 viser nærbilde av døgnnedbøren ved Vatne, hvor det er interpolert 100-150 mm nedbør den 15. november 2013. Figuren viser også data for Årsetskredet (omtalt i kapittel 4.5), som ligger kun 20 km fra Vatne og utløstes samme dato. Ved Årset var det interpolert døggnedbør mellom 60-80 mm på hendelsesdatoen (Figur 117).



Figur 117: A og B); Døggnedbør den 15. og 16. november 2013 ved Vatne og Årset. C) Nærbilde av døggnedbøren på hendelsesdatoen. Firkantene i brun (jordskred), gul (flomskred) og grå farge (steinsprang) er registrerte skred i NVEs skredhendelsesdatabase den 15 og 16. november, som viser at det skjedde mange skred i løpet av denne nedbørshendelsen. Data fra xGeo (2016).

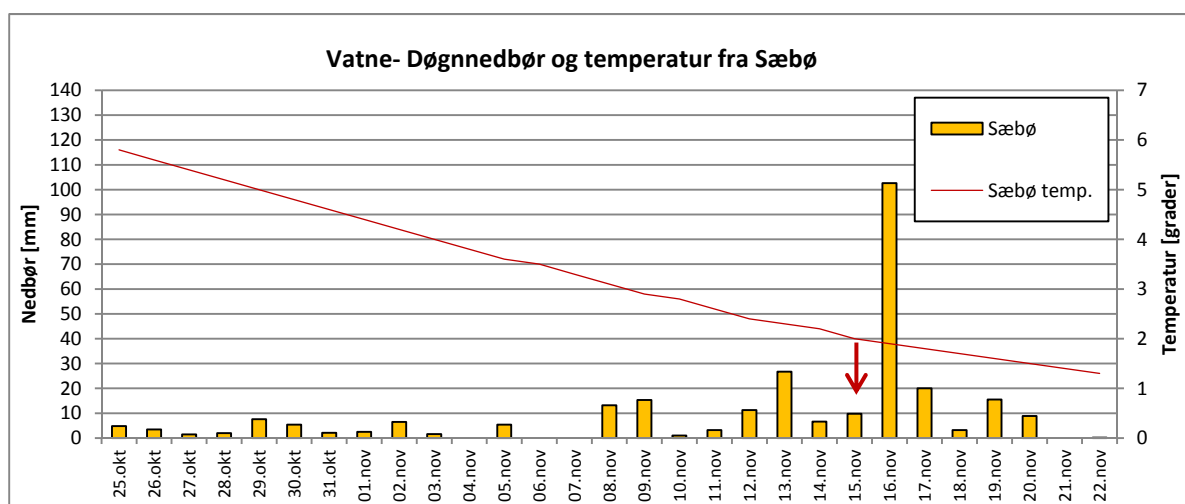


Den nærmeste værstasjon med tilgjengelig nedbørsdata ligger ved Sæbø (21 moh.), 10 km NØ for Vatneskredet. Værstasjonen Ørsta-Volda lufthavn (74 moh.) ligger 12 km rett NV for skredløpet, men det er ikke mulig å laste ned data for 2013. Denne stasjonen er inkludert for å studere normalnedbør mellom 1961-1990.

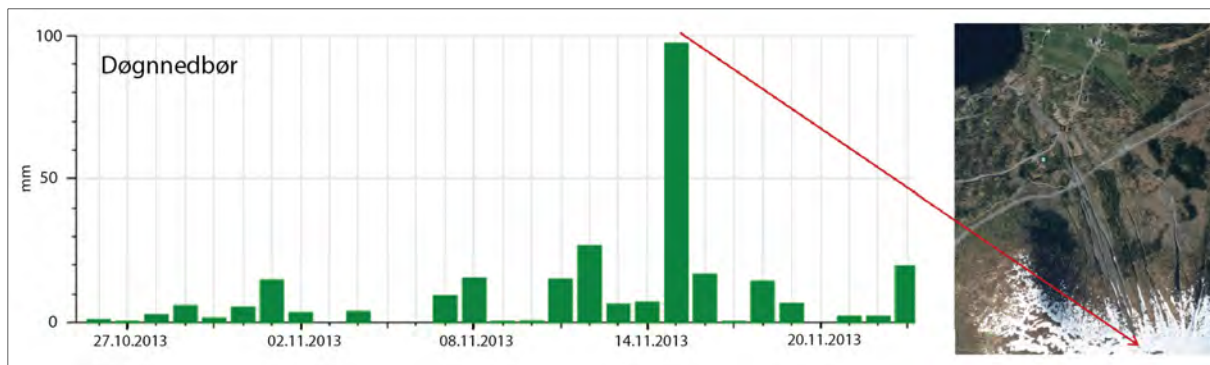
Figur 118 viser nedbøren og temperaturen som er registrert 3 uker før hendelsesdatoen den 15. november 2013 og 1 uke etterpå (fra 25. oktober til 22. november). Ser man på nedbøren 3 uker før hendelsesdatoen er det gjennomsnittlig nedbør 6 mm/døgn. Det ble kun registrert 9,8 mm nedbør den 15. november, mens påfølgende dag er registrert 103 mm. Om vi sammenligner nedbørsdataene fra eKlima med den private målestasjonen ved Remen (Figur 121) viser den derimot 119 mm den 15. november. Tatt i betraktning at nedbørsdøgn i eKlima går fra kl. 07.00 normaltid til kl. 07.00 det døgnnet data er datert, er deler av nedbøren fra den 15. november (fra 07.00 til midnatt) registrert på 16. november. I tillegg er det sett nærmere på interpolert nedbørsdata i selve løsnemrådet for å få kunnskap om forholdene langs fjellsiden. Resultat viser at det er modellert omtrent 100 mm på hendelsesdatoen i løsnemrådet (Figur 119).

En lokal beboer forteller at vinteren 2013 var svært mild og at jordbruksområdene ikke var påvirket av tele denne tiden i Årsetdalen. Det antas samme forhold for Vatneskredet. Dette blir bekreftet i Figur 118, som viser at oktober og start november var mild, og har en klar lineær trend med langsomt synkende middeltemperatur. Da skredet løsnet var det registrert 2 grader ved Sæbø (21 moh.).

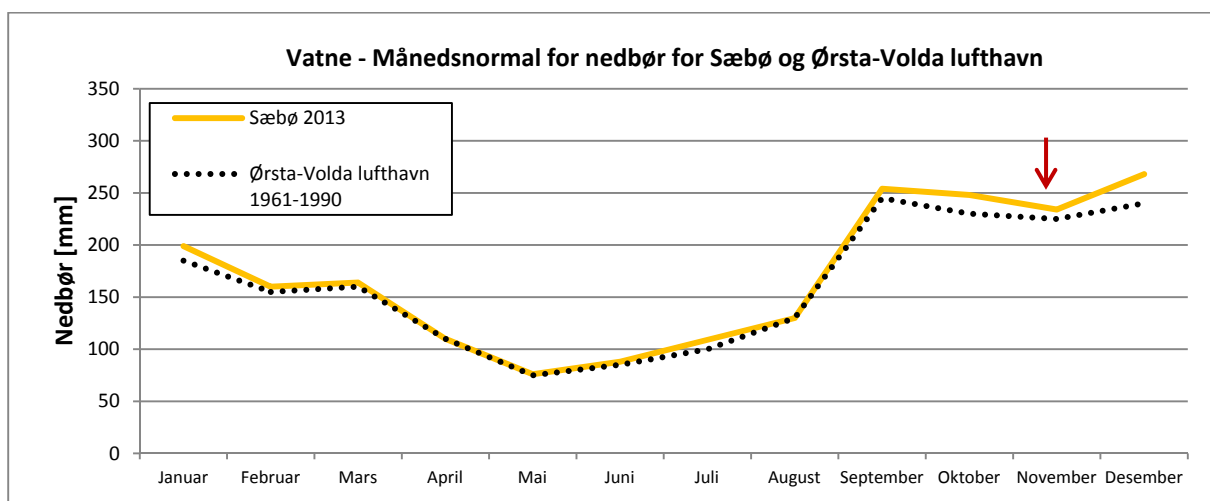
Årsnedbøren for 2013 og nedbørnormalen for perioden 1961-1990 er gitt i Figur 120. I 2013 ble det registrert totalt 2040 mm nedbør, og perioden mellom 1961-1990 gir gjennomsnittlig årsnedbør 1940 mm. Dette viser at 2013 ikke skiller seg ut med tanke på total årsnedbør. Ved begge stasjonene har månedene september til desember gjennomsnittlig mest nedbør.



Figur 118: Døgnnedbør fra 25. oktober til 22. november 2013 fra Sæbø værstasjon. Merk at på hendelsesdatoen (rød pil) var det registrert 9.8 mm nedbør, mens dagen etterpå 103 mm. Døgnnedbør og temperatur er hentet fra eKlima (2016). Rød pil markerer hendelsesdatoen (15.november 2013).



Figur 119: Oversikt over interpolert døggnedbør i selve løснеområdet fra 27.oktober til 23.november 2012. Den 15. november gir modellen nesten 100 mm nedbør i løснеområdet. Firkant i brun (jordskred) og blå (ukjent skredtype) på oversiktsbilde er skredhendelsen som er registrert i NVEs skredhendelsesdatabase på hendelsesdatoen. Data fra xGeo (2016).



Figur 120: Månedsnormal for nedbør i 2013 gir totalt 2040 mm ved Sæbø værstasjon, mens det ved Ørsta-Volda lufthavn er det registrert gjennomsnittlig 1940 mm i perioden 1961-1990. Data er hentet fra eKlima (2016). Rød pil markerer måneden skredet utløstes (november; Sæbø 2013).



### 5.3.5 Årset

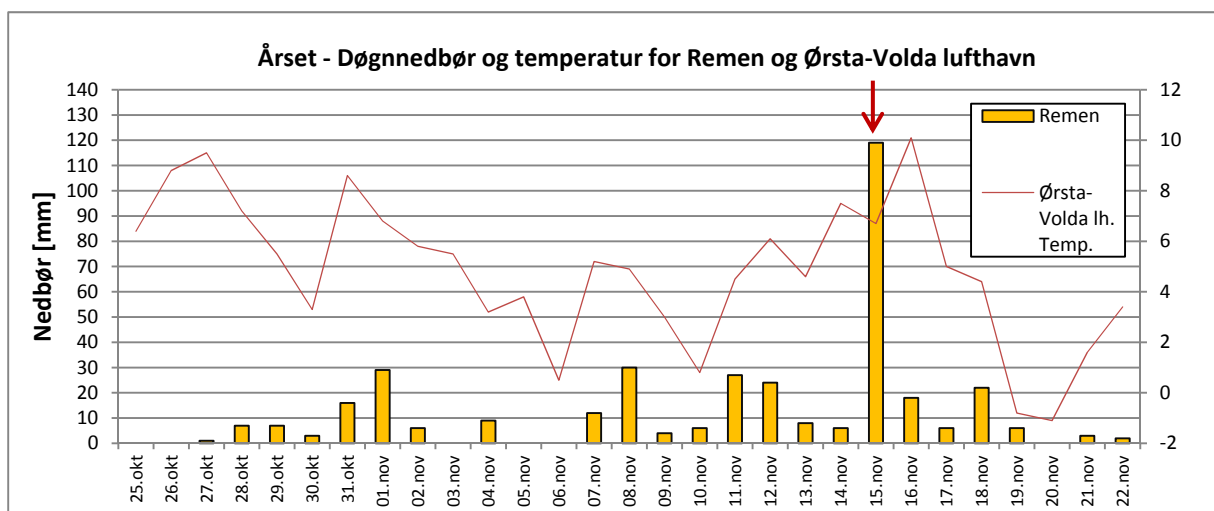
Henviser til beskrivelse av Vatneskredet (kapittel 5.3.4) for oversikt over værkart og døgngnedbør (Figur 117). Figuren representerer også data for Årset grunnet skredene forekom på samme dato og skredene ligger kun 20 km fra hverandre.

De nærmeste værstasjonene til Årsetskredet er Ørsta-Volda lufthavn (13 km sør-øst; 74 moh.), Ørsta Eitrefjell (20 km sør; 690 moh.) og Sæbø (15 km sør; 21 moh.). Ørsta Eitrefjellet måler også timenedbør, men det er ikke mulig å laste ned data fra denne stasjonen. I tillegg er det en privat målestasjon kun 2 km vest for skredløpet ved Remen (60 moh.), som er drevet av Geir Hole. I denne rapporten er det benyttet data fra den private målestasjonen ved Remen siden den er nærmest. Ved Remen utføres nedbørsmålingene fra 07.00 registrert måledøgn til 07.00 neste måledøgn (Hole, 2014).

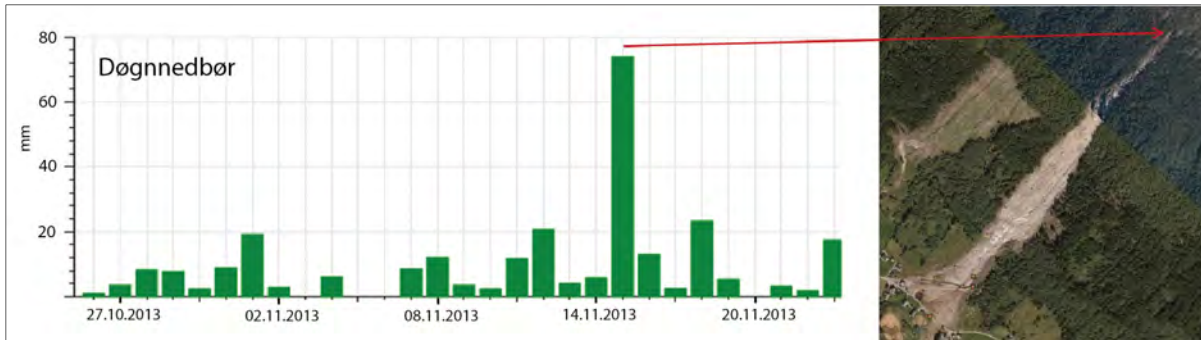
Figur 121 viser nedbøren som er registrert 3 uker før hendelsesdatoen den 15. november 2013 og 1 uke etterpå (fra 25. oktober til 22. november). Gjennomsnittlig nedbør 3 uker før skredet var 9 mm/døgn. Den 15. november ble det registrert opp til 119 mm nedbør, hvor nesten all nedbøren kom fra kl.07.00 til 24.00 denne dagen (Hole, 2014). Uken etter skredhendelsen avtok nedbøren til 8 mm/dag. Det er i tillegg sett nærmere på interpolert nedbørsdata i selve løsnedområdet for å få kunnskap om forholdene langs fjellsiden. Resultatet viser at det er modellert omtrent 75 mm på hendelsesdatoen i løsnedområdet (Figur 122).

En lokal beboer forteller at vinteren 2013 var svært mild og at jordbruksområdene ikke var påvirket av tele denne tiden. Nærmeste værstasjon som registrerer temperatur er Ørsta-Volda lufthavn (13 km sørøst). Temperaturdata fra Figur 121 viser relativ mild november med plussgrader.

