

Masteroppgave, Institutt for geofag

Geomorfologisk og geologisk karakterisering av flomskred og jordskred i Valdres

Et studium langs E16 Fra Hønefoss til Tyinkrysset gjennom Valdres, langs Randsfjorden og fylkesveiene i Etnedalen

Ingrid Dalheim Bekkevoll



UNIVERSITETET I OSLO

DET MATEMATISK-NATURVITENSKAPELIGE FAKULTET

Geomorfologisk og geologisk karakterisering av flomskred og jordskred i Valdres

*Et studium langs E16 Fra Hønefoss til Tyinkrysset gjennom Valdres,
langs Randsfjorden og fylkesveiene i Etnedalen*

Ingrid Dalheim Bekkevoll



Masteroppgave i geofag

Studieretning: Miljøgeologi og naturkatastrofer

Institutt for geofag

Matematisk-naturvitenskaplig fakultet

UNIVERSITETET I OSLO

Desember 2015

© **Ingrid Dalheim Bekkevoll, 2015**

Veiledere: Graziella Devoli (NVE/UIO) og Joakim Sellevold (SVV)

Dette eksamensarbeidet er publisert elektronisk i DUO – Digitale Utgivelser ved UiO

<http://www.duo.uio.no>

Det er også katalogisert i BIBSYS (<http://www.bibsys.no/>)

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced or transmitted, in any form or by any means, without permission.

Forord

Det siste året har jeg tatt et dypdykk i registeret av skredhendelser i et område på Østlandet for å se nærmere på løsmasseskred av typen jordskred og flomskred. For å få til dette har jeg fått masse hjelp. Først og fremst vil jeg takke hovedveilederen min, Graziella Devoli, for at hun har stilt opp så mye som hun har gjort. Hun har virkelig gitt av deg selv hele veien. Biveilederen min, Joakim Sellevold, har også vært til stor hjelp ved enhver anledning hvor jeg har trengt det. Tusen takk!

Jeg har satt stor pris på all hjelp jeg har fått fra den lokale befolkningen i Valdres, som jeg har ringt til for å forhøre meg om detaljer ved skredhendelsene. Dere har gitt meg informasjon jeg ikke kunne funnet andre steder.

Litt psykisk støtte har også vært nødvendig underveis i prosessen, og dette har jeg fått fra mange hold. Her vil jeg nevne alle på skolen som har slått av en prat i gangen, på pauserommet, i lunsjen og på kontoret. Spesielt vil jeg nevne Henning og Eivind som begge er to gledesspredere. Mine herlige venninner rundt om i landet fortjener også en takk, og selvfølgelig mamma og pappa! Til slutt vil jeg takke Kjetil for å være personlig motivasjonsråd, IT-tjeneste og optimist.

Ingrid D. Bekkevoll

Sammendrag

Denne oppgaven tar for seg flom- og jordskredhendelser i Valdres, langs Randsfjorden og fylkesveiene i Etnedalen, på Østlandet. Begrepene *jordskred* og *flomskred* skaper uklarheter ved utførelse av fare- og risikoanalyser i Norge, da disse begrepene sier lite om bevegelsestypene til skredene, utstrekning og skadeomfang. God forståelse og beskrivelse av skred og dets prosesser er viktig for utførelse av slike analyser og for deretter å bestemme riktige sikringstiltak.

Det blir presentert forslag til nye norske skredbegreper basert på de engelske skredtypene *slide* og *flow*. Begrepene *plant jordskred*, *jordskred*, *steinrikt flomskred* og *viskøst flomskred* benyttes som norske begreper på henholdsvis *debris slide*, *debris avalanche*, *debris flow* og *debris flood* fra Hungr et al. (2013). Ved å benytte seg av ett klassifikasjonssystem kan det dannes et riktigere bilde av hvilke skredtyper som opptrer i ulike terreng.

Den tilgjengelige skreddatabasen (www.skrednett.no) for studieområdet blir gjennomgått og oppdatert. Denne inneholdt 112 skredhendelser av typen snøskred, steinsprang/fjellskred og løsmasseskred fra år 1700 og fram til i dag. Ved befaring under feltarbeid og fjernanalyse ble 109 av disse bekreftet. Av de 3 registreringene som ble slettet, er 2 av disse dobbeltregistreringer og 1 er kun en observasjon av snøskredfare. 30 skredhendelser har skiftet kategori for skredtype.

Tre yngre og tre eldre løsmasseskredhendelser er blitt undersøkt ved hjelp av ulike metoder, både gjennom feltarbeid og fjernanalyse. Her er det blitt utført geomorfologisk og geologisk karakterisering av skredhendelsene for å bedre kunne definere skredtypene. For de yngre skredene er statiske betingelser og utløsende faktorer identifisert.

Ulike metoder og verktøy er benyttet for indentifisering av skredregistreringene i studieområdet og disse blir evaluert. Metodene inkluderer blant annet analyse av topografiske kart og flyfoto gjennom ArcGIS, visualisering av lidar-data og feltarbeid.

Abstract

This thesis addresses events of *debris slides*, *debris avalanches*, *debris flows* and *debris floods* in the municipality of Valdres, along the Randsfjorden and the main roads in Etnedalen, southeastern Norway. The Norwegian terms *jordskred* and *flomskred* (corresponding to the three English terms *debris flood*, *debris flow*, *debris slides* and *debris avalanche*) are a source of confusion when performing risk- and hazard analysis in Norway, as these terms do not include definitions of type of movement, extent of run-out and extent of damage on infrastructure.

A proposal to a new classification scheme is presented, based on the English terms *slide* and *flow*. The Norwegian terms *plant jordskred*, *jordskred*, *steinrikt flomskred* and *viskøst flomskred* are used as terms corresponding to the English terms from Hungr et al. (2013); *debris slide*, *debris avalanche*, *debris flow* and *debris flood*, respectively. By using only one classification scheme, a more correct view on common types of slides and/or flows occurring different types of terrain is obtained.

A database, covering registered events of slope movements within the study area, is quality-checked and updated. The database includes 112 events of slope movement, including *snow avalanches*, *rock falls*, *debris slides*, *debris avalanches*, *debris flows* and *debris floods*, which have occurred in the period ranging from 1700 A.D. until present. Through reconnaissance (fieldwork and remote sensing), a 109 out of 112 events are confirmed. 30 of the events have been reclassified in terms of slope movement type.

Three younger events and three older events of slope movement, classified as *debris slide*, *debris avalanche*, *debris flow* and/or *debris flood* are studied in detail through fieldwork and remote sensing. A geomorphological and geological characterization is made of these events in order to better define their type of slope movement. Static conditions and possible triggers are identified for the three younger events.

Several methods are used in this study, including the analysis of topographic maps and aerial photos using the software ArcGIS, the visualization of lidar data and fieldwork. The benefits of using the different methods are evaluated.

Innhold

KAPITTEL 1. INNLEDNING OG MOTIVASJON.....	1
1.1 FORMÅL FOR MASTEROPPGAVEN	2
KAPITTEL 2. SKREDFAREFORVALTNING	3
2.1 SKREDHENDELSESKART (LANDSLIDE INVENTORY MAP) OG DATABASE.....	4
2.2 AKTSOMHETSKART (SUSCEPTIBILITY MAP)	5
2.3 FAREKART FOR SKRED (LANDSLIDE HAZARD MAP)	7
KAPITTEL 3. SKREDTYPER OG KLASSIFIKASJONER	10
3.1 INTERNASJONALE KLASSIFIKASJONER OG TERMINOLOGI FOR ALLE SKREDTYPER	10
3.2 NORSKE SKREDKLASSIFIKASJONER.....	14
3.3 KLASSIFIKASJONER FOR JORDSKRED OG FLOMSKRED	18
3.3.1 <i>Jordskred</i>	19
3.3.2 <i>Flomskred</i>	21
KAPITTEL 4. BESKRIVELSE AV EGENSKAPENE TIL JORDSKRED OG FLOMSKRED	26
4.1 JORDSKRED.....	26
4.1.1 <i>Kildemateriale og forholdene i løснеområdet</i>	26
4.1.2 <i>Skråningshelning, vassdrag og karakteristiske trekk ved skredbanen</i>	27
4.1.3 <i>Bevegelsesmekanikk</i>	28
4.1.4 <i>Gjenkjenning av jordskred i felt</i>	30
4.2 FLOMSKRED.....	30
4.2.1 <i>Kildemateriale og forholdene i løснеområdet</i>	30
4.2.2 <i>Skråningshelning og vassdrag</i>	30
4.2.3 <i>Karakteristiske trekk ved skredbane</i>	31
4.2.4 <i>Bevegelsesmekanikk</i>	32

4.2.5 Avsetninger og identifikasjon av flomskred i felt.....	32
4.3 STATISKE BETINGELSER OG UTLØSENDE FAKTORER FOR JORDSKRED OG FLOMSKRED.....	38
4.4. KLIMA OG KLIMAENDRINGER	42
KAPITTEL 5. BESKRIVELSE AV STUDIEOMRÅDET	43
5.1 TOPOGRAFI OG LANDFORMER.....	45
5.2 GEOLOGI.....	48
5.3 HYDROLOGI OG KLIMA	48
5.4 HISTORISKE FLOM- OG SKREDHENDELSER	50
KAPITTEL 6. TILGJENGELIGE DATA	53
6.1 SKREDHENDELSER OG VEIMELDINGER (DATABASE)	53
6.2 AKTSOMHETSKART OG FAREKART.....	58
KAPITTEL 7. METODE	62
7.1 GJENNOMGANG AV LITTERATUR.....	62
7.2 SAMLING AV INFORMASJON FRA SKREDDATABASE.....	62
7.3 FJERNANALYSE.....	62
7.3.1 ArcGIS og lidar-data.....	62
7.3.2 Andre hjelpemidler	63
7.4 FELTARBEID	64
7.5 LAB-ARBEID	66
KAPITTEL 8. RESULTATER.....	67
8.1 FORSLAG TIL NORSK KLASSIFIKASJON FOR FLOMSKRED OG JORDSKRED.....	67
8.2 KONTROLL AV ROMLIG OG TIDSMESSIG FORDELING AV SKREDHENDELSER OG NYTT FORSLAG (OG OPPDATERING AV DATABASE).....	72
8.3 BESKRIVELSE AV UTVALGTE SKRED	79

8.3.1	Værobservasjoner for «yngre skred» 1, 2 og 3, dagene i forkant og på skreddagen.....	81
8.3.2	Detaljert beskrivelse av «yngre skred» 1 – Etnedalen.....	84
8.3.3	Detaljert beskrivelse av «yngre skred» 2 - Aurdal	96
8.3.4	Detaljert beskrivelse av «yngre skred» 3 – Sletti sør for Vangsmjøsa	124
8.4	ANALYSE AV TRE ELDRE SKREDHENDELSER	150
8.4.1	«Eldre skred» 1- Herredalen 1928.....	150
8.4.2	«Eldre skred» 2 og 3 - Strond i 1735 og 1860.....	154
KAPITTEL 9. DISKUSJON		158
9.1	FORSLAG TIL NORSK KLASSEFIKASJON FOR FLOMSKRED OG JORDSKRED.....	158
9.2	KONTROLL AV ROMLIG OG TIDSMESSIG FORDELING AV SKREDHENDELSER OG NYTT FORSLAG (OG OPPDATERING AV DATABASE).....	158
9.3	EVALUERING AV DE TRE YNGRE SKREDHENDELSENE.....	162
9.3.1	«Yngre skred» 1 – Etnedalen.....	162
9.3.2	«Yngre skred» 2 – Aurdal.....	162
9.3.3	«Yngre skred» 3 – Sletti.....	164
9.4	EVALUERING AV DE TRE ELDRE SKREDHENDELSENE	164
9.4.1	«Eldre skred» 1- Herredalen.....	164
9.4.2	«Eldre skred» 2 og 3 - Strand.....	165
9.5	EVALUERING AV ULIKE METODER FOR BESKRIVELSE/IDENTIFISERING AV SKRED	165
KAPITTEL 10. KONKLUSJON		168
REFERANSER		171
APPENDIKS 1 – ANALYSE AV SEDIMENTPRØVER FRA «YNGRE SKRED» 1, 2 OG 3 .176		

Kapittel 1. Innledning og motivasjon

Blant de hyppigste skredtypene i Norge finnes jordskred og flomskred og disse fører til store skader på vei og jernbane, samt utøver de en trussel for den norske bosetning. Til tross for dette har disse begrepene vært vanskelig å klassifisere, og definisjoner og faglige beskrivelser på norsk er uklare, selv om de lenge har vært en del av språket. Begrepene brukes synonymt og om hverandre av både forskere og folk ellers og særlig flomskred blir ofte forvekslet med jordskred. Dette kan komme av at de begge faller inn under den norske kategorien *løsmasseskred*, som gir skredene en rekke fellesnevner (som bla. materialtype, utløsende faktorer, bevegelse og til tider samme skader på infrastruktur). Samtidig kan det i noen skråninger være en glidende overgang mellom jordskred og flomskred, noe som bestemmes av mobilitet, vanninnhold og utvikling av bevegelsen (NIFS, 2014, NVE, 2011b, NIFS, 2013). Alle disse faktorene fører til forvirring hos brukere og det er et behov for en klarere og enklere klassifikasjon, da særlig av disse skredtypene.

En klarere klassifikasjon vil gjøre det enklere å fremstille presise aktsomhetskart og farekart. Å kunne skille mellom forskjellige skredtyper basert på bevegelsestype, utløpsdistanse og skadeomfang vil kunne være med på å bestemme best mulige sikringstiltak og dermed minimere risikoen for skade på mennesker og materiell ved fremtidige skredhendelser.

Valdres som studieområde ble valgt fordi dette er et område hvor det ikke er blitt utført mange studier av skredhendelser. Det finnes flere masteroppgaver fra både Gudbrandsdalen (Holm, 2012, Haugen Edvardsen, 2013) og Hallingdal (Rødin Lund, 2013), slik at å se utbredelsen av skred i Valdres var av interesse. Spesielt interessant er studiet av skredhendelser fra pinseflommen 2013.

Resultater fra feltarbeid, løsmasse-analyse og fjernanalyse i denne oppgaven vil forhåpentligvis kunne bidra til bedre input-data for fremtidige modelleringer i området.

1.1 Formål for masteroppgaven

Hovedmål

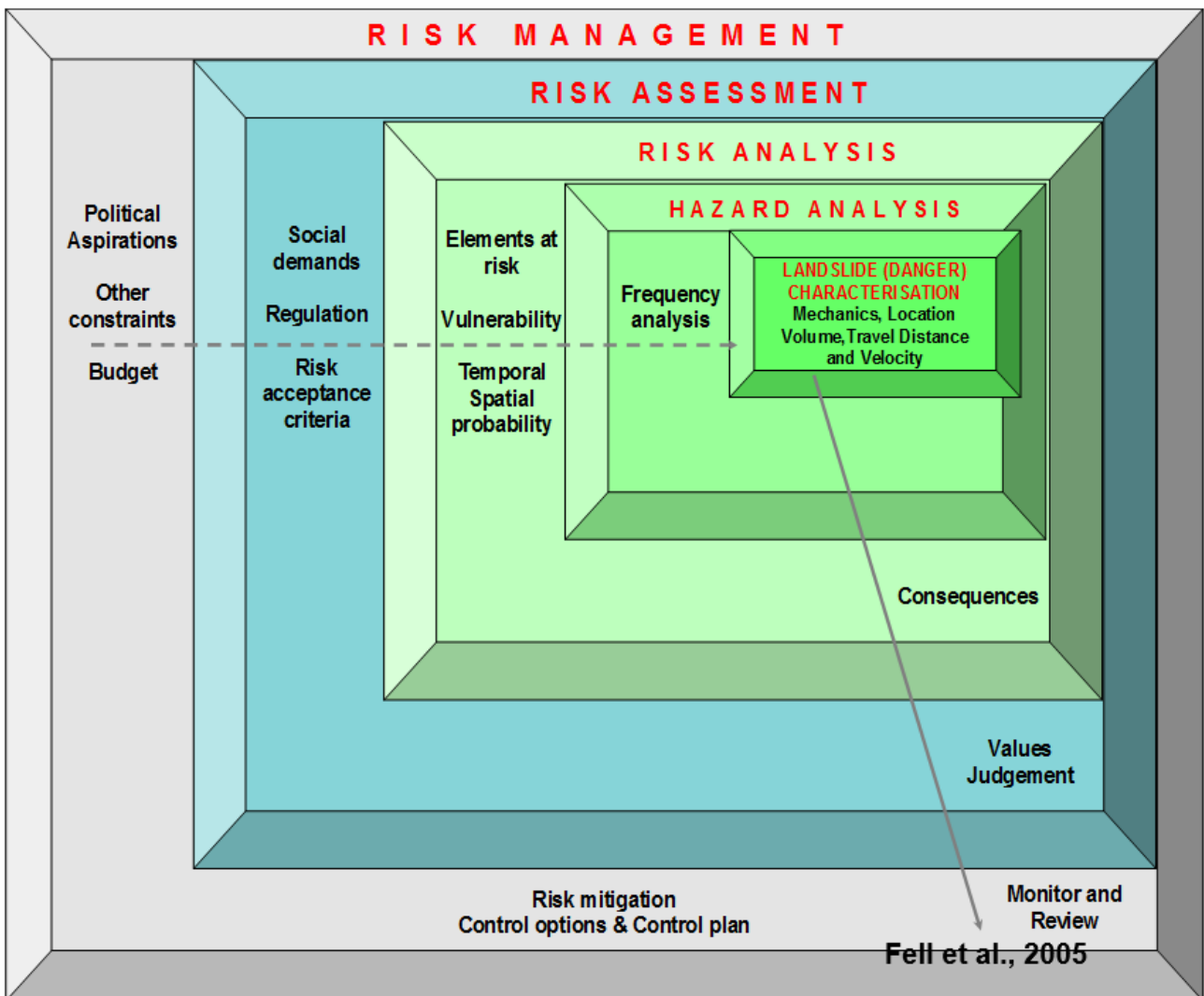
Geomorfologisk og geologisk karakterisering og bedre klassifisering av flomskred og jordskred, langs E16 Fra Hønefoss til Tyinkrysset i Valdres og langs Randsfjorden og Etnedalen, (Østlandet) gjennom analyse av skredhendelse fra database, fjernanalyse og feltarbeidet.

Spesifikke mål

1. Skredklassifisering: Gå gjennom klassifiseringssystem for jordskred og flomskred på engelsk og norsk for å forbedre beskrivelsene og klassifiseringene av disse typene skred i Norge. Problemstillinger angående begrepene jordskred og flomskred på norsk språk mot engelsk blir også belyst.
2. Gjennomgang av skreddatabasen: Gå gjennom databasen over skredregistreringer for studieområdet og sortere registrerte skredhendelser basert på skredtyper. Med fokus på løsmasseskred-hendelser skal posisjon, utbredelse, skredtype og dato sjekkes/forbedres ved hjelp av beskrivelser fra databasen, topografisk kart, tilgjengelige bilder, flyfoto, feltarbeid og det reviderte klassifiseringssystemet fra punkt 1.
3. Analyse av tre yngre skred: Analysere og beskrive i detalj på tre yngre skredhendelser fra fjernanalyse og feltarbeidet, for å hjelpe til med å forstå problemet med terminologi for flomskred og jordskred. Bestemme forholdene som har lagt til rette utløsning av disse skredene, og hva deres trigger var.
4. Analyse av tre eldre skred: Studere tre eldre jord- og flomskred for å belyse vanskeligheten ved å stedfeste disse, bestemme deres utbredelse og konsekvens.
5. Vurdering av ulike verktøy: Vise hvordan ulike verktøy kan benyttes for å kartlegge skredhendelser av ulik alder, belyse de ulike metoders styrker og svakheter og å gjennomgå hvordan disse kan bidra til å øke sikkerheten i tolkninger som er gjort.

Kapittel 2. Skredfareforvaltning

God forståelse og beskrivelse av skred og dets prosesser er viktig for å kunne utføre fare- og risikoanalyser og bestemme sikringstiltak (skredfareforvaltning). Dagens mangelfulle norske skredbegreper gjør risikovurdering og skredfareforvaltning vanskelig. Fell et al. (2005) tar for seg skredfareforvaltnings-prosessen (risk management framework) og deler den opp i fem



faser (fig. 2.1).

Figur 2.1 Risikorammeverk fra Fell et al. (2005) kan benyttes ved risikovurdering og skredfareforvaltning for skred i naturlige- og menneskeskapt skråninger.

Skredfareforvaltning (risk management) innebærer en skredfarekarakterisering (landslide danger characterization), en fareanalyse (hazard analysis) og til slutt en risikovurdering (risk assessment).

Å utføre en fareanalyse går ut på å identifisere og karakterisere potensielle skred og deres frekvens i et område gjennom en skredfarekarakterisering. Dette innebærer at man må benytte godt etablerte klassifikasjoner for skred for å bestemme skredtype, bestemme lokasjon, størrelse, hastighet, utløpsdistanse og skredets mekanismer. Informasjon om skred samles i denne fasen i form av skredhendelseskart og databaser. Aktsomhetskart og farekart er også produsert i denne fasen. Risikoanalyse omfatter både fareanalyse og konsekvensanalyse, hvor sistnevnte innebærer å identifisere og bestemme antall av elementer i fare (personer og eiendommer). Videre benyttes informasjon fra risikoanalysen i skredfareforvaltningen for å vurdere risikoreducerende tiltak som inkluderer aksept av risiko, redusere sannsynligheten og konsekvenser ved f.eks. utvikling av overvåking, varslings- og evakueringsplaner, utvikling av risikoreducerende planer og innføring av regelmessige kontroller (Fell et al., 2005).

En god risikovurdering er altså avhengig av en god fareanalyse, der skredhendelseskart, aktsomhetskart og farekart for skred ligger til grunn. I det følgende vil fremgangsmåte for fremstilling av slike kart bli gjennomgått.

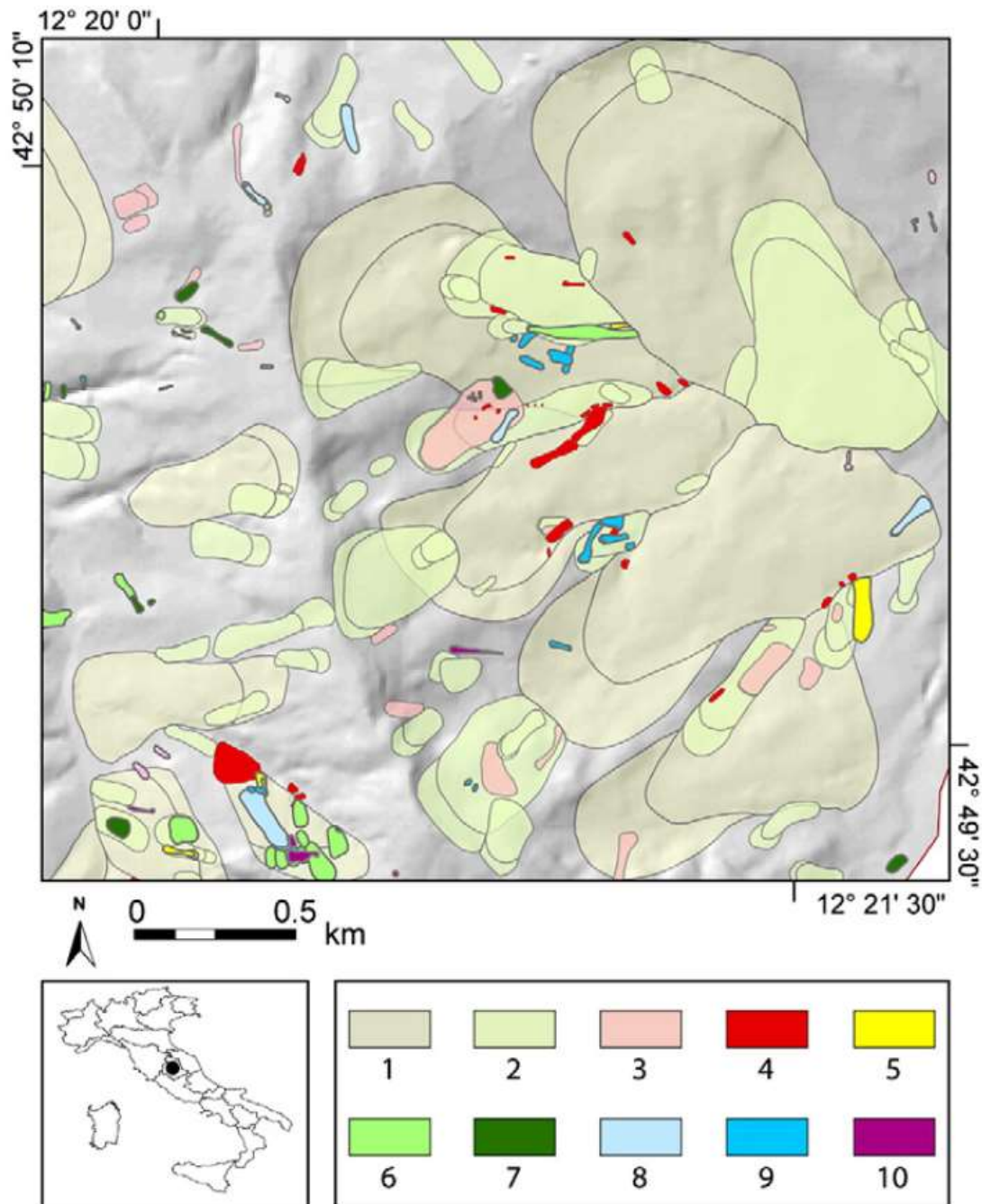
2.1 Skredhendelseskart (Landslide inventory map) og database

Informasjon om skred som faller inn i den første firkanten (skredkarakterisering – landslide characterisation), kan samles inn ved hjelp av skredhendelseskart som viser historiske og registrerte skredhendelser i et geografisk område (fig. 2.2). Ifølge Guzzetti et al. (2012) viser et skredhendelseskart plassering, tidspunkt og type massebevegelse som har etterlatt seg spor i et område. Til tross for viktigheten av skredhendelseskart, er det estimert at slike kart dekker mindre enn 1% av alle hellende skråninger på land verden over. NIFS (2015) beskriver at utbredelsesområde for enkeltskredhendelser, som løsneområde, skredbane og utløpsområde, kan vises på disse kartene som punkter, linjer eller polygoner. NVE (2011a) opplyser om at kartene finnes i papirformat eller i form av databaser som er tilgjengelige gjennom web-portaler. Et eksempel på disse er den norske nasjonale skreddatabasen som er tilgjengelige på www.skrednett.no. Denne typen kart kan ikke benyttes for å planlegge nye bygg, men kan

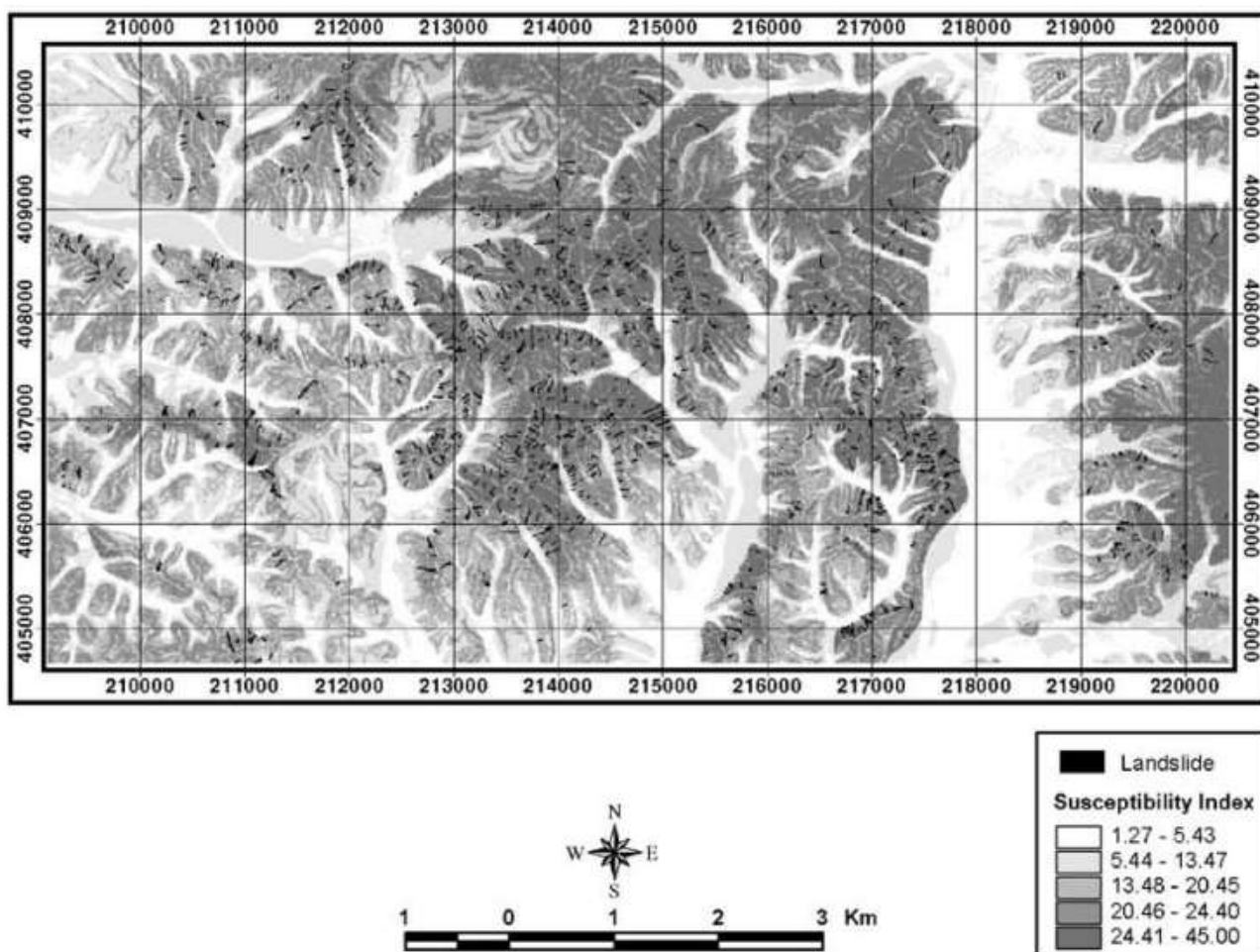
være nyttige ved utarbeidelse av aktsomhetskart og faresonekart, eller for å informere folk flest hvor det har gått skred tidligere.

2.2 Aktsomhetskart (Susceptibility map)

Aktsomhetskart viser områder hvor det kan forekomme skred (NVE, 2011a, NIFS, 2015). Detaljeringsgraden på kartene avhenger av metoder, ressurser og målestokk som er benyttet i utarbeidelsesprosessen. Kartene gir romlig sannsynlighet, men ikke informasjon om tidsmessig sannsynlighet eller gjentakelsesintervall for de ulike faretypene da faregraden ikke er tallfestet. Utstrekningen på aktsomhetsområdene blir ofte redusert jo nøyere kartleggingen er, slik at dette varierer mellom kartene for de ulike prosessene. Aktsomhetskartene kan lages for alle skredtyper samtidig, eller det kan lages kart over hver spesifikke skredtype. I Norge finnes landsdekkende aktsomhetskart for steinsprang og snøskred, utarbeidet av NGU, kun ved hjelp av datamodeller som ut ifra terrengdata kjenner igjen terreng hvor disse skredtypene erfaringsmessig opptrer. Det finnes også eldre snø- og steinskredkart for deler av landet utarbeidet av NGI. Her benyttes samme grunnmetode som for de landsdekkende aktsomhetskartene, samt befarings, for å finne avgrensningen av aktsomhetsområdene. For utarbeidelse av landsdekkende aktsomhetskart for jord- og flomskred i 2014 ble det derimot benyttet både datamodeller, tolkning av flybilder og nærmere befarings. Alle kartene er tilgjengelige på www.skrednett.no (NVE, 2011a). Figur 2.3 viser et eksempel på aktsomhetskart fra Korea.



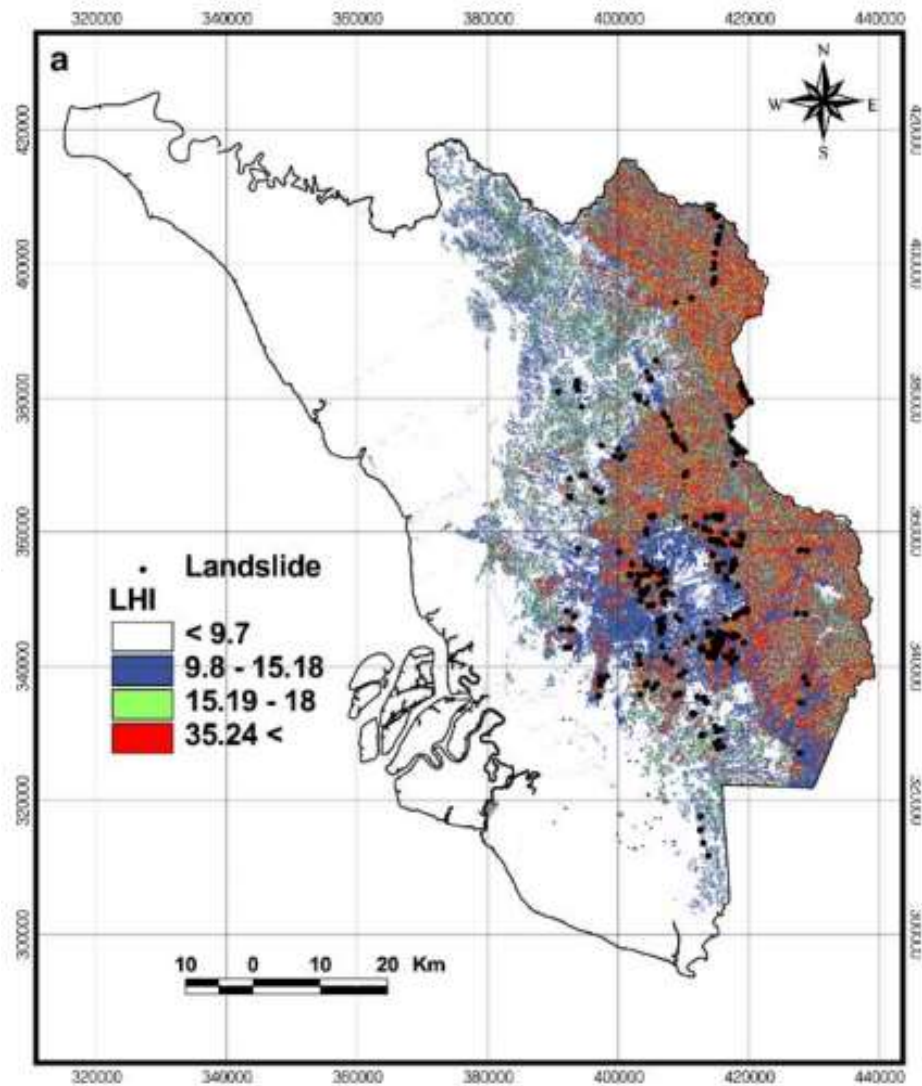
Figur 2.2 Eksempel på skredhendelseskart. Her fra Monte Castello di Vibio area i Umbria i Italia. Kartet ble utarbeidet ved hjelp av flyfoto og feltarbeid i 2010, og fargene representerer forskjellig alder på skredene (Guzzetti et al., 2012).



Figur 2.3 Eksempel på aktsomhetskart fra Korea som viser områder som er mer utsatt for skred (Lee et al., 2004). Aktsomhetsindeksen varierer mellom 1,27 (områder som er lite mottakelige for skred) og 45,00 (områder som er veldig mottakelige for skred).

2.3 Farekart for skred (Landslide hazard map)

Skredfarekart viser soner i et område som har gitte sannsynligheter for skred. Disse kartene viser skredområdene i form av løsne- og utløpsområder, men det kan også angis årlig nominell sannsynlighet for skred ved bruk av linjer i kartet (NIFS, 2015). For å lage farekart for skred utføres undersøkelser av klimatiske forhold, topografi, grunnforhold (stabilitet), statistiske og dynamiske modeller for skredutløsning og rekkevidde og fra historiske skredhendelser (både registrerte hendelser og fra spor i terrenget) (NVE, 2011a).



Figur 2.4 Eksempel på farekart fra Selangor area, Malaysia (Lee and Pradhan, 2007). LHI står for Landslide Hazard Index som representerer den relative faren for skredhendelser. Jo høyere verdi, jo høyere er faren for skred.

I Norge gjennomføres farekartlegging for kvikkleire og skredtypene snøskred, sørpeskred, steinsprang, jordskred og flomskred i bratt terreng for de kommunene som har høy prioritet ifølge «Plan for skredfarekartlegging» (NVE, 2011f). Kartleggingen sikter først og fremst på eksisterende bygg (NVE, 2012). Kartene er tilgjengelige hos NVE, og i Norge er de fleste kart av denne typen utarbeidet for deler av Vestlandet, men også flere steder i Nord-Troms (NVE, 2012).