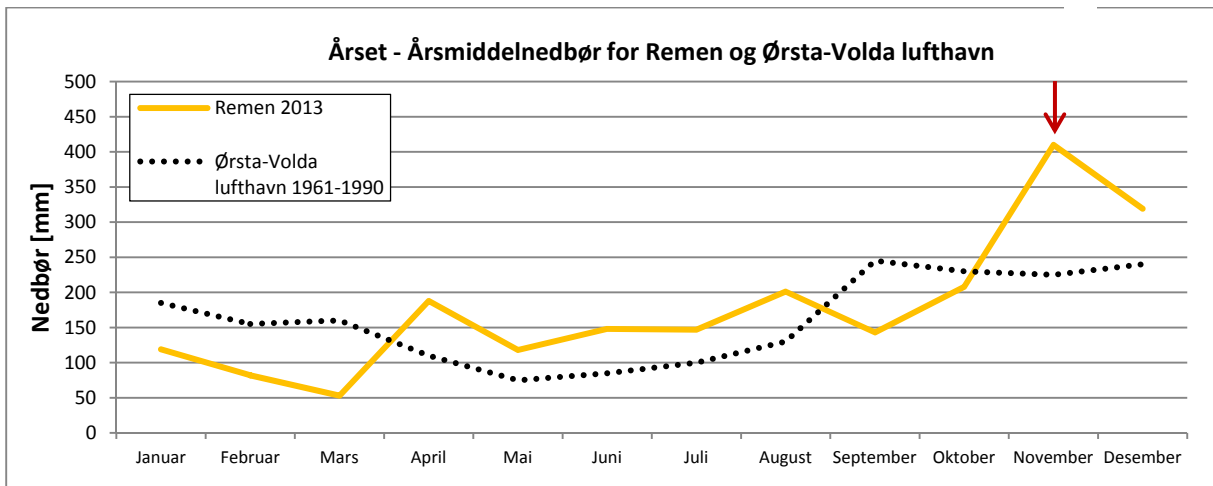
Normalperioden for nedbør for 2013 og perioden 1961-1990 er gitt i Figur 123. I løpet av 2013 ble det registrert totalt 2136 mm nedbør på Remen målestasjon. Dette sammenfaller godt med månedsnormalen for perioden 1961-1990 for Ørsta-Volda lufthavn, med totalt 1940 mm. Derimot viser Remen en tydelig nedbørstopp i november, mens månedsnormalen gir en "jevn" topp mellom september og desember.



Figur 121: Døgngnedbør fra 25. oktober til 22. november 2013 fra den private målestasjonen på Remen (Hole, 2014), samt middeltemperatur registrert ved målestasjonen Ørsta-Volda lufthavn. På hendelsesdatoen var det registrert 119 mm og rundt 7 grader (74 moh.). Temperaturdata er hentet fra eKlima (2016). Rød pil markerer hendelsesdatoen (15. november 2013).



Figur 122: Oversikt over interpolert døgnetnedbør i selve løsnområdet fra 27.oktober til 23.november 2013. Den 15.november 2013 gir modellen omtrent 75 mm nedbør i løsnområdet. Firkant i brun på oversiktsbilde er to skredhendelser (jordskred) som er registrert i NVEs skredhendelsesdatabase den 15.november 2013. Data fra xGeo (2016).



Figur 123: Månedsnormalen for nedbør i 2013 gir totalt 2136 mm ved Remen værstasjon (Hole, 2014), mens det ved Ørsta-Volda lufthavn er registrert gjennomsnittlig 1940 mm i perioden 1961-1990. Merk at i 2013 skiller november seg ut med høyeste nedbørsverdier. Data er hentet fra eKlima (2016). Rød pil markerer måneden skredet utløstes (november; Remen 2013).



## 5.4 Klimaanalyse

Tilgjengelig klimadata er analysert for å få en bedre forståelse for utløsende årsak. Ved Borgaskredet er det også sett nærmere på snøforhold.

### 5.4.1 Nedbørsdata fra værstasjoner

Nedbør før og på selve hendelsesdagen er oppsummert for hver enkelt skred i Tabell 10. Henviser videre til Tabell 11 for oversikt over gjennomsnittlig årsnedbør. Data er basert på tilgjengelig værstasjoner fra eKlima og interpolert døgnnedbør i løsnedområdet fra xGeo. Noter at kolonnen "Værstasjon 24t" representerer total mengde nedbør fra kl. 7.00 hendelsesdatoen til 7.00 dagen etterpå.

Tabell 10 viser at skredene hadde relativt lite nedbør i 3-ukers-perioden før skredhendelsen. Ser man på nedbørsdata over siste uke før skredhendelsene skiller Årset og Vatne seg ut ved at nedbørsmengden økte til gjennomsnittlige 15 mm/døgn og 11 mm/døgn for Vatne og Årset, respektivt.

Døgnnedbør på hendelsesdagen varierer fra 27 mm (Borga) til 119 mm (Årset). Fra fastboende nært lokaliteten ved Todalen har vi i tillegg fått opplyst at det var registrert 170 mm på 2 timer (fra kl. 06.00 til 08.00; Jakobsson, 2015), mens fastboende har rapportert at ved Årset kom all nedbøren på hendelsesdagen i løpet av totalt 17 timer (fra kl. 07.00 til 24.00; Hole, 2014).

**Tabell 10: Tabellen viser gjennomsnittlig døgnnedbør før og på hendelsesdagen. Data er fra eKlima, xGeo og privat målestasjon ved Remen (Årset). 24t-verdier fra værstasjon på hendelsesdagen er valgt fra den stasjonen som viste høyest registrert nedbør (gjelder Viromdalen og Borga). Se metodikk (kapittel 3.3.1) for mer informasjon om hvordan klimaportalene definerer nedbørsdøgn.**

Skred	Værstasjon	Skredtidspunkt [kl.]	Gjennomsnittlig døgnnedbør [mm/døgn]		Nedbør på Hendelsesdato [mm]	
			Summert over 3 uker	Summert over 1 uke	Løsnedområde 24t <sup>1</sup>	Værstasjon 24t <sup>2</sup>
Viromdalen	Sunddal	14.00 - 15.00	1	0,5	50	64 (Sunddal)
	Ålvundfjord		3	0,7		
Borga	Bjorli	20.30	1	0,6	30 <sup>3</sup>	27 (Bjorli)
	Mannen		2	2		
Todalen	Ålvundfjord	08.00	5	0,6	40	43
Vatne	Sæbø	20.00-20.30	6	11	100	103
Årset	Remen <sup>4</sup>	23.20	9	15	75	119

<sup>1</sup>Interpolert døgnnedbør i løsnedområdene (xGeo).

<sup>2</sup>Døgnnedbør fra nærmeste værstasjon (eKlima).

<sup>3</sup>Verdien representerer interpolert nedbør og snøsmelting (xGeo): 20 mm regn og 10 mm.

<sup>4</sup>Privat målestasjon som driftes av Geir Hole (ikke tilgjengelig på eKlima).

#### 5.4.2 Nedbør i døgnet før skredhendelsene relatert til årsmiddelnedbør

Nedbørsdata fra nærmeste værstasjoner ble analysert for å finne døggnedbør relatert til årsnedbør basert på Sandersen mfl. (1996). Døggnedbør er bruk heller enn 12 timers nedbør da vi ikke har tilgang til timenedbør fra værstasjonene. Tabell 11 viser % nedbør som kom i hendelsesdøgnet i forhold til gjennomsnittlig årsnedbør (normalperiode 1961-1990).

Prosent av gjennomsnittlig årsnedbør som falt på hendelsesdatoen varierer fra 3 til 6 % (data fra eKlima og privat værstasjon fra Remen; Tabell 11). For sammenligning har vi plottet resultatene av døggnedbør inn i graf fra Sandersen mfl. (1996) (Figur 124). Merk at det er mange parametere som skiller mellom vår studie og Sandersen mfl., men vi syntes likevel dette er av interesse for å se på hvordan hendelsene ligger i forhold til tidligere statistikk. De plottet dataene indikerer at skredene, i følge Sandersen mfl., skulle vært stabile om all nedbør kom løpet av 24 timer.

Todalen skiller seg ut med lavest årsnedbør med kun 3% beregnet med data fra eKlima (grønn sirkel; Tabell 11). I tillegg er det for Todalskredet plottet nedbørsmåling fra privat måling (Hjellnes), som viste 170 mm på 2 timer (rød sirkel; Tabell 11). Denne målingen representerer 13 % av årsnedbøren ved Ålvundfjorden og er i følge Sandersen mfl. betraktelig nok nedbør til å gi ustabile forhold.

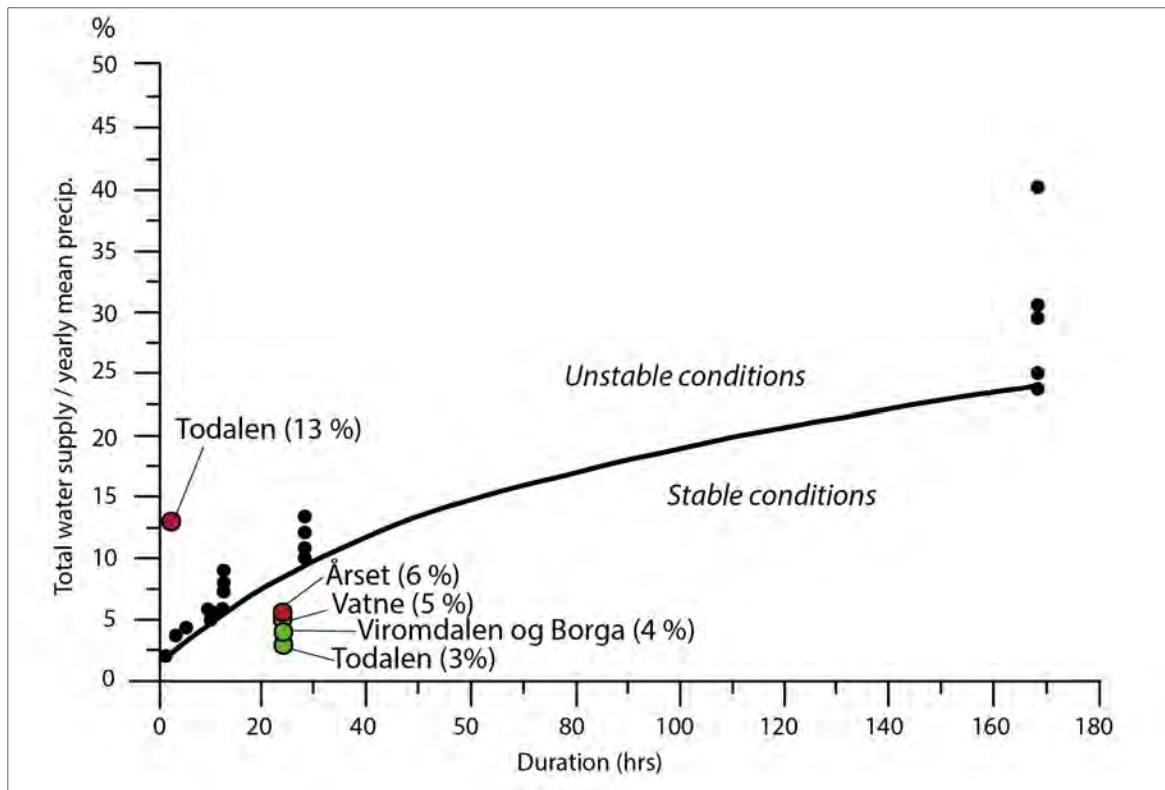
**Tabell 11: Prosent av gjennomsnittlig årsnedbør beregnet for selve hendelsesdøgnet for hvert enkelt skred. Gjennomsnittlig årsnedbør som falt på hendelsesdatoen varierer fra 3 til 6 % (data fra eKlima og privat målestasjon Remen). Det er også inkludert privat måling ved Todalen, som skiller seg klart ut og representerer 13 % av årsnedbøren ved Ålvundfjord.**

Skred	Værstasjon årsnedbør	Gjennomsnittlig årsnedbør 1961-1990 [mm]	Nedbør på hendelsesdato	
			Værstasjon 24t <sup>1</sup>	Prosent av gjennomsnittlig årsnedbør [%]
Viromdalen	Innerdalen	1547	64 (Sunndal)	4
Borga	Verma	768	27 (Bjorli)	4
Todalen	Ålvundfjorden	1363	43 (Ålvundfjord) 170 <sup>2</sup> (Hjellnes)	3 13
Vatne	Ørsta-Volda Lufthavn	1940	103 (Sæbø)	5
Årset	Ørsta-Volda Lufthavn	1940	119 (Remen)	6

<sup>1</sup>Data fra eKlima. Benyttet værdata som representerer nedbør på hendelsesdagen. Det er her tatt hensyn til eKlimas definisjon av døgn. For skred som skjedde etter kl. 07.00 er det benyttet værdata registrert på dagen etter selve skreddatoen. Unntaket er Todalen og Årset, grunnet Todalen skjedde om morgen (08.00) og Årset benytter private målinger fra Remen.

<sup>2</sup>Privat måling ved Hjellnes, nedbør som ble målt fra kl. 06.00 til 08.00 (Jakobsson, 2015).





Figur 124: Grafen viser forholdet mellom nedbør og tid (timer) modifisert fra Sandersen mfl. (1996). Kurven er basert på 30 tidligere jordskredhendelser ("debris flows") i Norge, plottet som svarte punkt, og representerer dermed ikke data fra tidligere trekantformede jordskred. Merk at det er antatt en varighet på 24 timer i denne studien på grunn av manglende data om timesnedbør for de fleste hendelsene. Grønne og røde punkt tilsvarer data fra denne studien, hvor grønne punkt viser data fra eKlima (24 timer), mens røde punkt viser data fra lokal måling (Todalen og Årset).

## 5.5 Jordskredvarsling og jordskredfarevurdering

### 5.5.1 Varsling

I dette kapittelet er det presentert jordskredvarsling for de 5 omtalte skredene. I alle tilfeller, unntatt ved Todalskredet, har NVE sendt ut en varsling til beredskapsmyndigheter om at det er det er skredfare i disse områdene. Offisiell varsling av jord- og flomskred var ikke i gang før oktober 2013. Dermed er det ikke utført jordskredvarsling gjennom varsom.no for Viromdalskredet (2003) og Borgaskredet (2011), men det ble sendt flomvarsel i de aktuelle periodene.

#### Viromdalen og Borga

Før jordskredet i Viromdalen sendte NVE ut varselmelding om flom den 14., 15., og 16. august, som gjaldt Møre og Romsdal og sørlige delen av Sør-Trøndelag. Ved Borgaskredet varslet NVE om flom i høyfjellet i Vestlandet (nevnt blant annet Møre og Romsdal) og Sør-Norge 3 dager før skredhendelsen (9. Juni 2011). I begge tilfellene ble det nevnt i flomvarslingen at det kan være fare for skred, men kun varselmeldingen for Borga spesifiserte løsmasseskred (Figur 125).

## Melding fra NVE

### Oppfølgende melding i forbindelse med Varsel om flom datert 14.08.03

Utarbeidet av NVEs flomvarslingstjeneste den 14.08.2003 kl. 22.00

Meldingen gjelder for perioden 14.-15. august 2003

#### Flom i Møre og Romsdal og sørlige deler av Sør-Trøndelag

Det har kommet mye nedbør siste døgn og som en følge av dette har det vært raskt stigende vannføring i flere vassdrag. Spesielt er vannføringen stor i sidevassdrag til Suma og Driva og andre mindre vassdrag, men også de store vassdragene har svært stor vannføring. Torsdag kveld stiger vannføringen fortsatt i flere vassdrag, mens den i enkelte vassdrag er synkende. Det er ventet ytterligere nedbør nærmeste døgn, men av mer lokal karakter. Ved tilstrekkelig store mengder kan vannføringen begynne å stige igjen også der hvor vannføringen nå er synkende. Vannføringen ventes i de fleste vassdrag å kulminere på et nivå mellom 5- og 50-årsflom i løpet av neste døgn.

I forbindelse med lokalt store nedbørmengder og raskt stigende vannføring i vassdragene, er det fare for ras.



Norges  
vassdrags- og  
energidirektorat



Vaktstående hydrolog: Ingeborg Kleivane

Vakttelefon: 22 95 93 60 evt. 909 92 231

Telefaks: 22 95 92 16

E-post: [flomvarsling@nve.no](mailto:flomvarsling@nve.no)

Tekst-TV: NRK side 319

Internett: <http://www.nve.no/flomvarsling>

<http://senorge.no>

## Varsel om flom

Utarbeidet av NVEs flomvarslingstjeneste den 06.06.2011 kl.12:15.

Varslet gjelder for perioden 6.-7.juni.

#### Varsel om flom for Rogaland, Hordaland, Sogn og Fjordane, Møre og Romsdal, Oppland og Buskerud.

Det er ventet mildt vær på høyfjellet de nærmeste dagene. Det vil føre til stor snøsmelting i høyereliggende vassdrag, som fremdeles har snø igjen i nedbørfeltet. I tillegg vil det lokalt komme byger med store nedbørmengder. Dette i kombinasjon med stor snøsmelting vil føre til vannføringer på nivå over 5-årsflom visse steder.

Også i **lavereliggende områder** er det ventet nedbør med kraftige byger og lokalt store nedbørmengder. Nedbøren kommer fra sør, og det vil komme jevnt med byger. I områder med kraftige byger, vil små bekker og elver få raskt økende vannføring. Noen steder kan vannføringen kulminere opp mot nivået for 5-årsflom. Det vil være store lokale forskjeller og det er usikkert hvor bygene treffer.

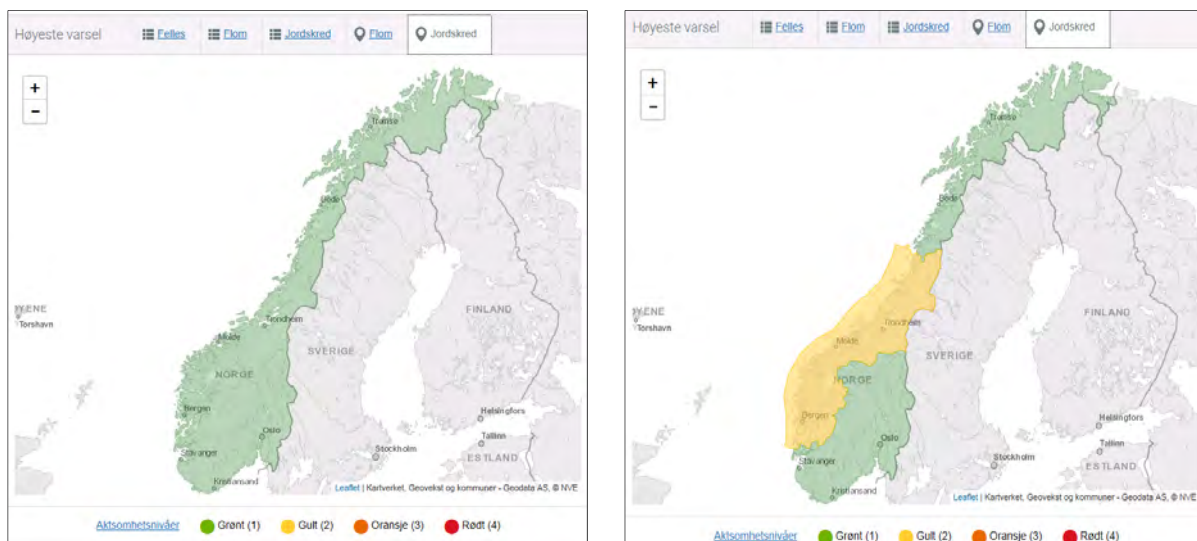
Store nedbørmengder og kraftig snøsmelting kan også lokalt medføre økt fare for løsmasseskred. Dette gjelder først og fremst indre og høyereliggende strøk av Møre og Romsdal, Sogn og Fjordane, og Hordaland.

**Figur 125: Flomvarsel sendt ut den 14.08.2003 (øvre bilde) og 06.06.2011 (nedre bilde). Melding er fra NVEs interne flomvarslingsarkiv.**

### Todalen

Todalskredde skjedde i juli 2013 og i denne perioden var jordskredvarsling i en testfase. Dette betyr at det ble utført daglig vurdering av en skredvakt, og denne vurderingen ble sendt ut til en gruppe satt sammen av ulike myndighets representanter (NVEs regionskontor og hovedkontor, JBV, SVV, Sel kommune, NGU, NGI). Det ble derimot ikke sendt ut noen varsel i Møre og Romsdal for jordskred disse dagene i juli 2013, da det ble antatt trygge forhold (grønt nivå; Figur 126). Dette var på grunn av at det var liten indikasjonen på fare for jordskred, i tillegg var de meteorologiske prognoser veldig usikre på både mengde og romlig fordeling av nedbør. En eldre meteorologisk modell (UM4) indikerte en hvis sannsynlighet for intense byger spredt over Vestlandet, samt noen byger i Trøndelag, men med lav intensitet og usikker posisjon.





Figur 126: Venstre figur gjelder jordskredvarsling sendt den 30.07.2013 (Todalskredet), mens høyre er jordskredvarsling den 15.11.2013 (Årsetskredet) (Varsom, 2016a).

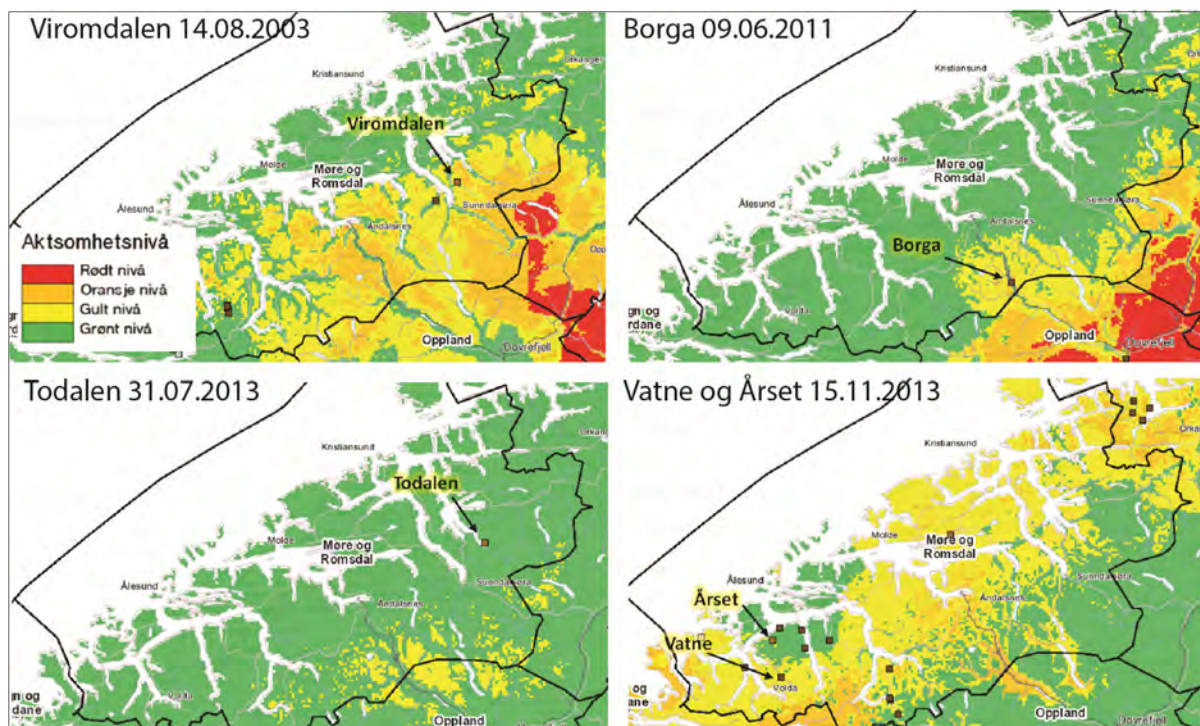
### Årset og Vatne

Årset- og Vatneskredet skjedde begge den 15. november 2013 og ligger i samme kommune (kun 20 km fra hverandre i luftlinje). Varslingen som ble sendt ut for området gjelder dermed for begge skredhendelsene. I november 2013 var varsom.no operativ. Data fra denne tiden viser at varsling av jord- og flomskredfare ble prognosert fra midten av uken, men prognosene fra MET varierte mye fra dag til dag. Mot helgen endret fokuset til meteorologene seg fra Nordland og kysten langs Troms til områdene mot sør; Saltfjellet, Sør-Salten, Helgeland, Trøndelag, Møre og Romsdal, Sogn og Fjordane. Det ble første sendt ut et varsel om gult nivå (kvelden den 13. november) for jord- og flomskred, og samme nivå ble bekreftet den 15. og 16. november for Vestlandet og Trøndelag (Figur 126). I selve varslingsteksten er det beskrevet at det ventes store nedbørmengder lokalt i området, opp til 60-100 mm på 12-18 timer. Det ble påpekt at bratte skråninger, bekker og elveløp med stor vannføring er spesielt utsatt for skredfare, og anbefalt rens av dreneringsveier og stikkrenner.

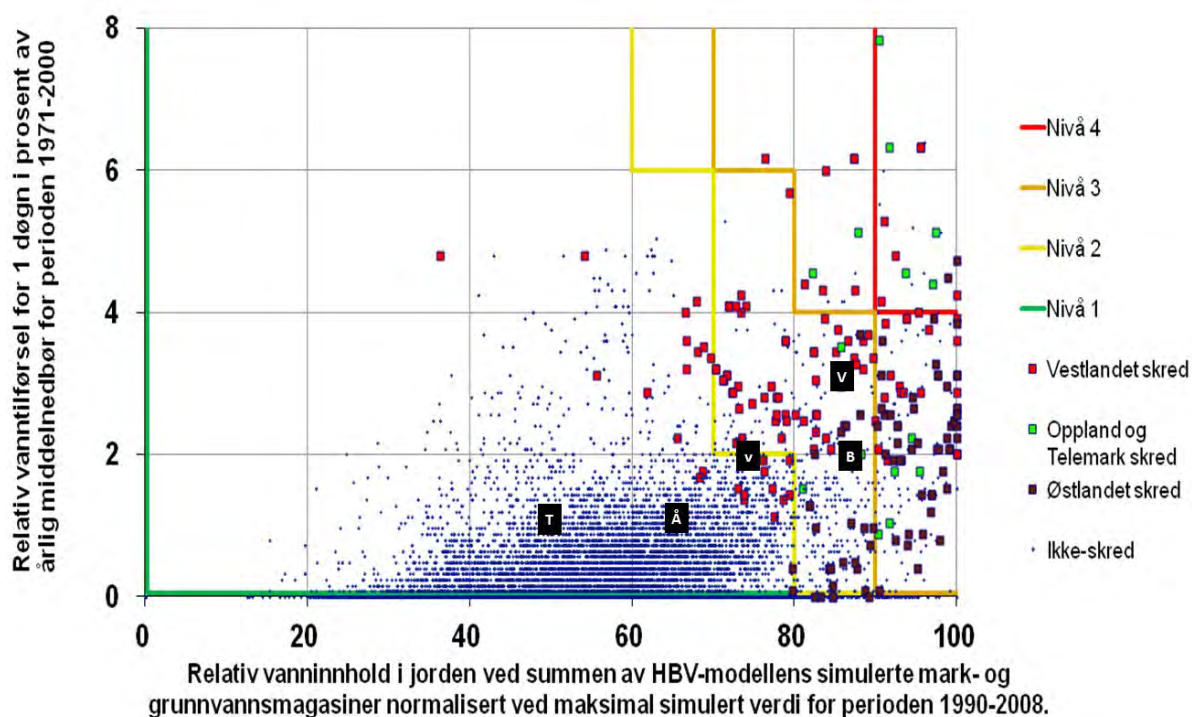
#### 5.5.2 Terskelverdier

For Årset og Vatne (15.11.2013) ble det sendt ut varsling fordi det var meldt mye nedbør og modellerte terskelverdier viste moderat og høyt aktsomhetsnivå i store deler av Møre og Romsdal (Figur 127). En analyse i etterkant for resterende skred viser at også for Viromdalskredet (14.08.2003) og Borgaskredet (9.06.2011) ble terskelverdier overskredet (gult til oransje nivå). Eneste unntaket er Todalskredet (20.07.2011), som ikke fikk utslag på terskelverdiene (Figur 127). Det er i tillegg plottet verdiene av vannmetningsgrad og vanntilførsel for de separate hendelser i terskeldiagram fra Boje mfl. (2014) (Figur 128).

Figur 128 viser at Viromdalen, Borge og Vatne ligger i ustabile forhold, dvs. over terskelverdiene for varsling av jordskred (>70% vannmetning og >2% vanntilførsel), mens Totalen og Årset er i stabile forhold (< 70% vannmetning og < 2 % vanntilførsel).



Figur 127: «Hydmet» kart fra xGeo som viser modellbasert aktsomhetsnivå for jordskredfare og flom i små bekker. Kartet er basert på en kombinert vurdering av jordas vannmetning og vanntilførsel. Data fra xGeo (2016).



Figur 128: Terskel for jordskred. Svarte firkanter viser skredhendelsene: V = Viromdalen, B = Borga, T = Todalen, v = Vatne, Å = Årset. Figur modifisert fra Boje mfl. (2014).



## 6. DISKUSJON

I dette kapittelet blir resultatene fra de ulike studiene diskutert, herunder delt opp i åtte ulike deler:

- Usikkerheter tilknyttet data og analyser
- Generelt om skredenes profil
- Karakteristiske trekk for løснеområdene
- Parametere som er knyttet til utvidelsen av skredene
- Meteorologiske og mekaniske utløsende årsaker
- Hvordan forutsi trekantformede jordskred?
- Erfaringer fra jordskredvarsling
- Forslag til forbedring av veiledere

### 6.1 Usikkerheter tilknyttet data og analyser

Resultatene av analysene utført i GIS er sterkt avhenging av oppløsning til høydemodellen. Erfaringer fra dette prosjektet tilsier at høyoppløselig DHM på 1 m er best egnet til "*flow accumulation*" analyse og kartlegging av skredløp (helningsgrad, kurvatur osv). Totalen og Vatne har kun 10 m DHM tilgjengelig per i dag, noe som påvirker usikkerheten i beregningen av helningsvinkel for løснеområdet og helningsprofil til skredløpet, samt dreneringsareal til løsnepunkt.

Størrelsen på sedimentprøvene tatt for kornfordelingsanalysene varierer fra ca. 133 g til 310 g og mangler de største kornstørrelsene i stein- og blokkfraksjonen (over 10-15 cm). Dette er tatt med i tolkningen av resultatene. Grunnen til at de største kornstørrelsene ble ekskludert er at fokuset i dette prosjektet ikke var genetisk bestemmelse av løsmassetype. Den bestemmelsen ble utført direkte i felt. Kornstørrelsesanalysens viktigste resultat var å finne de egenskaper, knyttet til kornfordelingen i de mindre fraksjonene, som kan variere mellom ulike typer løsmasser.