I området hvor flere typer skred kan opptre, må skredsonen være av den størrelse at den omfatter alle skredtypene. Det finnes også farekart for flodbølger, hvor deres utbredelse og oppskylling er beregnet som følge av fjellskred med bestemt sannsynlighet. Nøyaktigheten av farekartene varierer etter hvor stort behovet er for klargjøring av områder for utbygging. Alle kartene er tilgjengelige på www.skrednett.no (NVE, 2011a). Figur 2.4 viser et eksempel på farekart fra Malaysia.

Kapittel 3. Skredtyper og klassifikasjoner

3.1 Internasjonale klassifikasjoner og terminologi for alle skredtyper

Begrepet *skred* (landslide) blir av Varnes (1978), Cruden (1991b) og Cruden and Varnes (1996) definert som «*bevegelsen av en masse med stein eller løsmasser ned en skråning*». Av Highland and Bobrowsky (2008) blir begrepet definert som «*bevegelsen av stein, løsmasser og organisk materiale under påvirkning av gravitasjonen, men også resultatet fra slike bevegelser*».

Det finnes forskjellige klassifikasjoner og terminologi benyttet for skred, både i utlandet og i Norge, avhengig av hva som skal studeres og av hvem. Parametere som kan vektlegges ved klassifisering kan blant annet være totalt volum, materialtype, materialsammensetning (sediment-egenskaper), forholdet mellom vann og sedimenter, bevegelsestype, bevegelsehastighet (Highland and Bobrowsky, 2008, NVE, 2011b, Hungr et al., 2013).

Opp gjennom årene er flere klassifikasjoner for skred blitt foreslått bla. av Baltzer (1875), Sharpe (1938), Varnes (1958), Crozier (1973), Varnes (1978), Crozier (1986), Hutchinson (1988), Cruden (1991a), WP/WLI (1993), Cruden and Varnes (1996), Guzzetti et al. (1999), Hungr et al. (2001), Glade et al. (2005), Hungr (2005), Takahashi (2007), Highland and Bobrowsky (2008) og Hungr et al. (2013). Til tross for det store utvalget er klassifikasjonene av Varnes (1958), Hutchinson (1968), Varnes (1978) og Hutchinson (1988) de mest brukte internasjonalt, og spesielt Varnes (1978), ifølge The International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory (WP/WLI (1993)).

Klassifikasjonen av Varnes (1978) baserer seg på materialtype og bevegelsestype, slik som Sharpe (1938). Bevegelsestypene deles inn i *fall*, *topple*, *slide*, *spread*, *flow* og *complex landslide*, mens materialtype deles inn i *rock* og *engineering soil*, og videre deles *soil* inn i *debris* og *earth* (faktaboks 1). Ved å kombinere disse to parameterne blir det mulig å navngi skredtyper som bla. *rock fall*, *debris fall*, *earth fall*, *rock slide*, *debris slide*, *debris flow*, *earth flow mm*. (faktaboks 2 og 3).

Faktaboks 1

Rock – “a hard or firm mass that was intact and in its natural place before the initiation of movement” (Varnes, 1978).

Soil - “an aggregate of solid particles, generally of minerals and rocks, that either was transported or was formed by the weathering of rock in place. Gases or liquids filling the pores of the soil form part of the soil” (Varnes, 1978).

Earth - “describes material in which 80% or more of the particles are smaller than 2mm, the upper limit of sand sized particles” (Varnes, 1978, Hungr, 2005).

Debris - “contains a significant proportion of coarse material; 20% to 80% of the particles are larger than 2mm, and the remainder are less than 2mm” (Varnes, 1978, Hungr, 2005). Ifølge Hungr et al. (2013) er *debris* en blanding av sand, grus, cobbles og boulders, men også varierende mengder silt og leire. Organisk materiale kan også være til stede.

Hutchinson (1968), Hutchinson (1988) sin klassifikasjon utnytter flere dimensjoner som materiale, morfologi, vanninnhold, hastighet og kinematikk og legger fokuset på mekanismene for start og forplantning av skred (Hungr et al., 2013). Klassifikasjonene av Varnes og Hutchinson har siden blitt modifisert av WP/WLI (1993) og Cruden and Varnes (1996), og oppdatert i Hungr et al. (2001) og Hungr et al. (2013). Noen av endringene Hungr et al. (2013) har gjort i forhold til Varnes (1978) er å revidere aspekter ved, og modifisere definisjonene av materialer som fører til skred, dette for å skape kompatibilitet med akseptert geoteknisk og geologisk terminologi for *rocks* og *soils* (*debris* og *earth*). Den nye inndelingen av materialet erstatter den tidligere tredelingen med *rock, clay, mud, silt, sand, gravel, boulders, debris, peat* og *ice*. Denne klassifikasjonen inneholder 32 skredtyper hvor bevegelsestype og materialtype er viktige parametere (tabell 1), slik som i Varnes sin klassifikasjon. For å skape et helhetsbilde av klassifikasjonen, hører det med en tabell over skredhastighetene (tabell 2).


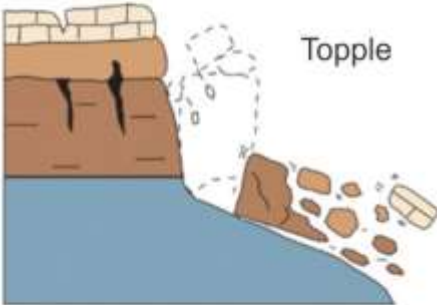
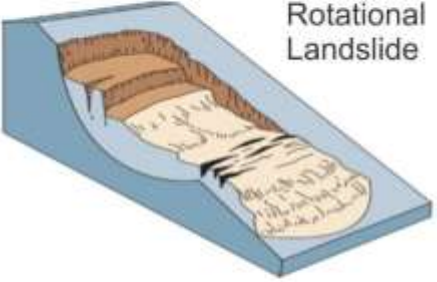
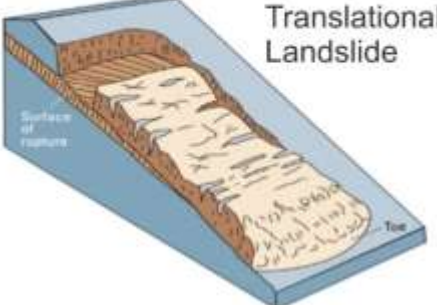
Tabell 3.1 Oppdatert skredklassifisering (Hungr et al., 2013).

Type of movement	Rock	Soil	
Fall	1. <i>Rock/ice fall</i> ^a	2. <i>Boulder/debris/silt fall</i> ^a	
Topple	3. <i>Rock block topple</i> ^a	5. <i>Gravel/sand/silt topple</i> ^a	
	4. <i>Rock flexural topple</i>		
Slide	6. <i>Rock rotational slide</i>	11. <i>Clay/silt rotational slide</i>	
	7. <i>Rock planar slide</i> ^a	12. <i>Clay/silt planar slide</i>	
	8. <i>Rock wedge slide</i> ^a	13. <i>Gravel/sand/debris slide</i> ^a	
	9. <i>Rock compound slide</i>	14. <i>Clay/silt compound slide</i>	
	10. <i>Rock irregular slide</i> ^a		
Spread	15. <i>Rock slope spread</i>	16. <i>Sand/silt liquefaction spread</i> ^a	
		17. <i>Sensitive clay spread</i> ^a	
Flow	18. <i>Rock/ice avalanche</i> ^a	19. <i>Sand/silt/debris dry flow</i>	
		20. <i>Sand/silt/debris flowslide</i> ^a	
		21. <i>Sensitive clay flowslide</i> ^a	
		22. <i>Debris flow</i> ^a	
		23. <i>Mud flow</i> ^a	
		24. <i>Debris flood</i>	
		25. <i>Debris avalanche</i> ^a	
		26. <i>Earthflow</i>	
Slope deformation	28. <i>Mountain slope deformation</i>	30. <i>Soil slope deformation</i>	
		29. <i>Rock slope deformation</i>	31. <i>Soil creep</i>
			32. <i>Solifluction</i>

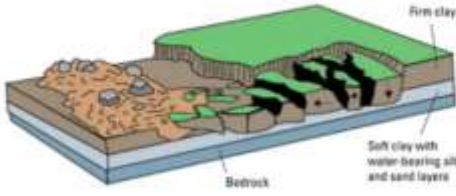
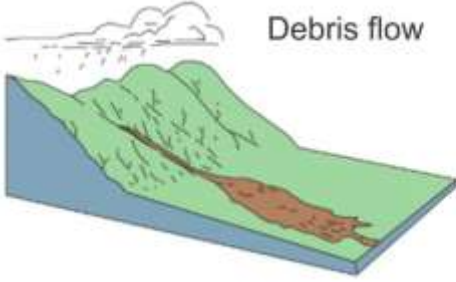
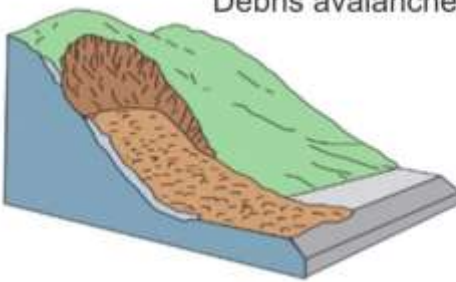
Tabell 3.2 Hastighets-tabell for skred (Hungr et al., 2013).

Velocity class	Description	Velocity (mm/s)	Typical velocity	Response ^a
7	Extremely rapid	5×10^3	5 m/s	Nil
6	Very rapid	5×10^1	3 m/min	Nil
5	Rapid	5×10^{-1}	1.8 m/h	Evacuation
4	Moderate	5×10^{-3}	13 m/month	Evacuation
3	Slow	5×10^{-5}	1.6 m/year	Maintenance
2	Very slow	5×10^{-7}	16 mm/year	Maintenance
1	Extremely Slow			Nil

Faktaboks 2

 <p>Fall</p>	<p>«A fall begins with the detachment of soil or rock, or both, from a steep slope along a surface on which little or no shear displacement has occurred. The material subsequently descends mainly by falling, bouncing or rolling» (Highland and Bobrowsky, 2008).</p> <p>Falls er brå hendelser som er vanlige verden over hvor det finnes skråninger eller klipper. I volum varierer de fra under én kvadratmeter til tusenvis av kubikkmeter. Statistiske betingelser/utløsende faktorer: Menneskelig aktivitet som utbygging av vei, skråninger med mange sprekker, fryse/tine-prosesser, jordskjelv mm. (Cruden and Varnes, 1996; Highland and Bobrowsky, 2008). Hungr et al. (2013) deler fall inn i flere underkategorier.</p>
 <p>Topple</p>	<p>«A topple is recognized as the forward rotation out of a slope of a mass of soil or rock around a point or axis below the center of gravity of the displaced mass. Toppling is sometimes driven by gravity exerted by the weight of material upslope from the displaced mass. Sometimes toppling is due to water or ice in cracks in the mass. Topples can consist of rock, debris (coarse material) or earth materials (fine grained material). Topples can be complex and composite» (Highland and Bobrowsky, 2008).</p> <p>Topples opptrer særlig i vulkansk terreng. Statistiske betingelser/utløsende faktorer: Elveerosjon, vann og is i sprekker, vibrasjon mm. (Cruden and Varnes, 1996; Highland and Bobrowsky, 2008). Hungr et al. (2013) deler topple inn i flere underkategorier.</p>
 <p>Rotational Landslide</p>	<p>«A slide is a downslope movement of soil or rock mass occurring on surfaces of rupture or on relatively thin zones of intense shear strain. Movement does not initially occur simultaneously over the whole of what eventually becomes the surface of rupture; the volume of displacing material enlarges from an area of local failure» (Highland and Bobrowsky, 2008).</p> <p>Rotational landslides (øvre figur) har et kurvet glideplan og en roterende skredbevegelse rundt en akse som kan sees som parallell med skråningskonturer. Skredmassene forblir ofte sammenhengende og med liten intern deformasjon.</p> <p>Translational landslides (nedre figur) har relativt plant glideplan hvor skredmassene beveger seg ned og utover uten å rotere. I motsetning til rotational landslides kan denne typen bevege seg lange strekninger dersom helningen er tilstrekkelig. Glideplanet oppstår gjerne langs geologiske diskontinuiteter som sprekker mm. I nordlige strøk kan disse skli langs permafrostlaget, og i området uten permafrost, men med midlertidig tele (som i Norge) er slike skred vanlige i vannmettede løsmasser over telelaget.</p>
 <p>Translational Landslide</p>	<p>Statistiske betingelser/utløsende faktorer for begge slide-typene: Menneskelig aktivitet, erosjon, store mengder nedbør og snøsmelting, økt grunnvannstand, jordskjelv mm. (Cruden and Varnes, 1996; Highland and Bobrowsky, 2008; intern kommunikasjon SVV). Hungr et al. (2013) deler slides inn i flere underkategorier.</p>

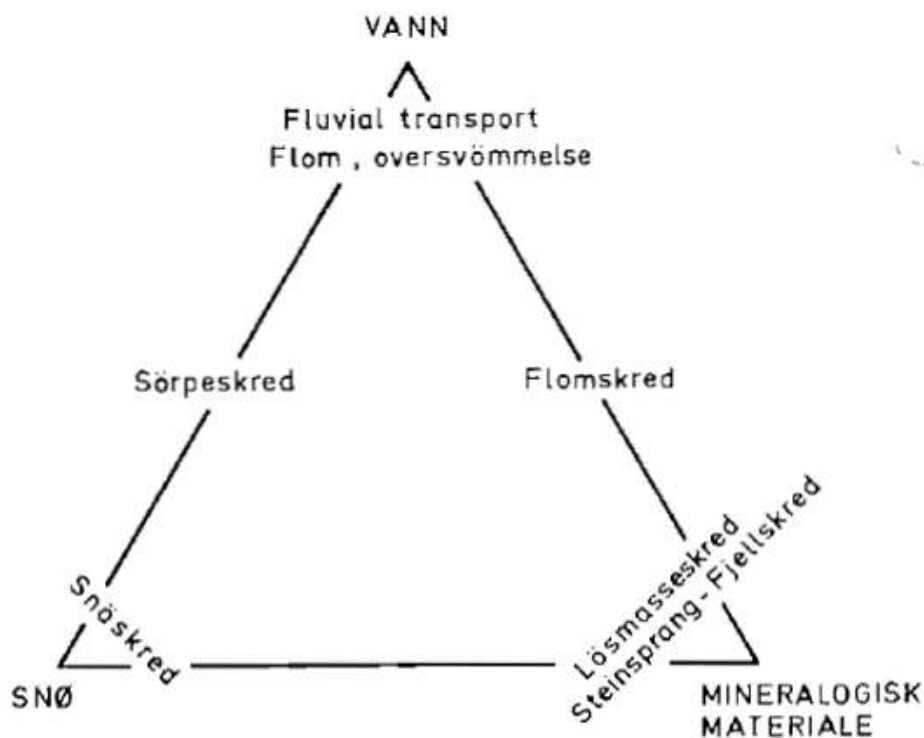
Faktaboks 3

<p>Spread</p> 	<p>«An extension of a cohesive soil or rock mass combined with the general subsidence of the fractured mass of cohesive material into softer underlying material. Types of spreads include block spreads, liquefaction spreads and lateral spreads» (Highland and Bobrowsky, 2008).</p> <p>Spreads skjer verden over og særlig i områder med seismisk aktivitet. Starter ofte i et lite område før det sprer seg raskt og kan oppnå en bredde på hundrevis av meter. Statistiske betingelser/utløsende faktorer: Fluidisering av de svake lagene i grunnen, overbelastning av massene som ligger i overkant av en ustabil skråning mm. (Cruden and Varnes, 1996; Highland and Bobrowsky, 2008). Hungr et al. (2013) deler spreads inn i andre underkategorier.</p>
<p>Debris flow</p> 	<p>«A flow is a spatially continuous movement in which the surface of shear are short-lived, closely spaced, and usually not preserved. The component velocities in the displacing mass of a flow resemble those in a viscous liquid. Often, there is a gradation of change from slides to flows, depending on the water content, mobility, and evolution of the movement» (Highland and Bobrowsky, 2008).</p> <p>Flows forekommer verden over i bratte kanaler og daler. Mengdeforholdet mellom vann og løsmasser varierer stort i de forskjellige typene flows, og generelt har de stor utstrekning. I Highland and Bobrowsky (2008) deles denne typen inn i debris flow (øvre figur), lahars, earth flow, slow earth flow (creep), flow i permafrost og debris avalanche (nedre figur).</p>
<p>Debris avalanche</p> 	<p>Statistiske betingelser/utløsende faktorer for alle flow-typene: Store mengder nedbør og snøsmelting som fører til store mengder overflateavrenning, mobilisering pga. utløsning av andre skredtyper mm. (Cruden and Varnes, 1996; Highland and Bobrowsky, 2008). Hungr et al. (2013) deler flows inn i flere underkategorier.</p>

3.2 Norske skredklassifikasjoner

I Norge finnes flere ulike måter å klassifisere skred på, og bla. NGI (1977), Blikra et al. (1989), NVE (2011f), (NGI, 1977) og (Veidirektoratet, 2014) benytter sine måter, avhengig av hva slags parametere det legges fokus på, og hvilke behov som skal dekkes (NVE, 2011b).

En av de tidligste norske klassifikasjonene for skred i Norge kom i 1977 av Norges Geotekniske Institutt (NGI). Denne er demonstrert ved hjelp av et trekantdiagram hvor massebevegelser deles inn etter mengdeforholdet av snø, vann og mineralogisk materiale (som omfavner både *rock* og *soil* fra den engelske litteraturen) (fig. 3.1). I de tre ytterkantene finnes fluviale prosesser, snøskred og løsmasseskred, mens prosesser som sørpeskred og flomskred er overgangsformer (NGI, 1977).



Figur 3.1 Klassifikasjon av massebevegelser framstilt i et trekantdiagram, basert på skredmateriale (NGI, 1977).

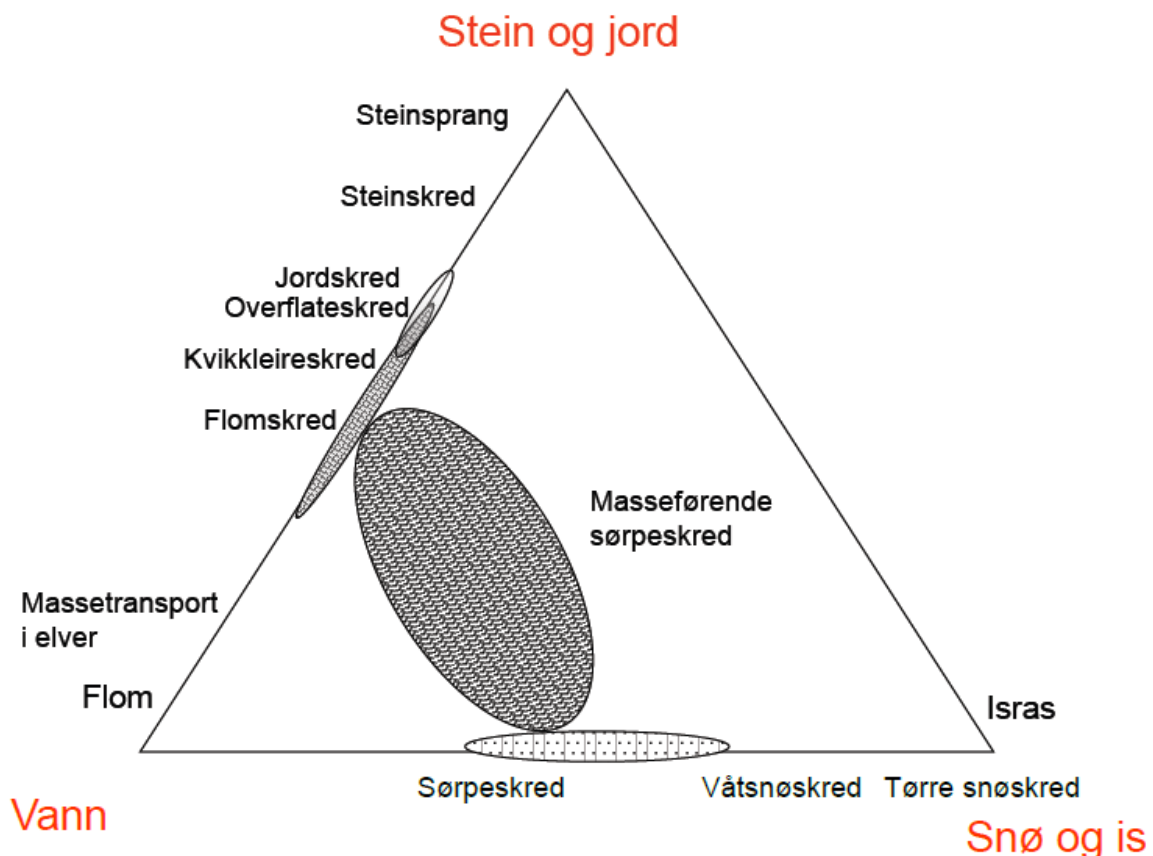
Blikra et al. (1989) kom også med en klassifikasjon for hurtige massebevegelser ut ifra kartlegging av skredprosesser i Indre Nordfjord, og hvor skred klassifiseres på grunnlag av avsetningstyper og skråningsprosesser. Systemet omfatter prosesser hvor det er tilstedeværelse av vann, is, snø og mineralogisk materiale, og det ble formulert en genetisk og morfologisk inndeling av fire typer hurtige massebevegelser (der begrepene ble oversatt til engelsk).

- **Fjellskred og steinsprang (tilsvarer *rock slide* og *rock fall*)**
- **Snøskred (tilsvarer *snow avalanche*)**
- **Grove massestrømmer (tilsvarer *debris flow*)**
- **Flomskred (tilsvarer *flash flood*)**

Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) utarbeidet i 2000 et forslag til en klassifikasjon som baserte seg på bevegelsestype samtidig som den skulle tilpasses den skredmateriale-baserte

klassifikasjonen av Varnes. Norske navn for bevegelsestype ble foreslått, men denne klassifikasjonen ble aldri publisert (intern kommunikasjon, Graziella Devoli, NVE).

I perioden 2007-2010 ble det under FoU-etatsprosjektet «Klima og transport» foreslått endringer av den tidligere NGI-klassifikasjonen. Denne er nå presentert i håndbok V139 (Veidirektoratet, 2014) (fig. 3.2). Klassifikasjonen er fortsatt et trekantdiagram, men is er tilføyd og «mineralogisk materiale» er byttet ut med «stein og jord». Dessuten er snøskred og løsmasseskred delt inn i flere underkategorier.



Figur 3.2 Trekantdiagram som viser skredklassifisering basert på skredmateriale (foreslått i Veidirektoratet (2014)).

Under et samarbeid mellom Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) og NGU i 2011 gjennom prosjektet «Plan for skredkartlegging» ble det gjort en gjennomgang av skredklassifikasjoner, skredbegreper og skreddefinisjoner, og foreslått en ny tabell basert igjen på materialtype (tabell 3.3) (NVE, 2011b, NVE, 2011c, NVE, 2011d, NVE, 2011e, NVE, 2011f).

Tabell 3.3 Skredklassifisering basert på materiale (NVE, 2011f).

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

Den økte interessen for tverrfaglig samarbeid mellom etater om skredtemaet på nasjonalt nivå har ført til dannelsen av prosjektet «Naturfare-Infrastruktur-Flom-Skred» (NIFS: 2010-2015; www.naturfare.no) som er et samarbeid mellom Jernbaneverket, Statens Vegvesen og Norges vassdrag- og energidirektorat. Arbeidet som er i avslutningsfasen har lagt vekt på behovet for å lage bedre definisjoner for begreper innenfor naturfare. Fagområdene flom og skred er særlig lagt vekt på, og terminologilister skal være et felles produkt for hele faggruppa i Norge for å oppnå optimal kommunikasjon mellom eksperter og institusjoner. Et av resultatene fra dette arbeidet ble bedre definisjoner av ulike skredtyper og ei liste med norske definisjoner med forslag til engelsk oversettelse av disse (NIFS, 2015).

Blant de diskuterte begrepene ble materialtyper definert (tabell 3.4), mens for bevegelsestypene ble det kun etablert norske navn og ingen definisjoner (tabell 3.5). Grunnen til dette er at det er flere begreper og navn som ikke er diskutert eller akseptert av fagmiljøene, og en tilsvarende tabell som Hungr et al. (2013) er derfor ikke blitt opprettet.

Tabell 3.4 Materialtype og engelske definisjoner oversatt til norsk fra (NIFS, 2015).

Materialtype		
Norsk begreper og definisjoner		Engelsk
Berg (Fast fjell, berggrunn) Den harde, faste og sammenhengende steingrunnen under løsmassene.		Rock
Løsmasser Ikke-konsoliderte masser som ligger over fast fjell. Dette kan være avsetning av stein, grus, sand, silt, leire, jordsmonn med høyt innhold av organisk materiale (torv), samt masser som er deponert av mennesker. Ofte beskrives løsmassene med utgangspunkt i hvordan de ble dannet, eksempelvis marin leire, morene og forvitningsmateriale.	Grovkornet løsmasse	Soil (debris)
	Finkornet løsmasse	Soil (earth)

Tabell 3.5 Forslag til bevegelsestyper på norsk (upublisert tabell, NIFS (2015)).

Bevegelsestyper	
Engelsk navn	Norsk navn
Fall	Fall
Toppling	Velting
Slide	Glidning
Flow	Massestrøm
Spread	--
Slope deformation	Skråningsdeformasjon

3.3 Klassifikasjoner for jordskred og flomskred

Som beskrevet under kap. 3.2 legger norske klassifikasjoner vekt på hva slags materiale skredene består av og ikke på skredmekanismene slik flere internasjonale klassifikasjoner gjør (Baltzer, 1875, Sharpe, 1938, Varnes, 1978, Hutchinson, 1988, Cruden and Varnes, 1996, Hungr et al., 2013). Ved å kun fokusere på materialet i skred skapes en ufullstendig

framstilling av de norske skredbegrepene, og det blir lett å blande terminologien da mange av skredene (som for eksempel jordskred og flomskred) består av det samme materialet, men beveger seg forskjellig.

I Norge har begrepene *jordskred* og *flomskred* eksistert i flere tiår (NVE, 2013a). Ordet *flomskred* vises allerede i den første klassifikasjonen (NGI, 1977), mens ordet *jordskred* ble først vist i en klassifikasjon i (NVE, 2011b). Begrepet *jordskred* er likevel brukt i flere rapporter og dokumenter i mange år før dette.

I (NVE, 2011b) og senere i (NVE, 2013a) ble begreper og definisjoner for *flomskred* og *jordskred* revidert etter gjennomgang av norsk litteratur og tidligere klassifikasjoner. Ifølge disse, hører de norske skredbegrepene *flomskred* og *jordskred* til i kategorien *løsmasseskred*, sammen med *leirskred* og *kvikkleireskred*.

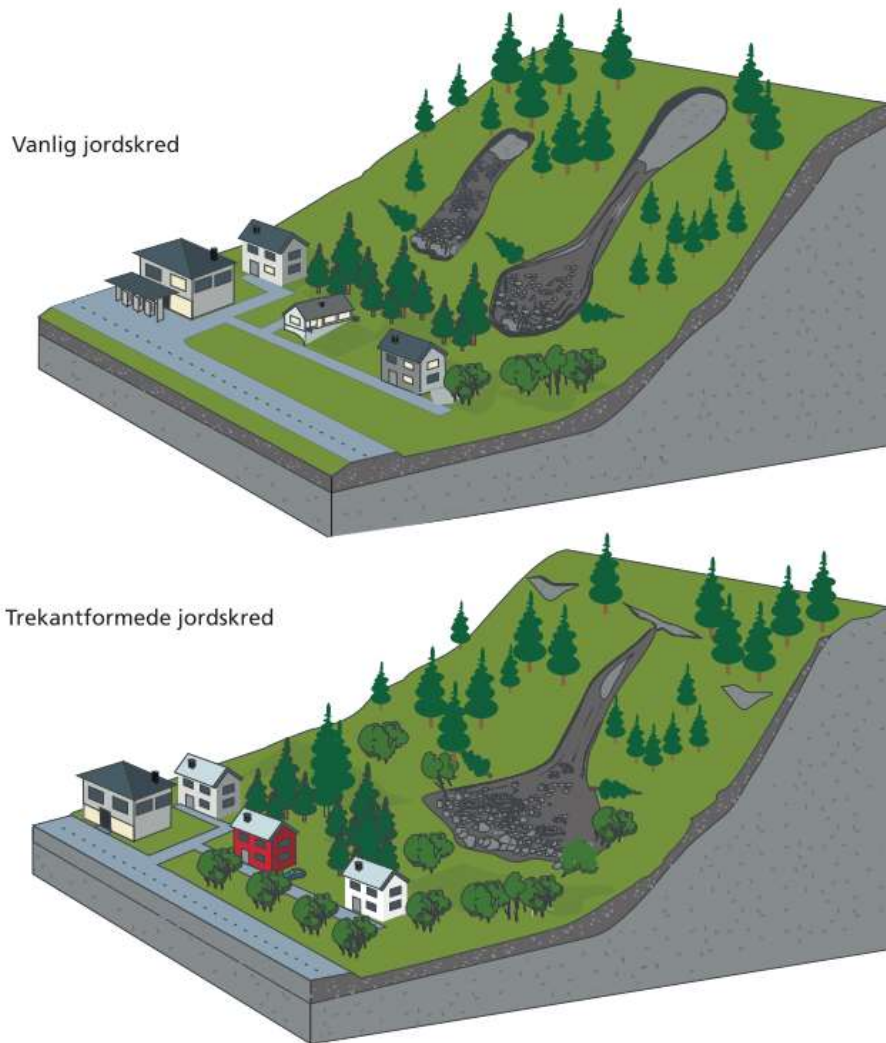
3.3.1 Jordskred

I (NVE, 2011b) defineres *jordskred* som «raske utglidninger og bevegelse av vannmettede løsmasser i bratte skråningsgradienter, utenfor definerte vannveier», og *jordskred* omtales som (i) *kanaliserte jordskred*, (ii) *ikke-kanaliserte jordskred* og (iii) *grunne jordskred*.

- (i) *Kanaliserte jordskred* – forekommer i tykke løsmasseavsetninger. Disse løsner i et punkt eller en bruddsone for deretter å bane seg vei nedover i løsmassene. De er typisk i landskap preget av forholdsvis bratte skråningsgradienter dekket av løsmasser, med tydelige raviner/kanaler som ligger på rekke og rad med varierende mellomrom. I et slikt landskap starter et jordskred ved å skjære gjennom løsmassene helt ned til berggrunnen og skaper dermed en kanal i løsmassene som fungerer som skredbane for senere skred (ofte flomskred). Det er vanlig at skredmasser går over og ut av kanalen slik at det dannes leveér parallelt med den. Når terrenget flater ut dannes det en tungeformet avsetning, og med tiden vil ansamling av flere slike avsetninger danne en vifte av skredmateriale.
- (ii) *Ikke-kanaliserte jordskred* – forekommer i tynne løsmasseavsetninger. Disse starter også ofte i et punkt eller en bruddsone, men som en utglidning. Skredmassene beveger seg deretter nedover og følger en sone som blir bredere og bredere nedover i skråningen. Her avsettes det det groveste materialet som en

tungeformet rygg nederst i skråningen (NVE, 2011f, NVE, 2013a). Denne typen skred har som regel en uregelmessig form (kalt for *vanlige jordskred* i NVE (2013a)), men dersom de opptrer trekantet skyldes dette ofte at det initieres av steinsprang (kalt for *trekantformede jordskred* i NVE (2013a)) (fig. 3.3). Felles for kanaliserte- og ikke-kanaliserte jordskred er at de oppstår i vannmettede skråninger med en helning over 25°. De starter som regel enten av et stadig økende sig eller av en brå utglidning, og er oftest mindre enn 5 m dype. Skredbanene deres har dog forskjellig utseende (NVE, 2013a).

- (iii) *Grunne jordskred* – opptrer ofte i slakere skråninger som består av vannmettede, finkornete masser som jord og leire. De opptrer ofte hvor det er dyrket mark eller skråninger i terrenget som er naturlig terrasseformet. Om våren opptrer de særlig hyppig da jord og leire kan gli oppå telen. Grunne jordskred har maksimal utstrekning på 30 m og har en dybde mellom 0,5 - 3 m (NVE, 2011b, NVE, 2013a). I NVE (2013a) betegnes også denne skredtypen som *utglidning* på grunn av at dette begrepet er mer brukt blant geoteknikere (intern kommunikasjon, Graziella Devoli, NVE).



Figur 3.3 Ikke-kanaliserte jordskred (vanlig/irregulær form og trekantet form) (fra NVE (2013a)).

NVE (2013a) mener at begrepet *jordskred* benyttes i Norge om ulike skredprosesser som skiller seg fra hverandre ved ulike bevegelsestyper (mekanismer). Disse skredprosessene kan falle i kategoriene *slide* og *flow* beskrevet i Hungr et al. (2013). De foreslår at ordet *jordskred* kan brukes for å beskrive bla. *debris avalanche*, *debris slide*, *translational slide* eller *shallow slide*, men også ord som *debris flow*, *earth flow* og *rotational slides*.

I rapporten av NIFS (2015) oversettes *kanaliserte jordskred* til *debris flow*, og *ikke-kanaliserte jordskred* til *debris avalanche* eller *debris slide*.

3.3.2 Flomskred

I NVE (2013a) defineres *flomskred* som «hurtige, flomlignende skred som opptrer langs elve- og bekkeløp, også der det vanligvis ikke er permanent vannføring. Vannmassene kan rive løs og transportere store mengder løsmasser, større steinblokker, trær og annen vegetasjon i og langs løpet». Ordet *flomskred* har vært brukt de siste 30-40 årene (NVE, 2013a), og det finnes ulike oversettelser fra den engelske litteraturen. Rapp and Nyberg (1981) bruker det engelske ordet *debris flow* for *flomskred*, mens Blikra et al. (1989) benytter dette for *grove massestrømmer*, som skal beskrive raske massebevegelser som involverer vann, blokker, steiner og grus sammen med finere jordarter. Blikra et al. (1989) bruker ordet *flomskred* for å oversette det engelske ordet *flash floods*¹ og dette sees derfor på som en fluvial prosess.

Ordet *grove massestrømmer* ble senere lite brukt i litteraturen. Blikra and Nemeč (1998) bruker også begrepet *debris flow*, og deler ordet inn i (1) *cohesive debris flows* som generelt gjelder *debris flows* rike på matriks (denne typen kalles også *high-viscosity debris flows*, og dette indikerer et lavt vanninnhold), og (2) *cohesion-less (frictional) debris flows* som generelt gjelder *debris flows* fattige på matriks. Denne typen kalles også *low-viscosity debris flows/watery debris flows*, og har et høyt innhold av vann. Disse begrepene har aldri blitt oversatt til norsk.

Flomskred er nylig blitt oversatt til *flash floods with associated debris flows* av NVE, mens NGI bruker ordet *debris flow* for å beskrive denne typen prosesser i bratte vassdrag og kanaler med mye løsmasser (Peereboom et al., 2009). Statens Vegvesen (SVV) oversetter også flomskred fra *debris flow* for å indikere at denne typen skred faller inn under kategorien «vannrelaterte skred». De deler videre dette begrepet inn i (i) *turbulente flomskred* og (ii) *fullt utviklede flomskred* i Veidirektoratet (2014). I en tidligere versjon av dette dokumentet (Norem and Sandersen, 2012) ble det foreslått å dele flomskred inn i (i) *turbulente flomskred*, (ii) *viskøse flomskred* og (iii) *steinrike flomskred* som direkte oversettelse fra Takahashi (2007). Her faller *viskøse-* og *steinrike flomskred* inn under kategorien *fullt utviklede flomskred*.

¹ Flash flood: A flood caused by heavy or excessive rainfall in a short period of time, generally less than 6 hours. Flash floods are usually characterized by raging torrents after heavy rains that rip through river beds, urban streets, or mountain canyons sweeping everything before them. They can occur within minutes or a few hours of excessive rainfall. They can also occur even if no rain has fallen, for instance after a levee or dam has failed, or after a sudden release of water by a debris or ice jam (<http://www.srh.noaa.gov/mrx/hydro/flooddef.php>).

Ifølge NVE (2013a) og NIFS (2015) kan begrepet *flomskred* omfavne de tre skredprosessene *debris flow*, *debris flood* (fra Hungr et al. (2013)) og *water stream flow* (som er en fluvial prosess).

Ut ifra gjennomgang av norsk litteratur ovenfor, kan det oppsummeres at ordet *jordskred* kan benyttes for prosesser som kan variere mellom kategoriene *slide* og *flow*, mens *flomskred* kan benyttes for ulike prosesser innenfor kategorien *flow* og fluviale prosesser.