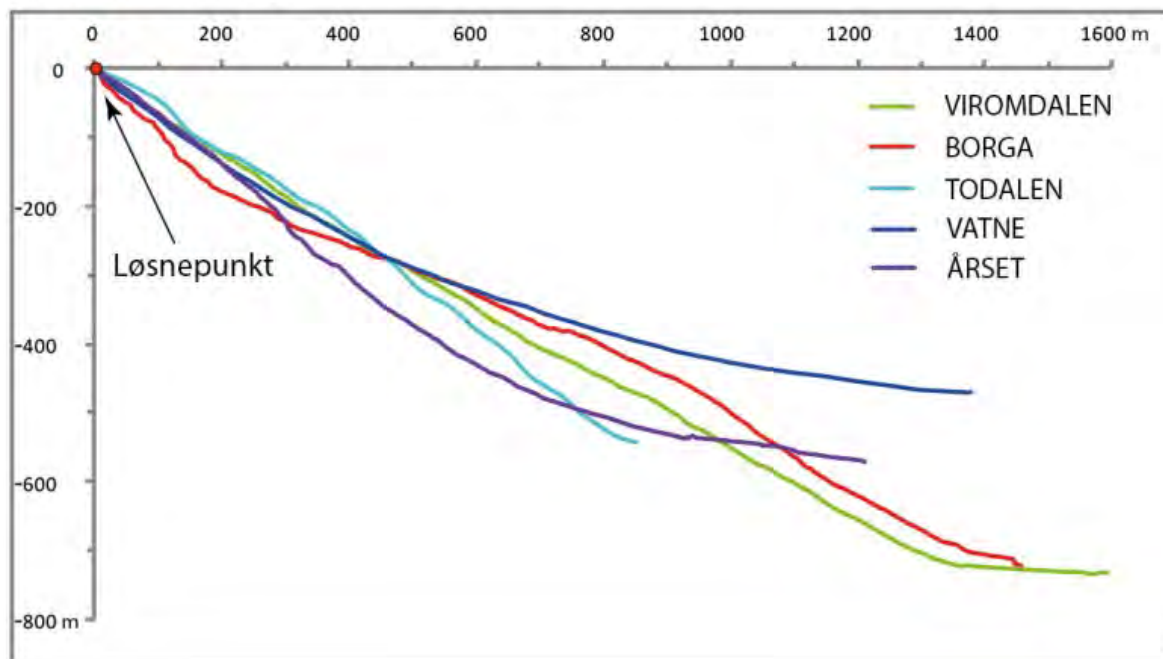
Når det gjelder nedbørsdata registrerer eKlima og xGeo nedbørsdøgn fra kl. 07.00 norsk normaltid til kl. 07.00 det døgnet data er datert, noe som gir en usikkerhet i forhold til skredtidspunktet. Ganske ofte må man derfor søke nedbørsdata for dagen etter skred gikk. For eksempel, om et skred utløstes den 09.06.2011 ca. kl. 20.30 (Borgaskredet i denne rapporten), må man søke i eKlima og i xGeo nedbørmengde for den 10.06.2011. En annen komplikasjon er når skredtidspunkt ikke er presist kjent, da det er viktig for å kunne estimere korrekt nedbørmengde frem til skredtidspunktet. Vi har i studien anslått antall liter som drenerte ned til løснеområdet før skredet basert på dreneringsareal og total nedbør. Siden vi ikke har tilgang til nedbørsdata per time er det en stor usikkerhet knyttet til resultatene.

Estimert skredvolum er nokså usikker da det er i felt ikke ble utført en systematisk kartlegging av erosjonsdybder. Gjennomsnittlig erosjonsdybde er derfor satt likt for alle skredene (0,3 m) basert på generelt inntrykk fra felt og foto. Videre er ikke opprinnelig startvolum vurdert på grunn av mangel på data om selve startmekanismen (foto eller film). Observasjoner i felt gav heller ingen sikker kunnskap rundt presise startmekanisme, for eksempel om et større areal løsnet simultant eller litt om litt.

## 6.2 Skredenes profil

Ved sammenligning av profilene fra skredløpene er det vanskelig å se noen klare trender, foruten at de skredene som ender brått i vann (Todalen, Borga) helt logisk har kortere og brattere avsetningsområde (Figur 129). Siden ytterste utløp av Viromdalen-, Vatne- og Årsetskredene også har kontakt med elv/innsjø, er det ikke mulig å måle den totale utløpslengde helt nøyaktig. Analysen av siktevinkel arver denne usikkerhet og vi har derfor ikke benyttet siktevinkelen i selve konklusjonen om skredets utløpslengde.

### Profil av skredløp



Figur 129: Profil av skredløp for alle 5 skredene. Merk at alle profilene starter i løsnepunkt og slutter ved de ulike typene vannhindring.

## 6.3 Karakteristiske trekk for løsneområdene

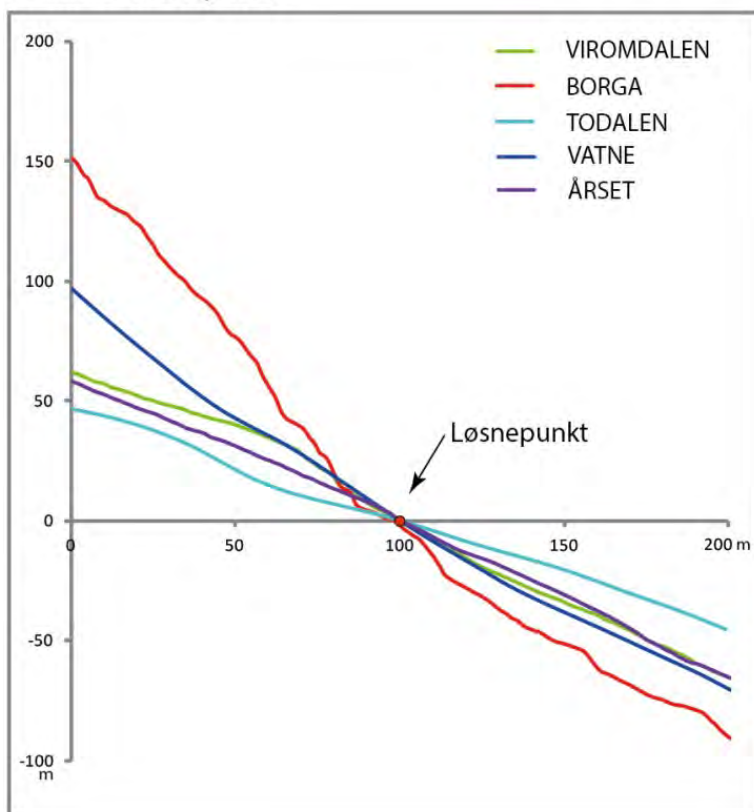
### 6.3.1 Topografi og helningsgrad i løsnepunkt

Topografien ved løsnepunktet er sammenlignet i Figur 130. Borga skiller seg klart ut jamført med resterende skred på grunn av da det startet langs en steil fjellhammer. Som nevnt, startet Borga i snø (1022 moh.) og utviklet seg til et løsmasseskred først et stykke ned i skråningen (850 moh.).

Ved de andre skredene (Viromdalen, Todalen, Vatne og Årset) viser profilene at topografien ovenfor løsnepunktet kan være både konkav og konveks (Figur 130); Viromdalen har en tydelig konveks skårning ned mot løsnepunktet. Todalen har også en konveks form, men skifter til konkav en bit foran løsnepunktet. Årset har en nesten rett skråning bak løsnepunktet, mens Vatne er den eneste lokalitet med hovedsaklig konkav form langs hele øvre løpet, selv om det også her er en tendens til konveksitet i skråningen rett ovenfor løsnepunktet. Merk at profilen for Todalen og Vatne er hentet fra en 10 m DHM, som gir at små forsenkninger vil bli borte i profilene.



## Profil av løsnepunkt



Figur 130: Profil av løsnepunkt for alle 5 skredene.

Gjennomsnittlig helningsgrad i selve løsneområdene varierer fra  $22^\circ \pm 2^\circ$  (Todalen) og opp til  $53^\circ \pm 8^\circ$  (Borga). Viromdalen har løsneområde med en helningsgrad på  $40^\circ \pm 4^\circ$ , Vatne  $39^\circ \pm 1^\circ$  og Årset  $36^\circ \pm 4^\circ$ . Disse verdiene viser at utløsningen av disse trekantformede jordskredene ikke heller er knyttet til en spesifikk helningsgrad, men det kan noteres at 3 av 4 skred som løsnet i løsmasser har løsnet på forholdsvis bratt skråning (opp til  $40^\circ$ ). Unntaket er Todalen, som løsnet på  $22^\circ$ . Dette er lavere enn foreslått i NVEs veileder (2014), som anbefaler  $25^\circ$  for laveste helningsgrad for løsneområder til jordskred. Todalens lave helningsgrad kan muligens knyttes til den meget høye nedbørsintensiteten (se kapittel 6.5.1).

På basis av sammenligningen er det ikke mulig å konkludere noe generelt om løsnepunkt i forhold til skråningens form. Vi tolker dette som at andre faktorer (bl.a. drening ned til løsnepunkt og løsmassestratigrafi) er viktigere enn den generelle skråningsprofilen for å forutsi potensielle løsneområder.

### 6.3.2 Drening ned mot løsnepunktene

Felles for alle skredene er at tilgjengelig FKB-data ikke viser noen etablert bekk som leder til løsneområdene, noe som ble bekreftet under feltkartleggingen. Alle skredene utenom Borga utløstes som brudd i løsmassedekket. Ingen av de undersøkte skredene startet som flomskred. Derimot viser alle skredene spor etter noe sesongbasert overflatedrening oppe på humus/vegetasjonsdekke. I løsneområdet ved Vatne og Borga ble det også mye overflatevann rennende på fjellet ovenfor løsneområdet, selv om befaringen ble utført i en tørr periode av året (juni).

Den GIS-baserte dreneringsanalysen (*Flow Accumulation*) ble gjort for å undersøke om løsnepunktene skiller seg ut fra resten av skråningene med hensyn til mengden vann som blir drenert dit. Dreneringsarealet til selve løsnepunktene varierer fra 370 m<sup>2</sup> til 1500 m<sup>2</sup> i analyser utført på 10 m DHM. I analyser på 1 m DHM varierer arealene fra 7364 m<sup>2</sup> til 23 743 m<sup>2</sup>. Forskjellen mellom 1 m og 10 m analysene er stor, noe som indikerer at små forsenkninger spiller stor rolle for dreneringstopografien. Det er også betydelig forskjell på dreneringsarealene mellom de ulike skredene. Vi finner at vi har for lite datagrunnlag for å vurdere terskelverdier for størrelse på nedslagsfelt med hensyn på sårbarhet for skred.

Dreneringsanalysen viser at det er kun ved Borga at dreneringen til løsnepunktet skiller seg klart fra resterende skråning (Figur 100). Felles for alle skredene er derimot at det finnes noe potensiell dreneringskanal til løsneområdet, eller svært nære (radius på 10 meter).

Analysen av Vatne og Todalen bærer preg av den grove høydemodellen (10 m). I selve løsnepunktet til Vatne viser analysen ingen potensiell dreneringsvei, men to dreneringsveier kommer inn mot skredløpet kun 10 m nedenfor løsnepunktet. Det antas at disse dreneringsveiene i realiteten treffer selve løsnepunktet. I tillegg viser resultatene for Todalen at det dreneres 370 m<sup>2</sup> til løsneområdet, men kun 10 m nordvest for løsneområdet finnes en dreneringsvei som drenerer 1100 m<sup>2</sup>. Siden oppløsningen på DHM'en er for grov antar vi at også dette arealet i virkeligheten dreneres til løsneområdet.

Ved Borga ligger dreneringsarealet som leder til løsnepunktet på et flatere parti lengre oppe på fjellet (1260 moh.; Figur 100). I den svake topografisk forsenkningen oppe på fjellet vil det vinterstid akkumuleres en god del snø, som i smeltesesongen vil dreneres via et mindre bekkeløp. Dette bekkeløp vil føre vann ned til snøen som ligger langs fjellhammerne. Det virker derfor forutsigbart at denne delen av skråningen vil kunne rammes av vannmetta våte snø- eller sørpeskred.

### 6.3.3 Vegetasjon

Det er i alle løsneområdene observert et tynt dekke av humus med varierende vegetasjon; lyng, busker, bregner og spredt fjellbjørk. I Todalen er det observert noen få store furuer rundt løsneområdet, samt en liten myr bak løsneområdet.

I følge arbeid utført av NGI (NGI og NVE, 2015) har den vegetative delen av et jordprofil en bindende og forankrende effekt på løsmassene. Et jordskred starter i en del tilfeller som jordsig og bryter vegetasjonen gradvis. For at et jordskred skal utløses i en vegetasjonsdekket skråning spiller rottype (pelerot, fastrot og flatrot), rottybde og seighet til røttene en rolle. Bjørk består av en fastrot, som deler seg i omtrent like store skråstilte rotgrener ned i jorda. Denne typen rot forankrer en større del av jordsmonnet enn flatrota, som for eksempel gran har. Flatrottype fører lettere til rotvelt og forankrer liten del av jorda. Dette tilsier at bjørkskog som befinner seg i løsneområdene skulle virke stabiliserende. I denne studien er det kun små spredte bjørktrær med liten diameter (fra 2 til 10 cm) i løsneområdene (unntatt Borga), og det er sannsynlig at det er for lite skog for at det kan gi en stabiliserende effekt. Vi ser ingen tydelig sammenheng mellom vegetasjon og posisjonen av løsneområdene i denne studien. I Todalen og Vatne var det en stor andel gress i humuslaget, noe som kan ha virket sammenholdene på overflaten. Muligens kan dette mer sammenflettende materialet på overflaten kan ha medvirket til å bygge opp et porevannstrykk i sedimentene under dette laget. Når trykket overstiger et kritisk punkt vil vegetasjonsdekket brytes opp og skredet starter, en mekanisme som minner om det i flakskred i snø.



### 6.3.4 Løsmasser

I 4 av de 5 skredene har den første utglidningen av skredet skjedd i selve sedimentpakken (Figur 131). Unntaket er Borga, hvor skredet startet i snø langs en fjellhammer. Vi diskuterer derfor ikke Borga videre i dette kapitlet.

#### STRATIGRAFI: LØSNEOMRÅDET

LAG	VIROMDALEN	BORGA	TODALEN	VATNE	ÅRSET
1	Blokkfelt med humus	Smeltende snø	Humusmateriale	Humusmateriale	Blokkfelt med humus
2	Løst konsolidert morene (ablasjonsmorene?)	Mose/lav	Løst konsolidert morene (forvitret)	Humusrik løst konsolidert morene	Løst konsolidert morene (forvitret)
3	Løst konsolidert stein/grus med åpne hullrom (forvitring)	<i>Berggrunn</i>	Kompakt morene (uforvitret)	Morene (uforvitret)	Morene (uforvitret)
4	Løst konsolidert siltig grus (forvitring)		<i>Berggrunn</i>		
5	Kompakt silt med grus (forvitring?)		<i>Berggrunn</i>		
	<i>Berggrunn</i>				

**Figur 131:** Forenkelt beskrivelse av stratigrafien i de ulike løsneområdene fra toppen og ned. Røde linjer viser vår tolkning av opprinnelig glideplan for skredene. Noter at Viromdalens løsneområde hadde 2 forskjellige glideplan.