Det engelske begrepet *slide* for bevegelsestype kan oversettes til det norske begrepet *glidning/utglidning*, men det har fortsatt ingen offisiell definisjon i Norge (tabell 3.5). For begrepet *flow* finnes det heller ingen offisiell definisjon på norsk, men i Blikra et al. (1989) blir ordet oversatt til *massestrømmer*, noe som ikke er blitt systematisk brukt.

I Hungr et al. (2013) deles skredtypen *slide* inn i ni undergrupper, hvor fem av disse foregår i *rock* og fire i *soil*. Da jordskred er en type løsmasseskred er det naturlig at kun skredene som foregår i *soil* blir analysert her, da disse er mer relevant i Norge. Disse fire skredtypene beskrives slik:

- ***Clay/silt rotational slide («soil slump»):*** «*Sliding of a mass of (homogeneous and usually cohesive) soil on a rotational rupture surface. Little internal deformation. Prominent main scarp and back-tilted landslide head. Normally slow to rapid, but may be extremely rapid in sensitive or collapsive soils.*»
- ***Clay/silt planar slide:*** «*Sliding of a block of cohesive soil on an inclined planar rupture surface, formed by a weak layer (often pre-sheared). The head of the slide mass separates from stable soil along a deep tension crack (no active wedge). May be slow or rapid.*»
- ***Gravel/sand/debris slide:*** «*Sliding of a mass of granular material on a shallow, planar surface parallel with ground. Usually, the sliding mass is a veneer of colluvium, weathered soil, or pyroclastic deposits sliding over a stronger substrate. Many debris slides become flow-like after moving a short distance and transform into extremely rapid debris avalanches.*»
- ***Clay/silt compound slide:*** «*Sliding of a mass of soil on a rupture surface consisting of several planes, or a surface of uneven curvature, so that motion is kinematically possible only if accompanied by significant internal distortion of the moving mass.*»

Horst-and-graben features at the head and many secondary shear surfaces are observed. The basal segment of the reapture surface often follows a weak horizon in the soil stratigraphy.»

Innenfor kategorien *flow* finnes det ti undergrupper hvor kun tre blir forklart nærmere; (i) *debris flow*, (ii) *debris flood* og (iii) *debris avalanche*.

- ***Debris flow***: «Very rapid to extremely rapid surging flow of saturated debris in a steep channel. Strong entrainment of material and water from the flow path.» (Hungre et al., 2013).
- ***Debris flood***: «Very rapid flow of water, heavily charged with debris, in a steep channel. Peak discharge comparable to that of a water flood.» (Hungre et al., 2013).
- ***Debris avalanche***: «Very rapid to extremely rapid shallow flow of partially or fully saturated debris on a steep slope, without confinement in an established channel. Occurs at all scales.»

I tillegg finnes en overgangsprosess som er verdt å ta i betraktning:

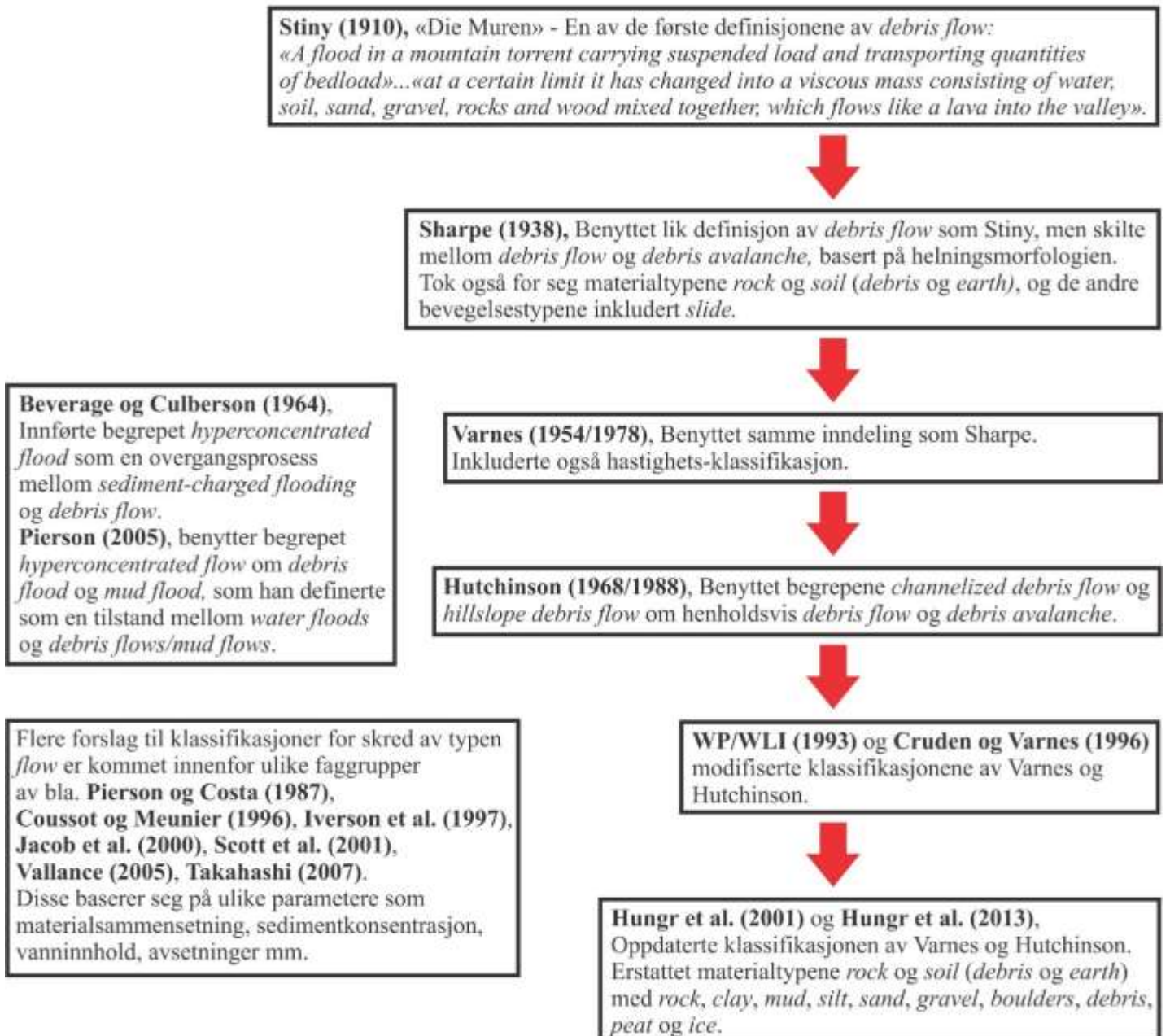
- ***Hyperconcentrated flow***: The amount of suspended sediment is sufficient to significantly change fluid properties and sediment-transport mechanisms. Large volumes of sand are transported in dynamic suspension throughout the water column, although maintenance of high sediment loads depends on flow velocity and turbulence. Flows can be highly erosive (Pierson, 2005a).

Pierson (2005a) mener det er en flytende overgang mellom *water flow*, *hyperconcentrated flow* og *debris flow*. Dessuten definerer han begrepet *flood* som høy vannføring hvor bekker/elver går over sine bredder. Disse kan enten inkludere *water flow* med en «vanlig» sediment-konsentrasjon i suspensjon (vanligvis <5-10% sedimenter i volum), eller *hyperconcentrated flow* (Alt mellom 5-10% og 20-60% sedimenter i volum, avhengig av relative mengde leire og silt). I Pierson (2005b) nevnes det også at *hyperconcentrated flows* kan benevnes *debris floods* eller *mud floods*, men her er det egne begrensninger som avgjør når disse begrepene kan benyttes.

I denne teksten vil definisjonene for *debris flood* og *debris flow* fra Hungr et al. (2013) og *hyperconcentrated flow* fra Pierson (2005a) og Pierson (2005b) falle inn under begrepet *flomskred*.

Figur 3.4 viser utviklingen av klassifikasjonene for skredtypene *debris flow* og *debris avalanche*.

Utvikling av begrepene *debris flow*/*debris avalanche*



Figur 3.4 Utviklingen av klassifikasjonene med fokus på begrepene *debris flow* og *debris avalanche*.

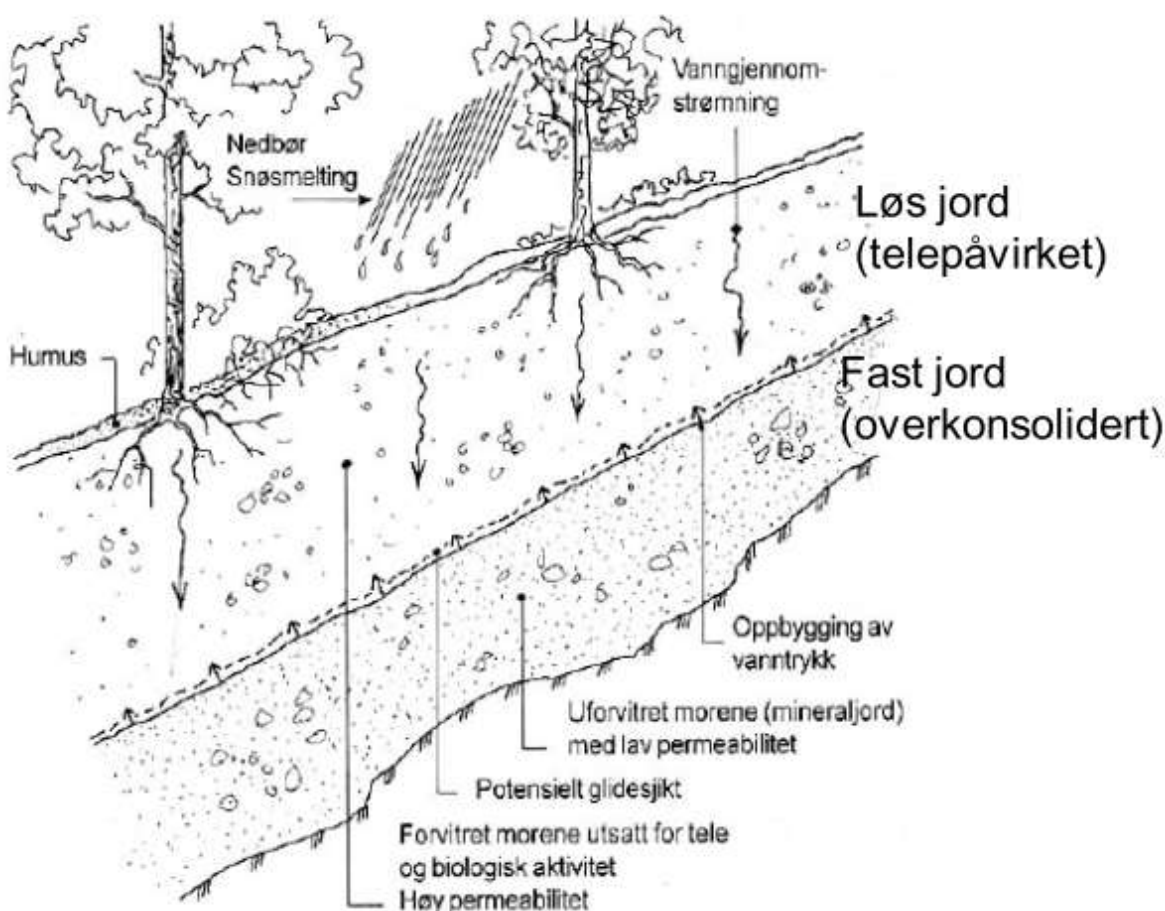
Kapittel 4. Beskrivelse av egenskapene til jordskred og flomskred

4.1 Jordskred

4.1.1 Kildemateriale og forholdene i løsneområdet

I Norge går de fleste jordskred i morenemateriale da dette er de mest vanlig løsmassene i norske dalsider. Likevel går skred også i tidligere avsatt skredmateriale, marin leire eller forvittringsmateriale, og ved flomhendelser kan til og med breelvavsetninger og elveavsetninger bli skredutsatt (NVE, 2011b) (fig. 4.1). Ut ifra dette kan denne typen skred sammenliknes med *gravel/sand/debris slide* beskrevet i Hungr et al. (2013). De forekommer vanligvis i ukonsolidert, dårlig sortert materiale som ligger over et sterkere materiale eller berggrunn. Denne typen løsmasser er vanlig i alle fjell- og ås-områder verden over. Ofte er *debris slide* en startprosess for *debris avalanche*, og assosieres med at løsmasser blir ustabile og kollapser. Noen jordskred opptrer i overgangen mellom berggrunnen og de overliggende løsmassene, mens andre igjen opptrer i rester av forvitret materiale eller paleosols. I fuktig tropemiljø og tempererte områder er særlig løsmasser med høyt innhold av organisk materiale som ligger over berggrunn med bratt helning, utsatt for utglidning (Hungr et al., 2013).

Typisk jordprofil



Figur 4.1 Et typisk jordprofil i dalførene i Norge. Det består oftest av morene som består av et øvre telepåvirket lag («aktivt» lag) og et nedre lag bestående av fast, overkonsolidert jord. Mellom disse to lagene oppstår det et glidesjikt hvor jordskred kan oppstå (NVE, 2011b).

4.1.2 Skråningshelning, vassdrag og karakteristiske trekk ved skredbanen

Basert på erfaring i Norge viser det seg at jordskred normalt opptrer i åpne skråninger utenfor definerte kanaler og forekommer i terreng brattere enn 30° . Likevel kan de utløses ved lavere gradient, ned til 25° , i områder hvor det er lite eller ingen vegetasjon, hvor løsmassedeckket er tynt og hviler på bergflater med liten ruhet, eller hvor det har vært store, menneskelige inngrep. Ved tilstedeværelse av store mengder vann kan skred gå i skråninger med enda lavere helning. Skogløse skråninger trenger minst helning for at et jordskred skal utløses. I

terreng over 45° utløses det sjelden skred da løsmasser vanskelig akkumulere i slike skråninger (NVE, 2011b).

I Hungr et al. (2013) er det beskrevet helningsvinkler som er gjeldene for *debris avalanche* flere steder i verden ut ifra feltarbeid fra naturlige *debris avalanche* i bla. Venezuela, British Columbia og Hong. I all hovedsak startet disse skredene i skråninger med en helningsvinkel på 30-60°, og kun 8% av skredene startet i skråning med helning på 20-30°. Ved helning over 30°, tyder det på høy friksjonsvinkel til løsmasselaget. Dette kan komme av forhøyet kohesjon (sentering), tilsynelatende kohesjon (grunnet ufullstendig vannmetting) eller ved at røtter binder sedimentene sammen. Alle disse tre faktorene forekommer i løsmasselaget nær overflaten. I Hungr et al. (2013) legges det vekt på at det i terreng med helning over 60° er uvanlig at det forekommer *debris avalanche*, noe som skyldes lite akkumulasjon av løsmasser i så bratte skråninger.

Initieringssonen for jordskred består av en utglidningssone med samme karakter som et grunt *debris slide*. Helningen er ofte mellom 20°- 45°, og denne typen jordskred faller ifølge Varnes (1978) sin klassifikasjon inn under kategorien *translational slides (plant skred)* hvor glideplanet er tilnærmet flatt/planart (Hungr et al., 2013). I *transportsonen* vil skredbanen kunne ha samme karakter som ved et *debris avalanche*, og det har derfor ikke fulgt noen definert kanal i terrenget. I avsetningssonen er helningsvinkelen liten nok til at det finnes skredvifte, og denne kalles en *debris (colluvial) apron* (Hungr, 2005).

4.1.3 Bevegelsesmekanikk

Geometrien av glideplanet (som kan være avrundet eller planart) er også avgjørende for bevegelsesmekanikken (Hungr et al., 2013).

I Highland and Bobrowsky (2008) beskrives *rotational slide* (som tilsvarer *clay/silt rotational slide* («*soil slump*»)) fra Hungr et al. (2013)) som et jordskred med et skje-formet glideplan hvor glidebevegelsen til skredet roterer om en akse som er parallell med skråningskonturene. Udrenerte forhold er typisk for slike dyptgående, roterende skredbevegelser og er derfor mest vanlig i vannmettede løsmasser med lav permeabilitet, som leire og silt (Hungr et al., 2013). De forflyttede massene vil kunne bevege seg relativt sammenhengende med begrenset intern deformasjon. Den øvre overflaten til skredet vil bikke bakover mot skredskrenten mens de

øvre massene beveger seg omtrent vertikalt nedover. Dersom skredet har flere parallelle, roterende plan kalles det *slump*. Hastigheten til slike skred er ofte liten til moderat, definert som 1,6 m/år til 13 m/måned. Går skredet i sensitiv leire vil hastighetene være større. *Clay/silt rotational slides* kan videreutvikles til andre typer skred som *flowslides* dersom det er udrenerte forhold i granulære løsmasser hvor det oppstår fluidisering, eller *sensitive clay flowslides* dersom fluidisert leire flyter vekk fra hoved-skrenten der det oppstod. Støtte fra skrenten vil dermed forsvinne, og det dannes en retrogressiv skredhendelse som har andre bevegelsesmekanismer enn *slides* (Highland and Bobrowsky, 2008, Hungr et al., 2013). NIFS (2015) bruker ordet *skjeformet skred* for denne typen skred.

Translational eller *planar slide* beskrives også i Highland and Bobrowsky (2008), og inkluderer *clay/silt planar slide* og *gravel/sand/debris slide* (Hungr et al., 2013). I sammenhengende materiale, som finnes i *clay/silt planar slides*, foretrekkes glidning langs et kurvet eller komplekst glideplan, og det er derfor sannsynlig at for at et planart jordskred av denne typen skal skje, så er det kontrollert av svake lag eller diskonformiteter, og overstigelse av friksjonsvinkelen. Disse skredene kan være trege til raske, definert som 1,6 m/år til 1,8 m/time (Hungr et al., 2013). NIFS (2015) bruker ordet *plant skred* for denne typen skred.

Gravel/sand/debris slide foregår i grovere materiale og glidebevegelsen følger også her en planar overflate som er parallell med bakken. Denne typen *slide* går ofte over til *flow* etter å ha beveget seg bare en kort avstand, og kan dermed gå over til ekstremt raske *jordskred* av typen *debris avalanche*. Selve glidebevegelsen starter ved at løsmassedekket på bratte skråninger blir usammenhengende samtidig som det ofte blir delvis eller helt spontant flytende. Skredene opptrer ofte sprøtt og de akselererer til de fortsetter ned skråningen i form av en *flow*. Dersom et slikt skred opptrer duktilt, er det uvanlig at det blir værende i, eller i nærheten av kildeområdet.

Clay/silt compound slide kan falle både inn under kategorien *skjeformet skred (rotational slide)* og *plant skred (planar slide)* da disse består av løsmasser som glir på en overflate bestående av flere glideplan eller en overflate hvor kurvingen er ujevn. Dette medfører at skredbevegelsen kun er kinematisk mulig i sammenheng med at det forekommer markant intern omblending av de bevegede massene. Dette resulterer i mange interne skjærbevegelser fordelt innad i skredet.

4.1.4 Gjenkjenning av jordskred i felt

I Bogucki (2014) nevnes noen få kjennetegn ved identifisering av *debris slide*, ut ifra et studie i Great Smoky Mountains National Park i USA. Skredbanen deles inn i en bakre bruddkant, en midtre sone og en avsetningssone. Ofte avsettes noe skredmateriale allerede i nærheten av bruddkanten. Langs resten av skredbanen blir løsmasser og vegetasjon kastet ut i de omkringliggende områdene, og trær langs kanten av skredet kan være skadet av skredmateriale. Det ansamles også løsmasser og vegetasjon bak gjenværende trær langs skredbanen. Alluvialt og kollovialt materiale dekker ofte den midtre delen av skredbanen, hvor grunnfjellet kun stikker gjennom enkelte steder. I avsetningssonen finnes en vifte av skredmateriale

4.2 Flomskred

4.2.1 Kildemateriale og forholdene i løsneområdet

I likhet med jordskred, går også flomskred for det meste i morenemateriale. Likevel er det vanlig at flomskred frakter med seg denne typen løsmasser i form av jordskredavsetninger langs løpet, fra undergraving av skråninger, erosjon i skredløpet eller de kan frakte masser i kombinasjon med sørpeskred. Vegetasjon og snø er også vanlig i flomskred (NVE, 2011b). Hungr et al. (2013) nevner at *debris floods* har begrensede mengder løsmasser, men at disse kommer både fra erosjon av selve løpet og morenemateriale. *Debris flows* kan inneholde større mengder løsmasser, og frakter med seg omkringliggende vegetasjon, materiale fra undergraving av skråninger og sedimenter i skredløpet. Det meste av materialet i et slikt skred blir fanget opp underveis i skredhendelsen, mens løsmasseandelen ved starten av skredet er ubetydelig. Karakteristikken av kanalen er derfor viktig for hvordan skredet utvikler seg. Pierson (2005a) nevner at rikelig tilførsel på relativt finkornet, lett-eroderbare løsmasser er viktig for dannelsen av *hyperconcentrated flows*. Denne skredtypen skaffer løsmassene på samme måte som *debris floods* og *debris flows*.

4.2.2 Skråningshelning og vassdrag

Hungr et al. (2013) nevner at *debris flows* kun kan opptre i området med bratt dreneringsmønster på størrelse med noen få km², mens *debris floods* kan forekomme i større vassdrag med korresponderende større vannføring. *Debris floods* i store vassdrag (rundt 50 km²) utgjør mindre skade på omgivelsene enn om de forekommer i små eller middels store vassdrag. For *debris floods* kan ofte helningen på skråningen være mindre enn 5° (Hungr et al., 2013). I Pierson (2005b) legges det vekt på at *hyperconcentrated flows* oppstår i vassdrag med bratte og lett-eroderbare skråninger, skjøre banker i kanalene og eroderbart underlag.

4.2.3 Karakteristiske trekk ved skredbane

Flomskred følger definerte bekke- og elvekanaler i terrenget, samt skar, gjel eller raviner hvor det er liten eller ingen vannføring til vanlig (NVE, 2011f). Hungr (2005) deler skredbanen inn i tre deler når det er snakk om flomskred av typen *debris flow*; (i) *initieringssonen*, (ii) *transportsonen* og (iii) *avsetningssonen*.

- *Initieringssonen* består ofte av en *utglidning* eller *jordskred* av typen *debris slide* som videreutvikles til et *debris avalanche*, kollaps av menneskeskapte fyllinger eller et naturlig *rock slide*. Bunnen av kanalen kan også selv bli ustabil ved stor tilførsel av vann, noe som kan føre til dannelse av *debris flow*. Størrelsen på initialscredet (i volum) kan variere, og det trengs kun noen få titalls m³ for å starte et stort flomskred. Helningen i kanaler i slike områder er som regel mellom 20°-45°.

- *Transportsonen* er området hvor initialscredet eller materiale som ble erodert i initieringssonen entrer en kanal, elv eller bekk og fortsetter videre som et flomskred. Overgangen fra initialscred til flomskred kan skje spontant uten særlig minking av hastigheten i skredet, eller kanalen kan tettes av initialscredet og bygge opp en kortvarig oppdemming. Denne vil etter hvert bli brutt gjennom og det dannes en *debris flow surge* i kanalen. Disse transportsonene kan ha en helning fra 10° og brattere, og kanalene kan bestå av alt fra berggrunn som ikke lar seg erodere, banker som består av eroderbart materiale som ligger over fast berggrunn, eller fult eroderbare raviner som består av et boulder-lag ved dens base.

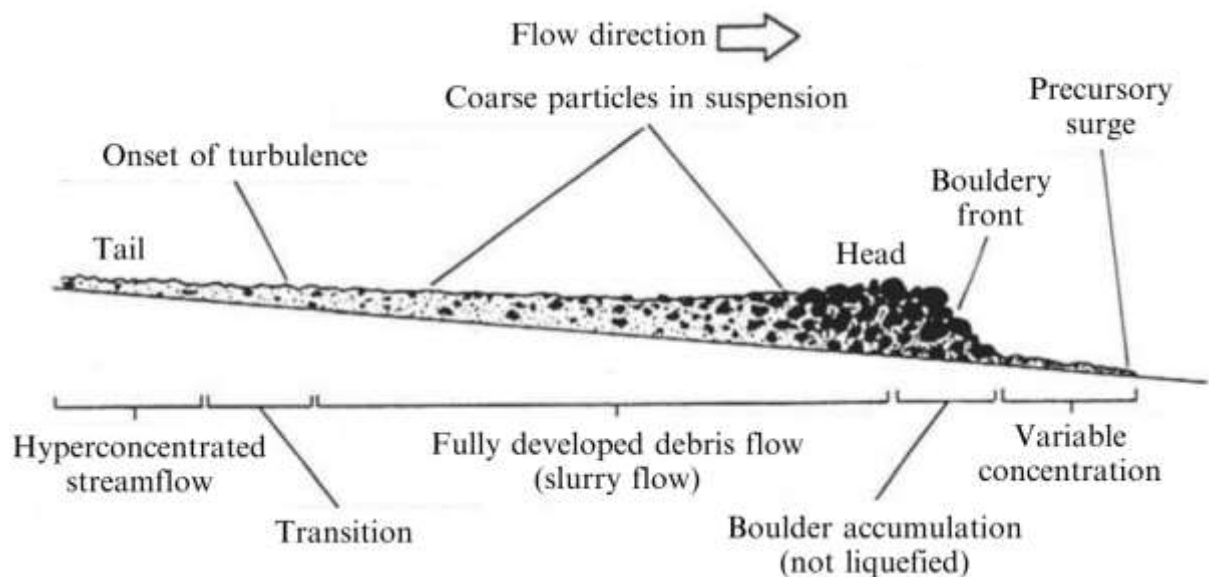
- *Avsetningssonen* til et flomskred foregår som regel på en etablert vifte, som på engelsk kalles *debris fan*, *colluvial fan* eller *cone*. Kanalen til flomskredet fortsetter ut på vifta, og

parallelt langs kanten av denne avsettes det ofte avlange rygger, også kalt *leveer*, bestående av grove løsmasser. Disse leveene avgrensner skredet en lengre strekning enn om skredet bare fulgte kanalens morfologi. Leveene kan danne svinger, og på utsiden av disse kan man finne tungeformede avsetninger kalt *boulder train*-avsetninger. Denne kan bygge seg og til slutt kan det dannes en ny kanal slik at nye skred som kommer ut på viften følger et nytt dreneringsmønster. Dette kalles *avulsjon*, og forekommer hyppig på en skredvifte.

4.2.4 Bevegelsesmekanikk

Iverson (2005) forteller om prinsippet om at et flomskred av typen *debris flow* både starter og slutter i en statisk tilstand.

Avsetningsprosessen starter som regel som et resultat av at skråningshelningen og kanalavgrensingen avtar. Idet kanalstrukturen flater ut, vil hoveddelen av *surge* (pulser, upublisert NIFS) (fig. 4.2) kollapse og har derfor ingen hydraulisk framstøt (hydraulic thrust) tilstede for å drive fronten av skredet framover. Fronten av *surge* får derfor redusert hastighet, blir brattere og drives delvis ut til kanten av kanalen (Hungri, 2005).



Figur 4.2 Demonstrasjon av et flomskred-puls (*surge*) av typen *debris flow* med en grovkornet front (modifisert fra Pierson (1986) og Hungri (2005)).

4.2.5 Avsetninger og identifikasjon av flomskred i felt

Debris flow

Pierson (2005a) forklarer hvordan man identifiserer og finner flomskred-hendelser av typen *debris flow* i felt. Han legger vekt på at det er flere kjennetegn å se etter, selv om antallet til stede varierer mellom hver skredhendelse (fig. 4.4). Selve skredavsetningene er tungeformede og har et positivt relieff med konveks overflatemorfologi. Disse er ofte dekket av større steiner eller skjøre klaster (som glassflasker eller klaster av jord), inneholder ingen imbrikering av grus, og mangler strukturer som rifler og dyner. Ved kanten av skredet akkumuleres grovere klaster, men ellers er disse tilfeldig fordelt over hele overflaten av avsetningene. Det er vanlig at det dannes leveer, og at det legger seg et lag av leire og silt på større steiner, trær og på banker, både i og ved kanten av skredet. Mulige skader på vegetasjonen i og ved siden av skredet kan være splintrede ender av avrevne trær, avrevne/brekte greiner på trær, erosjon på trestammer og gruskorn som har satt seg fast i trestammene. Konsoliderte sedimenter kan også være pakket inn i kriker og kroker som mellom en stor mengde røtter, inni hulrom i trær, bygninger eller elvebanker. Avsetninger kan bli demmet opp lokalt ved flere anledninger av små hauger av tømmerstokker eller større steinklynger.

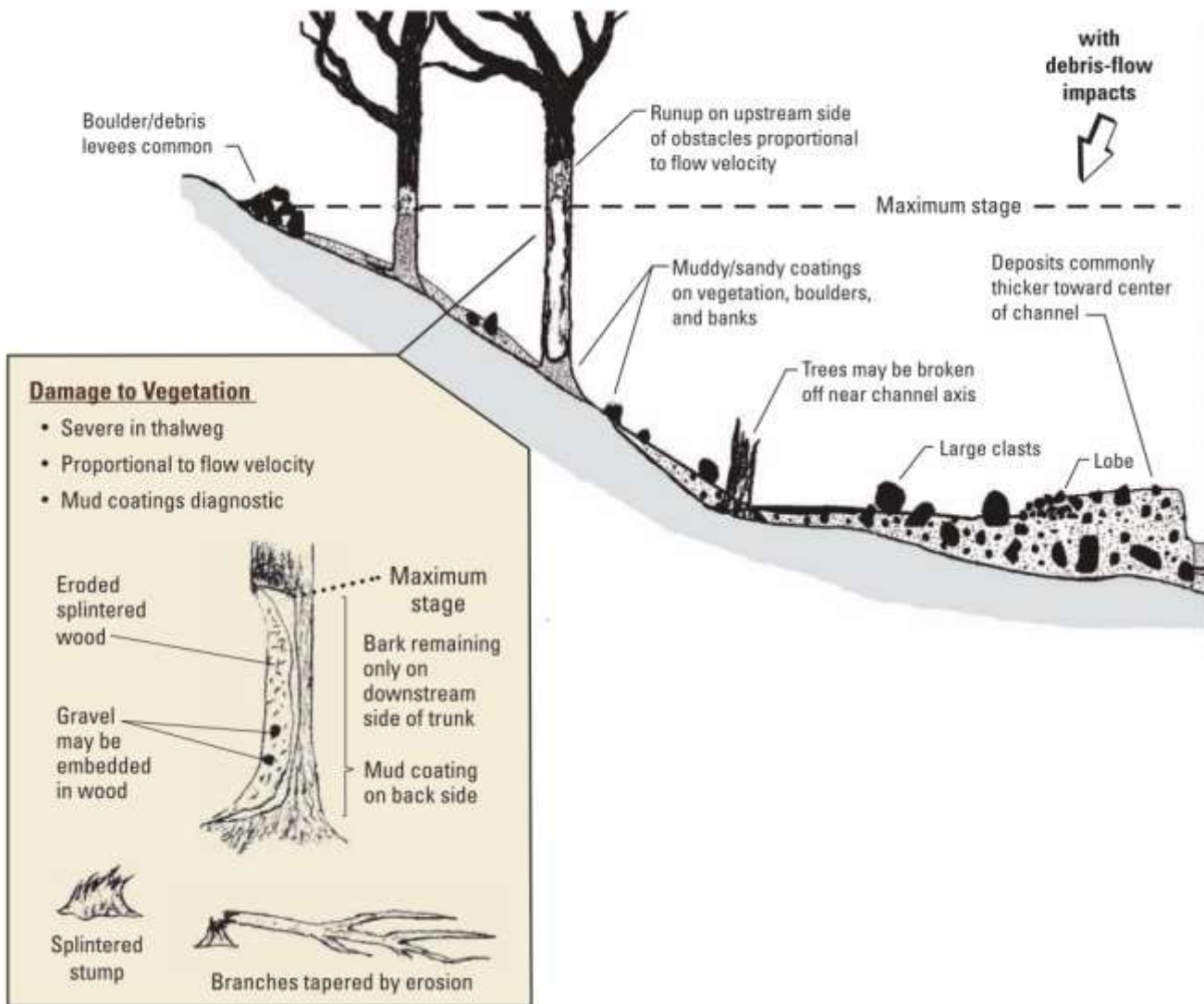
Ved nærmere studier av sedimentenes tekstur og lagdeling er det flere detaljer å legge merke til (fig. 4.3). Avsetningene inneholder typisk kantede til mindre kantede (angular to subangular) sand- og fine gruskorn, som er det samme som kildematerialet i skråningen. Disse avsetningene er ikke stratifisert og er veldig dårlig sortert (massive diamiktoner). Matriks fyller de fleste hulrom (foruten ved skredets kanter hvor de kan være utvasket), og orienteringen til klastene er nokså tilfeldig utenom ved kantene. Avsetningene er også svært sammenhengende og harde slik at det er vanskelig å grave i dem. Nyere skredhendelser vasker ofte vekk avsetninger fra tidligere hendelser slik at de vanskelig lar seg identifisere i stratigrafien.



Figur 4.3 Et vertikal profil av en flomskredavsetning av typen *debris flow* (modifisert fra Pierson (2005a)).

Det er viktig å huske på at slike flomskredavsetninger kan bli modifisert kort tid etter selve skredhendelsen av påfølgende *hyperconcentrated flow* eller rennende vann. Dette kan føre til fluviale avsetninger over flomskredavsetningene, eller at de erstatter flomskredavsetningene. Det er derfor viktig å studere så store områder av skredet som mulig.

Channel Cross Section



Figur 4.4 Demonstrasjon av et typisk *flomskred*-profil av typen *debris flow* (modifisert fra Pierson (2005a)).

Hyperconcentrated flow/ Debris flood

Pierson (2005a) demonstrerer også hvordan man kan identifisere flomskred av typen *hyperconcentrated flow* og *debris flood* i felt (fig. 4.6). Begge strømningsmekanismene er kontrollert av vannets egenskaper, i forhold til strømningsmekanismen i en *debris flow*, hvilket er dominert av sediment-innholdet.

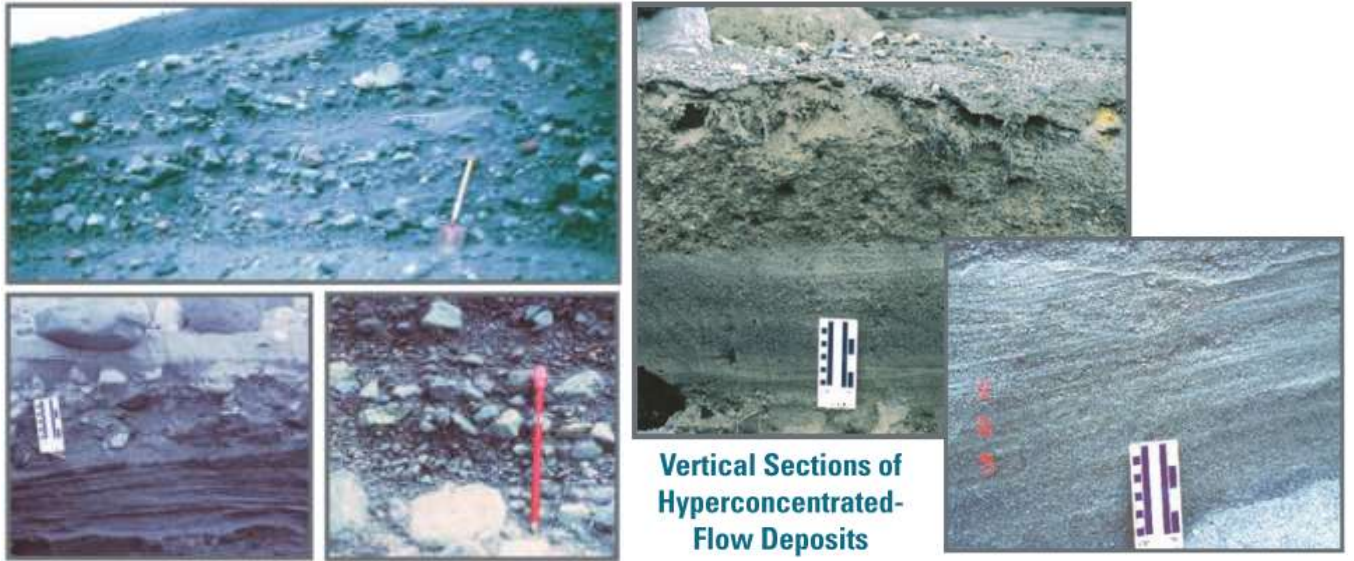
Det er vanlig å finne rifler og dyner på avsetninger fra *floods*, men ikke fra *hyperconcentrated flows*. Avsetninger av begge typer strømming er ofte gjennomskåret av kanaler eller andre depresjoner, men overflaten av avsetningene fra *hyperconcentrated flows* er vanligvis mer preget av tilfeldig fordelte større kluster enn avsetningene fra *floods*. Avsetninger fra *floods*

kan ha longitudinale barer som både er pansret med grovere klaster og har grove klaster på innsiden. Det dannes ikke leveer ved noen av strømmingene, men drivgods kan akkumuleres langs kantene. Det legger seg heller ikke lag av leire og silt på store steiner, trestammer eller banker, men gruskorn kan vise tegn på imbrikering.