Kartlegging av sedimentene i løsneområdene viser at løsmassene i alle skred er lagdelt (Figur 131). Hver enkel lokalitet har sin egen karakter når det gjelder stratigrafien i løsneområde. Likhetstrekket er at glideplanet befinner seg mellom løsmasser med ulike egenskaper, som kan resultere i forskjellig infiltrasjonsevne. Ulik infiltrasjonsevne i en sedimentpakke påvirker hvordan porevannstrykk utvikler seg ved tilførsel av vann. Når sedimentpakken er stratifisert gjør dette at forhøyet porevannstrykk kan bygge seg opp og resultere i brudd og utglidninger. I 3 av 4 skred (Todalen, Vatne, Årset) er øvre sedimentlag sterkt påvirket av forvitring. Glideplanet har da utviklet seg mellom forvitret og uforvitret morene grunnet oppbygning av porevannstrykk ned mot det uforvitrede og ofte mer konsoliderte morenelaget i bunn. Det forvitrede morenelaget antas å sammenfalle med omtrentlig teledybde, noe som også vil svekke konsolideringsgraden over tid.

Løsneområdene ved Viromdalen og Årset skiller seg fra de to andre (Todalen, Vatne) ved at det er dekket med spredte ansamlinger av blokker (Figur 13, Figur 83). Disse blokkfeltene blir tykkere nedover skråningen (fra titalls centimeter til flere meter), noe som var synlig i kanten på skredløpene. Mektigheten av blokkfeltet i selve løsnepunktene for både Årset og Viromdalen er anslått å være omtrent 0,5 m. En blokkrik overflate med åpne hullrom gir mulighet for at nedbør transporteres direkte ned i sedimentpakken, som ligger under blokkene. Dette skulle kunne medføre en raskere oppbygning av porevannstrykk nede i potensielt ustabile lag. Denne teorien kan også gjelde for Vatne, hvor åpne sprekker i sedimentoverflaten ble notert langs eksponert fjellhammer rett over skredets løsnepunkt.

I Todalen var det ikke observert noen sprekke eller blokker direkte ved løsnepunktet. Området ovenfor løsnepunktet var dekket av en mindre myr, og rett ovenfor denne myren ble det observert en liten steinsprangur foran fjellhammeren. Ved feltbefaringen ble det notert at det sildret vann under blokkene i steinsprangura. Dette vannet må ha fortsatt inn under myren, og det ble også notert vannutspring i skredets bakkant, ca. 50 m nedenfor steinsprangura. Basert på disse forholdene kan vi spekulere i om overflatevann på hendelsesdagen ble ledet ned i

løsmassepakken gjennom steinsprangura. Dette vannet kan så ha runnet gjennom sedimentene under myra og medvirket i økt porevannstrykk nede i sedimentene i løsnepunktet.

I Todalen er det stedvis observert blotninger av berggrunn i selve løsneområdet. Fjellet er glattpolert og kan ha virket som en glideflate. Bilder av løsneområdet fra hendelsesdatoen viser dog at det var mye sekundær vannerosjon i skredløpet i flere timer etter skredhendelsen. Denne informasjon leder oss til å tro at den opprinnelige utglidningen skjedde i sedimentpakken, men at deler av løsneområdet ble fluvialt erodert ned til fjelloverflaten i etterkant av selve skredet.

Stratigrafien i Viromdalens løsneområde er vanskeligere å tolke enn de andre, samt det er her observert 2 ulike glideplan. Det første glideplanet er utviklet mellom overliggende blokkmateriale (blokkfelt) og et diamikt materiale tolket som morene (lag 2; Figur 17). Det andre, dypere liggende glideplanet er midt i en pakke med *in-situ* forvitret materiale (svært biotittrik). Her har finkorning kompakt forvittringsmateriale virket som glideplan for overliggende mer løst konsoliderte sedimenter. Grunnen til den kompliserte stratigrafien i Viromdalen er ikke helt klart, men vi heller mot å tolke de 3 nederste løsmasselagene som ulike deler av den samme *in-situ* forvitrede bergarten. I en slik situasjon, skjer en nedtransport og anriking av de fineste kornstørrelsene (forvittringsrest) i det nederste laget mot fjellet. En slik dannelse forutsetter at det ikke har vært noen glisjal erosjon på denne plassen gjennom muligens flere istider.

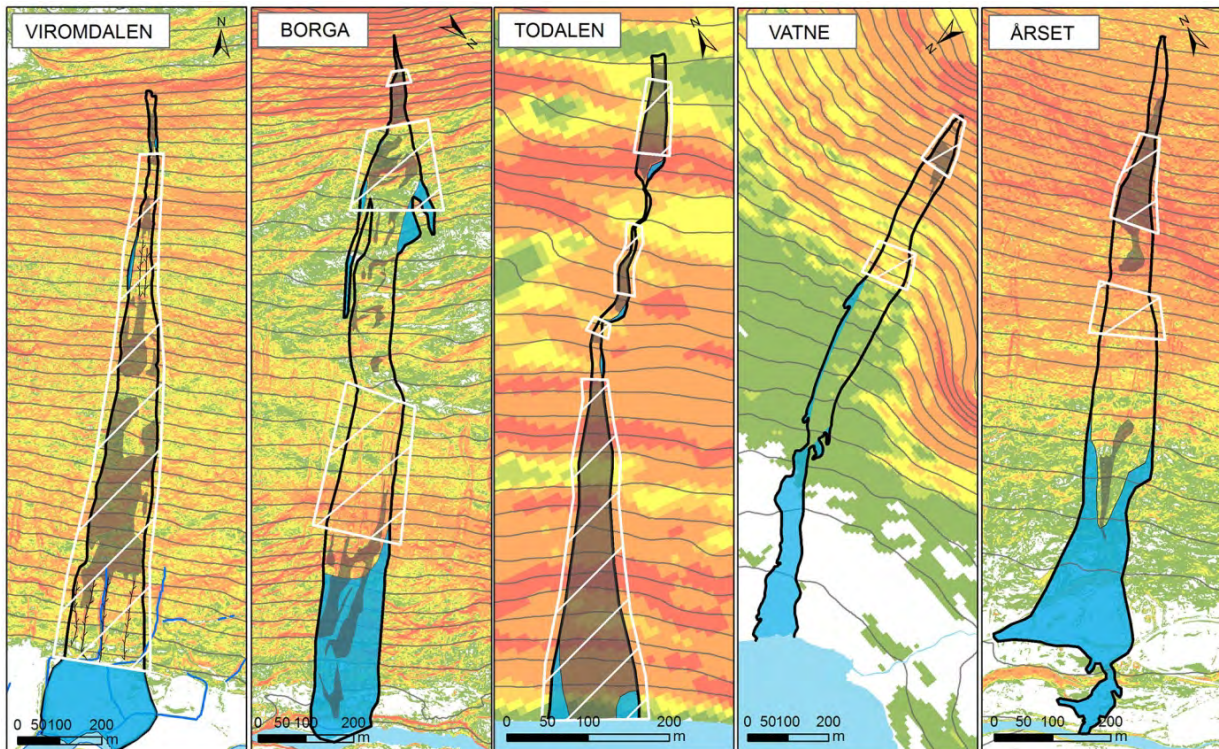
#### **6.4 Parametere som er knyttet til utvidelsen av skredene**

Siden de trekantformede skredene i denne studien ikke løsner langs eksisterende kanaler, har de heller ingen forhåndsdefinerte løp å følge. Der skredene når dalbunnen vider de seg ut og avsetter skredmasser over store arealer.

I Figur 132 presenteres alle skredene samlet, og det er tydelig at de har ulik utvikling langs skredløpet med hensyn til utvidning til trekantform. To av skredene (Viromdalen og Todalen) har en relativ jevn utvidelse av skredbanen langs større del av skredbanen. I Todalen er skredløpet snevret inn 3 ganger, men vider seg ut utenom disse innsnevringene (Figur 95). Spesielt nedre del av skredløpet utvider seg jevnt nedover til skredet når fjorden (Figur 132). I Borga, Vatne og Årset er det omtrent 50 % eller mindre av skredløpet som viser utvidning. De delene av skredløpet som ikke utvider seg er hovedsakelig rette uten kraftig innsnevring.

Rent generelt ser det ut til å være et samsvar mellom områder med utvidelser og hvor det er observert bart fjell i skredløpet (Figur 132). Noen unntak ses i de nedre utvidningsområdene på Borga, Vatne og Årset. Områdene med eksponert fjell er ikke alltid blitt eksponert av selve skredhendelsene, men har noen ganger vært eksponert fra før (Viromdalen, Vatne og Årset), eller er et resultat av vannerosjon i ettertid av skredet (se feltobservasjons kapittel for hvert enkelt skred).





**Figur 132: Oversikt over skredene med helningskart som basis. Det er inntegnet soner med utvidelse (hvitt skravert), eksponert fjell etter skredene (grå sone) og avsetning (blå sone). For tegnforklaring henvises til Figur 12.**

Observasjoner fra felt indikerer at egenskapene til løsmassene har mye å si for om skredet utvider seg eller kanaliseres; I områder med stor morenemektighet har vi observert at skredløpene kan både kanaliseres og utvide seg, avhenging av egenskapene til morenen. Skredløpene kan kanalisere seg ned i homogen ukonsolidert morene, mens de kan utvide seg på steder hvor et tynnere forvitret lag ligger over et mer konsolidert, uforvitret lag (for eksempel en bunnmorene). Det konsoliderte lagets overflate fungerer da som et impermeabelt glideplan på samme måte som en glattpolert fjelloverflate, hvor vannet i skredmassen ikke kan dreneres. Skredet beholder derfor vanninnhold og masse, og dermed energi, som resulterer i en lateral utvidelse. Med andre ord spiller forvitring og konsolideringsgrad av løsmassene en viktig rolle for utvidelsen av trekantformede jordskred.

Utvidelsen av skredløpet ser også til at være knyttet til graden av oppsprekning i berggrunnen. Kartlegging viser at berggrunnen i studieområdene består av ulike typer granittoide gneiser, som er hovedsakelig lite oppsprukket og har større soner som er glattpolerte av glacial erosjon. Skredene har i deler av skredløpet erodert helt ned til berggrunnen. I områder med glattpolert berggrunn sammenfaller dette med at skredløpet utvider seg. I områder med berggrunn som er preget av høy oppsprekningsgrad har skredene derimot snevret seg inn og til og med gravd seg ned i den oppsprukne delen av fjelloverflaten (se eksempel fra Viromdalen; Figur 19, Figur 20). Dette viser at variabilitet i fjelloverflatens struktur har innflytelse på skredløpets laterale utvikling.

Generelt følger skredløpene den tidligere eksisterende topografien og retningen blir derfor også styrt av geomorfologiske hindringer. Dette ses tydelig ved Borga, hvor skredløpet endrer retning og vider seg noe ut grunnet en randmorene som løpet parallelt med dalen, på tvers av skredløpet (Figur 30). I tillegg endrer Todalskredet sin karakter langs skredløpet på grunn av flere bratte fjellskrenter. Dette bidrar til skredet snevres inn og mister energi og en del masser blir da avsatt som levere (Figur 57).

## 6.5 Utløsende årsaker

### 6.5.1 Meteorologiske faktorer

Hvert enkelt skred har sin unike sammensetning av meteorologiske, topografiske og geologiske forhold, som til sammen har bidratt til skredet har løst ut. Ved å studere meteorologiske data fra eKlima.no og xGeo.no kan man vurdere de utløsende årsakene til skredene fra et meteorologisk ståsted.

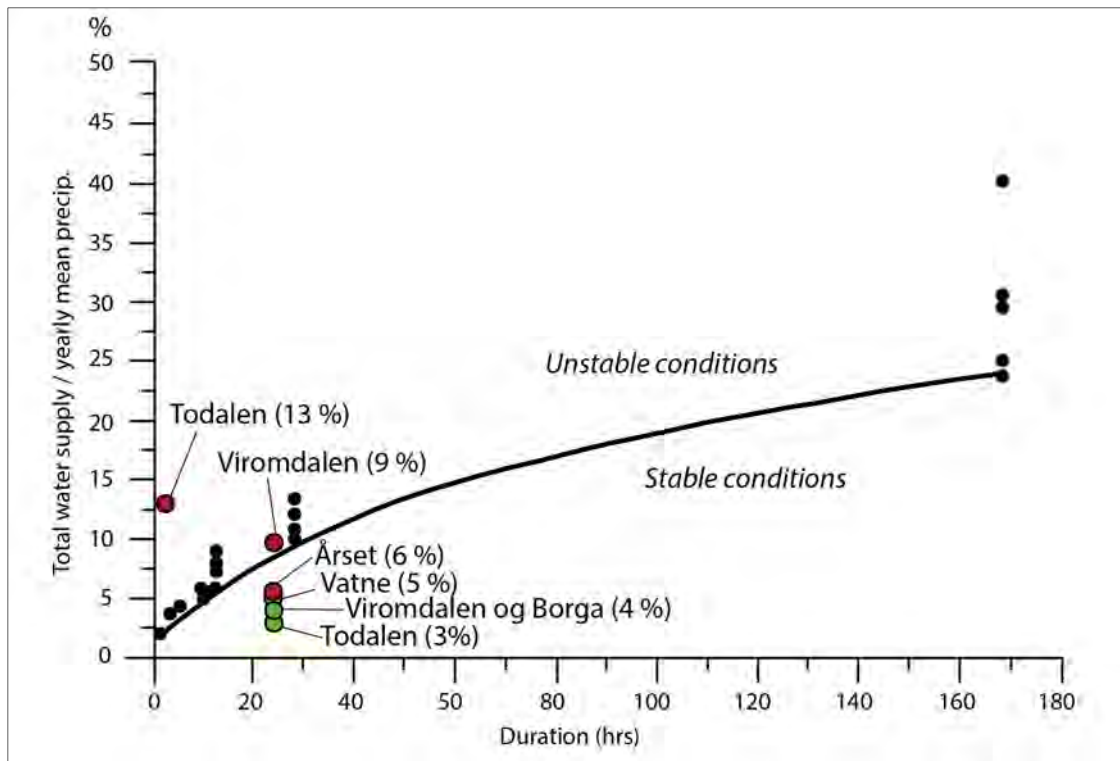
Summert viser det seg at alle studieområdene hadde lite nedbør i de 3 ukene før selve hendelsen (gjennomsnittlig fra 1 mm til 9 mm per dag, data fra eKlima). Vi tolker værdataene til at utløsningen av skredene trolig var en konsekvens av mye nedbør på kort tid etter en lengre periode med lite nedbør. I denne rapporten er det kun benyttet døggnedbør, grunnet mangelen på timenedbørdata for 4 av 5 skred. Det er derfor ikke mulig å vite nøyaktig hvor mange timer med regn, eller den eksakte nedbørsintensiteten, som førte til skredene. De intensitetsopplysningene vi har er fra lokale kilder, som har opplyst at det ved Todalen regnet intenst rett før skredet (170 mm på 2 timer; Jakobsson, 2015), mens det i Årset kom "mye" nedbør i de 17 siste timene før skredet (fra 07.00 til 24.00; Hole, 2014).