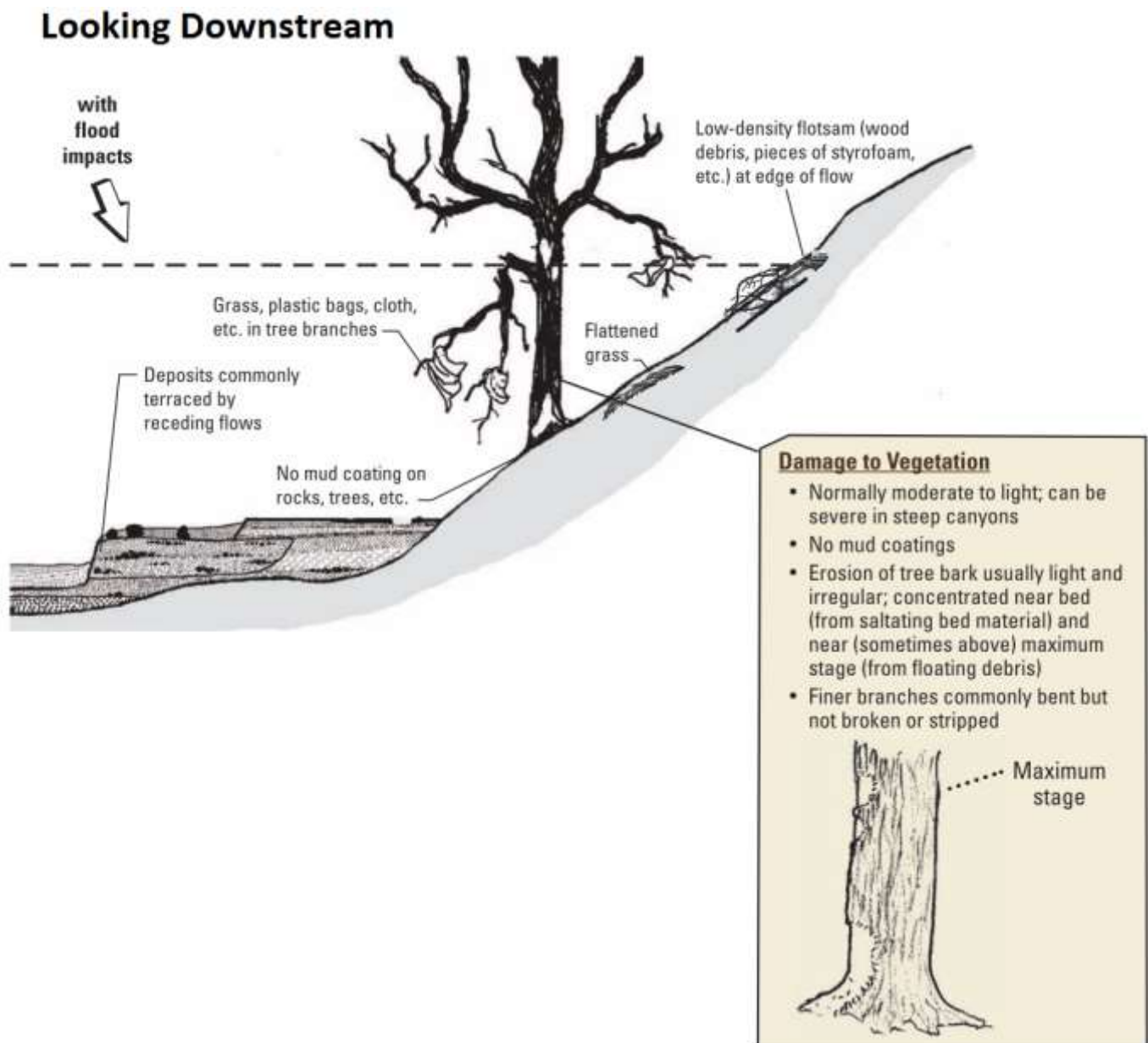
Vegetasjonen i og i nærheten av slike skred kan bli lett til middels skadet, men ved bratte daler kan skadene være store. Ved lett til middels skade menes kun bøyde greiner, ikke brukne og svak erosjon av barken på trær fra flytende materiale og saltasjon på bunnen av kanalen.

Sedimentær tekstur og lagdeling er beskrevet også for disse to strømningsavsetningene i Pierson (2005a) (fig. 4.5). De alle fleste korn, i alle størrelser, er rundet til dårlig rundet (rounded til subrounded) og har sin kilde i elvekanalen. Avsetningene fra *floods* er vanligvis lagdelte og viser tydelige lamina og lag med kryss-sjikt, mens avsetninger fra *hyperconcentrated flows* kun viser svak horisontal lagdeling med innhold av dimensjonerte individuelle grusklaster og linser som framstår som massiv, men dårlig konsolidert diamikton. *Floods*-avsetninger kan vise brå endringer i kornstørrelse i vertikale profil, sorteringen er middels god til god innad i individuelle lag og grovere klaster kan vise imbrikasjon. Motsatt viser *hyperconcentrated flow*- avsetninger dårlig til veldig dårlig sortering, og de teksturelle forandringene er vanligvis ikke brå. Hulrom mellom større klaster er vanlig for avsetninger av *floods*, men ikke for *hyperconcentrated flows*. Sistnevnte har også noe mer konsoliderte avsetninger (etter tørking) og er vanskeligere å grave i enn tørkede *floods*-avsetninger.

Vertical Sections of Coarse Water-Flow Deposits



Figur 4.5 Bilder som viser avsetninger fra *debris floods* og *hyperconcentrated flows* (fra (Pierson, 2005a)).



Figur 4.6 Demonstrasjon av skade påført av flom/skred av typen *hyperconcentrated flow/debris flood* (modifisert fra (Pierson, 2005a).

4.3 Statistiske betingelser og utløsende faktorer for jordskred og flomskred

De viktigste faktorene for at jordskred og flomskred skal kunne utløses er vannmettede løsmasser i bratte skråninger, med eller uten definerte kanaler. Det er vanlig å dele årsakene bak utløsningene inn i *statistiske betingelser* og *utløsende faktorer*, hvor de statistiske betingelsene omfavner forholdene som legger til rette for utløsning av skred. Eksempler på dette er endring

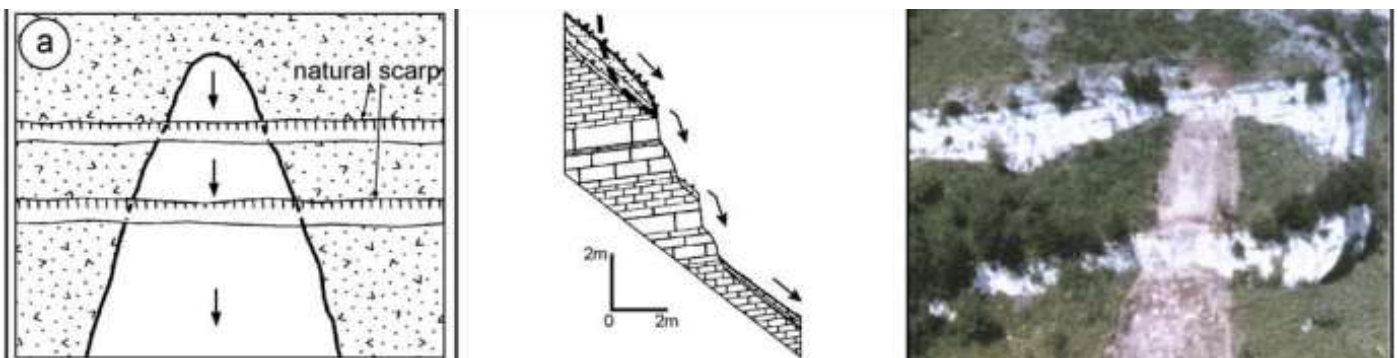
av områdets vegetasjon, geologi eller terrengform over lang tid som hundrevis til millioner av år (NVE, 2014b). Guadagno et al. (2005) viser et eksempel på statisk betingelse hvor grunnfjellets profil er undulerende og derfor skaper varierende tykkelse av de overliggende løsmassene. Dette fører til at de oppstikkende delene av grunnfjellet blir naturlige skrenter hvor skred kan starte i overkant av disse (fig. 4.7). NVE (2014b) nevner også at ved menneskelige inngrep endres de statiske betingelsene raskere, som ved endring av terrengform på grunn av bygging av infrastruktur eller avskoging.

De utløsende faktorene er derimot prosesser som fører til raskere endringer i naturen, som over timer til uker. Dette gjelder hydrologiske-, metrologiske- og hydrogeologiske prosesser i Norge, hvor snøsmelting og nedbør fører til vanntilførsel i løsmasser. Ved økt vanntilførsel minsker friksjonen mellom løsmassenes partikler samtidig som tettheten øker. Dette fører igjen til økt skjærspenning, og kombinasjonen av dette med redusert friksjon mellom løsmassenes partikler vil føre til ustabilitet i skråningen. For flomskred kan en alternativ initiering av skredet komme av overflateavrenning som destabiliserer løsmasser ved erosjon og undergraving. Eksempel på flere utløsende faktorer fra andre steder i verden er vulkansk aktivitet eller jordskjelv (NVE, 2014b).

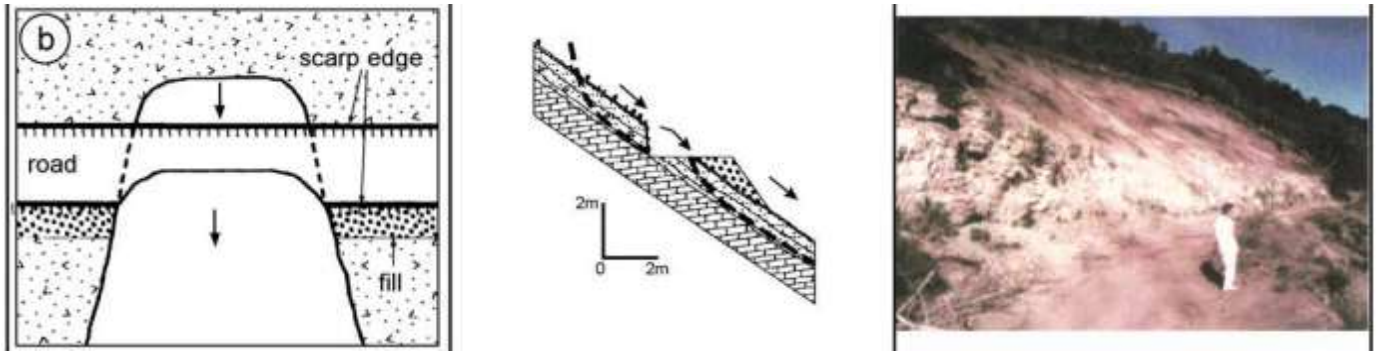
Konkrete eksempler på menneskeskapte *statiske betingelser* som kan legge til rette for jordskred og flomskred:

- **Bygging av skogsbilveier** - dette kan påvirke stabiliteten i en skråning på tre måter (Sidle et al., 1985):
 1. Ved å fjerne løsmasser nederst i ustabile helninger. Dette fjerner støtte for overliggende masser (fig. 4.8) (Guadagno et al., 2005).
 2. Ved dannelse av for bratte skråninger og overbelastning av disse.
 3. Ved at naturlige vannveier endrer løp og at vann samles opp i ustabile områder.
- **Avskoging/tømmerhugst:** dette fører over tid til destabilisering av hellende terreng. Vegetasjon er med på å øke evapotranspirasjonsprosesser, men aller viktigst i Norge fører vegetasjon til dannelsen av kohesjon mellom røttene og løsmassene slik at disse bindes sammen. (Brady and Weil, 2002) forklarer viktigheten av biologiske mikroorganismer, og særlig sopp, ved dannelse av stabiliserende aggregater i

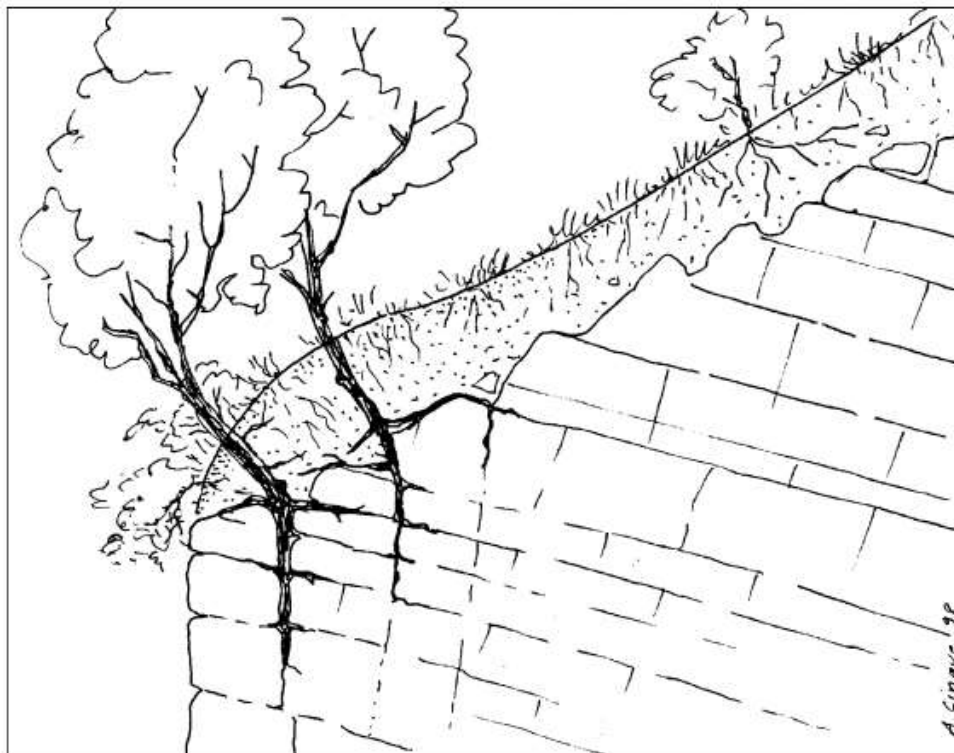
jordsmonnet. Studier viser at det klebende sukkerproteinet glomalin (glycoprotein) avgis fra den trådliknende sopp mycorrhizal, og at dette virker som sement mellom sedimenter og røtter. Ifølge Sidle (2005) er det i områder hvor det er blitt utført tømmerhugst blitt registrert en økning av skredhyppighet på to- til ti- ganger, 3- 15 år etter hugsten. Denne økningen av skredhyppighet og skredstørrelse kommer av at røttene svekkes eller råtner ved tømmerhugst og produksjonen av klebrige avfallsstoffer fra mikroorganismer minker. Jordsmonnets styrke kommer ikke tilbake før flere røtter dannes ved tilvekst av ny skog. Røtter har også en bedre evne til å forhindre grunne løsmasseskred enn de dypere. Dette kommer av at røttene utgjør et tett system øverst i jordsmonnet som danner et sammenhengende teppe, og dette teppet gir styrke til løsmassene og stabiliserer den. I dypere løsmasser vil det være færre røtter, men trerøtter kan fortsatt gi stabilitet over svakhetsplan (fig. 4.9).



Figur 4.7 Eksempel som viser geomorfologien til et kildeområde for skred av typen *debris avalanches*. Dette er et eksempel på naturlig statisk betingelse som legger til rette for skred ved at undulerende grunnfjellprofil fører til ujevn tykkelse av løsmassene (modifisert fra Guadagno et al. (2005)).



Figur 4.8 Eksempel som viser geomorfologien til et kildeområde for skred av typen *debris avalanches*. Dette er et eksempel på menneskeskapt statisk betingelse som legger til rette for skred ved fjerning av løsmasser for bygging av vei (modifisert fra Guadagno et al. (2005)).



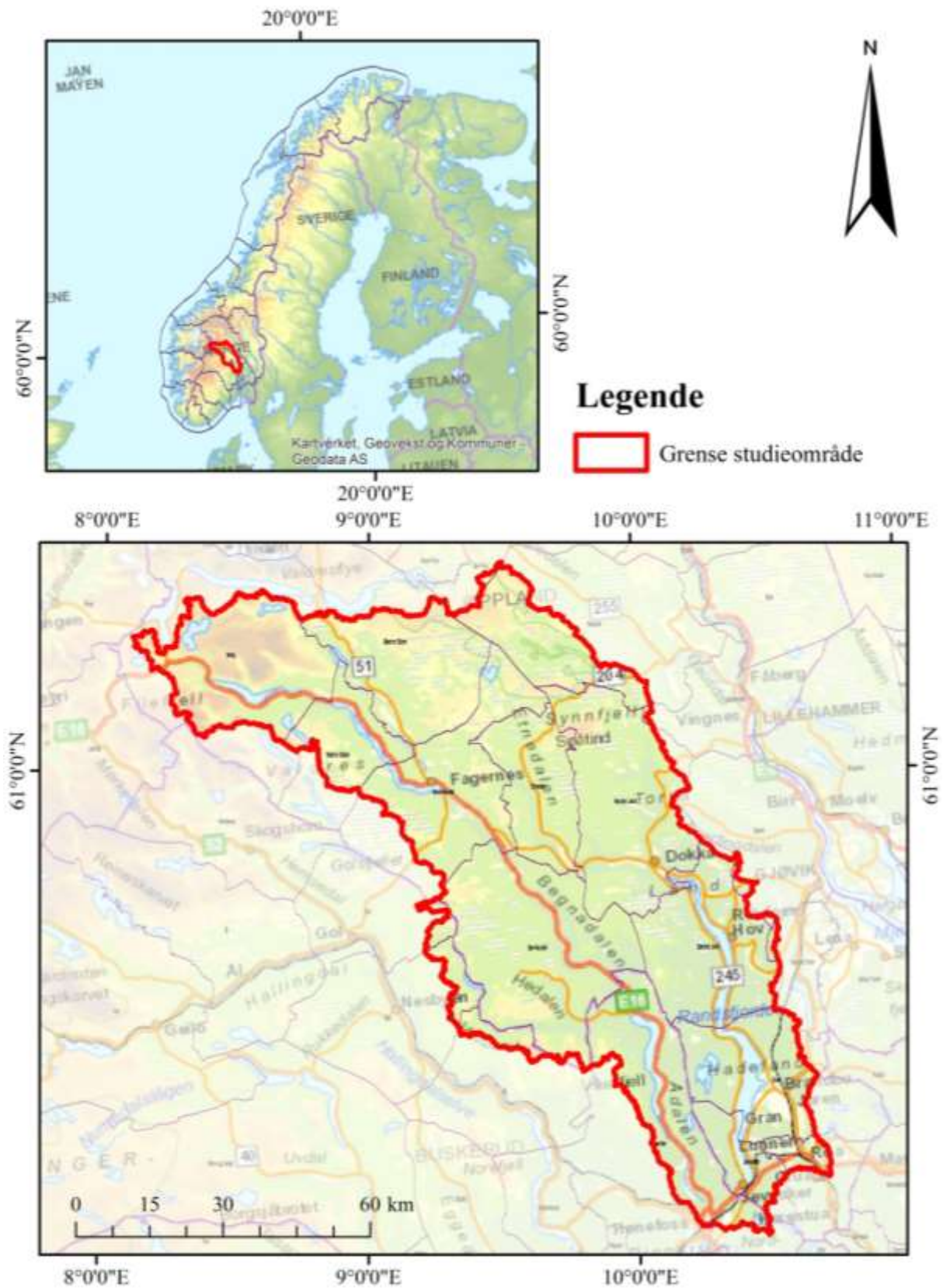
Figur 4.9 Demonstrasjon av hvilken rolle vegetasjon kan spille for løsmassers stabilitet i skråninger (Modifisert fra Brancaccio et al. (2000) og Guadagno et al. (2005)).

4.4. Klima og klimaendringer

Klimarekonstruksjoner for den nordlige hemisfæren, inkludert Norge, viser at i løpet av de siste 1000 årene, har de siste 100 år vært de varmeste. Fra 1988 har det vært en tydelig trend om en ytterlig økning av temperaturer (jf. Meyer (2014)). Det siste århundret har det også vært en økning av gjennomsnittsnedbøren i Norge, og dette gjelder særlig fra slutten av 1970-tallet. Gjennomsnittsnedbøren om vinteren og våren har økt med henholdsvis 17 og 10 prosent, mens den om høsten har sunket med 3%. Årsmiddeltemperaturen har også økt over hele landet med 0,5 til 0,6 °C, hvor økningen har vært størst om vinteren (Hanssen-Bauer et al., 2009).

I fremtiden vil Norge, som resten av verden, oppleve flere klimaendringer. Modelleringer foreslår en økning av årsmiddeltemperaturene på 1 - 2,5 °C i perioden 2030-2049, sammenliknet med perioden 1980-1999 (Hanssen-Bauer et al., 2003). Det er Vest-Norge som spås å få den største temperaturstigningen og de våteste vintrene (Jaedicke and Kleven, 2008). Med økt nedbør vil det mest sannsynlig følge med hyppig og intenst ekstremvær (jf. Meyer (2014)), som igjen kan føre til utløsning av relaterte skredhendelser (NVE, 2011b, Dyrddal et al., 2012). Langsiktige klimaendringer kan endre geologiske- og hydrologiske forhold, topografi og vegetasjon i betydelig grad, og dette kan igjen påvirke sannsynligheten for alle vannrelaterte skred (Wieczorek and Glade, 2005, NVE, 2011b).

Kapittel 5. Beskrivelse av studieområdet



Figur 5.1 Oversiktskart over studieområdet og dets plassering i forhold til resten av Norge.

Studieområdet for oppgaven omfatter Begnadalen, Valdres, Etnedalen og området langs Randsfjorden på Østlandet (fig. 5.1). Det strekker seg over fylkene Oppland og Buskerud og dekker et areal på ~7800 km². Studieområdet ligger innenfor koordinatene 32V 526860 6806106 UTM (i nord), 452094 6790579 UTM (i vest), 575349 6746628 UTM (i sør), 581799 6669474 UTM (i øst).

Kommunene som inkluderes er Vang, Østre Slidre, Vestre Slidre, Nord- Aurdal, Etnedal, Nordre Land, Sør- Aurdal, Søndre Land, Ringerike, Gran og Jevnaker. Disse har til sammen 80 390 innbyggere hvor flertallet er bosatt i Ringerike og Gran kommune (SSB, 2015). Tettsteder finnes det mange av, blant annet Fagernes i Nord-Aurdal, Dokka i Nordre land, Bagn i Sør-Aurdal, Hov i Søndre Land, Brandbu i Gran kommune, Jevnaker i Jevnaker kommune og Haugsbygd og Heradsbygda i Ringerike kommune. Hønefoss i Ringerike er eneste byen i området.

Infrastruktur – hovedveier og jernbane (fig. 5.1):

- E16: mellom Oslo og Bergen som går gjennom hele området, fra Tyinkrysset i nord til Hønefoss i sør og videre østover gjennom Jevnaker. Denne følger sørsiden av Vangsmjøsa, nordsiden av Strondafjorden, går langs elva Begna og på østsiden av Sperillen (SNL, 2015).
- Fv 51: går i nord via Beitostølen til Fagernes hvor den ender i E16.
- Fv 251: går i Etnedal.
- Fv 33: går fra Bjørge i Nord-Aurdal, innom Dokka og videre til Minnesund.
- FV 34: Fylkesvei 34 tar over for fylkesvei 33 i Svingvoll i Søndre Land for så å fortsette sørover langs østkanten av Randsfjorden til Jaren i Gran kommune. Der tar riksvei 4 over.
- Fv 240: ved Brandbu fortsetter sørover langs Randsfjorden til Vang i Jevnaker kommune hvor den ender i E16.
- Fv 245: går langs vestsiden av Randsfjorden fylkesvei 245 fra Dokka i nord til Jevnaker i sør. Hønefoss er knutepunkt for tre veier; E16, riksvei 7 og riksvei 35.

Jernbanen befinner seg bare sør i området, med Bergensbanen som passerer Hønefoss på sin vei gjennom Ringerike og Jevnaker, og Gjøviksbanen som går tvers gjennom Gran kommune.

5.1 Topografi og landformer

Norge er et land med store topografiske variasjoner. Dominerende topografi i Sør-Norge og spesielt Østlandet er åsete landskap med lavt relieff og glasialt utskårede daler med N-S retning på østlige deler og NV-SØ retning på vestlige sider. Lavland dominerer landskapet, spesielt nær Oslofjorden. Lengre inn i på Østlandet finnes høyereliggende åser med lavt relieff og vidder. Østlandet karakteriseres av store skogsområder og dyrkbar mark.

Ifølge Etzelmuller et al. (2007) domineres topografien i de sentrale delene av studieområde av glasialt utskårede daler og lave fjell. Disse er dominert av glisial erosjon og utgjør overgangsområdet mellom det kystnære lavlandet i Sør-Norge og det sentrale høyfjellet. I den nord-vestlige delen av området finnes både høye, moderat hellende paleiske fjell utskåret av breer og alpint relieff med bratte skråninger og sterkt overfordypede glisiale daler som ble grundig omformet gjennom pleistocen. I dag preges landskapet av utallige botnbreer, og prosesser relatert til skråninger og permafrost dominerer. I de østlige og vestlige delene dominerer et høyereliggende kupert terreng og «table lands» som er flate områder i forskjellige høyder over havet. De sørlige delene har lavt relieff og består av lavereliggende åser og kupert terreng som enkelte steder er mer fremtredende.

Ifølge Puschmann (2005) kan Norge deles inn i 45 landskapsregioner og 444 under-regioner. Disse regionene er basert på seks landskapskomponenter, som landskapets hovedformer, småformer, vegetasjon og vassdrag. Studieområdet faller innenfor sju av disse landskapsregionene. Tre av dem er beskrevet i det følgende (region 11, 10 og 8) da dette er områdene hvor skredene for denne oppgaven er utløst (fig. 5.2). For mer informasjon om de andre landskapsregionene les «Nasjonalt referansesystem for landskap» av Puschmann (2005).

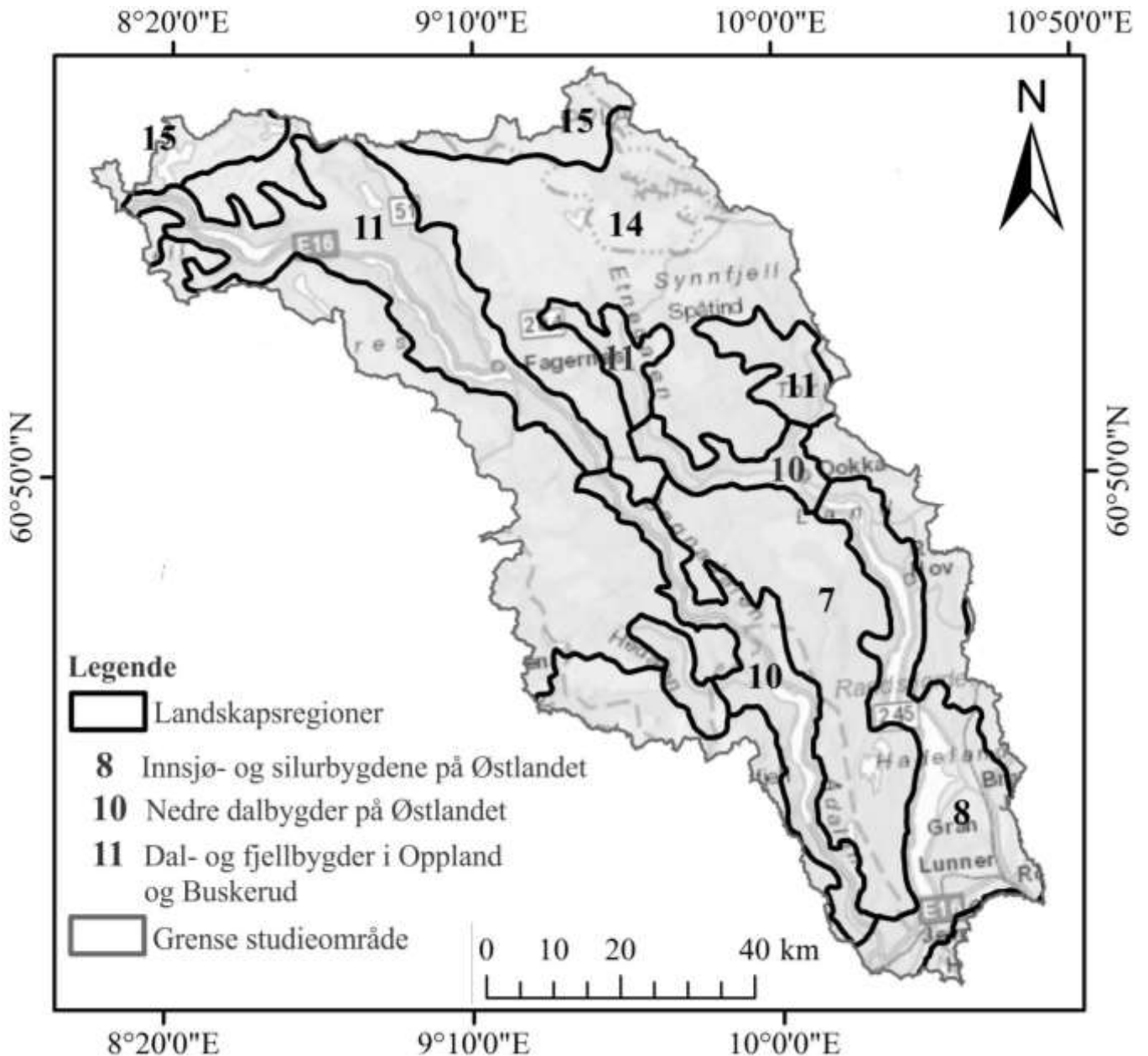
Landskapsregion 11 («Dal- og fjellbygder i Oppland og Buskerud») dominerer sentrale og nordlige deler av studieområdet. Det strekker seg fra Tyinkrysset i Vang kommune til de nordlige områdene ved Bagn i Sør- Aurdal, og fra de nordlige delene av Etnedal til Bruflat i Etnedal kommune. Karakteristisk for regionen er markante dalfører med omkringliggende lav- og høyfjellsområder. Dalsidene kan være bratte med flate dalbunner, v- formede eller ha et mildere preg, kalt paleiske dalformer med slakere dalsider. Små åser, fjellrygger, forfjellsterreng og vidder inngår i regionens hovedformer, og det høyeste punktet i

studieområdet ligger på 1776 moh. Vegetasjonen i denne landskapsregionen er grovfordelt til to områder. Lavere områder som dalbunner domineres av barskog, mens dalsidene og de lavereliggende viddene og forfjells-områdene har størst forekomst av fjellbjørkeskog. De nedre delene av fjellbjørkeskogen består også av gran og furu, og disse to bartrærne vokser ofte i samblanding. Grana kan dominere alene i flere områder og en høy, slank gran-art er flere steder et karakteristisk trekk for regionen. Furuskogen er tydelig på tørre grusmoer i dalbunnen og ved næringsfattig berg. De øverste toppene i denne landskapsregionen er treløse. Løvs skogen kommer særlig godt fram i denne regionen da større arealer består av beitepåvirka bjørkeskog, men også fordi de øvre dalsidene domineres av fjellskog (Puschmann, 2005).

Landskapsregion 10 (Nedre dalbygder på Østlandet) befinner seg i de sentrale- og sørvestlige delene av studieområdet og strekker seg fra de nordlige områdene ved Bagn i Sør- Aurdal til Hønefoss i Ringerike kommune, og fra Bruflat i Etnedal til Dokka i Nordre Land kommune. Karakteristisk for regionen er at dalene har forskjellig utforming da de er skåret ned i vidder, lave fjell og lave åsterreng. Langs store forkastninger og sprekkesystemer kan utskjæringen være markant og dalsidene er ofte bratte med noe v- profil. Et eksempel på dette er Begnadalen. Vegetasjonen består i denne landskapsregionen for det meste av tett granskog. Dette kommer av godt jordsmonn. Ved dalbunnens tørre grusmoer og i dalsider hvor jordsmonnet er næringsfattig, finnes flere arter av furuskog. Barblandingsskoger er også til stede, hvor furutrær står på knauser og høyder med lite jordsmonn, mens grana står i forsengkninger. Løvtrær er synlig særlig rundt dyrket mark, langs veier, eiendomsgrenser og elver, og innslaget av edelløvtrær er stedvis mektig med flere ulike treslag (Puschmann, 2005).

Landskapsregion 8 (Innsjø- og silurbygdene på Østlandet) befinner seg i den sørøstlige delen av studieområdet og strekker seg fra Dokka i Nordre Land kommune til Hønefoss i Ringerike kommune. Karakteristisk for regionen er ulike lave dalformer med slake skråninger. Det meste av Randsfjorden viser en u- formet dal med et stort vannspeil i bunnen, og den sørlige delen blir etter hvert mer asymmetrisk. Når det kommer til vegetasjon er den naturlige skogsvegetasjonen i regionen dominert av barskog. Grana er tallrik over store områder hvor det finnes næringsrik grunn, og vanligst er blåbærdominerte, moderat til lite artsrike skogstyper. Betydelige arealer med kalkrik grunn har lagt grunnlag for utbredelse av artsrike

lagurt- og høystaudegranskoger. Furua vokser i områder med karrig jordsmonn, slik som Ringerikes store smeltevannsavsetninger, men det finnes også artsrike kalkfurer i Ringerike.



Edelløvkogen opptrer også på den kalkrike grunnen, ofte spredt og på lune steder. Ellers finnes områder som domineres av løvskog, men den er ofte oppstykket, følger linjedrag eller sees som border langs bekker og elver (Puschmann, 2005).

Figur 5.2 Landskapsregionene i studieområdet hvor 8, 10 og 11 er forklart nærmere i teksten.

5.2 Geologi

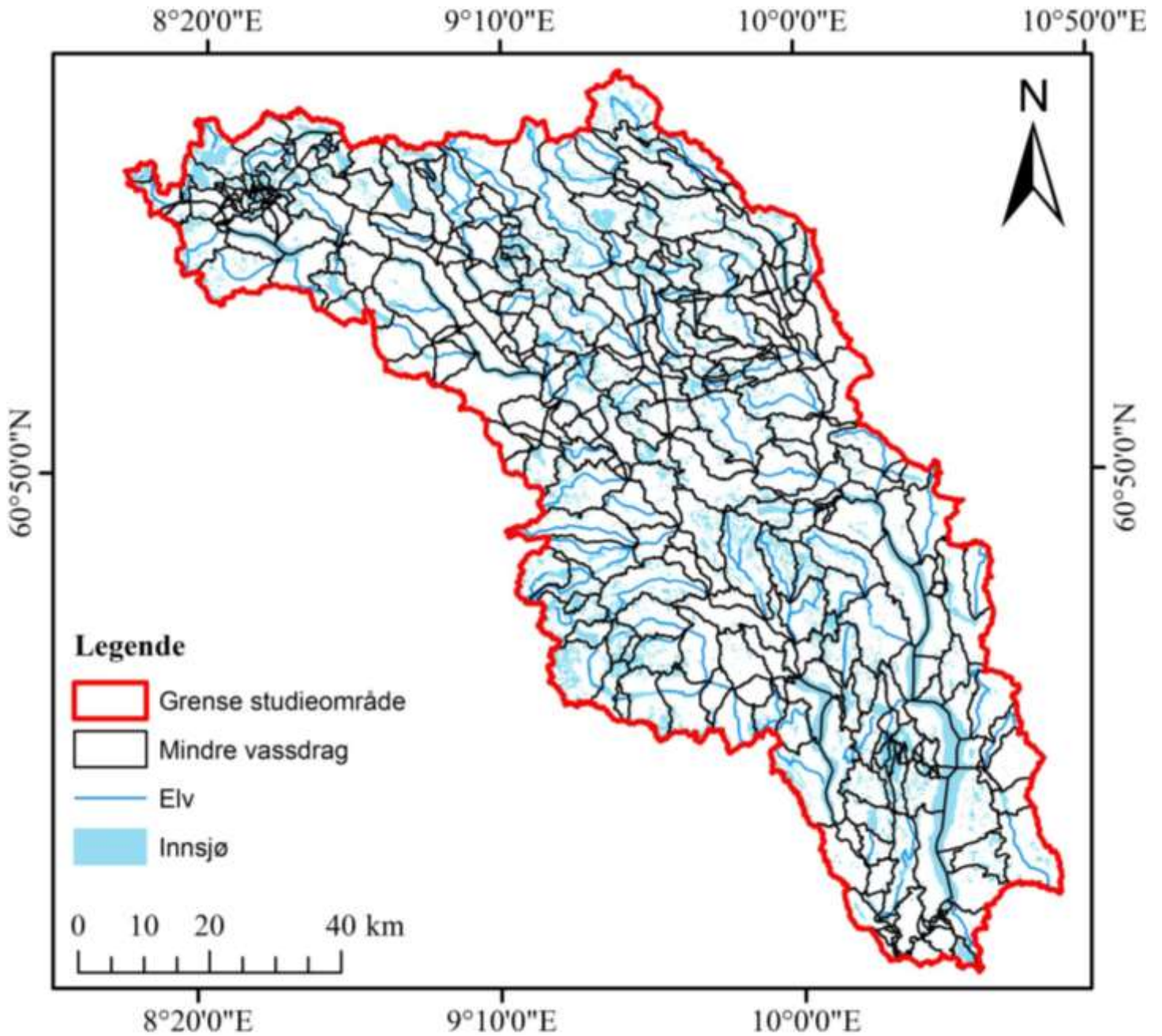
Geologien i studieområdet er beskrevet ut ifra berggrunnskart og løsmassekart fra www.ngu.no. Nord i området domineres berggrunnen av fyllitt, sandstein og kvartsitt, men det finnes og innslag av blant annet grålig granitt, kvartsitt, glimmerrik gneis, glimmerskifer, amfibolitt, kalkstein og alunskifer. Parallelt langs med dalstrøkene finnes også linjementer av betydelig størrelse. Dette gjelder særlig nord for Fagernes, men også i Etnedal kommune. Skyveforkastninger er til stede i hele regionen, men har orientering i flere retninger. Løsmassene i området er dominert av morenemateriale med varierende tykkelse fra mindre enn 0,5 m til flere titalls meter. Ellers finnes også området med torv og myr, større områder med bart fjell og små områder med breelvavsetninger.

I de sentrale og sørligste delene av studieområdet domineres berggrunnen av biotittgneis og glimmerskifer, men det finnes og innslag av blant annet granittisk gneis, kalkstein, meta-sandstein, konglomerat, glimmerskifer, granitt og gabbro. Linjementene i dette området går hovedsakelig i N-S- retning til NV-SØ-retning, på tvers av dalførene. Mer spredt krysser også store linjementer i Ø-V-retning. Skyveforkastninger finnes lengst nord i dalføret Etnedal og lengst sør i studieområdet. Løsmassene domineres også her av morenemateriale i varierende tykkelse, og ellers finnes mye breelvavsetninger, elveavsetninger, noe bart fjell, torv og myr, bresjø-/innsjøavsetninger, antropogent materiale og helt sør mot Hønefoss finnes et tynt dekke av hav-, strand-, og fjordavsetninger.

5.3 Hydrologi og klima

Store deler av studieområdet er lokalisert i Drammensvassdraget som dekker et areal på 17215 km², men en liten del i øst og NØ ligger også innenfor Glommavassdraget som totalt dekker et areal på 43118 km² (NVE Atlas). Disse er igjen delt inn i flere mindre nedbørsfelt (fig. 5.3). De største innsjøene i de nordlige delene av studieområdet er Vangsmjøsa i Vang, Slidrefjorden i Vestre Slidre, Strondafjorden og Dokkafjorden i Nord-Aurdal og Steinsetfjorden i Etnedal. Elva Begna renner gjennom hele regionen, er den største elva og forbinder flere av innsjøene. I de sørligere delene av studieområdet Sperillen i Ringerike den største innsjøen og Begna munner ut i denne. Elva Etna rennet gjennom Etnedalen og munner ut i Randsfjorden i Nordre Land kommune. Randsfjorden seg over kommunene Nordre Land,

Søndre Land, Gran og Jevnaker og er den fjerde største innsjøen i Norge. Ved Jevnaker tar Randselva over og renner sørvestover til Hønefoss.



Figur 5.3 Oversikt over innsjøer og elver i studieområdet, samt de minste vassdragene.

Normal årstemperatur i lufta for perioden 1961-1990 i studieområdets dalbunner var lavest i de midtre delene av området, rundt Etnedal, med temperaturer mellom 0 til 2°C. De høyeste temperaturene var i de sørligere områdene, fra Dokka eller Bagn og sørover med 4 til 6°C. Langs dalsidene og opp mot fjellområdene var det generelt kaldere og spesielt i de nordligste delene av studieområdet. Nord for Aurdal varierte den normale årstemperaturen mellom -1 til -5°C i de høyereliggende områdene, mens i de sørligste delene av området, sør for Dokka og Bagn lå temperaturen på ca. 0°C oppe i dalsidene.

Normal årsnedbør for samme periode var mindre enn 500 mm i dalbunnene, opp mot 1000 mm i dalsidene og ca. 1500 mm i fjellområdene i hele studieområdet. I de nordligste delene av området, fra Aurdal og nordover, kunne enkelte fjellpartier ha nedbør opp mot 2000 mm.

5.4 Historiske flom- og skredhendelser

Undersøkelser av avsetningsvifter etter flomskred og jordskred i Gudbrandsdalen avdekker at skred har vært en vanlig geologisk prosess i perioden etter siste istid. Ved hjelp av datering av organisk materiale i organisk rike lag har 62 % av skredene blitt datert til å være over 5000 år gamle. En stor flom- og skredkatastrofe av eldre karakter er datert til å være 2200 år gammel og har fått navnet Gammelofsen.

Skredavsetninger fra denne episoden er opp mot en meter tykke. Til sammenlikning er skredavsetninger fra en flom- og skredkatastrofe fra nyere tid (Storofsen) bare noen centimeter tykke (NIFS, 2014, Sletten and Blikra, 2007). Derfor må skredhendelsene fra denne episoden ha vært meget store.

Furseth (2006b) tar for seg flere store historiske flom- og skredhendelser i Norge de siste århundrene. Han legger vekt på at landets landskap og klima bidrar til at flom og skred er vanlige naturkatastrofer i Norge. I studieområdet opptrer flere skred i puljer innenfor ett eller to år, som kan sees i sammenheng med større flommer. Den største av disse flommene, Storofsen, inntraff sommeren 1789. Storflommen i 1860 førte også til skredhendelser, og i nyere tid er blant annet årstallene 1938, 1995, 2011 og 2013 viktige.

Storofsen

I Furseth (2006a) står Storofsen beskrevet som en stor flom-katastrofe som rammet Sør-Norge 21.-23. juli 1789. Denne flommen rammet 11 fylker, med størst skader i Oppland fylke, og særlig dalførene som har sitt utspring fra Jotunheimen, Dovrefjell, Filefjell og Østerdalens og Gudbrandsdalens fjellområder. Flomskadene dominerte i de nedre delene av dalførene, mens skredskadene var mer synlig i høyden. De materielle skadene og tap av husdyr ble ført opp og vil i dag tilsvare milliardbeløp. Tallet på menneskeliv som gikk tapt vites ikke nøyaktig, men trolig ble over 70 mennesker drept. Om man måler denne hendelsen i materielle verdier, kan man kalle dette for den største naturkatastrofen i Norge (i moderne historie).

Grunnlaget for Storofsen ble lagt allerede høsten 1788, da mye regn etterfulgt av en langvarig barfrost førte til at telen rakk å sette seg dypere ned i grunnen enn vanlig. Den påfølgende vinteren ble kald og det kom store mengder snø. Våren 1789 ble også uvanlig kald slik at snøen lå lenge. Den 18. mai snudde været plutselig om og det varme været fortsatte ut i juli, samtidig som det stadig ble mer regn. Fra 7. juli regnet det så godt som sammenhengende samtidig med at temperaturen lå godt over 30 °C. Snøsmeltingen i fjellet og det intense regnet førte til at vannføringen i fjellbekkene økte voldsomt. Onsdag 22. juli nådde flommen fram til storelver som Lågen og Glomma. Dette døgnet var det verst nedbørsdøgnet, og det førte til at vannet i elvene gikk over alle bredder og dannet sjøer som fylte hele dalfører. De store vannmengdene resulterte i mange skred som fraktet løsmasser og vegetasjon nedover tunområder, gressvoller, lier og hele fjellsider.

Storflommen i 1860

Storflommen 15.-17. juni 1860 førte til utløsning av mange skred, særlig i Hemsedal, Hallingdal og Uvdal i Buskerud (Furseth, 2006a). For denne hendelsen kom det også store snømengder i løpet av vinteren på vestlige deler av Østlandet, inkludert høye temperaturer i juni og mye nedbør som førte til storflommen (NIFS, 2014). Uværet disse junidagene strakte seg over store områder og det ble også utløst skred andre steder som i øvre Gudbrandsdalen, Vang i Valdres, Telemark, Agder-fylkene, Rogaland, Sogn og Fjordane og Hardanger. Til sammen ble det registrert ulykkesskred 45 steder i løpet av denne storflommen (Furseth, 2006a). Unders Storofsen ble det registrert langt flere skredhendelser, noe som kan sees i sammenheng med at tilgangen på løsmasser var større 70 år tidligere (NIFS, 2014).

Pinseflommen 2013

I slutten av mai 2013 ble Østlandet igjen rammet av flom og skred. Den foregående vinteren hadde vært kald og med mindre snø enn vanlig, men da våren også ble kald, lå snøen lenge og telen forble i bakken. Et voldsomt regnvær kom den 22. mai og da jorden ikke hadde kapasitet til å ta opp deler av dette vannet, flommet det over og det ble utløst skred. Dette fikk igjen store konsekvenser for infrastrukturen (NIFS, 2014).

Kapittel 6. Tilgjengelige data

6.1 Skredhendelser og veimeldinger (database)

Det finnes en database for hele Norge som viser historiske skredhendelser fra før år 1000 og fram til i dag. Denne er tilgjengelig på Web-portalene «NVE Atlas» og «Skrednett» og den inkluderer skredtypene steinskred, steinsprang, fjellskred, undervannsskred, ulike typer snøskred, løsmasseskred, leire- og kvikkleireskred, flomskred, jordskred, isnedfall, utglidning og ulike udefinerte varianter (NVE, 2013b).

Skreddata som finnes i webportalen er en samling av ulike databaser fra forskjellige institusjoner. Én av aktørene som har bidratt er NGU som har samlet inn informasjon om skredhendelser over hele landet, gjennom lokalhistoriker Astor Furseth. I dette arbeidet er alle tilgjengelige kilder benyttet, som kirkebøker, ættebøker, bygdebøker, dagbøker og internett. For at en hendelse skal kunne defineres som et skred i denne sammenheng, må det ha rammet mennesker eller ført til materielle skader. Andre aktører som har hjulpet til med databasen er blant annet SVV som startet sitt arbeid med å registrere skred mot vei i Nasjonal vegdatabank i 1973. Her blir kun skred som påvirker veier som SVV har ansvaret for, samlet inn. Kommunale og private veier holdes utenfor. Andelen registreringer i hvert fylke varierer kraftig, og det er fortsatt lite skredregistreringer fra Akershus, Oppland, Hedmark eller Østfold fylke. JBV registrerer i deres databasesystem, Banedata, skred mot jernbanen. De første registreringene kom her i 1920 og det har fortsatt kontinuerlig fram til nyere tid. Registrering av informasjon om hovedsakelig snøskred og løsmasseskred utføres av NGI gjennom deres arbeid med skred og skredfarevurdering. Fra 2013 ble det også mulig å registrere skred for etater, frivillige organisasjoner og privatpersoner gjennom web-løsningen *regObs* eller *skredregistrering.no* (NVE, 2013b). Databasen har vært i utvikling hos NGU helt fram til slutten av 2013, og fra 2014 tok NVE over ansvaret. Per i dag finnes omtrent 51 000 hendelser rapportert for hele landet derav 7013 er registrert som løsmasseskred (Intern kommunikasjon, Graziella Devoli, NVE).

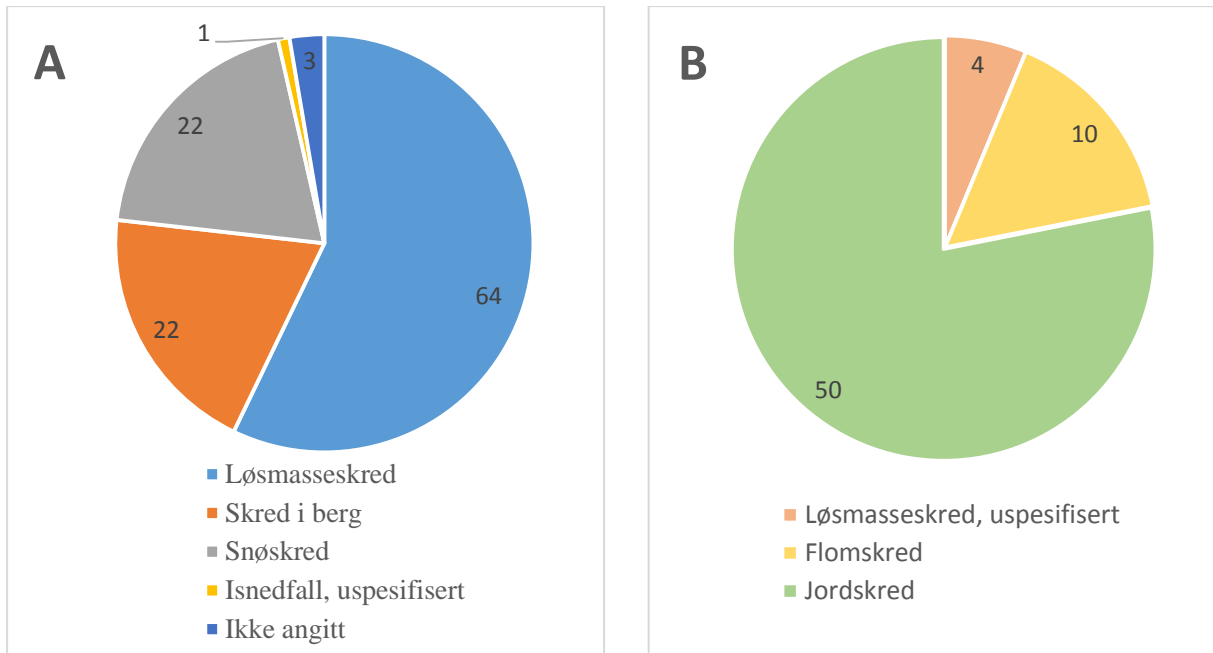
Ulike kilder og begrunnelse for innsamlingen av skredhendelsene har ført til varierende datakvalitet. For de eldre skredhendelsene kan nøyaktig plassering være et problem, men også for de nyere hendelsene hvor mye av informasjonen er hentet fra media. Annen informasjon som skadeomfang, tidspunkt og skredtype har større usikkerhet jo eldre skredhendelsene er,

og skredtype varierer også mye på grunn av at ulike klassifikasjoner blir benyttet (NVE, 2013b) og som diskuteres i dette dokumentet.

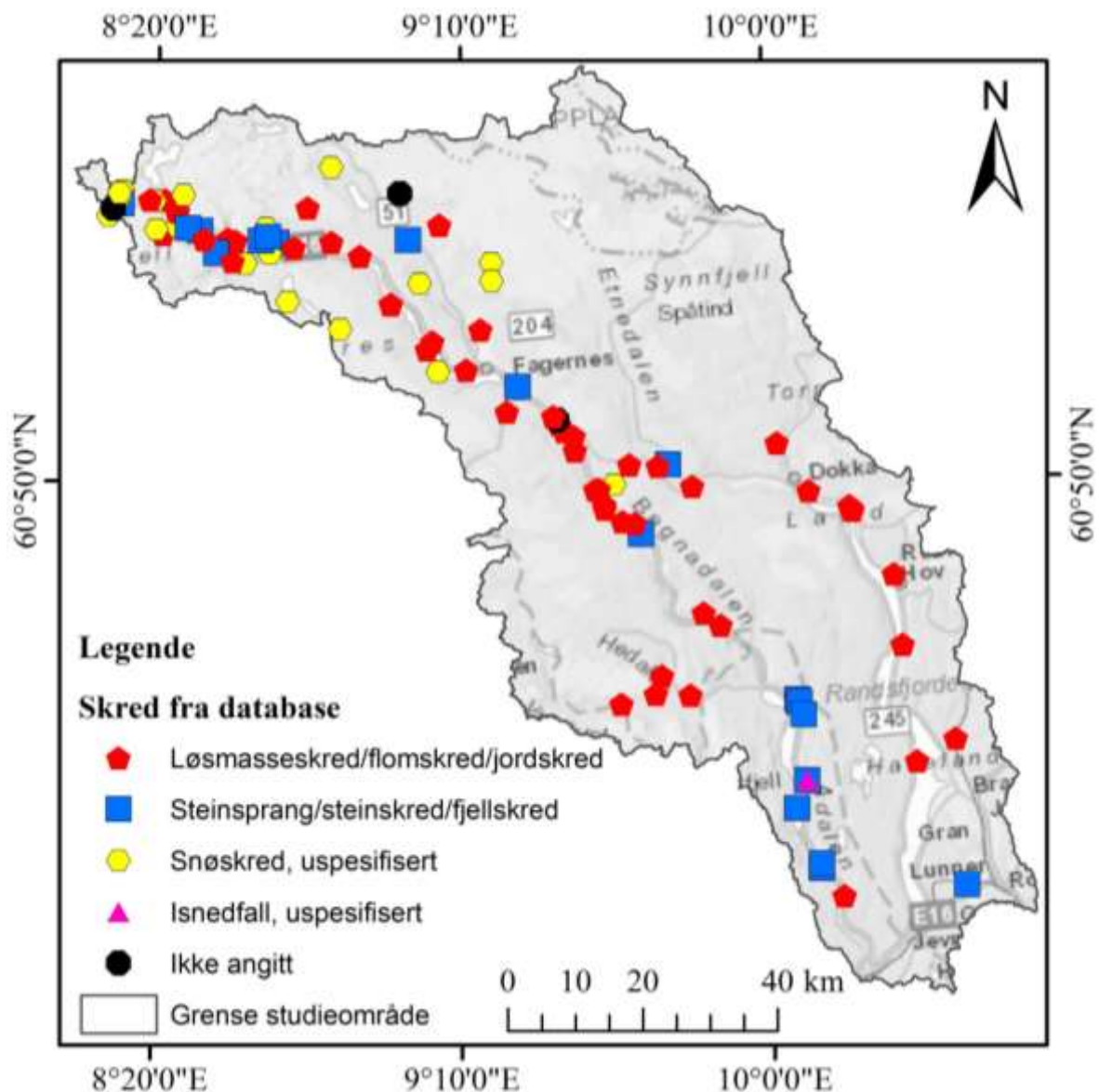
Det finnes til sammen 112 registrerte skredhendelser i studieområdet, hvor det eldste av disse gikk i 1716 og det yngste ble registrert januar 2015. Tabell 6.1 viser fordelingen av skred i ulike klasser før nærmere gjennomgang av disse, og fig. 6.1 viser samme fordeling i sektordiagram. Figur 6.2 viser hendelseskart av hele studieområdet slik de fremstår i databasen.

Tabell 6.1 Oversikt over skredklassene og antall skred registrert i hver klasse før nærmere analyse.

Skredkategori basert på materiale	Skredtype	Antall hendelser
Skred i berg	Steinskred, uspesifisert	5
	Steinsprang (< 100 m ³)	14
	Lite fjellskred (100 - 10000 m ³)	0
	Fjellskred (> 10000 m ³)	3
Snøskred	Snøskred, uspesifisert	18
	Vått snøskred, uspesifisert	0
	Tørt snøskred, uspesifisert	0
	Sørpeskred	0
	Løssnøskred, uspesifisert	0
	Vått løssnøskred	0
	Tørt løssnøskred	1
	Flakskred, uspesifisert	3
	Vått flakskred	0
	Tørt flakskred	0
	Isnedfall, uspesifisert	1
Løsmasseskred	Løsmasseskred, uspesifisert	4
	Kvikkleireskred	0
	Flomskred	10
	Leirskred	0
	Jordskred	50
	Utglidning	0
	Jordskred, uspesifisert	0
	Ny, ikke-godkjent skredtype	0
	Ikke angitt	3
	Undervannsskred, uspesifisert	0
	Totalt	112



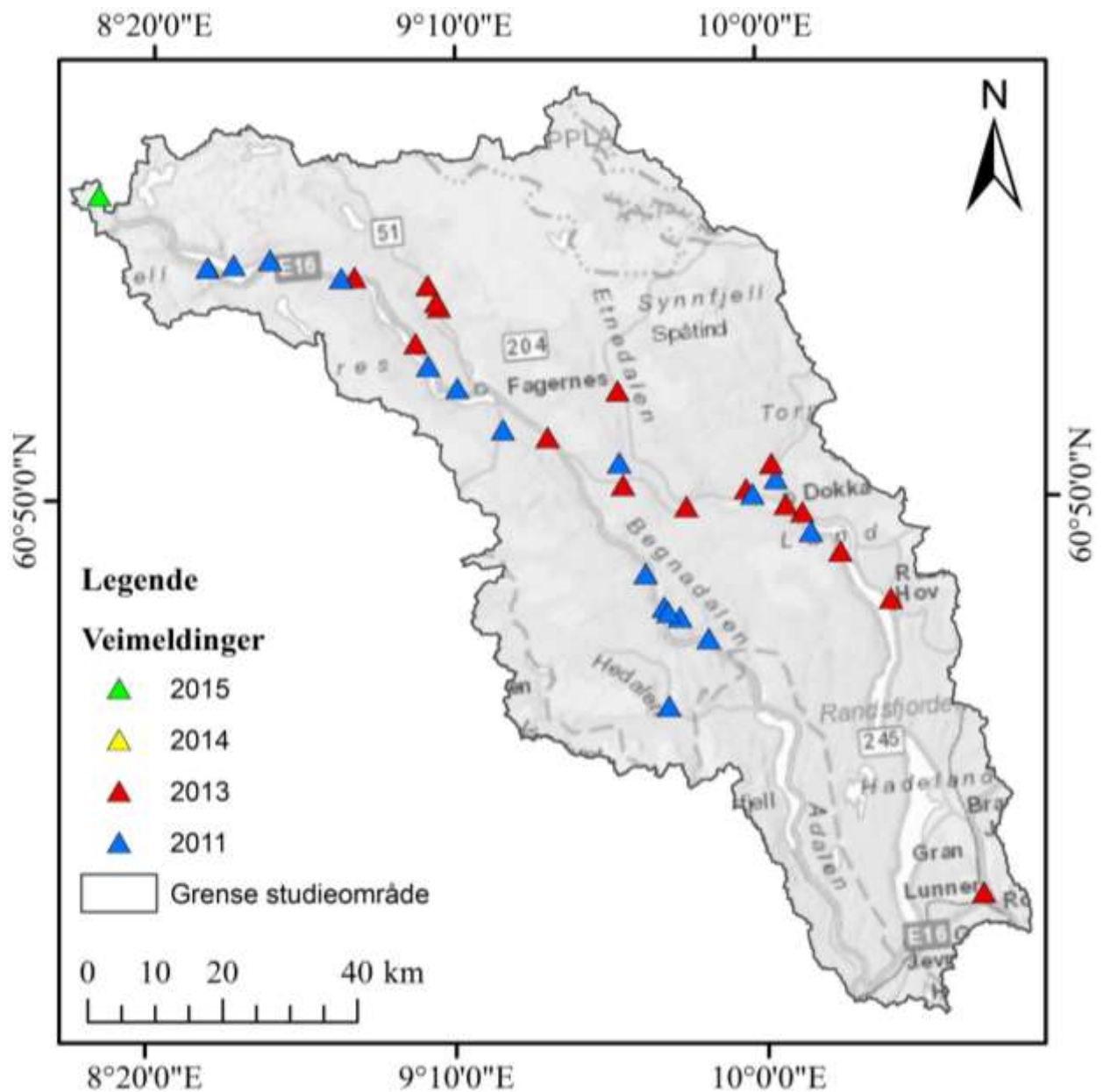
Figur 6.1 A) Skredtypefordeling av alle de 112 skredregistreringene i studieområdet fra databasen, B) Fordelingen av alle de 64 løsmasseskredene i studieområdet fra databasen.



Figur 6.2 Romlig fordeling av de 112 skredene fra databasen i studieområdet.

I tillegg til skredhendelser fra skreddatabasen er trafikkmeldinger fra Statens Vegvesen også samlet for studieområdet. Disse kan visualiseres i form av punkter på www.xgeo.no, noe som er til hjelp ved jordskredvarsling. Disse punktene indikerer hvor veier er blitt stengt og åpnet i forbindelse med flom eller skred, og ofte befinner det seg to punkter på samme sted. Dette er en sanntidsdatabase som er viktig i arbeidet med å identifisere skredhendelser, på tross av at den fortsatt er noe upresis.

Veimeldingene ble ekstrahert fra www.xgeo.no og i studieområdet finnes det 109 trafikkmeldinger (fig. 6.3). Disse går fra april 2011 til januar 2015.

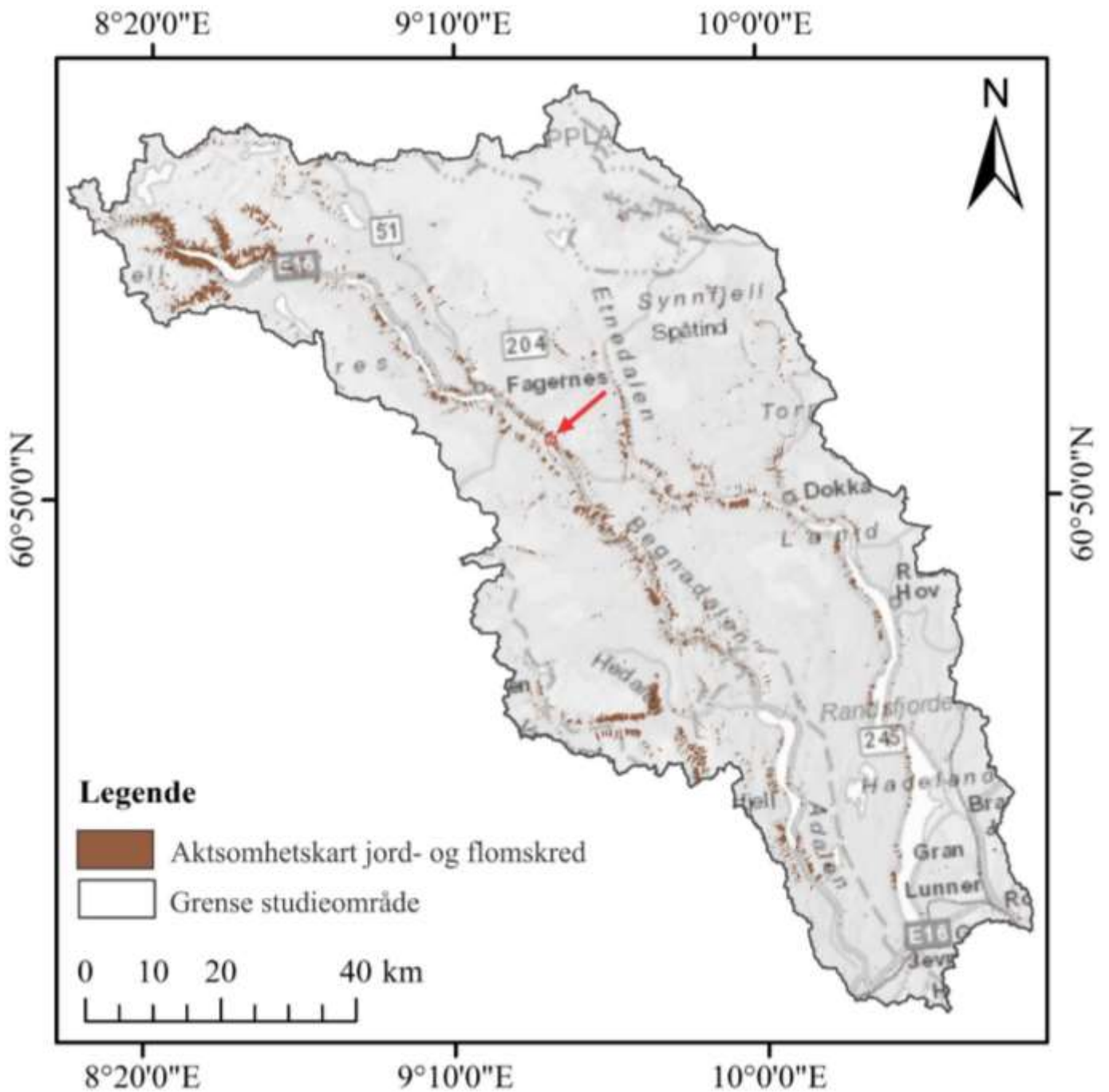


Figur 6.3 Romlig fordeling av de 109 veimeldingene i studieområdet. 16 av veimeldingene er fra 2014, men disse kommer ikke fram på kartet da de er plassert under andre veimeldinger.

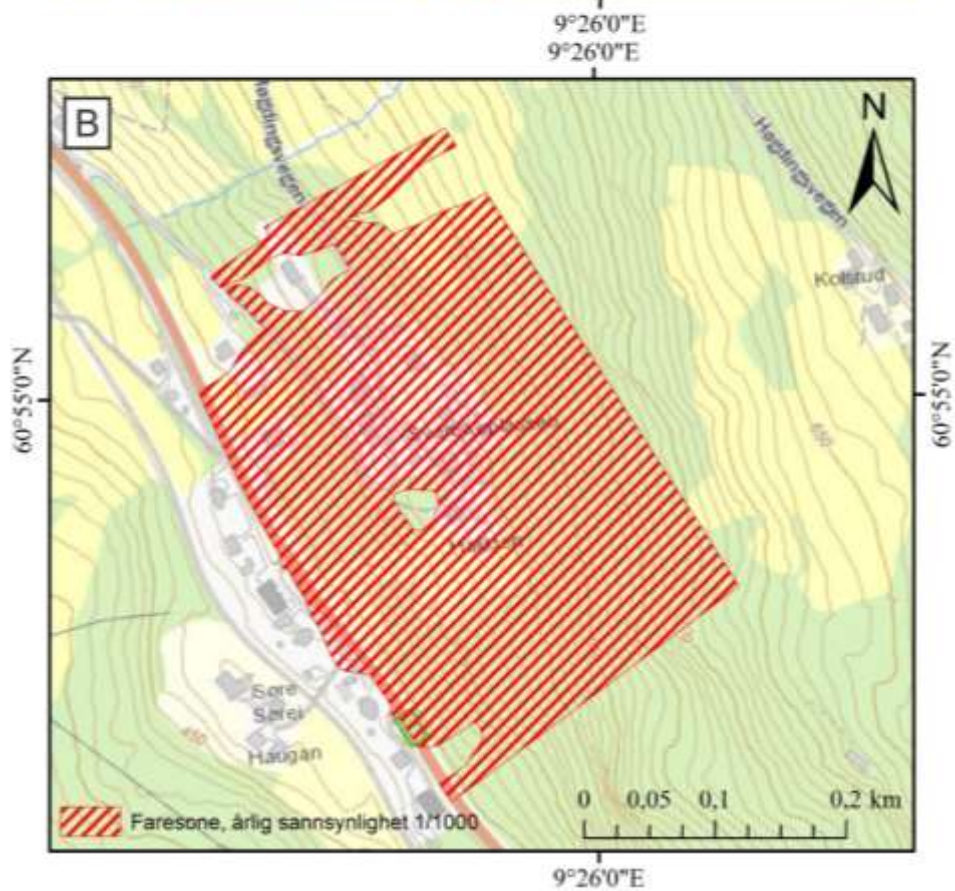
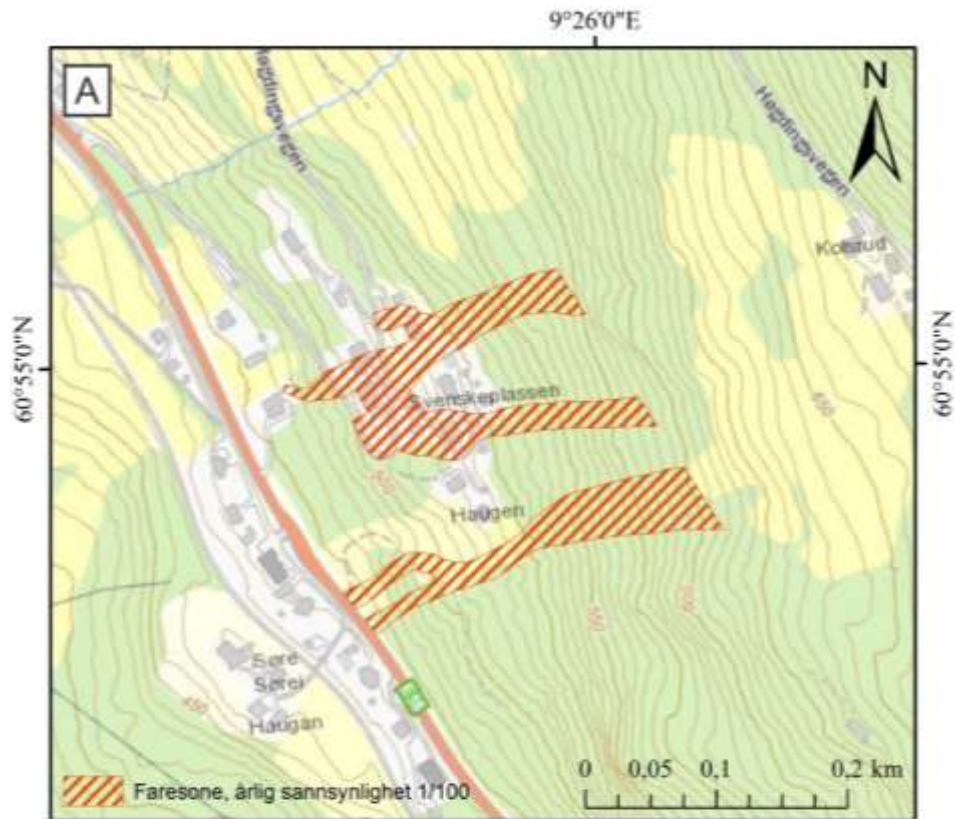
6.2 Aktsomhetskart og farekart

På www.skrednett.no og NVE Atlas finnes aktsomhetskart for jord- og flomskred som viser områder hvor denne typen skred kan forekomme i hele Norge. Disse kartene er blitt utarbeidet av NGU på oppdrag fra NVE (NVE, 2014a, NGU, 2014). På fig. 6.4 vises et aktsomhetskart for jord- og flomskred for studieområdet, hvor områdene langs vei er prioritert.

I studieområdet finnes det farekart kun for et lite område i Aurdal hvor det i mai 2013 gikk et løsmasseskred (fig. 6.5) (dette er ett av skredene som beskrives nærmere i kapittel 8.3.3). Dette farekartet ble utarbeidet av Asplan Viak på engasjement fra NVE og resultatet vises i Kronholm and Snilsbeig (2013). Den mest sannsynlige skredtypen i boligfeltet sør for Aurdal er løsmasseskred, men snøskred kan også forekomme da det er lite vegetasjon og liten ruhet på berggrunnen i skredløpet i etterkant av skredhendelsen i 2013.



Figur 6.4 Aktsomhetskart for jord- og flomskred i studieområdet. Rød pil viser det eneste området hvor det er blitt laget faresonekart innenfor studieområdet, et boligfelt sør for Aurdal.



Figur 6.5 Farekart for et boligfelt sør for Aurdal. A) Faresoner for skred med årlig sannsynlighet på 1/100 og B) årlig sannsynlighet på 1/1000 (Kronholm and Snilsbeig, 2013).

Kapittel 7. Metode

Følgende steg ble benyttet for utførelse av dette studiet.

7.1 Gjennomgang av litteratur

En gjennomgang av litteratur som omhandler internasjonale og norske klassifikasjoner for skred ble gjennomgått for å avdekke mangfoldet av skredklassifikasjoner i verden og Norge, og ut ifra disse definere en samlet klassifikasjonstabell med best mulig begreper og definisjoner for løsmasseskred i Norge. Det har også vært fokus på å identifisere metoder for å gjenkjenne løsmasseskred i felt.

7.2 Samling av informasjon fra skreddatabase

I begynnelsen av februar ble en versjon av skreddatabasen over registrerte skredhendelser i hele Norge lastet ned. Denne inneholder kun registreringer av skred som har påført menneskelig eller materiell skade, noe som inkluderer vei og jernbane. Versjonen inneholdt mer enn 47 000 hendelser, og fra denne filen ble alle hendelser som var registrert som *løsmasseskred (uspesifisert)*, *jordskred*, *flomskred*, *utglidning langs vei* og *snøskred* eksportert. I tillegg ble alle hendelser registrert som *steinsprang*, *steinskred*, *steinskred (uspesifisert)* lagt til. Dette fordi flomskred med høyt innhold av store blokker i noen tilfeller kan ha vært registrert som *steinsprang* eller *steinskred*. Kun hendelser etter år 1700 ble eksportert. Dataserien ender i januar 2015.

En gjennomgang av de til sammen 112 skredregistreringene for området ble utført med særlig vekt på løsmasseskredene.