Da vi har nedbørsdata fra ulike kilder i Viromdalen og Todalen kan vi plote to forskjellige mulige scenario i grafen fra Sandersen mfl. (op.cit.). Sandersen mfl. er ikke basert på spesifikk trekantformede jordskred, men er det eneste datasettet som egner seg for sammenligning i Norge. I det ene scenarioet (grønn punkt; Figur 133) er det for Viromdalen kun plottet nedbøren som er datert 15. august fra eKlima. Derimot vet vi ikke hvor stor andel av nedbøren som kom før skredhendelsen kl. 15.00. Derfor er det i det andre scenarioet (rød punkt) summert nedbøren for 14. og 15. august (totalt 133 mm, eKlima). Hvis all denne nedbøren kom i de siste 24 timene før skredet vil dette representere 9 % av årsnedbøren, og dermed gi ustabile forhold i følge grafen til Sandersen mfl. (op.cit.). I de to scenarioene for Todalen er det data fra eKlima (grønn punkt) og fra lokal kilde (rød punkt) som er plottet inn. Disse skiller seg mye fra hverandre og viser relevansen av lokale nedbørsdata sammenlignet med værstasjoner langt unna skredene.

Plotten av våre data i Sandersen mfl. støtter teorien om at nedbøren ved skredhendelsene mest trolig var kortvarig og intens. I følge denne sammenligningen skulle skråningene ved Årset, Vatne, Viromdalen og Todalen være å betrakte som stabile, gitt at all nedbøren kom på 24 timer (Figur 133). Siden skredene faktisk utløstes viser det at skråningene ikke var stabile, noe som i neste skritt indikerer at nedbøren i virkeligheten kom på kortere tid.

Mangelen på værstasjoner nært skredene er altså en ulempe for å få gode data på nedbør. Et annet problem er at værstasjoner som oftest ligger i dalbunnen, og nedbøren på skråninger kan derfor bli underestimert for framtidige farevurderinger.





**Figur 133:** Grafen viser forholdet mellom nedbør og tid (timer) modifisert fra Sandersen mfl. (1996). Kurven er basert på 30 tidligere jordskredhendelser ("debris flows") i Norge, plottet som svarte punkt, og representerer dermed ikke data fra tidligere trekantformede jordskred. Grønne og røde punkt tilsvarer data fra denne studien, hvor grønne punkt viser data fra eKlima (24 timer), mens røde punkt viser data fra lokal måling (Todalen og Årset) og justering av eKlimadata med hensyn til nedbørsdato i (Viromdalen).

Under følger oppsummering og diskusjon for de metrologiske faktorene som har påvirket hvert enkelt skred;

### Viromdalen

Viromdalskredet skjedde rundt klokken 15.00 den 14.august, og skiller seg ut fra de andre skredene ved at det på eKlima er registrert mye nedbør både på hendelsesdagen og dagen etter (Figur 105). I følge eKlima er det registrert 69, 4 mm nedbør den 14. august 2003, og 63,5 mm nedbør den 15. august. Dette kan i utgangspunktet se ut som en lengre periode med nedbør, men skyldes måten døggnedbøren registreres på (se kapittel 3.3.1).

Nedbøren disse dagene kan i verste fall ha vært ujevnt fordelt over de registrerte 48 timene og vi kan ikke utelukke at selve skredet skjedde i en periode med svært intens nedbør over bare få timer.

### Borgaskredet

Borgaskredet skjedde under et sør-østlig lavtrykk, som skapte mye nedbør på Østlandet. Dette lavtrykket førte til både flom i Glomma og flere skredhendelser i Gudbrandsdalen. Borga ligger vest for vannskillet og fikk derfor mindre nedbør enn Østlandet, og data fra eKlima viser kun 27 mm regn på hendelsesdagen. I følge xGeo var det dog fortsatt snø i fjellområdet, selv om det var juni måned. At det kan ligge igjen snø sent i smeltesesongen ble bekreftet ved feltarbeidet i juni 2014, da store snøfelt lå igjen ovenfor løsnepunktet. Vi tror derfor den mest sannsynlige årsaken til Borgaskredet var at varmere temperaturer førte til intens snøsmelting. Vann fra snøsmeltingen kombinert med noe nedbør førte til et svært vått snødekke og det er trolig at skredet startet som et sørpeskred i snø på en fjellhylle. Dette sørpeskredet eroderte

lav/mose på det bare fjellet og gikk over til et jordskred når det nådde løsmassene lengre ned i skråningen (850 moh.). Løsmassene var trolig også vannmettede etter snøsmeltingen.

Denne teori støttes opp av vår dreneringsanalyse, som viser en topografisk forsenkning ovenfor løsneområdet (rundt 1260 moh.; Figur 100). Her kan det akkumuleres en god del snø som ved smelting dreneres ned til løsneområdet. Borga har den laveste døgngnedbøren i tiden direkte før skredet, men sammen med modellert snøsmelting blir vanntilførselen høyere til løsneområdet.

### **Todalen**

I Todalen har vi meteorologiske data fra en værstasjon (Ålvundfjorden, 9 km nord-vest for skredet), men i tillegg også opplysning fra en lokal kilde i Hjellnes (1,5 km vest for skredet) Ålvundfjorden målte kun 43 mm nedbør på hendelsesdato, mens den lokale kilden derimot opplyser om at det kom minst 170 mm på kun 2 timer rett før skredet. Dette må sies å være en ekstrem nedbørsintensitet i dette området, og sammenlignet med de andre skredene i denne studien. Forskjellen mellom Ålvundfjordstasjonen og den lokale opplysningen viser tydelig at intens lokal nedbør ikke ble fanget opp på værstasjonen 9 km unna. xGeo's romlige modellerte nedbørsfordeling viser kun små byger med intens regn (opp til 60 mm) i Trøndelag, og ingen signifikante byger i Møre og Romsdal. Dette viser hvor viktig lokale observasjoner er for å få korrekt forståelse av meteorologiske forhold ved jordskred.

### **Vatne og Årset**

Vatne og Årset befinner seg i et kystklima med den høyeste gjennomsnittlige årsnedbøren (1940 mm) sammenlignet med de andre skredene. Dette betyr at terrenget er vant til mye vann spredt utover året. Vatne og Årsetskredene utløstes i en spesielt intens nedbørsperiode under ekstremværet "Hilde". I følge xGeo var døgngnedbøren stedvis opp til 150 mm. Under "Hilde" skjedde det flere større skred i kommunen. Det faktum at det forekom flere skred samtidig i samme område gir en indikasjon på at det var uvanlig høy nedbørsmengde for området. Ved Årsetskredet har vi gjennom en lokal kilde fått tilgang til detaljerte nedbørsmålinger (Remen, 2 km fra skredet). Disse viser totalt 119 mm nedbør på hendelsesdagen. Remenstasjonen viste gjennomsnittlig 15 mm nedbør pr dag i uken før skredet, noe som indikerer at bakken ikke var helt uttørket før ekstremværet "Hilde" traff vestkysten.

#### **6.5.2 Mekaniske faktorer**

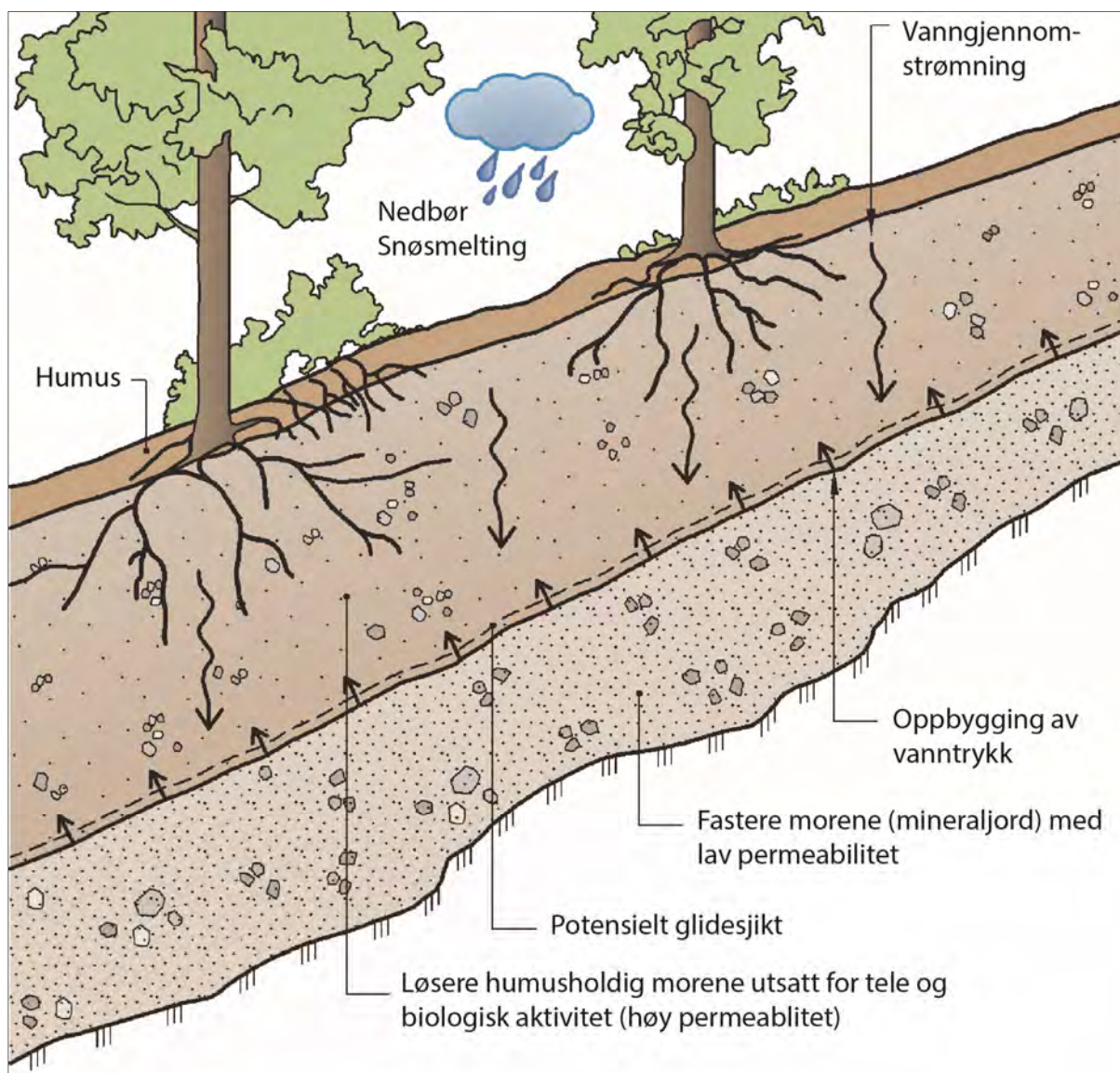
Løsmassenes egenskaper er viktige for utløsning av jordskred. Egenskapene påvirker både oppbygning av porevannstrykk og skjærfasthet til massene. Som nevnt tidligere (kapittel 6.3.4) viser resultatene at løsneområdene i denne studien består av lagdelte løsmasser (utenom Borga som ikke diskuteres i dette kapittelet). De kartlagte sedimentlagene har tydelig forskjellige egenskaper når det gjelder konsolidering, organisk innhold og kornstørrelse. Disse parametrene er viktig for permeabilitet, porevannstrykk, og dermed materialets skjærfasthet. I alle løsneområdene består sedimentene av et øvre lag som er mer eller mindre påvirket av forvitring, frostprosesser, periodisk uttørkning og biologiske aktivitet. Disse ytre prosessene bidrar over tid at denne sonen har god permeabilitet og porøs struktur. Den nederste sonen mot berggrunnen har i alle skredene mer konsoliderte sedimenter med en generelt høyere andel finstoff. Dette bidrar til at det underste laget mot berggrunnen har lav permeabilitet. Overflatevann vil da kunne infiltrere lett gjennom den øvre sonen og ved mye nedbør vil det, på grunn av forskjellen i permeabilitet, bygge seg opp et poretrykk i grensen mellom øvre og nedre sonen (Figur 134). Viromdalen peker seg ut som noe mer komplisert, da det her har utviklet seg to ulike glideflater. Dette kan forklares ut i fra den stratigrafiske forskjellen, hvor



glideplanene i Viromdalen ikke er relatert til morene av ulik forvitningsgrad slik som i de andre tilfellene (se kapittel 6.3.4).

Klimaanalysen viser at skredene i denne rapporten hadde en lengre periode uten signifikant nedbør for skredene utløstes. Dermed var sedimentene i den øvre stratigrafiske sonen tørket ut og det kapillære suget dermed borte. Resultatet av en slik uttørkning er at stabiliteten på skråningen avtar (NVE, 2014).

Det er fra tidligere beskrevet at glideplanet til jordskred oftest befinner seg mellom den øvre sonen (forvitret morene/in-situ berggrunn) og nedre sonen (uforvitret morene/in-situ berggrunn) (NVE, 2014; SINTEF, 2016). Se Figur 134 for illustrasjon. Dette ser ut til å stemme også for dennes studiens trekantformede skred.



**Figur 134:** Skisse av typisk snitt av morene: øvre sone er løse humusholdig morene utsatt for forvitring, frost og biologiske aktiviteter, mens nedre sone er fastere uforvitret morene. Utglidningen skjer vanligvis mellom fastere og løse løsmasser (SINTEF, 2016).

Stabiliteten på en skråning er ofte beskrevet av forholdet mellom drivende krefter (skjærspenning) og stabiliserende krefter (skjærfasthet). Skjærspenning avhenger av overliggende tyngde og helningsgrad. Skjærfastheten i et bestemt glideplan kan beskrives med en empirisk ligning, utviklet av Coulomb;

$$s = c + (\delta_1) \times \tan\varphi \quad (6)$$

Her er  $s$  = skjærfasthet [kPa],  $c$  = kohesjonen i jorda [kPa],  $\delta_1$  = normalspenning på bruddplanet [ $\text{kN/m}^2$ ], og  $\varphi$  = jordartens friksjonsvinkel [ $^\circ$ ].

I alle naturlige skråninger forekommer dog også forskjellig mengde vann i porene mellom partiklene i løsmassene. Vannet vil gi et porevannstrykk som vil påvirke normalspenningen ( $\delta_1$ ), dermed inkluderte Terzaghis den effektive normalspenningen. Coulomb-Terzaghis ligning tar høyde for dette, og beskriver den fysiske skjærfastheten i et gitt glideplan med en empirisk ligning;

$$s = c + (\delta_1 - u) \times \tan\varphi \quad (7)$$

Her er  $s$  = skjærfasthet [kPa],  $c$  = kohesjonen i jorda [kPa],  $\delta_1$  = normalspenning på bruddplanet [ $\text{kN/m}^2$ ],  $u$  = porevannstrykk [ $\text{kN/m}^2$ ] og  $\varphi$  = jordartens friksjonsvinkel [ $^\circ$ ].