7.3 Fjernanalyse

7.3.1 ArcGIS og lidar-data

For å lokalisere alle registrerte skredhendelser i mitt studieområde benyttet jeg Geografiske Informasjonssystemer (GIS) i programmet ArcMap 10.2.2. Her kunne topografisk kart og flyfoto studeres, skreds plassering kunne redigeres og polygoner for skredutbredelse kunne tegnes. Egne kartutsnitt ble også fremstilt her. Alle nødvendige lag ble lastet ned fra kartverket sine hjemmesider, NGU og NVE.

Ved nærmere studie av tre yngre og tre eldre skred er det i tillegg blitt benyttet lidar-data der dette var tilgjengelig. I Valdres-området ble det samlet inn lidar-data i 2007 og 2013. Flyet som ble benyttet i 2007 var av typen PA31 Piper Navajo (LN-AEY) med laserskanner Optech ALTM-Gemini AltmSerialNo= 05SEN180. Punkttettheten i punkt/m² er mellom 0,3-0,7 generelt for området og 1,3 langs E16. I 2013 ble prosjektet fløyet med TopEye system S/N 444, og punkttettheten i punkt/m² er rundt 5 (intern rapport).

For å konvertere punktskyer til kontinuerlige 3D-grid og for å visualisere lidar-dataene ble Global Mapper, versjon 15, benyttet. Denne programvaren har gjort det mulig å visualisere landskapet med og uten vegetasjon, samt beregne landskapsendring og skredmassevolum der to datasett, samlet inn henholdsvis før og etter skredhendelser, har vært tilgjengelig. Endring av landskapet og volum av skredmasser er blitt beregnet ved å subtrahere 2013-dataene fra 2007-dataene. For mest mulig nøyaktighet ble området som skredhendelsen besto av, markert slik at landskapet rundt ikke ble inkludert i beregningene. Dataene ble gjort tilgjengelige via Statkart.

Det er ikke tilgjengelig flyfoto fra flere av de nyeste skredhendelsene da disse bildene ble tatt i 2011 og mange skred har gått mellom 2011-2015. Skredene som er registrert i berg eller snø blir kun studert ut ifra topografisk kart og flyfoto for å identifisere deres lokasjon og eventuelle feilklassifisering.

7.3.2 Andre hjelpemidler

I tilfeller hvor skredhendelser var registrert langs vei kunne «google earth – street view» benyttes som hjelpemiddel for å lokalisere skred dersom bilder var samlet inn i etterkant hendelsen. I tillegg ble flere andre nettsider benyttet:

- www.senorge.no, www.xgeo.no og www.met.no: for informasjon om vær-, vannforhold og klima.
- www.regObs.no, www.skrednett.no og www.nveatlas.no: for informasjon om skredregistreringene i studieområdet og tilgang til lenker med avisoppslag fra skredhendelser.

Kontakt med befolkningen som er bosatt ved skredområdene ble benyttet som verktøy for å lokalisere skredhendelser hvor plasseringene har vært uklare, og for å få et fullstendig bilde av hendelsen. Til sammen seks personer ble kontaktet.

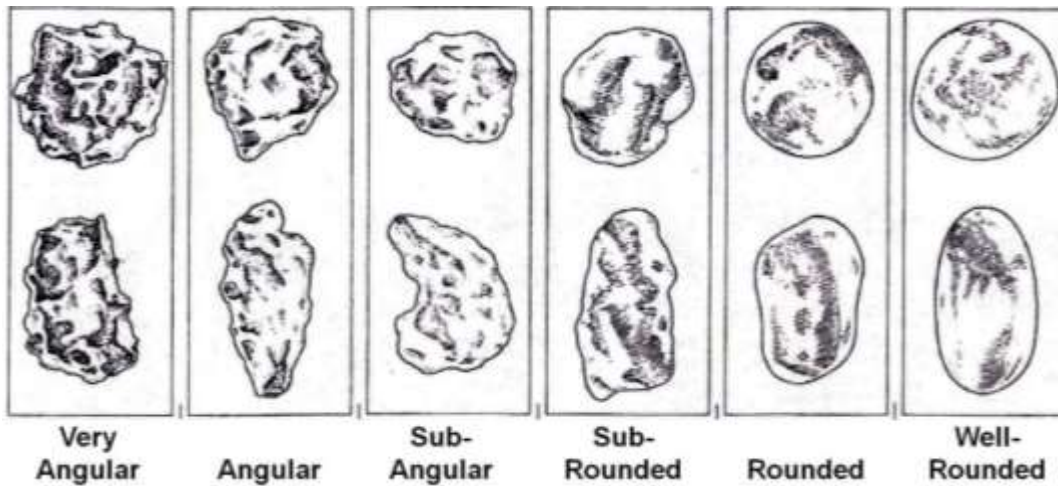
7.4 Feltarbeid

Ved å samle inn mest mulig informasjon i forkant av feltdagene ved hjelp av studie av flyfoto, topografisk kart og medieoppslag var det mulig å være relativt effektiv ute i felt.

- I april og mai ble det gjort forsøk på å lokalisere så mange som mulig av de 112 skredregistreringene fra databasen, samt finne gode eksempler av løsmasseskred for nærmere studie.

- I juli ble det utført nærmere studie av til sammen tre yngre skredhendelser som alle var løsmasseskred med stor variasjon i utbredelse.

For feltarbeidet ble topografisk kart benyttet som var skrevet ut på papir i forkant, samt kompass med vinkelmåler for å måle helning, kamera, målestokk, spade for profilgraving og sedimentprøve-taking. Dessuten ble fig. 7.1 benyttet for å bestemme rundingsgraden til partikler i morenelagene. For avgrensning ble løsmasser hvor partikkel-størrelsen hadde en diameter på <32 mm definert som matriks, mens partikler med en diameter >32 mm ble definert som klaster (fig. 7.2). Sedimentprøvene inneholdt matriks, mens klastene ble kun observert i felt.



Figur 7.1 Rundingsgraden for steiner (Geocaching, 2015).

Millimeters (mm)	Micrometers (μm)	Phi (ϕ)	Wentworth size class
4096		-12.0	Boulder
256		-8.0	Cobble
64		-6.0	Pebble
4		-2.0	Granule
2.00		-1.0	Very coarse sand
1.00		0.0	Coarse sand
1/2	0.50	1.0	Medium sand
1/4	0.25	2.0	Fine sand
1/8	0.125	3.0	Very fine sand
1/16	0.0625	4.0	Coarse silt
1/32	0.031	5.0	Medium silt
1/64	0.0156	6.0	Fine silt
1/128	0.0078	7.0	Very fine silt
1/256	0.0039	8.0	Clay
0.00006	0.06	14.0	

Figur 7.2 Inndelingen av kornstørrelser fra leire (clay) og opp til kampesteiner (boulder) for klastiske sedimenter (fornyet versjon av Wentworth (1922)).

7.5 Lab-arbeid

Det ble utført tørrsikting av morenemateriale som ble samlet inn i felt. Dette er en metode som går ut på mekanisk sikting av tørt materiale for å bestemme kornstørrelse og fordelingen av disse (Kartverket, 2014). Sedimentprøvene fra felt ble først tørket på 70°C over natten, for deretter å bli veid og siktet. Siktepannene følger Wentworth-skalaen hvor nederste panne inneholdt partikler <62,5 µm (tilsvarende mud = leire og silt) og øverste inneholdt klaster på 16 mm og større (pebble) (fig. 7.2).

Resultatene fra sikteprøvene ble fremstilt i granulometriske kurver som viser kornfordelingen i løsmassene fra områdene rundt de tre yngre skredene som er blitt studert.

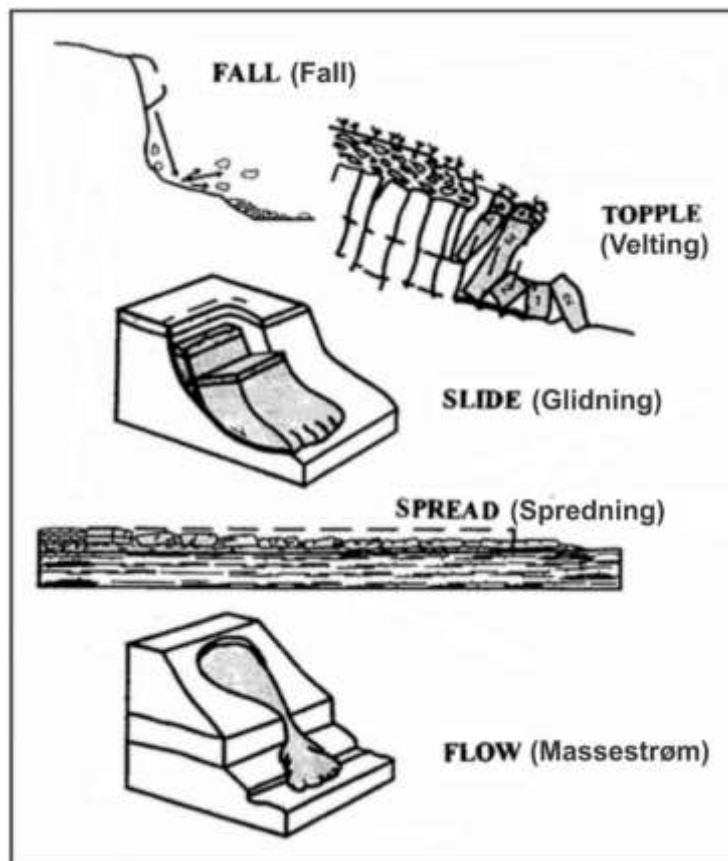
Kapittel 8. Resultater

Hovedresultatene for denne oppgaven består av:

- (i) Et oppdatert forslag til norsk klassifikasjon for flomskred og jordskred.
- (ii) Kontroll av romlig og tidsmessig fordeling av skredhendelser registrert i databasen (og oppdatering av database).
- (iii) Detaljert studie av tre yngre skredhendelser (fra 2011 og 2013).
- (iv) Studie av tre eldre skredhendelser (fra 1735, 1860 og 1928).

8.1 Forslag til norsk klassifikasjon for flomskred og jordskred

Ut ifra arbeidet med å samle, analysere og sammenlikne engelske og norske klassifikasjoner, blir fem norske navn for de fem hovedtypene av skred beskrevet i Cruden and Varnes (1996), forslått (figur 8.1).



Figur 8. 1 Ulike bevegelsestyper for skred med forslag til norske oversettelser (modifisert fra Cruden and Varnes (1996)). Skalaen til skredene kan variere fra noen meter til hundrevis av meter.

Ut ifra tilgjengelig informasjon i de ulike rapportene som er gjennomgått har det blitt utarbeidet en oversikt (tabell 8.1) som tar for seg engelske begreper for skred av typen *flow* og *slide*, og hvilke norske begreper som er benyttet for disse skredtypene av NVE, SVV, NGI, NGU og (Blikra et al., 1989).

Tabell 8.1. Samling over flere norske oversettelser av de engelske bevegelsestypene *slide* og *flow* (forslag til ny klassifikasjon fra denne oppgaven er oppgitt og vil bli beskrevet i den videre teksten).

Skredprosesser		Massetransports-hendelser				Overgangs-prosesser	Fluviale prosesser	
Materialtype		Debris						
Helnings-morfologi		Åpne skråninger		Kanalisert				
Bevegelsestype		Slide	Flow					
Engelske begreper		Debris slide	Debris avalanche	Debris flows		Debris floods	Hyperconcentrated flows	Watery floods
Norske begreper	(NGI, 1977)	Jordskred	Jordskred	Flomskred				
	Blikra (1989)			Grove massestrømmer				Flomskred
	NVE (2011)	Jordskred/ Utglidning	Jordskred	Flomskred				
	NGU (2014)	Jordskred, ikke kanaliserte	Jordskred, ikke kanaliserte	Jordskred, ikke kanaliserte (i små bekker)	Flomskred (i store bekker)			
	SVV (2012)	Grunne overflateskred	Grunne overflateskred	Steinrike flomskred		Viskøse flomskred		Turbulente flomskred
	SVV (2014)	Grunne overflateskred	Grunne overflateskred	Fullt utviklede flomskred				Turbulente flomskred
	NGI (2014)	Jordskred	Jordskred	Flomskred				
	NVE (2013)	Jordskred/ Utglidning	Jordskred	Flomskred				
	NIFS (2015)	Ikke-kanalisert jordskred	Ikke-kanalisert jordskred	Kanalisert jordskred /Flomskred		Flomskred		Flomskred
	Denne oppgaven	Plant jordskred	Jordskred	Steinrike flomskred		Viskøse flomskred		Turbulente flomskred

Som nevnt i kap. 3.2 om klassifikasjoner har prosjektet NIFS kommet med det nyeste norske forslaget om oversettelser av engelske begreper (NIFS, 2015). For skredtypene *glidning* og *massestrøm* benytter denne nye definisjonslista begrepene *jordskred* og *flomskred* om til sammen fem engelske begreper fra Hungr et al. (2013), noe som er upresist med tanke på materialtype og bevegelsestype. Basert på observasjoner fra studieområdet, er fire typer skred innenfor kategoriene *slide* og *flow* blitt identifisert. Disse er *gravel/sand/debris slide*, *debris flow*, *debris flood* og *debris avalanche* fra Hungr et al. (2013). På grunnlag av den unøyaktige inndelingen av norske skredbegreper kommer det her et forslag til norske oversettelser for disse fire skredtypene (tabell 8.2).

Innenfor bevegelsestypen *slide* er det kun skredtypen *gravel/sand/debris slide* som inkluderes. Skredmassene i slike skred glir på et tilnærmet plant glideplan hvor det oppstår skjærbrudd (Cruden and Varnes, 1996), noe som fører til liten eller ingen intern deformasjon av skredmassene. Som regel endrer disse bevegelsestype til *flow* etter kun kort tid, og kan derfor videreutvikles til *debris avalanches* eller *debris flows* (Hungr et al., 2013). I NIFS (2015) kalles skred på en plan glideflate for *plant skred*. Den foreslåtte tabellen kombinerer begrepet *plant* med *jordskred* til *plant jordskred* slik at dette begrepet kan beskrive jordskred av bevegelsestypen *glidning*. Det unngås også å bruke andre ord som *utglidning* og *overflateskred* for mindre skred av denne typen (som benyttet av NVE (2013a) og Veidirektoratet (2014)), men heller oppgi størrelsen på skredet.

Bevegelsestypen *flow* domineres av en kontinuerlig bevegelse hvor det oppstår skjærbrudd på små, tett plasserte glideplan som har liten levetid og sjelden bevarer (Cruden and Varnes, 1996). Dette fører til stor intern deformasjon i skredmassene, og ut ifra observasjoner i studieområdet, inkluderes tre av skredtypene innenfor denne gruppen; *debris avalanche*, *debris flow* og *debris flood*.

Karakteristisk for *debris avalanche* fra Hungr et al. (2013) er deres opptreden i åpne skråninger uten definerte kanaler. Disse kalles også for *ikke-kanaliserte jordskred* av NIFS (2015), men den nye klassifikasjonen benytter kun ordet *jordskred*. Begrepet *jordskred* beskriver heller ikke her materialtypen eller skredmekanismene nøyaktig, men ved å benytte dette begrepet på kun én skredtype kan det likevel føre til mindre forvirring samtidig som begrepet ikke forsvinner fra det norske språket.

I motsetning til *debris avalanches* opptrer *debris flows* og *debris floods* i definerte kanaler. *Debris flows* har større andel av løsmasser enn *debris floods*, og disse løsmassene inneholder ofte store steiner og blokker (Hungre et al., 2013). Det norske begrepet *flomskred* spenner over begge de to overnevnte skredtypene i den nye definisjonslista av NIFS (2015), og det trengs derfor en større inndeling av dette begrepet, noe som allerede er gjort av SVV. Den nye klassifikasjonen benytter dermed *steinrike flomskred* og *viskøse flomskred* (fra Norem and Sandersen (2012)) for henholdsvis *debris flow* og *debris flood*. Førstnevnte har større sediment-konsentrasjon og er mindre turbulent enn den sistnevnte. Begge opptrer gjerne i forbindelse med flom, og på grunn av at begrepet *flomskred* er godt forankret i det norske språk, kan kun en videre inndeling av dette begrepet være nyttig.

Tabell 8.2 viser nytt forslag til klassifikasjon av løsmasseskred i studieområdet. Klassifikasjonen bygger på Hungre et al. (2013) og tabell 8.3 viser hvordan de foreslåtte norske begrepene sammenfaller med de engelske begrepene for løsmasseskred (markert med rødt). De resterende skredtypene i tabellen er ikke fokus for denne oppgaven.

Tabell 8.2 Forslag til ny klassifikasjon for *jordskred* og *flomskred* basert på Norem and Sandersen (2012), Hungre et al. (2013), Veidirektoratet (2014) og NIFS (2015).

Bevegelsestype	Materialtype
	<i>Løsmasser</i>
<i>Glidning</i>	Plant jordskred (gravel/sand/debris slide)
<i>Massestrøm</i>	Jordskred (Debris avalanche)
	Steinrike flomskred (Debris flow)
	Viskøse flomskred (Debris flood)

Tabell 8.3 Forslag til norske navn for skredene *gravel/sand/debris slide*, *debris flow*, *debris flood* og *debris avalanche* basert på Hungr et al. (2013). De norske navnene er uthevet med rød skrift.

Bevegelsestype	Materialtype
	Løsmasser
Glidning (slide)	11. Clay/silt rotational slide
	12. Clay/silt planar slide
	13. Plant jordskred (gravel/sand/debris slide)
	14. Clay/silt compound slide
Massestrøm (flow)	19. Sand/silt/debris dry flow
	20. Sand/silt/debris flowslide
	21. Sensitive clay flowslide
	22. Steinrike flomskred (Debris flow)
	23. Mud flow
	24. Viskøse flomskred (Debris flood)
	25. Jordskred (Debris avalanche)
	26. Earth flow
	27. Peat flow

Som beskrevet i Cruden and Varnes (1996) kan *debris slides* videreutvikle seg til *debris avalanches* eller *debris flows* dersom skredmaterialet mister kohesjon, tar til seg mer vann eller entrer brattere kanaler. Ved tilstedeværelse av flere skredprosesser i en og samme skredhendelse, vil den mest dominerende prosessen gi navn til hendelsen i denne oppgaven.

I tillegg til inndelingen av Hungr et al. (2013) nevnes *water flow* i Pierson (2005a). Dette er en prosess under bevegelsestypen *flow* hvor mengden suspenderte sedimenter er for liten til å påvirke oppførselen til flytende vann. Vannet i slike prosesser kan virke grumsete, men det meste av sediment-transporten er nær bunnen av kanalen. Enkelte av registreringene i studieområdet faller inn under denne definisjonen, men det finnes ikke et norsk begrep for prosessen. Her inkluderes disse under definisjonen *flomskred*, men da under begrepet *turbulente flomskred* fra Norem and Sandersen (2012) og Veidirektoratet (2014) (SVV).

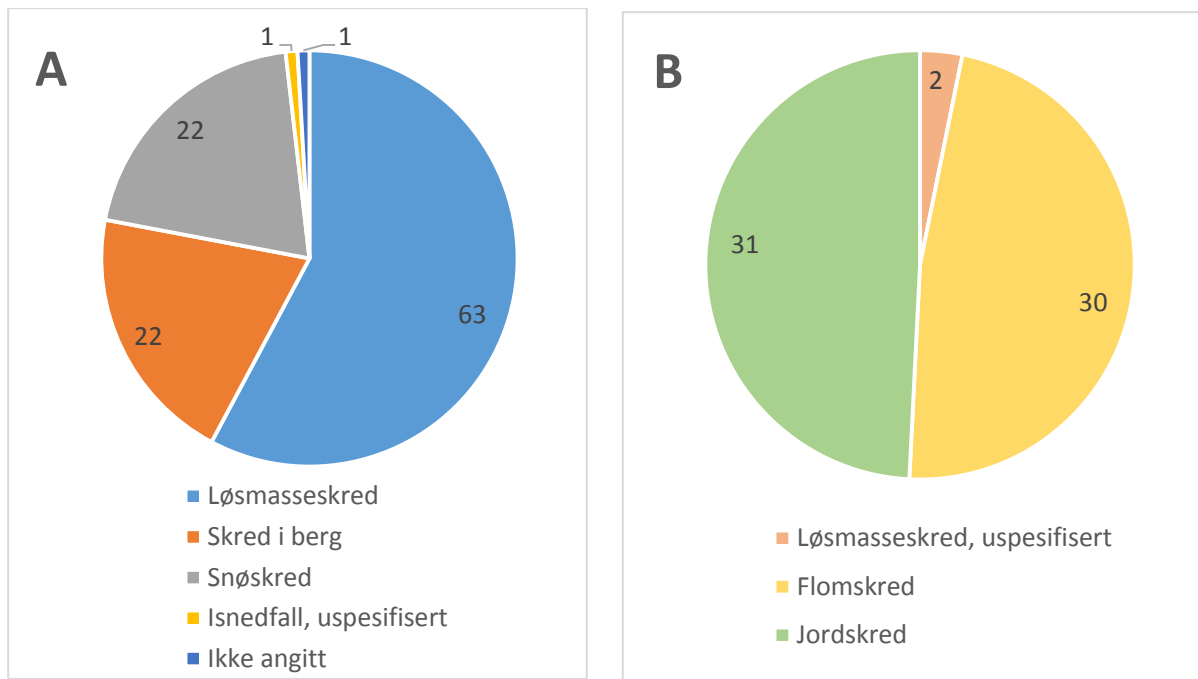
8.2 Kontroll av romlig og tidsmessig fordeling av skredhendelser og nytt forslag (og oppdatering av database)

Skredhendelsene i studieområdet er registrert i en database som beskrevet i kap. 6. Som en del av denne oppgaven har det blitt utført en gjennomgang av disse. Det ble i tillegg brukt

veimeldinger som et verktøy for å lokalisere skred og for å dobbeltsjekke informasjon fra databasen, der dette var mulig. Datasettet med registrerte skred inneholdt 112 hendelser, og ved befarings under feltarbeid og fjernanalyse ble 109 av disse bekreftet. Av de 3 registreringene som ble slettet, er 2 av disse dobbeltregistreringer og 1 er kun en observasjon av snøskredfare. I to tilfeller har skred blitt forvekslet der beskrivelsene er korrekt, men punktene er blitt byttet om. Derfor var totalt 4 av skredhendelsene plassert feil på kartet (dette er nå rettet opp i). 30 skredhendelser har skiftet kategori for skredtype da alle skredene her er klassifisert på nytt ut ifra ett klassifikasjonssystem (tabell 8.4 og fig. 8.2).

Tabell 8.4 Oversikt over antall skred i hver skredkategori før og etter gjennomgang. Skredkategorier uten registrerte hendelser er utelatt. *Flomskred* og *jordskred* er uthevet i blått da endring av klassifikasjon var størst her. Gult markerer der endringer er foretatt.

Skredkategori basert på materiale	Skredtype	Antall hendelser før analyse	Antall hendelser etter analyse
Skred i berg	Steinskred, uspesifisert	5	3
	Steinsprang (< 100 m ³)	14	14
	Lite fjellskred (100 - 10000 m ³)	0	2
	Fjellskred (> 10000 m ³)	3	3
Snøskred	Snøskred, uspesifisert	18	18
	Tørt løssnøskred	1	1
	Flakskred, uspesifisert	3	3
	Isnedfall, uspesifisert	1	1
Løsmasseskred	Løsmasseskred, uspesifisert	4	2
	Flomskred	10	30
	Jordskred	50	31
	Ikke angitt	3	1
	Totalt	112	109



Figur 8.2 A) Skredtypefordeling av alle de 109 skredregistreringene i studieområdet etter nærmere gjennomgang, B) Fordelingen av alle de 63 løsmasseskredene i studieområdet etter nærmere gjennomgang.

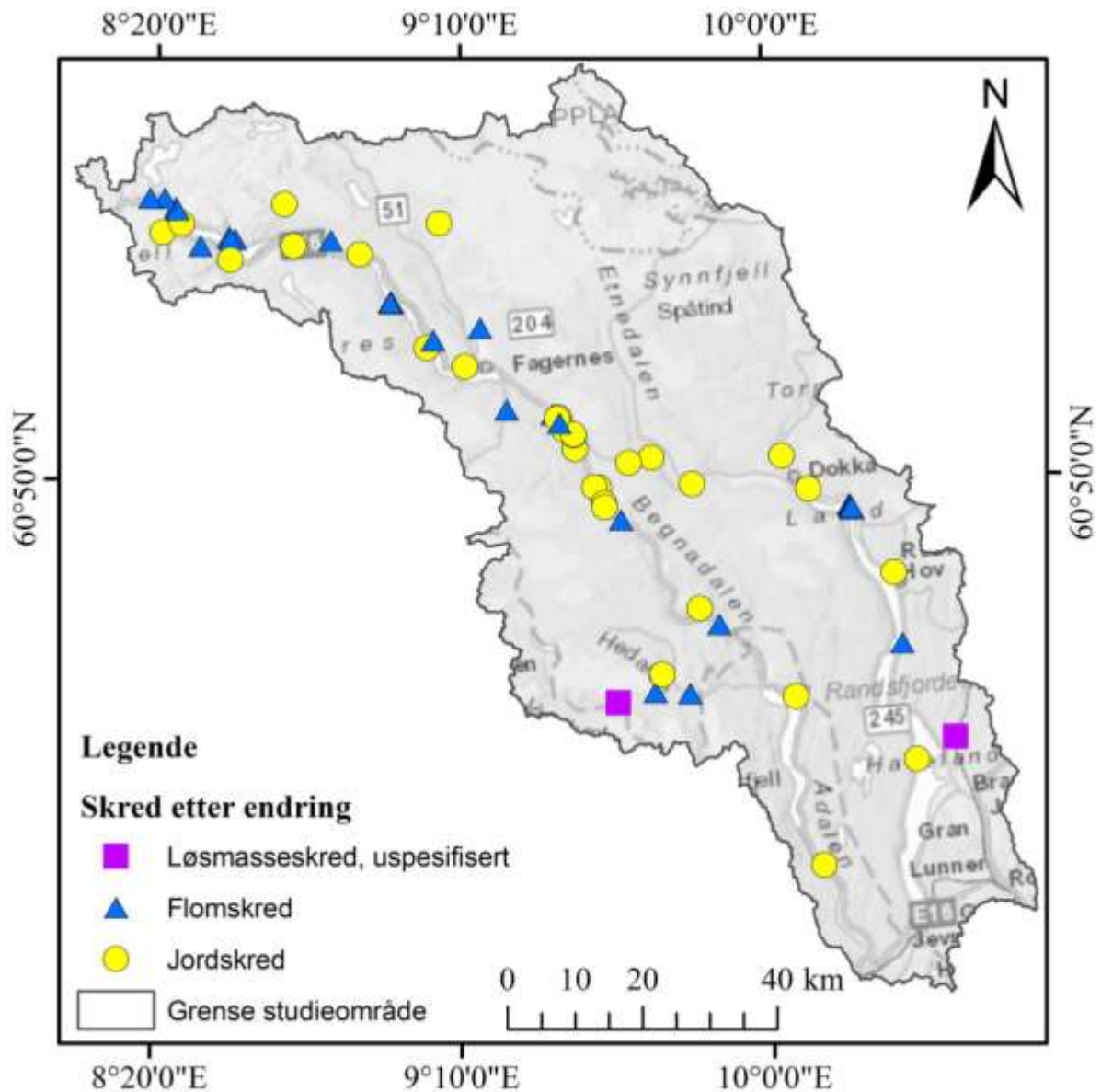
Nedenfor blir fordelingen av databasene skredhendelser basert på materialtype presentert, og eksempler på kategoriskifte:

- Skred bestående av berg inneholder til sammen 22 hendelser før nærmere analyse. Disse kategoriseres hovedsakelig ut ifra størrelse, slik at 5 av disse registreringene har skiftet kategori etter tolkning i denne oppgaven. 3 skred som opprinnelig var registrert som *steinskred (uspesifisert)* ble endret til *steinsprang*, mens 2 skred som opprinnelig var *steinsprang* ble endret til *lite fjellskred*. Samtidig ble ett skred som var registrert som *jordskred* endret til *steinskred (uspesifisert)*. Flertallet av disse hendelsene er steinsprang fra bratte veiskjæringer, mens skredene av større omfang har hoppetrådt i bratt fjellterreng. Etter nærmere analyser av disse skredene inneholder denne gruppen fortsatt 22 hendelser.
- Snøskredhendelsene består av tilsammen 23 hendelser. Ifølge Luckman (1992) må et området bestå av tilstrekkelige mengder løsmasser for at et snøskred skal transportere, avsette og endre eksisterende landformer. Dessuten kan landformer dannet av snøskred bli endret eller helt utvisket av andre geomorfologiske prosesser, slik at fraværende løsmasse-avsetninger ikke behøver å bety at snøskredaktiviteten i

området er liten. På grunn av dette, er ikke snøskredhendelsene i området blitt studert i felt. De yngste hendelsene er likevel plassert nokså riktig i databasen da disse er registrert med bilde og kartreferanse i www.regobs.no. Alle de eldre snøskredhendelsene er også plassert i området hvor deres opptreden er beskrevet i databasen, men her er det ikke like lett å plassere punktene nøyaktig, og disse beholder derfor sin opprinnelige posisjon. Denne gruppen inneholder 23 hendelser etter nærmere analyse.

- Løsmasseskredhendelsene inneholder til sammen 64 hendelser før redigering. 21 skred registrert som *jordskred* ble ført over til kategorien *flomskred* da disse har opptrådd i en kanal eller elv, ett *flomskred* ble ført over til gruppen *jordskred*, ett *løsmasseskred (uspesifisert)* ble overført til *jordskred*, ett skred i kategorien *ikke angitt* ble overført til *jordskred* og ett *jordskred* ble endret til *steinskred*. Denne gruppen har etter nærmere analyser blitt redusert til 63 hendelser.
- Under kategorien *ikke angitt og ny, ikke godkjent skredtype* finnes det 3 hendelser før redigering. Én av disse var kun observasjon av snøforhold og en annen ble overført til kategorien *jordskred*. Denne gruppen har derfor etter nærmere analyse bare én hendelse da det er vanskelig å bestemme hva slags skred dette er.

Hendelseskart for hele studieområdet etter gjennomgangen kan sees på fig. 8.3 hvor punkter for skredhendelser av typen *løsmasseskred (uspesifisert)*, *flomskred* og *jordskred* er plassert mer nøyaktig.

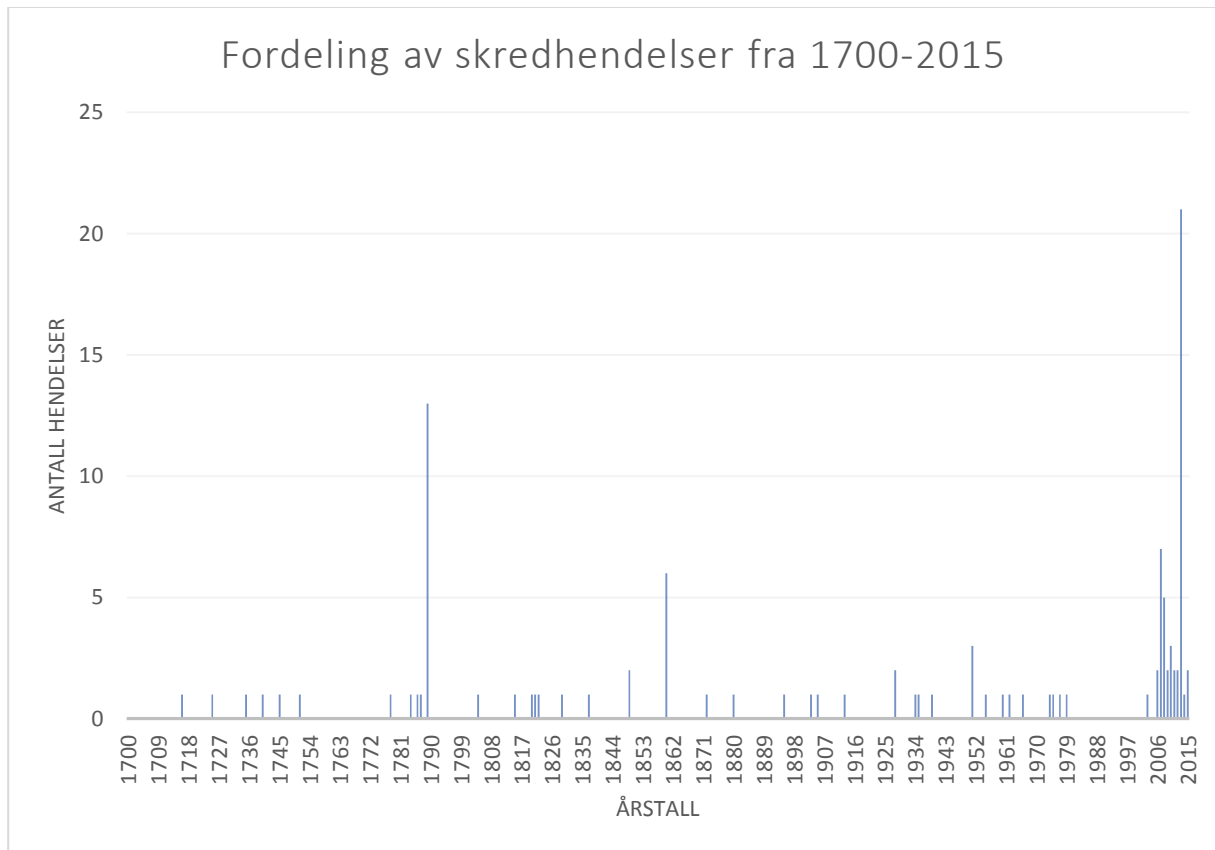


Figur 8.3 Alle de 63 skredhendelsene av typen *løsmasseskred (uspesifisert)*, *flomskred* og *jordskred* etter gjennomgang.

Den romlig fordelingen viser skredhendelser bare langs dalene, noe som gir et skjevt bilde av forekomsten av skred. Som nevnt i kap.6, er bare skredhendelser som har påført menneskelige eller materielle skader blitt inkludert. Dette gjelder også skader på vei. Skred kan med andre ord ha opptrådt andre steder i studieområdet, men disse er ikke medregnet her.

Den tidsmessige fordelingen viser at det eldste skredet er fra 1716, mens det nyligste skredet skjedde i januar 2015. Ved å sortere alle skredhendelsene etter årstall mellom 1700 og 2015 kan man se at skredhyppigheten er størst i årene 1789, 1860, 2007 og 2013 (fig. 8.4). Det er

sannsynlig at kun de største og mest ødeleggende hendelsene av eldre alder er dokumentert, mens registreringene fra nyere tid også omhandler de mindre oversvømmelsene og utglidningene. Dette kan derfor også være med på å danne et skjevt bilde av hvilke år som var dominert av skredhendelser.



Figur 8.4 Fordelingen av skredhendelser fra 1700-2015 hvor årene 1789, 1860, 2007 og 2013 hadde høy skredhyppighet.

Av de 109 skredene er det totalt 63 løsmasseskred og disse har skjedd mellom år 1725-2013 og er spredt over hele studieområdet. Likevel er ansamlingen av løsmasseskred større i årene 1789, 1860, 2007 og 2013, de samme som for skredhendelser generelt.

Årsakene til økt skredhyppighet i disse periodene kan skyldes spesielle hydrologiske og meteorologiske forhold. Somrene 1789 og 1860 beskrives begge i Furseth (2006a) som varme med stor snøsmelting i fjellet og intenst nedbør som førte til flom og skred. De 7 hendelsene som skjedde i 2007 er alle lokalisert innenfor en strekning på én km, ca. 10 km SØ for Dokka. Nedbøren uka i forkant av hendelsene lå her mellom 30-75 mm og det var barmark både i lavlandet og i nærliggende fjellområder. Temperaturen var mellom 15-20° og

vannmetninga i jorda var under 60% (www.senorge.no). Mai 2013 var litt annerledes, med store nedbørmengder over store deler av Østlandet. I studieområdet varierte nedbørmengden uka i forkant av de fleste skredhendelsene mellom 10-150 mm, det var barmark nede i dalstrøkene og snøsmeltinga i fjellområdene uka i forkant lå mellom under 20 og 200 mm målt som avrenning. Temperaturen lå mellom 3-15°, det var fortsatt tele de fleste steder utenom nederst i dalene og vannmetninga i jorda lå mellom 70 til over 90% (www.senorge.no).

Ved hjelp av flyfoto, topografisk kart, lidar-data og feltarbeid har det blitt digitalisert 46 polygoner hvor 42 av disse representerer utbredelse av individuelle løsmasseskred-hendelser. Av de 42 polygonene som viser utbredelsen til løsmasseskred-hendelsene er 29 flomskred og 13 jordskred. Nedenfor vises fordelingen av disse per århundre fra år 1700 fram til i dag.