Denne empiriske ligningen (7) viser mekanismene som gir skred etter intense nedbørperioder, da nedtrengningen av vann gjennom en umettet øvre sone vil være raskere enn vannets avrenning gjennom de tettere underliggende massene. Dette vil bidra til at vannnivået i jorden stiger, porevannstrykket øker og tyngden av vann pluss jord på et potensielt glideplan øker. Dette resulterer i en økt skjærspenning langs et mulig glideplan, samtidig som normalspenningen og dermed friksjonen øker. Det økte porevannstrykket vil dog minske normalspenningen og friksjonen, og om vannivået fortsetter å øke vil skjærspenningen til slutt overgå skjærfastheten slik at jordskred løses ut (Jørgensen mfl., 2013).

En annen mekanisk faktor som kan ha påvirket utløsningen av skredene er tilstedeværelsen av blokkfelt, som ses i løснеområdet ved Årset og Viromdalen. Blokkene har varierende størrelse med store åpninger mellom seg. Et slikt blokkfelt som ligger direkte på løsmasser i en skråning vil på grunn av egenvekten gi en større normalspenning på et potensielt glideplan/bruddplan (økt skjærfasthet), men samtidig vil den større lasten bidra til økt skjærspenning. Blokkfeltet kan også indirekte påvirke stabiliteten ved at det bidrar til at vann lettere kan infiltrere ned til underliggende løsmasser og gi økt porevannstrykk. Nedbør kommer seg da meget raskt ned i sedimentpakken og minsker der skjærfastheten gjennom økt porevannstrykk som minsker friksjon.

I en masteroppgave om Viromdalskredet (Storbråten, 2010) presenteres en hypotese om at skredet ble utløst av et steinsprang. Det var i denne masteroppgaven ikke utført feltarbeid i løснеområdet. I vår studie ble det ikke observert tegn på noe større steinsprang fra fjellhammeren direkte over løsnepunktet, verken under feltbefaringen eller ved flybildeanalyser. Det ble heller ikke observert noen skade i vegetasjonen som kunne knyttes til steinsprang. Ved befaring ble det konkludert at fjellhammeren rett bak løsnepunktet er relativ lav og nedfallende blokker vil sannsynligvis ikke få energi nok til å nå løснеområdet.



## 6.6 Hvordan forutsi trekantformede jordskred?

Trekantformede jordskred er svært ødeleggende da det berører store areal i dalbunnen, hvor det ofte er infrastruktur og boliger. Denne typen skred forekommer mer sjeldent enn kanaliserte jord- og flomskred, men er på grunn av de store konsekvensene viktig å inkludere i faresonekartlegging. Det har i tillegg vært flere store trekantskred i bebygde strøk de siste ti årene og vi vet ikke hvordan denne skredtypen reagerer på et klima i endring.

De geologiske forutsetningene i løsneområdene i denne studien (helningsgrad, tynt og tykt løsmassedekke, topografi) vil samsvare med store arealer langs Norges dalsider, og vil dermed være meget vanskelig å forutsi. Opprinnelig utglidning i startpunktet forutsetter derimot at det må dreneres relativt mye vann til løsnepunktet fra høyere oppe i terrenget. Det vil si at skredene ikke kan starte helt øverst i en fjellside. I denne studien starter 4 av 5 skred i en skråning hvor det er et slakere platå ovenfor løsnepunktet. Slike slake skråninger og/eller flate fjellskuldre bidrar til å samle overflatevann ved signifikante nedbørstilfeller. Analyser som "*flow accumulation*" kan derfor benyttes som en støtte til farevurdering, hvor de geologiske forutsetningene ellers er tilstede.

Denne studien viser også at flere av parametrene som kjennetegner løsneområdene til trekantformede jordskred er relevante også for andre typer jord- og flomskred. Vi ser at alle løsneområdene har topografisk nedslagsfelt som kan lede vann til løsnepunktet, men ingen tydelige spor etter tidligere skredløp eller nedskårne bekkeløp. Denne typen terreng, med få dype nedskjæringer eller spor av vannrelaterte prosesser er altså ikke vant til å drenere mye overflatevann på kort tid, men har topografisk forutsetning å få vann ledet til seg ved intens nedbør. Dette kan bidra til raskt oppbygning av høye porevannstrykk i spesifikke stratigrafiske lag.

Utvidning av jordskredløp er i litteraturen ofte knyttet til tynt løsmassedekke. I denne studien viser vi også en relasjon til glattpolert fjell med lite oppsprekning og noen gangen konveks skråningsprofil. Vår studie viser i tillegg at utvidning også kan skje om skredets glideflate ligger i grensen mellom lavt og høyt konsolidert morene, uavhengig total sedimenttykkelse og generell konveksitet og konkavitet i skråningen. Det er derfor ikke rett fram å forutsi hvor langs en skråning et jordskred vil utvikle trekantform, men vi ser en mulig sammenheng med skråninger hvor det ikke er tydelige nedskårne skred- eller bekkeløp fra før og med en løsmassestratigrafi med stor variasjon i permeabilitet i dybden. Varierende permeabilitet kan bestå i tynt ukonsolidert løsmassedekke på impermeabelt fjell *eller* på andre mer finkornige konsoliderte løsmasser.

Ved dagens skredfarekartlegging har man ofte høyoppløselig DHM (lidardata) tilgjengelig. Det kan likevel være vanskelig å oppdage eldre trekantformede skredhendelser på slike DHM'er, da skredene ofte kun eroderer et tynt løsmasselag. Dette er tydelig ved Borga, hvor det ikke var mulig å se skredets laterale grenser i lidardata tatt etter hendelsen. I Årset vises løsneområdet i lidardataene, men det er ikke mulig å se at skredet utvidet seg langs skredløpet. Dette er kun i Viromdalen det er mulig å identifisere skredløpet fra topp til bunn i lidardatasettet. Resultatene fra denne studien viser altså at lidardata alene ikke er nok til å identifisere tidligere trekantformede skred ved farevurderinger.

Siden både stratigrafi og topografi kan være vanskelig å identifisere i forkant av trekantformede jordskred, ser vi at de meteorologiske faktorene kanskje er de viktigste for å forutsi denne typen av sjeldne, men svært ødeleggende skred. I dette prosjektet har fokuset vært geologiske forhold, men de meteorologiske dataene rundt disse spesifikke hendelsene leder oss til noen første slutninger. Vår konklusjon er at de trekantformede skredene i denne studien

er knyttet til intens nedbør etter en periode med lite nedbør, og at de utløses i skråninger med tynt løsmassedekke i et terreng som ikke er tilpasset drenering av store vannmengder på kort tid. Ekstreme nedbørshendelser er ikke mulig å forutsi i faresonekartlegging. Ved bearbeiding av klimadata fra nærliggende værstasjoner kan man likevel få en oppfatning hva som er normale verdier og hvor ofte ekstreme vær-situasjoner pleier å forekomme på en gitt plass. I kombinasjon med kunnskap fra tidligere skredhendelser (skrednett.no, lokale kilder) kan man få en ide om hvor mye nedbør som trengs for å trigge jordskred.

Vi ser en potensiell sammenheng mellom skredutløsning og relativt komplekse løsmassestratigrafier i løsnepunktet, hvor porøsitet og dermed dreneringsevne varierer mye mellom lagene (se kapittel 6.5.2). Dette er også generelt påpekt i NVEs veileder (2014) om kartlegging av skredfare av jord- og flomskred.

## 6.7 Erfaringer fra jordskredvarsling

Det er kun skredene i Todalen, Årset og Vatne som ble offisielt vurdert av Jordskredvarslingstjeneste i NVE, samt varslet på varsom.no. Se resultatkapittel 5.5 for detaljer.

Ved Årset og Vatne ble det varslet gult nivå (nivå 2) i forkant av skredhendelsene. Revurdering av varslingsparametere i etterkant viser at det ble varslet for lavt varslingsnivå, og det burde ha blitt varslet høyere nivå (oransje eller rødt). Denne konklusjonen støttes også av at det skjedde spesielt mange jordskred denne dagen.

Vi har også analyserte vannmetningsdata og vanntilførselsdata fra xGeo, og plottet de 5 hendelsene med eksisterende terskelverdier (Figur 127, Figur 128). Med unntak av Todalskredet har alle skredene et relativt høyt vanninnhold (over 60 %) i løseområdene, i god overensstemmelse med hva som er satt som terskelverdi for skredpotensiale. I diagrammet faller Todalen og Årset innenfor kriteriene for stabile forhold. Dette kan forklares med at "simulert vanntilførsel" (y-aksen; Figur 128) bruker interpolerte døgnnedbørverdier. Problemet oppstår da noen værstasjoner ligger spesielt langt fra hverandre og derfor ikke fanger opp relevant nedbørmengde mellom stasjonene. Dette kan skje spesielt om det er veldig lokale nedbørsbyger.

Dagen da Todalskredet ble utløst var hele Norge vurdert som grønt nivå i jordskredvarslingen (generelt trygge forhold), og det ble ikke sendt ut noen jordskredvarsel. Dette omtales i etterkant som en feilvarsling («miss event») for Møre og Romsdal. Det viser seg at små kraftige regnbyger om sommeren er generelt vanskelige å forutsi da konvektive luftceller kan bevege seg veldig rask. I slike tilfeller kan jordskredvaktene velge å sende ut varsel for et stort område, inkluderende flere fylker og kommuner, eller ikke sende varsling i det hele tatt, grunnet den store usikkerheten. Denne problematikken kan føre til mange falske alarmer, eller at jordskred skjer uten at det ble sendt noen varsling.

Da denne studien viser at nedbørsintensiteten er viktig for skredutløsning er det uheldig at akkurat intense små regnbyger fanges så dårlig opp av jordskredvarslingstjenesten per i dag. NVE-varsling arbeider derimot videre sammen med MET for å teste radar- og lynmålinger som kan hjelpe til å fange opp nedbørsbyger med høy intensitet, men med svært lokalt omfang.



## 6.8 Forslag til forbedring av veiledere

Det eksisterer en veileder fra NVE (2014) som beskriver kartlegging av skredfare for ulike skredtyper i forbindelse med arealplanlegging og byggesaksbehandling ("Sikkerhet mot skred i bratt terreng, kartlegging av skredfare i arealplanlegging og byggsak"). I følge denne veilederen er det definert at jordskred utløses i terreng brattere enn  $25^{\circ}$ - $30^{\circ}$ . Resultater fra vår rapport viser derimot at trekantformede jordskred har løsneområder på helninger fra  $22^{\circ} \pm 2^{\circ}$  og opp til  $40^{\circ} \pm 4^{\circ}$  (ikke inkludert Borga). Merk at  $22^{\circ} \pm 2$  (Todalen) er et tydelig lavere tall enn veilederens  $25^{\circ}$ . Vi tror derfor det ville være relevant å utføre en større studie for å få et bedre statistisk grunnlag for å definere minimum helningsgrad for utløsning av jordskred i Norge.

NVEs veileder (2014) fastslår også at gjennomsnittlig siktevinkel fra toppen av løsneområde og ned til ytre skredavsetning normalt er fra  $25^{\circ}$  til  $30^{\circ}$ , samt at store skred med høyt vanninnhold vil ha lengre rekkevidde. I vår studie av trekantformede jordskred var det ikke mulig å fastsette eksakt lengste utløp (på grunn av utløp i vann) og derfor varierer siktevinkel fra minimum  $19^{\circ}$  ved Vatneskredet og opp til  $33^{\circ}$  i Todalen, hvor skredet gikk direkte i fjorden. Ser man bort fra Todalen har resterende studieområder en siktevinkel fra  $19$  til  $25^{\circ}$ , noe som ligger klart under verdiene til NVEs veileder.

De nasjonale aktsomhetskartene for jord- og flomskred benytter en siktevinkel fra  $7^{\circ}$  til  $11^{\circ}$ , grunnet store variasjoner i vanninnhold i jord- og flomskred (NGU, 2014), som er mye lavere enn resultatene fra vår studie. Dette er fordi vår studie baserer seg på detaljundersøkelse av 5 trekantformede skred, mens aktsomhetskartet fanger nasjonalt med fokus også på flomskred med høyt vanninnhold og dermed veldig lang utløpslengde. Forskjellene mellom resultatene kan muligens tas videre ved en eventuell videreutvikling av aktsomhetskartene.

## 7. KONKLUSJON

### Karakteristiske trekk for løsneområdene

Siden studien har vist at skredet ved Borga startet i snø og ikke som et løsmasseskred vil konklusjoner om løsneområdene være basert på de 4 skredene som startet direkte i løsmasse: Årset, Vatne, Todalen og Viromdalen.

- Løsneområdene har en helning fra  $22^{\circ}\pm 2^{\circ}$  (Todalen) opp til  $40^{\circ}\pm 4^{\circ}$  (Viromdalen).
- Det er ingen etablerte bekker/elver til noen av løsneområdene, men det er noen spor etter sesongbasert overflatedrenering ned til startpunktet. *Flow accumulation*-analysen viser at alle skredene har potensielle nedslagsfelt som leder til løsnepunktene.
- Skredene løsner som utglidninger i et løsmassedekke, som varierer i tykkelse fra rundt 0,5 m til 1 m.
- Den opprinnelige utglidningen skjer langs lag i selve sedimentpakken og ikke langs berggrunnen.
- Alle skredene viser en komplisert stratigrafi med flere forskjellige sedimentenheter i løsnepunktet. Dette kan være lag med forvittringsmaterial, tette lag med sorterte sedimenter og ulike typer diamikter (morene), som har varierende grad av porøsitet og konsolidering.
- Løsmassene i løsneområdene består generelt av:
  - 1) løs øvre sone påvirket av forvitring, frost og biologisk aktivitet (høy permeabilitet)
  - 2) mer konsolidert nedre sone av uforvitret morene eller mer finkornig forvittringsmateriale (lav permeabilitet).
- I 2 av 4 skred er det kartlagt blokkfelt i løsneområdene.
- Konveksitet/konkavitet i skråningsprofilen ovenfor løsnepunktene varierer mellom skredene uten noen tydelig sammenheng med selve løsnepunktets plassering.

### Utløsende årsaker

Vi har delt inn løsneårsakene i meteorologiske og geologiske faktorer. Begge faktorene må samsvare for å løse ut denne typen jordskred.

#### 1) Meteorologiske faktorer:

- Borgaskredet skiller seg ut fra de andre skredene ved at analysen av nedbørsdata viser lite nedbør på hendelsesdagen. Derimot viser data fra xGeo at det mest sannsynlig lå mye snø i og over løsneområdet i den aktuelle perioden. Vi anser at det mest sannsynlig var varmere temperaturer som sammen med noe nedbør førte til intens snøsmelting, som resulterte i et sørpeskred på bart fjell. Sørpeskredet utviklet seg til et jordskred da det traff løsmasser lengre nede i skråningen.



- Alle skred kan klassifiseres som nedbørsrelaterte skred. Den utløsende årsaken til disse skredene er mye nedbør på kort tid. Skredene utløstes etter en lengre periode med relativt lite nedbør.
- 3 av 5 skred (Viromdalen, Vatne og Årset) kan knyttes til intens frontnedbør ved store lavtrykksystemer, mens ett av skredene (Todalen) ble utløst av veldig kort og intens bygenedbør, typisk for sommervær nære havet.

## 2) Geologiske faktorer (ekskludert Borga):

- De forskjellige egenskapene til løsmasselagene i løsnepunktene har betydning for sedimentspakkens skjærfasthet og permeabilitet. Brudd (glideplan) har utviklet seg hvor disse egenskapene endres mye mellom forskjellige lag.
- I alle løsneområdene består sedimentene av et øvre lag som er mer eller mindre påvirket av forvitring, frostprosesser og biologiske aktivitet. Disse ytre prosessene bidrar til at denne øvre sonen over tid har fått en porøs struktur og dermed god permeabilitet.
- Den nederste stratigrafiske sonen mot berggrunnen består i alle skredene av mer konsoliderte sedimenter med noe høyere andel finstoff (morene eller forvitningsmaterial). Dette bidrar til at det nederste laget mot berggrunnen har lav permeabilitet.
- Overflatevann vil infiltrere lett gjennom den øvre sonen, og ved mye nedbør vil det, på grunn av ulik permeabilitet, bygge seg opp et poretrykk i grensen mellom den øvre og nedre sonen.
- I alle skredene finnes i tillegg faktorer i eller nært løsneområdene som gir overflatevann mulighet til å trenge direkte ned i de stratigrafiske lagene. I Viromdalen og Årset finnes blokkfelt i selve løsneområdet med store hulrom mellom blokkene. Nedbør kommer seg da meget raskt ned i sedimentpakken og kan minske skjærfastheten gjennom økt porevannstrykk. I Todalen ligger en mindre steinsprangur et stykke over løsnepunktet og kanaliserte overflatevann ned i løsmassene og en nærliggende myr. I Vatne ble det observert åpne sprekker i vegetasjonen og løsmassedekket rett under fjellhammeren over løsnepunktet.
- Blokkfeltene kan også indirekte påvirke stabiliteten ved å bidra til ekstra vekt på underliggende løsmasser som ved høy vannmetning kan skli ut.

## Parametere som er knyttet til utvidelsen av skredene

Observasjoner fra felt viser at egenskapene til løsmassene og fjelloverflaten har mye å si for om skredet utvider seg eller kanaliseres.

- Berggrunnen er i alle lokalitetene dominert av ulike typer granittoide gneiser. Denne bergarten dominerer hele Møre og Romsdal og kan i store soner ha liten sprekketthet. Gneiser kan generelt beholde en glattpolerte overflate siden siste istiden da den ofte er motstandsdyktig mot forvitring.
- Generelt viser studien at skredene utvider seg i områder med tynt løsmassedekke på glattpolert fjell.
- Noen steder med tykk morene har derimot skredene også utvidet seg. Dette skjer i områder hvor et løst konsolidert, øvre lag ligger over en mer konsolidert morene (for eksempel bunnmorene). Grensen mellom de to lagene motvirker nedgravning på lik linje med glattpolert fjelloverflate. Med andre ord spiller varierende konsolideringsgrad i løsmassestratigrafien en rolle for potensiell utvidelse av trekantformede jordskred.
- Utvidelse av skredløpene ser også ut å være knyttet til berggrunnens oppsprekningsgrad. I områder med kraftig oppsprukken berggrunn snevrer skredene seg inn og graver seg noen steder ned i fjelloverflaten.
- Skredene snevres generelt inn og kanaliseres i områder med homogen tykk morene langs skredløpet.
- Vi ser ingen klare sammenheng mellom utvidelse av skredene og konveksitet/konkavitet av skråningsprofilene. Noen steder sammenfaller utvidning med konveksitet over fjellhammerer, men her er det også svært tynt løsmassedekke, noe som peker på at løsmassetykkelse er viktigere enn skråningsform

## Konklusjoner av relevans for jordskredvarsling

- I perioden før skredene Viromdalen (2003) og Borga (2011) hadde NVE ingen aktiv jordskredvarslingstjeneste, men det ble sendt flomvarsel for fylket og indikert at det kunne være fare for jordskred. Ved Todalskredet (2013) var jordskredvarslingstjenesten i en testfase. På hendelsesdagen ble jordskredfaren vurdert til grønt nivå ("generelt trygge forhold") og det ble ikke sendt noen jordskredvarsel. Dette omtales i etterkant som en feilvarsling. For Årset og Vatne ble det varslet gult nivå ("situasjonen kan medføre skader lokalt") ved hendelsene. Revurdering av varslingsparameterene i etterkant viser at det ble varslet for lavt aktsomhetsnivå, siden det gikk mange skred i hele Møre og Romsdal det samme døgnet.
- Vår studie viser at nedbørsintensiteten var viktig for skredutløsningen. Små kraftige regnbyger var antageligvis aktive ved flere av skredhendelsene, men denne typen nedbørsbyger viser seg å være vanskelige å forutsi gjennom de meteorologiske parametere som brukes for varsling i dag.



## Hovedkonklusjoner for videre arbeid

- Resultater fra dette prosjektet viser at trekantformede jordskred kan løses ut på helningsgrad fra  $22^{\circ} \pm 2^{\circ}$  og opp til  $40^{\circ} \pm 4^{\circ}$  (ekskludert Borga). En helning på  $22^{\circ}$  (Todalen) er klart lavere enn  $25^{\circ}$ , som er anbefalt som laveste risikohelning for jordskred i NVEs veileder. Basert på de erfaringer som er gjort i dette prosjektet mener vi det ville vært svært relevant å utføre en større studie av helningsgrad til løснеområder for jordskred i Norge for å få et bedre statistisk grunnlag for veilederen. Feilvurdering av helningsgrad kan bidra til undervurdering av potensielle fareområder for jordskred.
- Vår studie indikerer også at NVEs veileder kan være misvisende for å forutsi siktevinkel for jordskred. Vi finner siktevinkel ned til  $19^{\circ}$ , tross vi ikke har hele utløpslengden grunnet skredene stopper i vannhindringer, mens veilederen angir siktevinkel normal er fra  $25^{\circ}$  til  $30^{\circ}$ . Vi vil anbefale en ytterligere studie for å få et bedre statistisk grunnlag for å definere siktevinkler.
- Denne studien viser at det kreves detaljert forståelse av løsmassestatigrafien i områder som peker seg ut som potensielle startområder for trekantformede jordskred. Denne typen stratigrafiske data finnes per i dag ikke i de geologiske databasene til NGU. Stratigrafipunkter som finnes i sosi-standarden for kvartærgeologisk kartlegging er stort sett benyttet i dalbunnene og ikke på skråningene. Vår studie viser at det ville vært nyttig å hente inn stratigrafipunkter på skråningene, inkl. morenens konsolideringsgrad.
- Forekomst av glattpolert berggrunn i skråningen syns å være viktig for vurdering av trekantformede skred. Sammen med Oslo Universitet er det i 2017 startet et masterprosjekt for å teste potensialet for kartlegging av bergoverflatens egenskaper gjennom fjernanalyse i et større statistisk utvalg av trekantskred. Denne masteren vil i tillegg samle regionale data om andre skråningsparametere knyttet til trekantformede jordskred.

## **8. TAKK**

Forfatterne takker Norges vassdrag- og energidirektoratet for finansiere dette prosjektet; "350600 - Forbedret bruk av geologiske parametere ved skredfarevurdering". Takk til Tore Medgard (i dag Statens Vegvesen), som utførte en grundig jobb under sin masteroppgave om Vatne, Årset, Borga og Viromdalen. Vi ønsker også å takke Fredrik Høgaas (NGU) for hjelp til feltarbeidet ved Borga, og Reginald Hermanns (NGU) som har utført kvalitetssjekk og bidratt til å forbedre rapporten. Inger Lise Solberg (NGU) og Espen Torgersen (NGU) fortjener en stor takk for språkvask. Til slutt vil vi nevne alle lokale beboere vi har snakket med og takke for god informasjon!



## 9. REFERANSER

- Blikra, L. H., 2011, Kvartærgeologisk kart Hjørundfjord, Kartbladnr. 1219-III, Målestokk 1:50 000: Norges geologiske undersøkelse.
- Boje, S., Colleuille, H., og Devoli, G., 2014, Terskelstudier for utløsning av jordskred i Norge. Oppsummering av hydrometeorologiske terskelstudier ved NVE i perioden 2009 til 2013.: Norges vassdrags- og energidirektorat. NVE rapportnr: 43/2013
- Bryhni, I., 1991, Berggrunns kart Ålesund, Kartbladnr. 1119-1, Målestokk 1:50 000, Norges geologiske undersøkelse.
- Colleuille, H., Haugen, L. E., og Beldring, S., 2010, A forecast analysis tool for extreme hydrological conditions in Norway. Poster presentert, Sixth world FRIEND conference: Marokko.
- eKlima, 2016, Meteorologisk institutts klimadatabase. [www.eklima.no](http://www.eklima.no)
- Esri, 2016a, How Flow Accumulation works. <http://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/how-flow-accumulation-works.htm>
- Esri, 2016b, How Slope works. <http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/spatial-analyst-toolbox/how-slope-works.htm>
- Follestad, B. A., 1984a, Kvartærgeologisk kart Stangvik, Kartbladnr. 1420-2, Målestokk 1:50 000: Norges geologiske undersøkelse.
- Follestad, B. A., 1984b, Kvartærgeologisk kart Stangvik, Kartbladnr. 1420-4, Målestokk 1:50 000: Norges geologiske undersøkelse.
- Follestad, B. A., 1995, Kvartærgeologisk kart Møre og Romsdal, Fylkesnr. 1500, Målestokk 1:250 000: Norges geologiske undersøkelse.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., og Stark, C. P., 2007, Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe: Meteorology and Atmospheric Physics, v. 98, no. 3-4, p. 239-267.
- Hole, G., 2014, Personlig kommunikasjon.
- Hungr, O., Leroueil, S., og Picarelli, L., 2014, The Varnes classification of landslide types, an update.: Landslides, no. 11, p. 167-194.
- Jakobsson, P. Å., 2015, Personlig kommunikasjon.
- Jørlandli, L., 2016, Landslide occurrence as a response to large-scale synoptic weather types, precipitation and soil saturation in southern Norway MS thesis: University of Oslo.
- Jørgensen, P., Sørensen, R., og Prestvik, O., 2013, Norske jordarter, Jordforeningen.
- Jørstad, F., 1964, Nedbør, skred og skader i Norg-Norge ved regnværet i oktober 1959.: Norges Geologiske Institutt. NGI-rapport F334-02
- Krill, A. G., 1987, Berggrunnskart Stangvik, Kartbladnr. 1420-4, Målestokk 1:50 000: Norges geologiske undersøkelse.
- Longva, O., 2004, Kvartærgeologisk kart Ålesund, Kartbladnr. 1119-I. Kvartærgeologisk kart M 1:50 000. : Norges geologiske undersøkelse.
- Medgard, T., 2015, Trekantformede løsmasseskred: - Sammenligning av fire hendelser i Norge, betingelse for utløsning, løsneforhold og utvikling av skredet. Masteroppgave: Norges tekniske-naturvitenskapelige universitet, 147 p.
- MET, 2013, Ekstremvêrrapport. Hending: Hilde, 16-17.11.2013: Meteorologisk institutt. 15/2013
- Meyer, N. K., Dyrddal, A. V., Frauenfelder, R., Etzelmüller, B., og Nadim, F., 2012, Hydrometeorological threshold conditions for debris flow initiation in Norway: Natural Hazard and Earth System Sciences, v. 12, p. 3059-3073.
- Møre-Nytt, 2013, -Heilt forferdeleg. <http://www.morenytt.no/nyheiter/article8638033.ece>
- NGI, og NVE, 2015, Oppsummeringsrapport for skog og skredprosjektet. Samanstilling av rapportar frå prosjektet.: Norges vassdrags- og energidirektorat. NVE rapport 92/2015

- NGU, 1996, NGU-SD 5.11: Kornfordelingsanalyse med coulter laser partikkelteller: Trondheim, Norges geologiske undersøkelse.
- NGU, 2014, Aktsomhetskart jord- og flomskred: Metodeutvikling og landsdekkende modellering: Norges geologiske undersøkelse. NGU Rapport 2014.019
- NGU, 2016, Nasjonal berggrunn og løsmassedatabase. <http://www.ngu.no/emne/kartinnsyn>
- NVE, 2008, Rainfall Floods and Weather Patterns: Norges vassdrags- og energidirektorat, NVE rapport 14/2008.
- NVE, 2011, Plan for skredfarekartlegging. Status og prioriteringer innen oversiktskartlegging og detaljert skredfarekartlegging i NVEs regi.: Norges vassdrag- og energidirektorat. NVE rapport 14/2011
- NVE, 2013a, Faktaark: 5-13 Jord og flomskred. <http://www.varsom.no/om-varsom-no/til-nedlasting/>
- NVE, 2013b, Faktaark: 7-13 Jordskredvarslingen. <http://www.varsom.no/om-varsom-no/til-nedlasting/>
- NVE, 2014, Sikkerhet mot skred i bratt terreng. Kartlegging av skredfare i arealplanlegging og byggesak.: Norges vassdrags- og energidirektorat. NVE rapportnr: 8/2014
- NVE, 2016, Snøkart. <https://www.nve.no/hydrologi/sno/snokart/>
- Oppikofer, T., Hermanns, R. L., Böhme, M., Nicolet, P., Sandøy, G., Penna, I., Jaboyedoff, M., Horten, P., Poberts, N. J., og Fuchs, H., 2016, Metodikk for konsekvensanalyse av fjellskred. NGU rapport 2016.047
- Regjeringen, 2016, Meld. St. 15 (2011-2012), hvordan leve med farene - om flom og skred. <https://www.regjeringen.no/no/dokumenter/meld-st-15-20112012/id676526/sec1>
- Sandersen, F., Bakkehoi, E., Hestnes, K., og Lied, K., 1996, The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows, rockfalls, rockslides and rockmass stability, Proc. of the VII International Symposium on Landslides, Volume 1: Balkema, Rotterdam p. 97 - 114.
- SINTEF, 2016, Byggforskserien: Løsmasseskred i bratt terreng, Farevurdering og sikringstiltak: Trondheim, SINTEF byggforsk.
- Skrednett, 2016, Skredhendelser. <http://skredatlas.nve.no>
- Storbråten, A., 2010, Klimarelatert endring i skredaktivitet i Norge Masteroppgave: Norges teknisk- naturvitenskapelige universitet, NTNU, 165 p.
- Sunnmørsposten, 2013, 40 evakuert etter jordras.
- Tidens krav, 2013a, Store steinblokker kan rase. <http://www.tk.no/nyheter/store-steinblokker-kan-rase/s/1-113-6784380>
- Tidens krav, 2013b, Todalen har veg igjen.
- Tveten, E., Lutro, O., og Thorsnes, T., 1998, Geologisk kart over Norge, berggrunns kart Ålesund, Målestokk 1:250 000: Norges geologiske undersøkelse.
- Varsom, 2016a, Flom- og jordskredvarsling. <http://www.varsom.no/flom-og-jordskredvarsling/>
- Varsom, 2016b, Kart og datakilder, xGeo. <http://www.varsom.no/kart-og-datakilder/>
- Varsom, 2016c, Om jordskredvarsling. <http://www.varsom.no/flom-og-jordskredvarsling/om-jordskredvarslingen/>
- xGeo, 2016, Flom og jordskred. <http://www.xgeo.no/?p=flomogjordskred>





NORGES  
GEOLOGISKE  
UNDERSØKELSE  
- NGU -

Norges geologiske undersøkelse  
Postboks 6315, Sluppen  
7491 Trondheim, Norge

Besøksadresse  
Leiv Eirikssons vei 39  
7040 Trondheim

Telefon 73 90 40 00  
E-post [ngu@ngu.no](mailto:ngu@ngu.no)  
Nettside [www.ngu.no](http://www.ngu.no)