Århundre	Antall polygoner, løsmasseskred
1700- tallet	14
1800- tallet	8
1900- tallet	4
2000- tallet	16

Skredutbredelse av skred fra slutten av 1900-tallet og fram til i dag er enklere å bestemme da skredsårene fortsatt ofte er synlige. For de eldre hendelsene har vegetasjon og menneskelig aktivitet ført til at nøyaktig utbredelse av skredene var vanskelig å bestemme, og usikkerheten her er spesielt stor. Det er heller ikke tegnet polygon for utbredelse av snøskred.

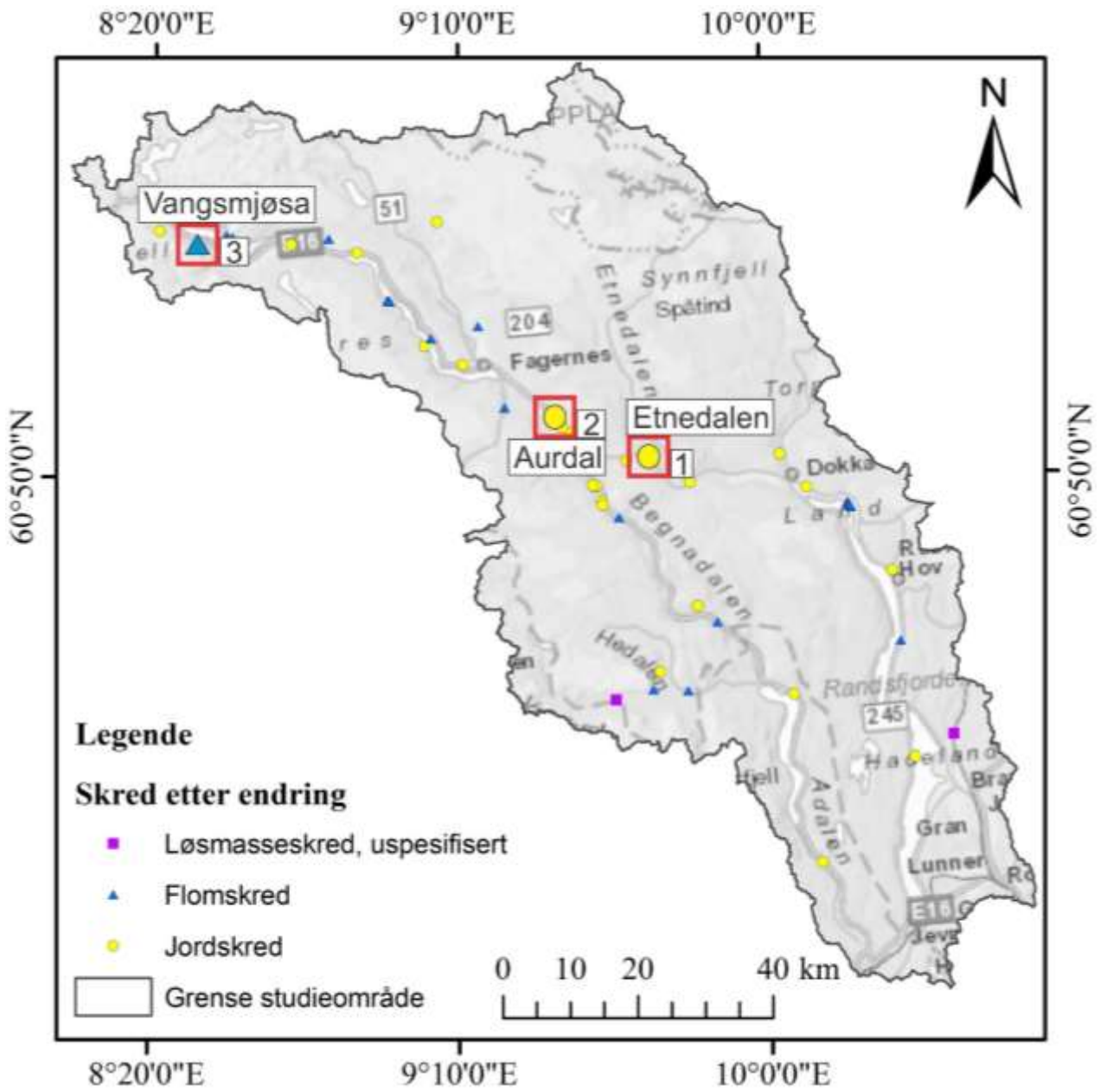
For studieområdet var det også 109 veimeldinger som er registrert fra april 2011 til januar 2015. 20 av disse veimeldingene samsvarte med 11 skredhendelser. 3 veimeldinger beskrev stengt vei på grunn av fare for snøskred rett nord for Tyinkrysset i Vang kommune, i mars 2014 og januar 2015, og disse sammenfaller med to snøskred som gikk rett i nærheten de samme dagene. De resterende 17 veimeldingene gjelder for 6 jordskred og 3 flomskred. Alle jordskredene og 2 av flomskredene skjedde i mai 2013, mens 1 av flomskredene skjedde i august 2011. Veimeldingene for disse skredhendelsene og de resterende 89 veimeldingene beskriver stengte eller åpne veier, nedsatt hastighet, manuell dirigering eller redusert fremkommelighet i forbindelse med flom- eller skredhendelser eller fare for ras.

8.3 Beskrivelse av utvalgte skred

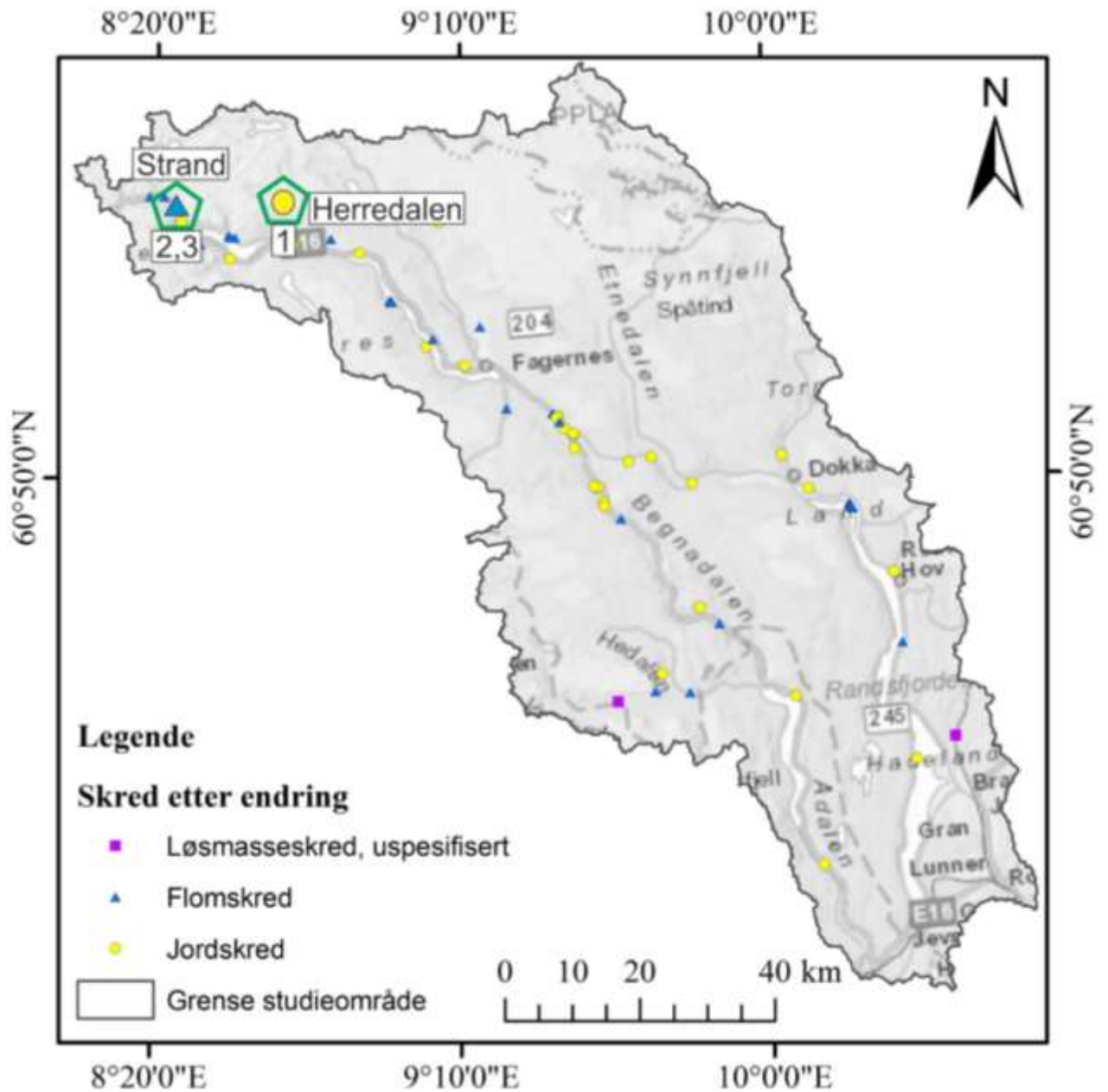
Av de 63 løsmasseskredene i studieområdet var det kun tre skred som viste seg å være aktuelle eksempler på *jordskred* og *flomskred* i nyere tid. Disse og tre eldre skredhendelser har blitt valgt ut for en mer detaljert undersøkelse. De yngre skredhendelsene nummereres som «yngre skred» 1, 2 og 3 og er lokalisert i henholdsvis Etnedalen (2013), Aurdal (2013) og Sletti ved Vangsmjøsa (2011) (fig. 8.5). Sporene fra disse er fortsatt tydelige i terrenget.

De tre eldre skredhendelsene nummereres som «eldre skred» 1, 2 og 3 og er lokalisert i henholdsvis Herredalen (1928) og Strand (1860 og 1735) (fig. 8.6). Sporene etter disse er vanskeligere å se i terrenget.

Resultater fra feltarbeid ved de yngre skredene og analyser ved hjelp av topografisk kart, flyfoto og lidar-data for alle skredene blir presentert her. Først blir hydrologiske og meteorologiske forhold beskrevet for de yngre skredene. Videre blir skredene beskrevet og tolket fortløpende for å lette lesningen. Til slutt presenteres samlede resultater fra lab-arbeid med granulometriske kurver og tabeller som viser løsmasse-fraksjoner fra de yngre skredene i appendiks 1.



Figur 8.5 Beliggenhet til «yngre skred» 1, 2 og 3.



Figur 8.6 Beliggenhet til «eldre skred» 1, 2 og 3.

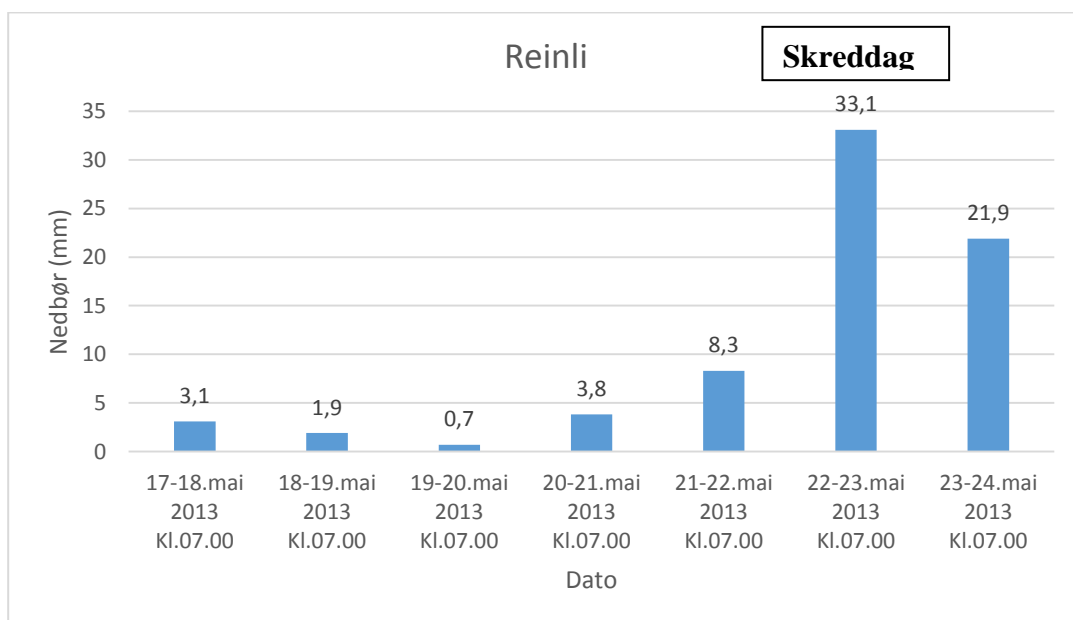
8.3.1 Værobservasjoner for «yngre skred» 1, 2 og 3, dagene i forkant og på skreddagen

«Yngre skred» 1 og 2 – 22. mai 2013

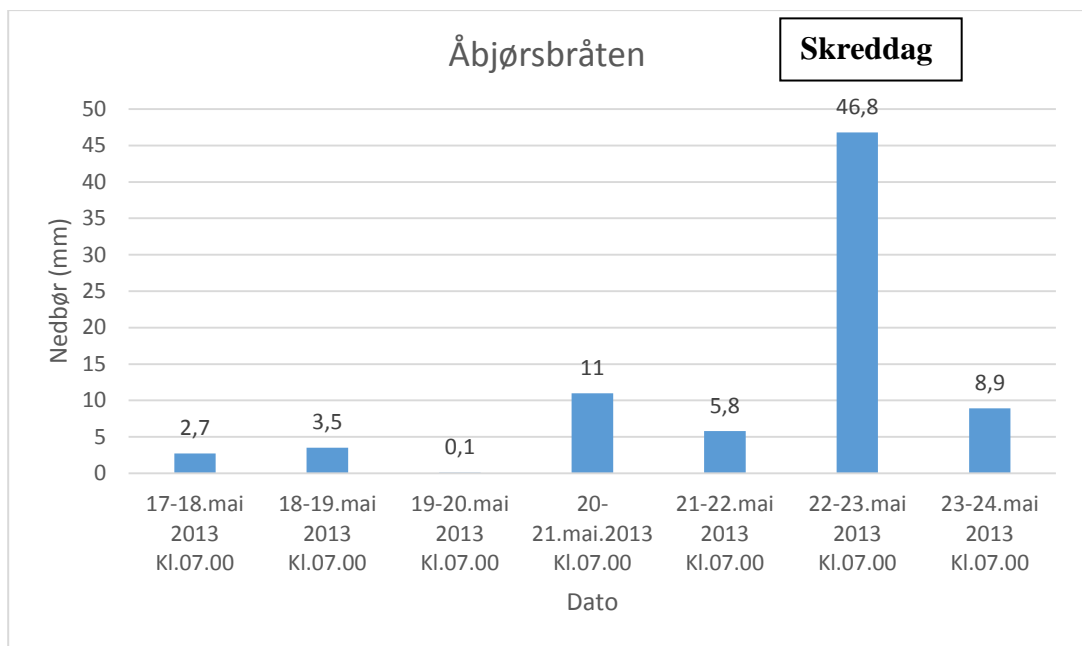
De to yngre skredhendelsene 1 og 2 skjedde på samme dag, 22. mai 2013, og ligger kun 22 km unna hverandre i luftlinje. På denne dagen var det flom- og jordskredvarsel for Oppland fylke. Nedbørmengden dagene fram til skredhendelsen i Etnedalen var som vist i fig. 8.7 og i Aurdal som vist i fig. 8.7 og fig. 8.8. For Etnedal er Reinli i Sør-Aurdal kommune den

nærmeste nedbørstasjonen, 628 moh og omtrent 3 km NV for Bagn. For Aurdal kan både Reinli- og Åbjørsbråten nedbørstasjon benyttes, hvor sistnevnte befinner seg i Nord-Aurdal kommune og er plassert 639 moh og omtrent 8 km NV for Aurdal i luftlinje. Begge nedbørstasjonene er styrt av metrologisk institutt (www.senorge.no).

Årsnedbøren for Etnedal på 500-1000 mm og for Aurdal ligger den på 750-1500 mm. Ved skredhendelsen i Etnedalen var det barmark og området ble ikke påvirket av snøsmelting. I Aurdal derimot var det barmark nederst i dalføret, mens lengre opp i høyden var den samlede snøsmeltinga uka i forkant av hendelsen mellom 20-150 mm (avrenning). Området rundt fv. 33 i Etnedalen var telefritt, mens i Aurdal var det tele i hele skredområdet. Grunnvanntilstanden var generelt høy for begge skredområdene og vannmetningen i jorda lå mellom 70 og 90 % i dagene før og på skreddagen (www.senorge.no).



Figur 8.7 Oversikt over døgnetnedbør i perioden rundt skredhendelse 1 og 2 som begge gikk 22. mai 2013.



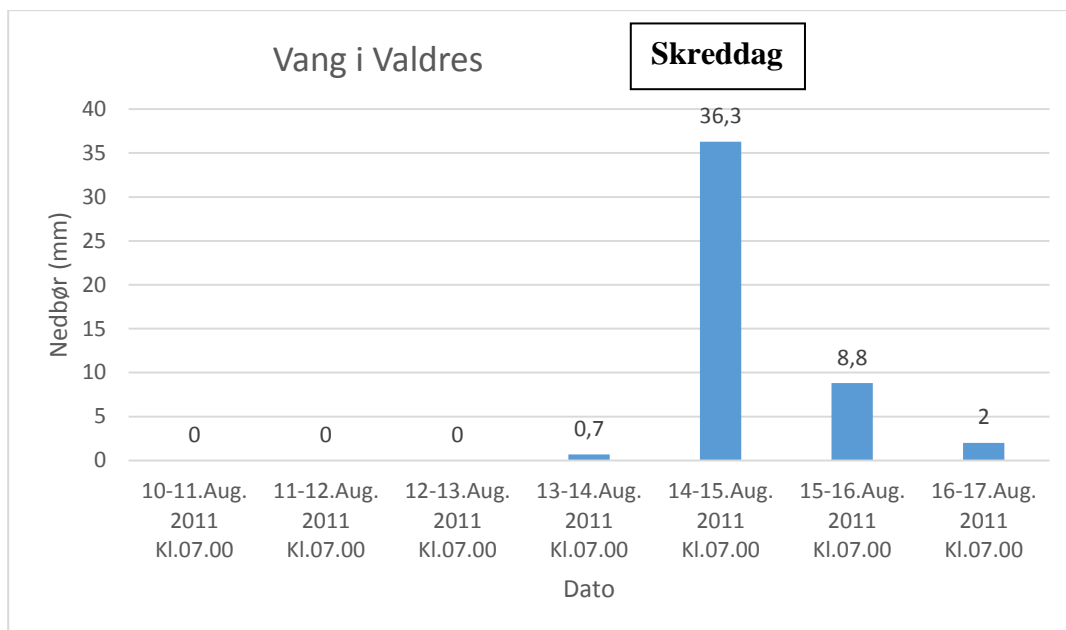
Figur 8.8 Oversikt over døgnetnedbør i perioden rundt skredhendelsene 1 og 2 som begge gikk 22. mai 2013.

% av årsnedbør – skred 1	Ca. 4,5
% av årsnedbør – skred 2	Ca. 4,0

«Yngre skred» 3 – 15. august 2011

Skredhendelsen ved Sletti langs sørsiden av Vangsmjøsa skjedde 15. august 2011 og i dette området er den nærmeste nedbørstasjonen Vang i Valdres, i Vang kommune, 489 moh. Denne er plassert i Vang, omtrent 7 km i luftlinje SØ for skredets lokasjon og er styrt av metrologisk institutt.

Nedbørsmengden dagene fram til skredhendelsen ved Sletti var som vist i fig. 8.9. Årsnedbøren ligger her mellom 1000-2000 mm. Det var barmark i skredområdet og områdene rundt, og det var derfor ingen tele eller snøsmelting. Likevel var grunnvanntilstanden svært høy og vannmetninga i jorda lå under 60 % i dagene i forkant av hendelsen, og mellom 60-70% på selve skreddagen (www.senorge.no).



Figur 8.9 Oversikt over døgnnedbør i perioden rundt skredhendelse 3 som gikk 15. August 2011.

% av årsnedbør – skred 3	Ca. 2,4
---------------------------------	---------

8.3.2 Detaljert beskrivelse av «yngre skred» 1 – Etnedalen

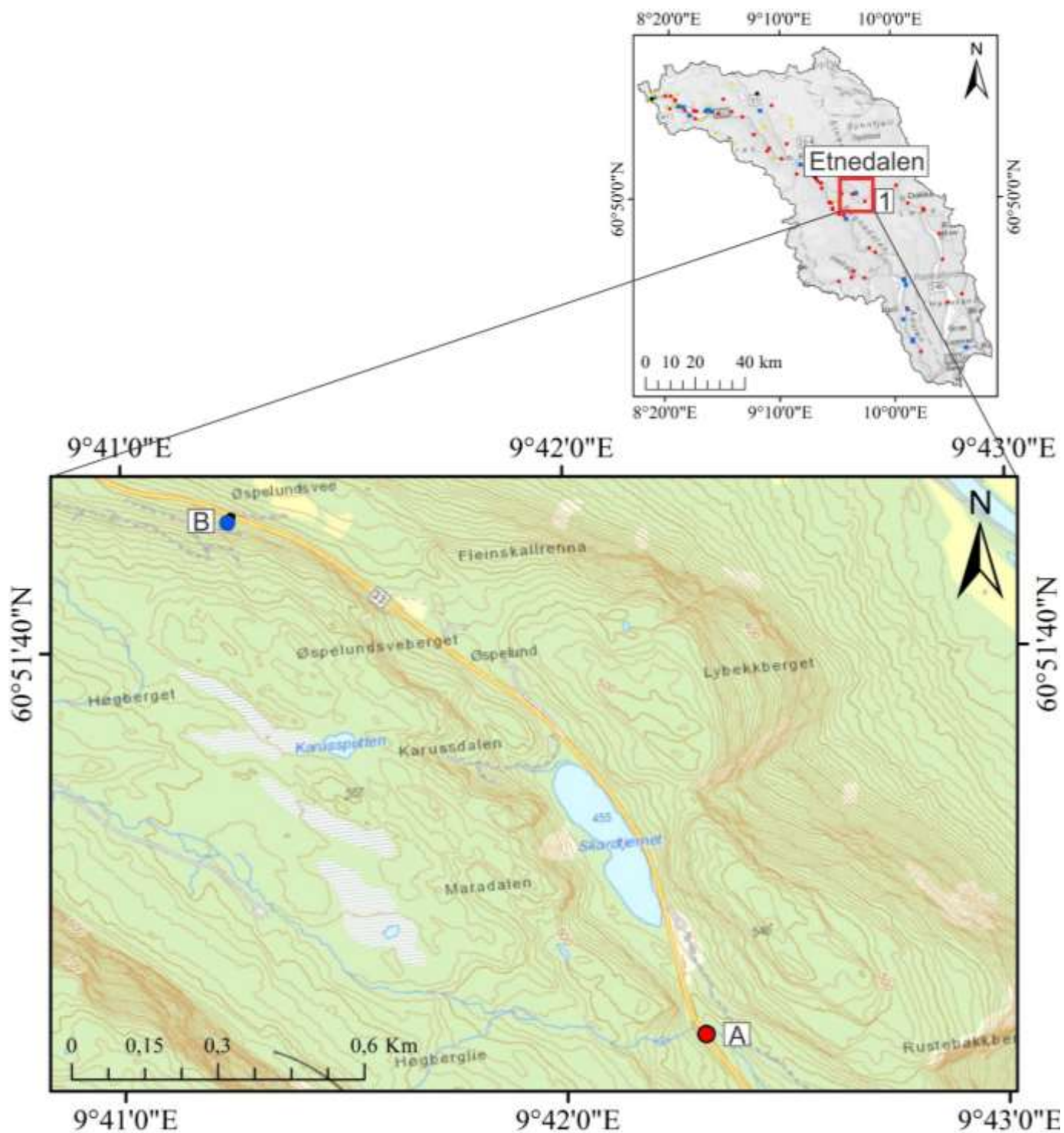
Skredet i Etnedalen ble ifølge Valdres nettavis (Valdres, 2013b) beskrevet som et jordras som stengte Tonsåsvegen (fylkesveg 33) i 18-tiden onsdag 22.mai 2013. I beskrivelsen står det at skråningen raste ut og dekte hele veien like i nærheten av Skartjern. Likevel ble veien trolig åpnet kort tid etter hendelsen da det ikke var store masser som raste. Fig. 8.10 viser skredmassene på fv. 33 etter skredhendelsen.

I databasen var denne skredhendelsen plassert omtrent 1,5 km SØ for det faktiske skredet, og registreringen av hendelsen er blitt gjort i regObs den 07.06.2013. Tidspunktet for skredtidspunktet ble beskrevet som eksakt, riktig plassering skulle være innenfor en radius på 500 m og det eneste som ble skadet var fv. 33. Det fantes ingen trafikkmelding for denne hendelsen og heller ingen dobbeltregistreringer.

Den korrekte plasseringen av skredet er ca. 1 km nord for Skardtjernet i Etnedalen, på sørsiden av fylkesvei 33 i Etnedal kommune i Oppland fylke (fig. 8.11).



Figur 8.10 Skred 1 ved Fylkesvei 33 i Etnedalen i Etnedal kommune den 22.05.13 (Valdres, 2013b).

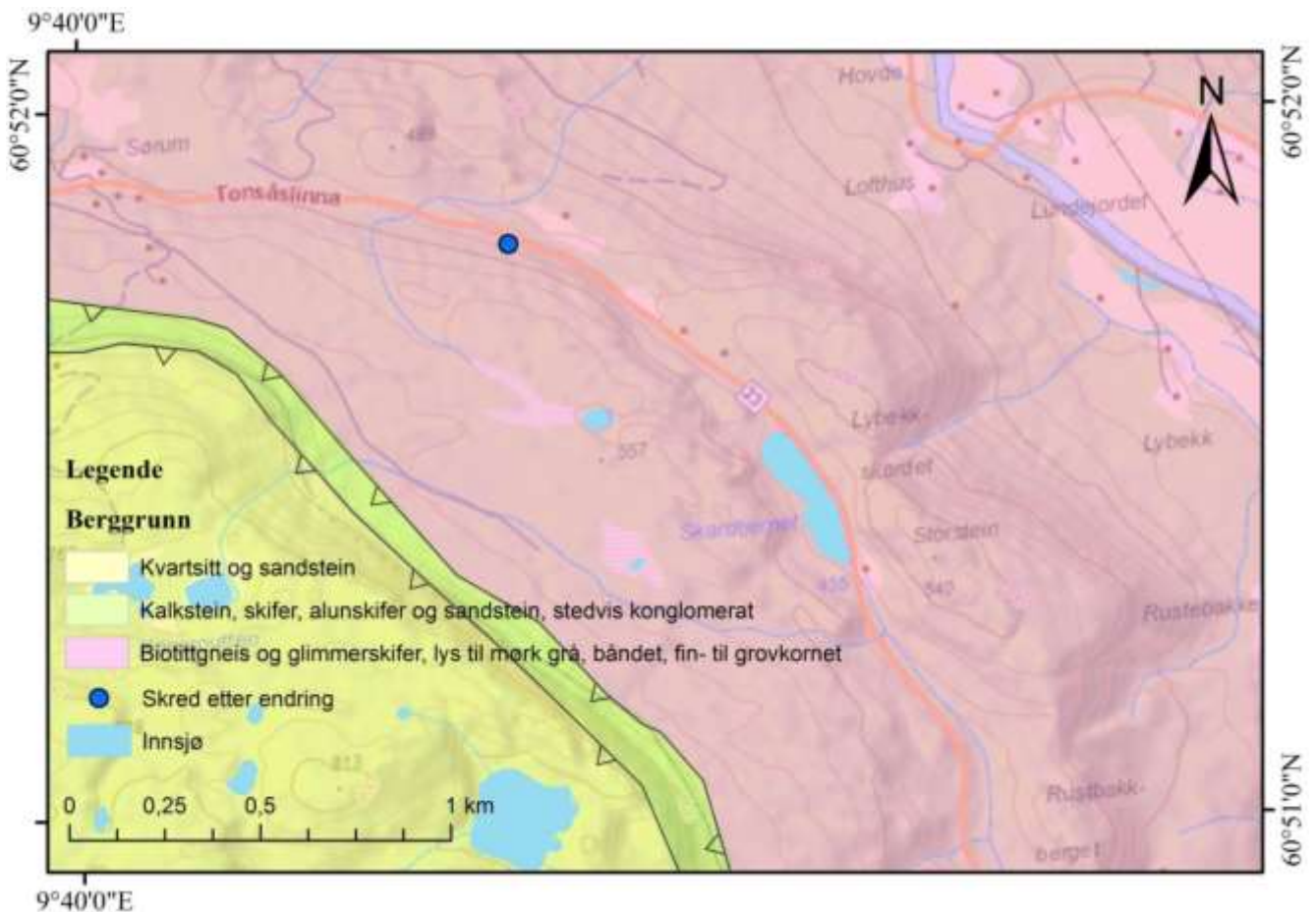


Figur 8.11 Lokalisering av skred 1 i forhold til resten av studieområdet. A) Opprinnelig plassering av skredhendelsen i databasen og B) faktisk plassering av skredhendelsen, lokalisert etter feltarbeid.

Geologiske beskrivelse av området

Berggrunn

På plataet i overkant av skredet består berggrunnen av et område med kvartsitt og sandstein, mens nede i Etnedalen finnes biotittgneis og glimmerskifer som er lys til mørk grå, båndet og fin- til grovkornet. Her finnes også steder med linser av amfibolitt og kropper av ortogneis med tonalittisk til granittisk sammensetning. Mellom disse to områdene finnes et smalt område med kalkstein, skifer, alunskifer og sandstein. Det finnes også konglomerat flere steder her, og bergartene kan være stedege langs grensen mot grunnfjellet. Disse tre bergartsområdene skilles av skyveforkastninger (fig. 8.12). I felt var noe av grunnfjellet blottlagt midt i skredsåret og dette hadde en foliasjon som var sub-parallell med skråningen

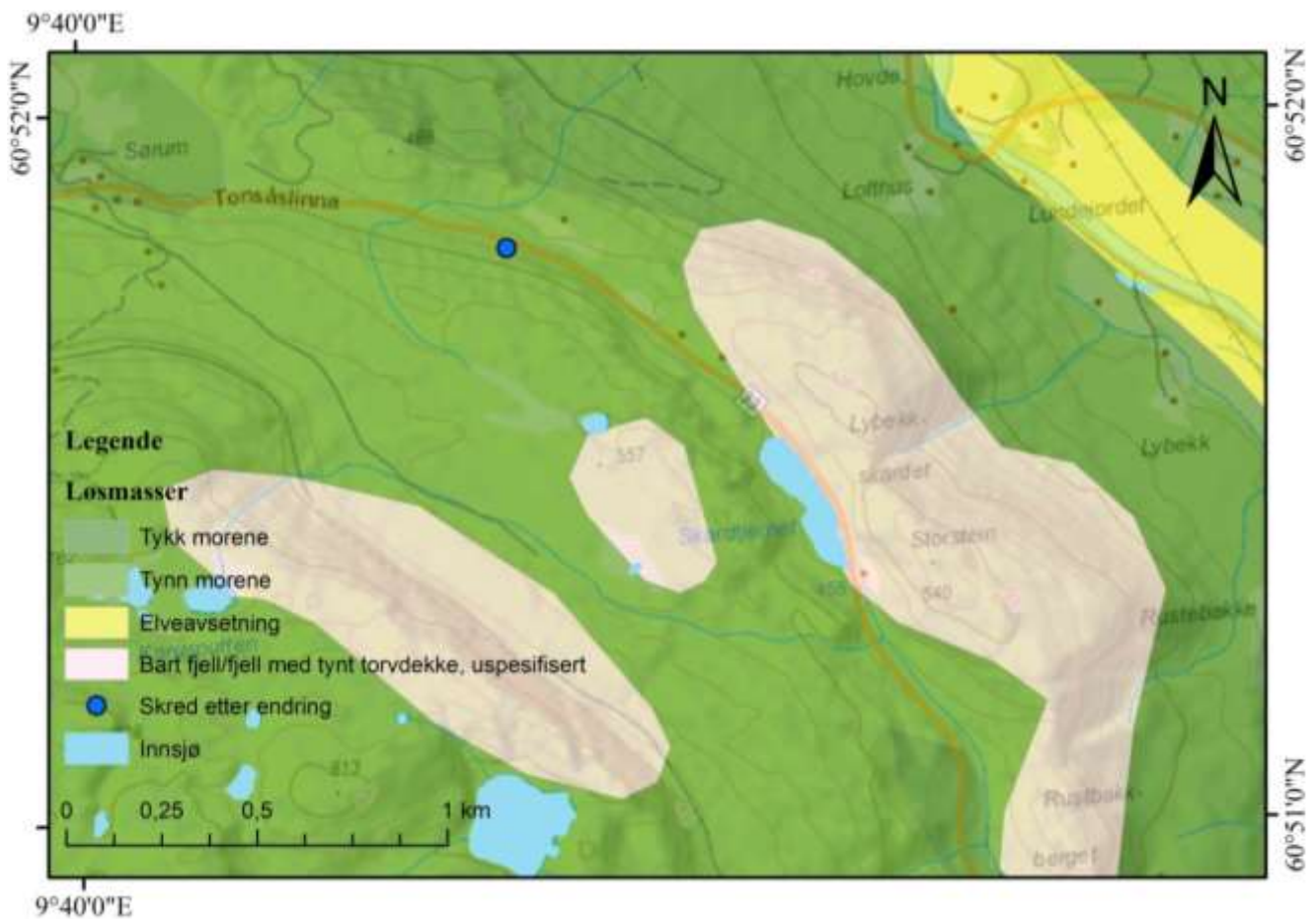


og dermed dannet en glatt overflate.

Figur 8.12 Berggrunnsgeologien ved skred 1 i Etnedal. Bergartsområdene skilles av skyveforkastninger som er markert med trekkanter (beskrivelsene av berggrunnen er noe forkortet på figuren) (fra NGU).

Løsmasser

Dette skredområdet er dominert av tynt og tykt morenedekke, stedvis blotninger av bart fjell og elveavsetninger langs elva Etna (fig. 8.13). Selve skredet gikk hvor det er avmerket tynt dekke av morenemateriale. Gjennom feltarbeid ble det målt varierende tykkelse fra litt over 0,5 m SØ i skredsåret til mer enn 1,7 m rett NV for den fremre bruddkanten. De største blokkene/klastene som ligger igjen i skredsåret har en diameter opp mot 0,8 m (fig. 8.19b). Flere detaljer om løsmassene fra skredet beskrives nærmere i appendiks 1.



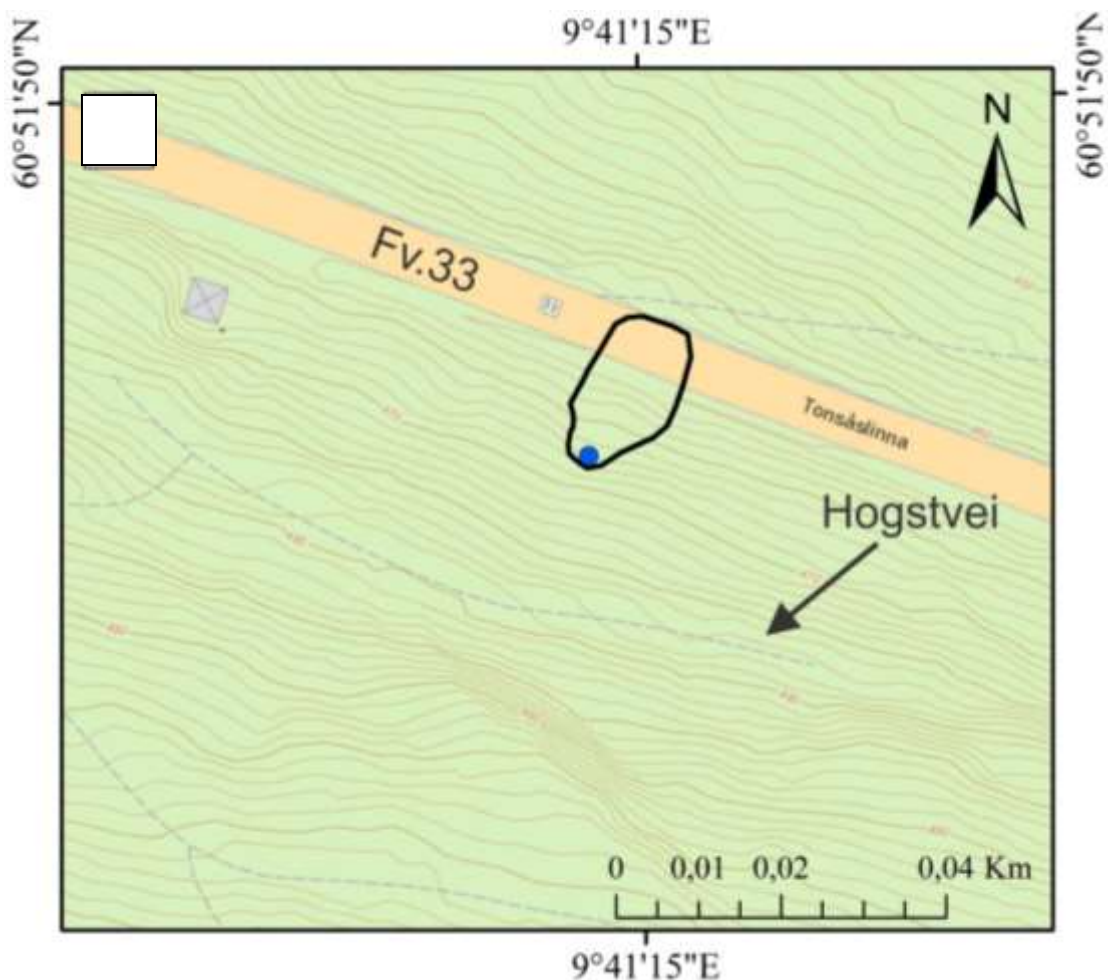
Figur 8.13 Løsmasse-geologien ved skredet i Etnedalen (fra NGU).

Geomorfologisk beskrivelse av området

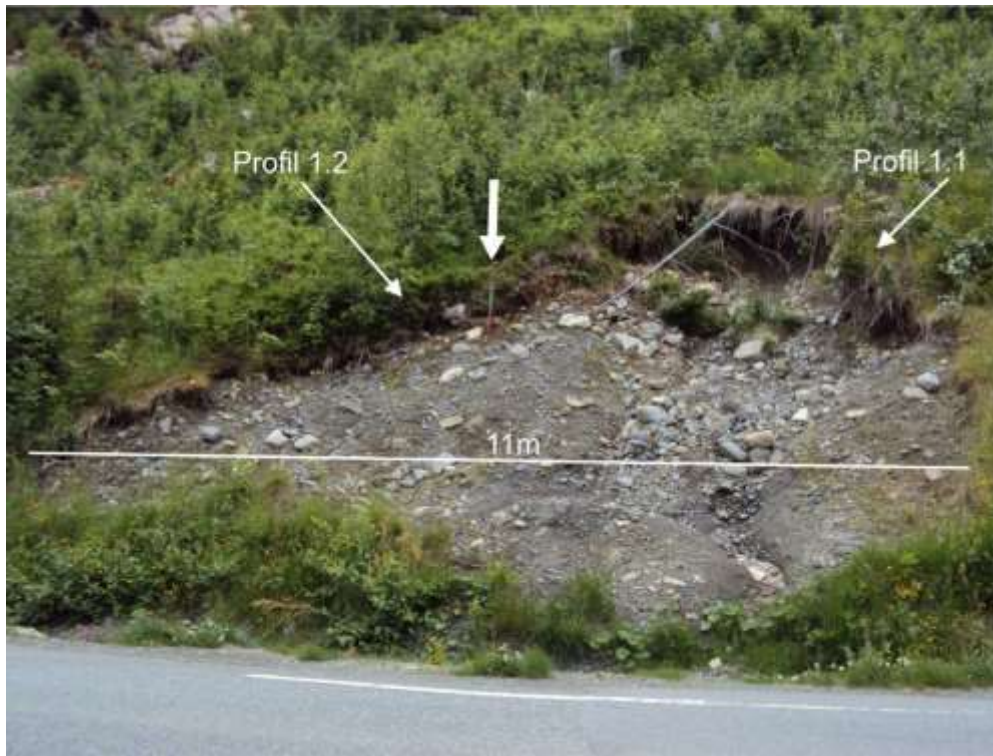
Skredområdet opptrer i dag som en forsenkning på oversiden av fv. 33 (fig. 8.14, fig. 8.15 og fig. 8.16). Skredsåret har bredde 11,0 m, utstrekning på 12,4 m og maksimal skreddybde er 1,6 m. I det midtre området er helningen på skredet 28° , mens terrenget ellers har en helning på 30° . Grunnfjellet er så vidt blottlagt i senter av skredsåret, mens det ellers ligger et tynt løsmasse-dekke i resten av skredsåret.

Skredets bakre bruddsone har en bredde på 4,3 m, bestående av en hoved-bruddkant og en senket blokk av mer kohesive løsmasser som danner en mindre bruddkant (Fig.8.15 og 8.18). Blokken har glidd 1,3 m langs skredets glideplan, og hoved-bruddkanten ligger 1,7 m bak den fremre, mindre bruddkanten. Høyden fra den fremre bruddkanten og ned til glideplanet er 1,4 m. Helningen av skredsåret målt på glideplanet i underkant av den fremre bruddkanten er 56° .

Avsetningene fra dette skredet ble ikke studert da de i ettertid har blitt fjernet. Fig. 8.10 viser løsmassene liggende på asfalten med vegetasjon før de ble fjernet.



Figur 8.14 Skredets endelige plassering og dets utstrekning ut på fylkesvei 33. Én av hogstveiene i området er også synlige. Lidar-data og flyfoto er ikke tilgjengelig etter skredhendelsen for dette området.



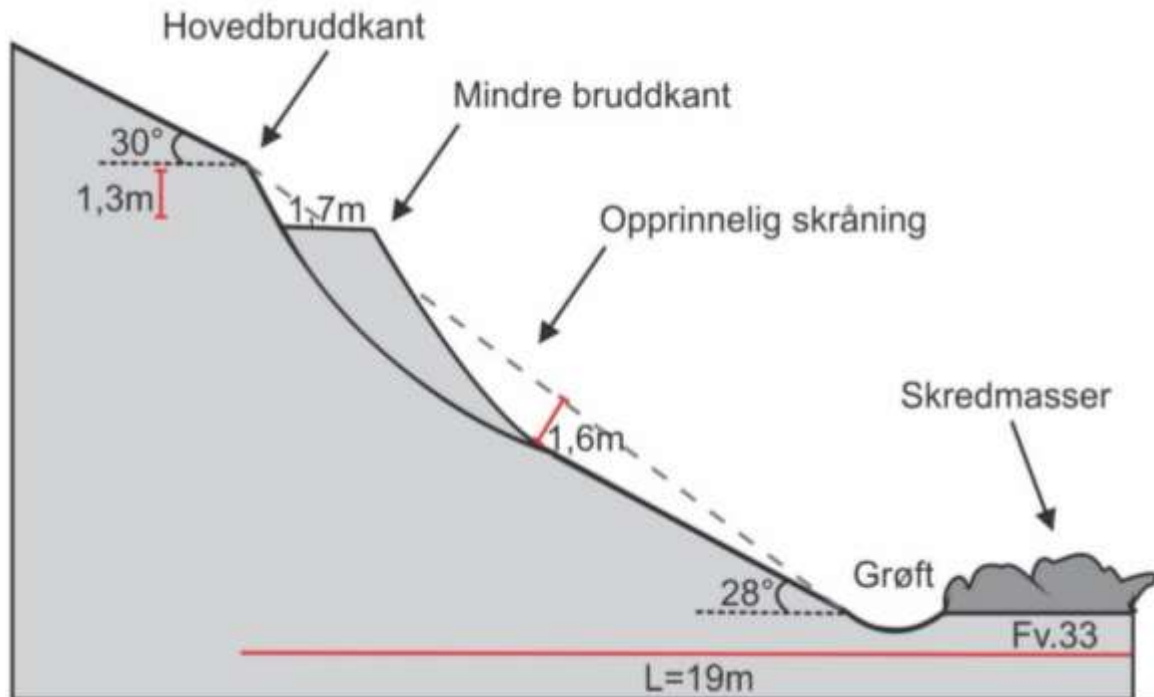
Figur 8.15 Oversiktsbilde av jordskredet i Etnedalen med beliggenheten til profil 1.1 og 1.2 og den maksimale bredden. Den hvite pilen viser spade som skala.



Figur 8.16 Oversiktsbilde over skredområdet før skredhendelsen, hentet fra google kart, «street view» tatt i år 2010. Hvitt polygon viser skredets posisjon i skråningen.



Figur 8.17 Beliggenheten til fv. 33 og kummen i forhold til skredsåret (hvit pil viser spade til skala).



Figur 8.18 Skisse av skredprofilen som viser hovedbruddkanten, en senket blokk og en mindre bruddkant i øvre del av skredet.

Andre observasjoner i skredområdet

- Små hull med en diameter opp mot 3 cm og en avstand til hverandre på opp mot 3 cm er synlige i de gjenværende sedimentene i skredsåret (fig. 8.19a).
- Ved skredposisjonen og i området rundt har det foregått skoghogst som har fjernet alle større trær i skråningen (fig. 8.19d). Det finnes kun småtrær og busker nederst i skråningen mot hovedveien og større trær på plataet i overkant av skråningen. Småtrærne er omtrent 3 m høye og har en diameter på 3-10 cm.
- På grunn av skoghogst kan man se smale hogstveier etter skogmaskiner i området flere steder (fig. 8.20). Én av disse hogstveiene er lokalisert omtrent 20 m i overkant av skredets bruddkant, heller svakt mot øst og stopper brått. Den ligger helt inn mot grunnfjellet.
- Vegetasjonen ellers er frodig og består av blåbærlyng, gress, mose, busker, små bjørketrær og grantrær. Flere meter ovenfor skredet og ned til bruddsonen ligger gresset flatt og peker nedover skråningen. Ut ifra dette og topografisk kart kan det se ut til at det her er en liten forsenkning som danner en naturlig dreneringsvei for vann.

- En grensestolpe nederst på østsiden av skredet har rotert 64° fra vertikalen, mot nord (355), mest sannsynlig på grunn av skredhendelsen (fig. 8.19c).
- En kum er plassert i grøfta 5 m NV for skredet. Denne var også der før skredhendelsen (fig. 8.17).
- Røtter fra mindre busker og planter er blottlagt i bruddsonen og har en utstrekning opp mot 0,6 m ned i morenematerialet.
- Asfalten på fylkesvei 33, hvor skredet stoppet, ble ikke ødelagt og er derfor ikke blitt skiftet ut i etterkant av skredhendelsen.



Figur 8.19 Andre detaljer fra skredområdet. a) Små hull i gjenværende løsmasser (eksempler vist med hvite piler), b) typisk størrelse på klaster og blokker i skredaret (hvit pil viser kulepenn til skala), c) rotert grensestolpe i kanten av skredet og d) avkuttede trestammer fra skoghogst.



Figur 8.20 Utsyn utover skredområdet med plasseringen av fv. 33, hogstvei og kum i forhold til skredet.

Type skred

Dette skredet kan betegnes som grunt da det har en maksimal dybde på 1,6 m, og har kort utstrekning på maksimalt 19 m. Helningen på skråningen var 30° , det var ingen definerte kanaler i nærheten av skredet og glideflaten til skredet var plant. Ut ifra bildet av skredmassene fra Valdres (2013b) har skredmassene beveget seg med en glidende bevegelse og ikke blandet seg sammen under hendelsen. Skredet faller derfor under bevegelsestypen *glidning (slide)*. Siden løsmassene består av morenemateriale blir dette skredet ut ifra den nye klassifikasjonen definert som et *plant jordskred*, tilsvarende *gravel/sand/debris slide* ifølge den engelske klassifikasjonen av Hungr et al. (2013).

Dato	22. mai 2013
Helning av skråning	30°
Bredde	11 m
Lengde	19 m
Omtrentlig volum	~100 m ³
Materiale	Morene
Oppgitt skredtype i database	Jordskred
Oppdatert skredtype	Plant jordskred

Statistiske betingelser/utløsende faktorer

Ved dette skredområdet finnes naturlige statistiske betingelser som kan ha tilrettelagt for denne hendelsen, som at helningen på skråningen er 30° og består av morenemateriale som ligger over grunnfjellet. Også tre menneskeskapte statistiske betingelser er til stede hvor én av disse er fv. 33 som ikke ser ut til å ha gjort skråningen nærmest veien brattere, men mer ustabil da løsmasser er blitt fjernet. 20 m i overkant av skredets bruddkant finnes også en hogstvei som kan ha medført endring av naturlige drensveier nærmest skredet (Sidle et al., 1985). Dette ut ifra at gresset ned mot skredet fra hogstveien ligger flatt og ut ifra at konturlinjene på topografisk kart viser en innsynkning på samme sted. Den tredje betingelsen er at skogen i området ble fjernet for minimum 5 år siden (dette vises på fig. 8.16) noe som har ført til at kun vegetasjon med mindre rotsystem finnes i skråningen (Sidle, 2005).

Ut ifra værforholdene i forkant og på selve skreddagen kan det med stor sikkerhet sies at utløsende faktor for dette skredet var store nedbørsmengder (fig. 8.7). Snøsmelting var ikke en utløsende faktor da det var barmark i dette området (www.senorge.no).

Fare for gjentagelse

Denne skredhendelsen har ført til at deler av morenematerialet i skråningen ovenfor fv. 33 er blitt borte, noe som igjen har fjernet støtten for de overliggende løsmassene i skråningen. Ut ifra at skogen også er fjernet i denne skråningen og noe vann føres ned mot skredarret grunnet hogstveien i overkant, vil det være fare for gjentagelse av skredhendelse i dette området.

8.3.3 Detaljert beskrivelse av «yngre skred» 2 - Aurdal

Skredhendelsen i Aurdal gikk omtrent kl.19.30 22. mai 2013, og ble beskrevet i Valdres nettavis (Valdres, 2013a), Porsgrunns dagblad (pd.no, 2013) og Oppland arbeiderblad (oa.no, 2013) (fig. 8.21 og fig. 8.22). Overskriften i Valdres nettavis nevner at E16 ble stengt i Aurdal da et jordras gikk over veien sør for Aurdal der fartsgrensen endres til 50-sone. Det opplyses også at veien ble sperret og folk i området ble evakuert. Overskriften i Porsgrunn dagblad beskriver at jordras tok et bolighus hvor det befant seg to voksne og tre barn som måtte flykte ut av et vindu. Ingen ble skadet, men familien beskrev at de hørte et stort drønn og at de så tømmerstokker komme mot huset. Det beskrives også at raset fortsatte ned mot E16. Overskriften i Oppland arbeiderblad forteller om trestammer som plutselig kom fykende gjennom veggen omtrent kl.19.30 22. mai 2013 på grunn av et jordras. Jordrasen skulle ha tatt med seg store deler av skogen ovenfor huset som førte til skade på tre hus. Ingen menneskeliv gikk tapt. Det kom ikke klart fram i disse avisene hvorvidt det var ett eller flere skred i området og om det foregikk over flere dager.

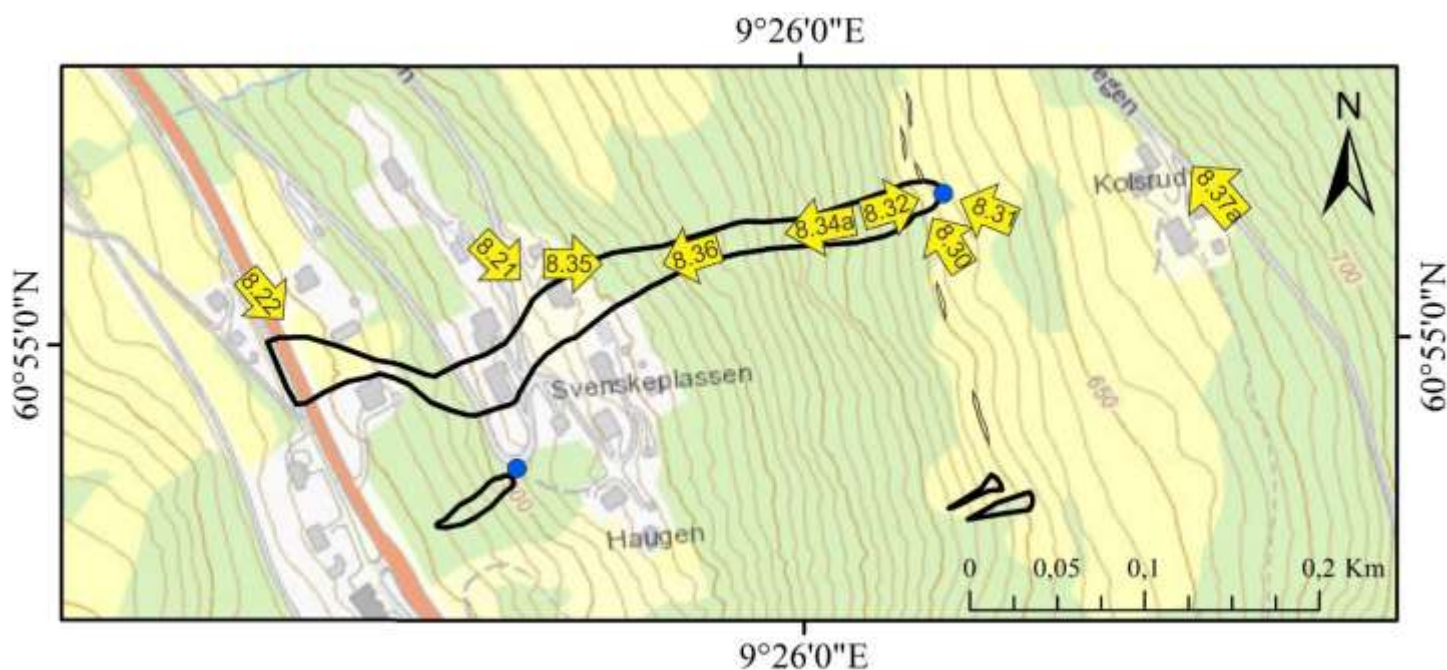
I databasen er det en dobbeltregistrering for denne skredhendelsen hvor to punkter som representerer skred er plassert 80 m fra hverandre (fig. 8.23). Det østligste punktet beskriver en skredhendelse den 22. mai som ble registrert 26. september 2013 av Astor Furseth. Her blir tidspunktet for hendelsen beskrevet som nokså nøyaktig med en usikkerhet på 30 minutter og riktig plassering skulle være innenfor en radius på 10 m. Det vestligste punktet beskriver en skredhendelse den 23. mai som ble registrert 08. juni 2013 av NVE. Her blir tidspunktet for hendelsen beskrevet som eksakt og riktig plassering skulle være innenfor en radius på 1000 m. For begge punktene i databasen står det beskrevet at ingen personer ble skadet, men derimot bygninger, veier og annet, samt ble det utført evakuering.

Skredet er plassert nedenfor gården Kolsrud, på Svenskeplassen, ca. 1,5 km SØ for Aurdal sentrum, i en sørvest-vendt skråning nedenfor Kolsrud gård, i Nord-Aurdal kommune i Oppland fylke. Det ble utløst den 22. mai 2013 og strakte seg helt ned til E16 som gjorde at det ble registrert i databasen. Det finnes tre veimeldinger for dette området i tidsrommet rundt skredhendelsen; én som varslet stengt vei pga. jordras, én som varslet at ett felt langs E16 var stengt på grunn av flom og én som varslet at E16 var åpnet igjen.

Det finnes informasjon om skredområdet i Kronholm and Snilsbeig (2013), en rapport om skredfarevurdering av boligfeltet hvor skredet gikk. Denne ble utarbeidet av Asplan Viak for NVE 30.september 2013. Rapporten beskriver at skredet løsnet i en åkerreine som befinner seg nedenfor et jorde og at det fulgte en liten bekk nedover en skråning med tett skog. Masser fra jordet over åkerreina, samt løsmasser i skredbanen ble revet med slik at mye bart fjell kom til syne. Formålet til rapporten var å tegne faresoner for skred med nominell årlig sannsynlighet på 1/100 og 1/1000, og å gi forslag til sikringstiltak dersom boliger befant seg innenfor disse sonene.

Skredet strekker seg hele veien fra åkerreina nedenfor Kolsrud gård og ned til E16 som er en strekning på omtrent 380m (som samsvarer med Kronholm and Snilsbeig (2013)). Ifølge vitner samlet mesteparten av skredmassene seg opp ved tre bolighus midt i skredløpet som nå er revet, men totalt ble fire hus skadet av dette skredet.

Oversiktsfigur: Nedenfor vises en oversikt over skredområdet med gule piler som viser



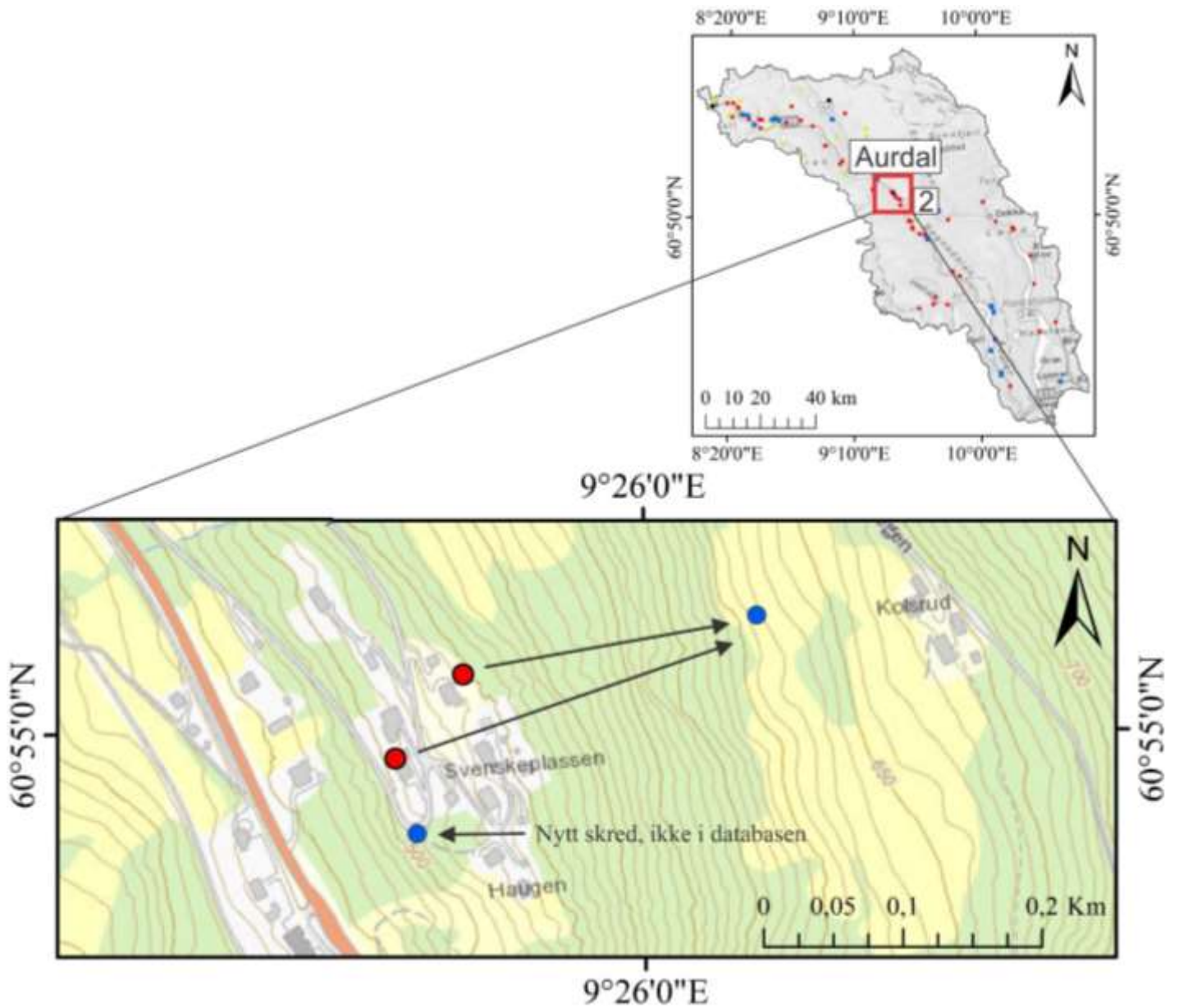
hvilke retning flere av bildene er tatt. Tallet på pilene indikerer figurnummer.



Figur 8.21 a) Det øverste og første av de fire husene som ble truffet av jordskredet i Aurdal med nr. 99/20 og b) noe av avsetningene på veien nedenfor dette huset (oa.no, 2013, pd.no, 2013).



Figur 8.22 a) Det nederste og siste av de fire husene som ble truffet av jordskredet i Aurdal med nr. 99/36 og b) E16 rett nedenfor dette huset. Her består skredet for det meste av vann og finstoff (Valdres, 2013a).



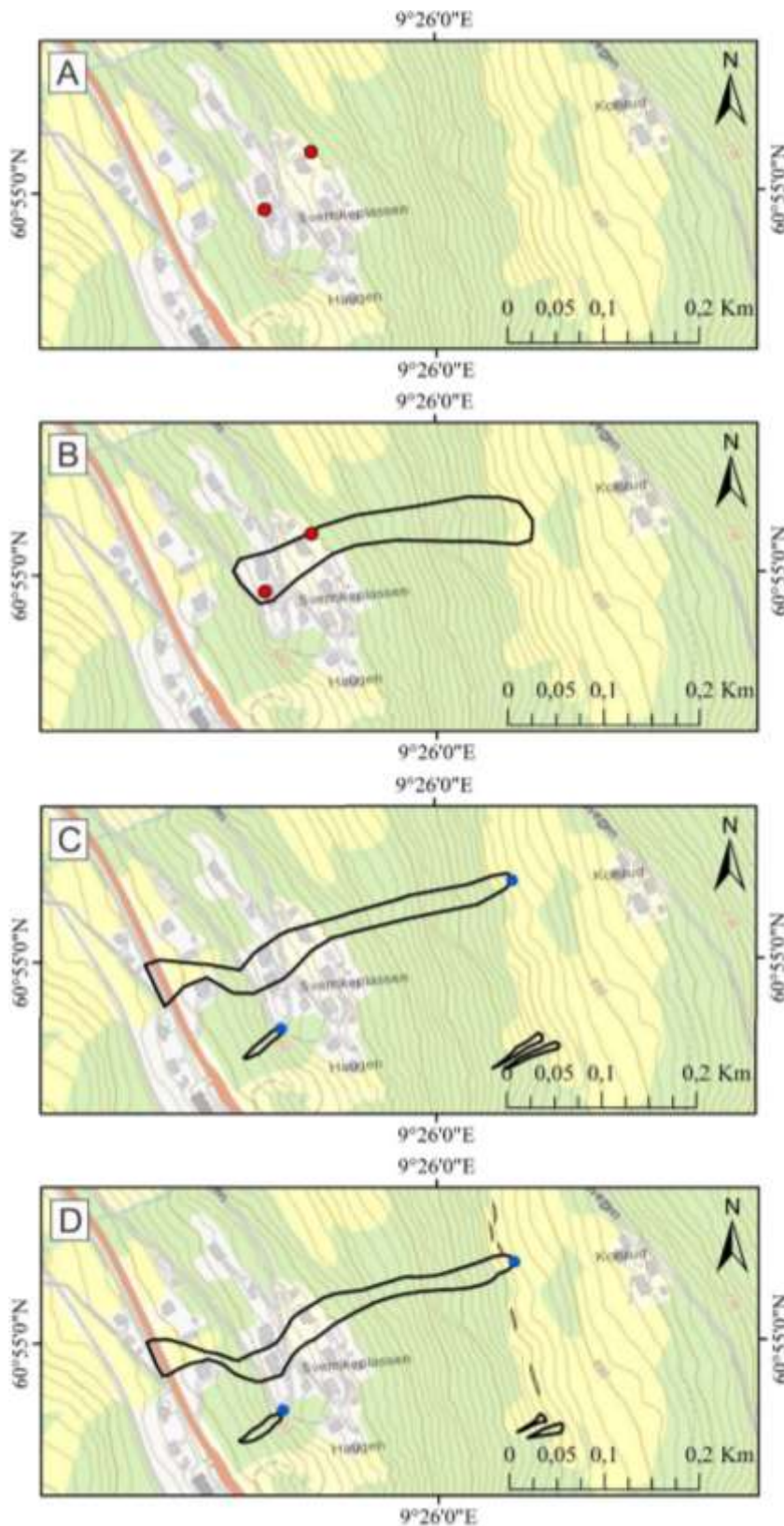
Figur 8.23 Lokalisering av skred 2 i forhold til resten av studieområdet. Røde punkter viser skredregistreringer fra databasen, mens blå punkter viser punkter etter nærmere analyse.

Fremgangsmåte for å bestemme skredpolygonets endelige form

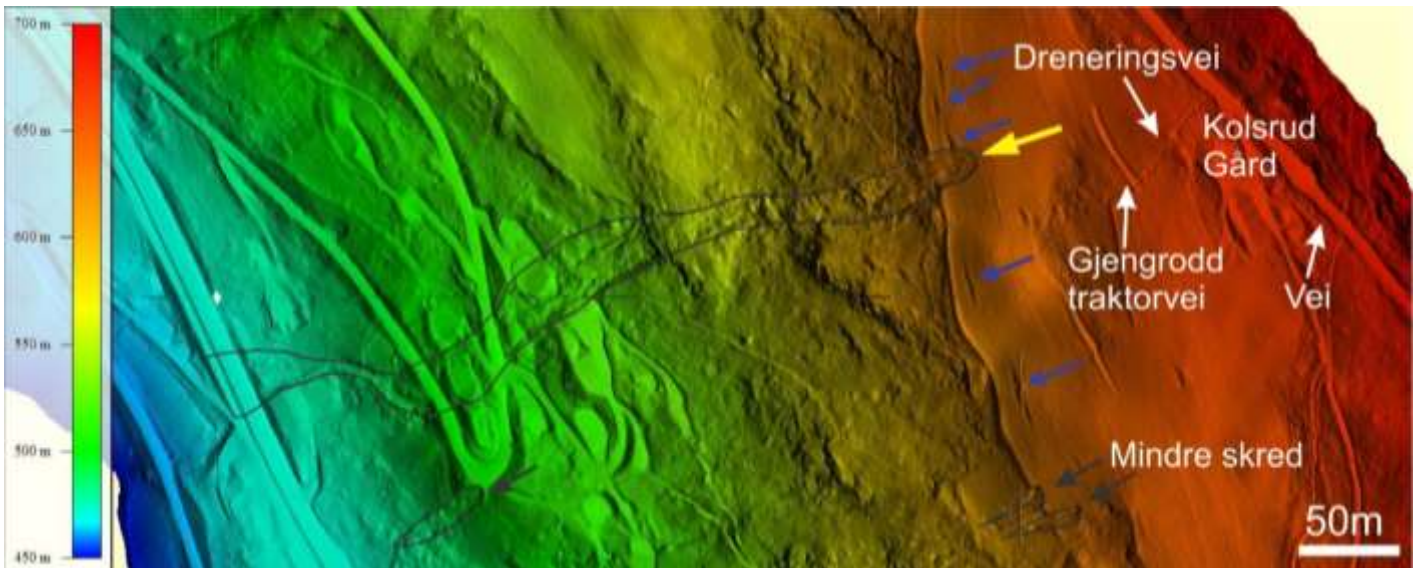
- 1) For å finne lokasjonen og utbredelsen til dette skredet måtte registreringene i databasen studeres. Ved Svenskeplassen SØ for Aurdal sentrum var det to registreringer i databasen, én som var registrert som en jordskredhendelse den

22.05.2013 ved Kølslrud (lengst øst), og én som var registrert som en «ikke angitt»-skredtype den 23.05.2013 (lengst vest) (fig. 8.24A).

- 2) Deretter var det mulig å studere flyfoto og topografisk kart i ArcMap. På flyfoto var det ikke mulig å se skredhendelsen da disse bildene var tatt før skredhendelsen fant sted. Neste alternativ ble derfor å studere konturlinjer på topografisk kart for å lokalisere forsenkninger i terrenget. Ut ifra dette ble et røft skredpolygon tegnet som kunne vise omtrentlig plassering (fig. 8.24B). I denne prosessen var informasjon fra media viktig, for å få et inntrykk av størrelsen på skredet og skadene det hadde ført til.
- 3) I felt var det lettere å få et mer helhetlig bilde av skredet, og det kom tydelig fram at skredpolygonet tegnet kun fra topografisk kart var for bredt. Målinger av skredløpets bredde ble målt ved flere lokaliteter, og skredpolygonet ble mer presist ved å tegne dette i kombinasjon med konturlinjer i topografisk kart (fig. 8.24C). Dessuten hjalp feltturen til med å identifisere et mindre skred i svingen av Høgdingsvegen og to mindre skred 175 m SØ for hovedskredets bruddkant.
- 4) Ved å få tilgang til lidar-data som var samlet inn kort tid etter skredhendelsen ble det mulig å tegne et enda mer nøyaktig polygon for hovedskredet, og for de tre mindre skredene i området. Dessuten ble skrenter i overgangen mellom bratt og slakt terreng først synlige ved studie av lidar-data (fig. 8.24D og fig. 8.25).



Figur 8.24 Utviklingen av det endelige skredpolygonet A) Punkter for registrerte skred fra databasen i dette området, B) polygon som viser antatt skredutbredelse etter nærmere studie av topografisk kart, C) polygon som viser antatt skredutbredelse etter feltarbeid, samt to mindre skred SØ for skredet og ett sør for skredet, og D) polygon som viser skredutbredelse etter studie av lidar-data. Tre mindre skred er merket av her også, samt sju skrenter langs kanten av beiteområdet.



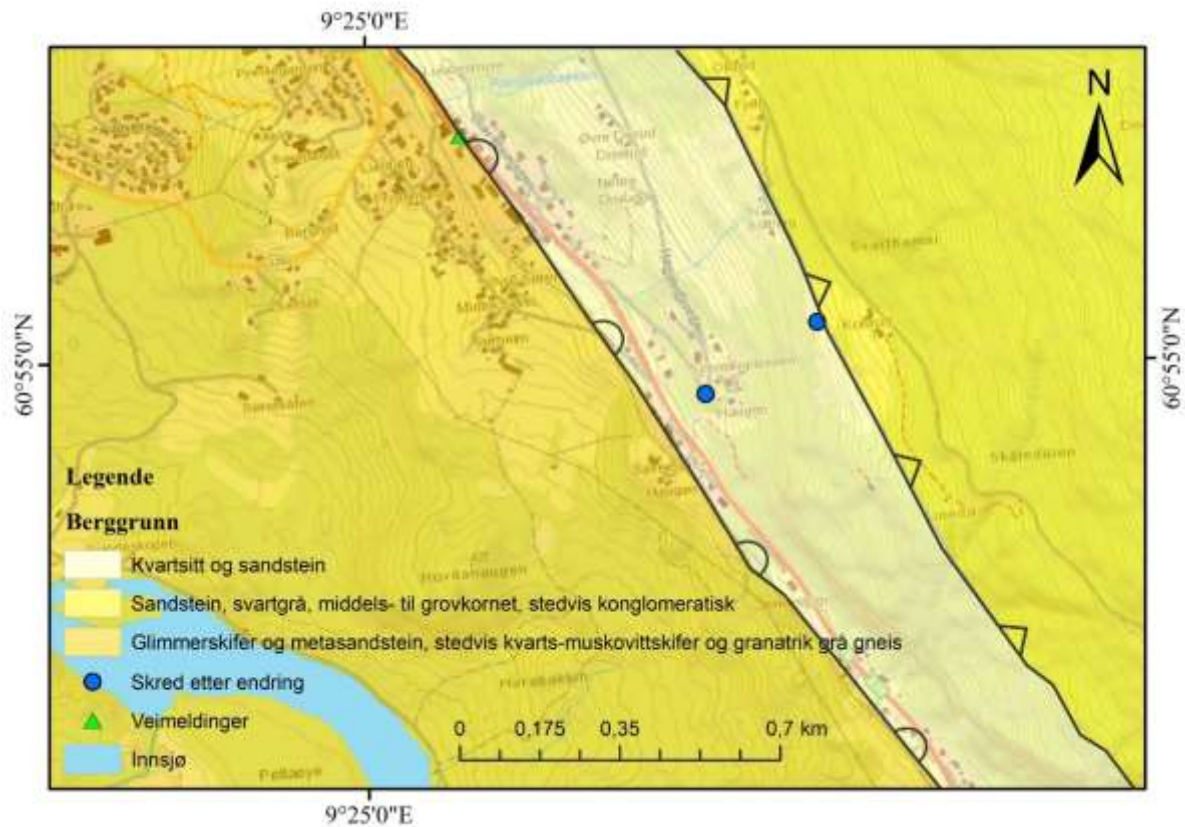
Figur 8.25 Skredområdet fremstilt ved hjelp av lidar-data. Det endelige polygonet viser tydelig hvor skredløpet er lokalisert, samt to mindre skred SØ for skredets bruddkant og ett lite skred i den krappe svingen til Høgdingsvegen. Vegetasjonen er fjernet i visualiseringen.

Geologiske beskrivelse av området

Berggrunn

I området rundt skredhendelsen er det tre regioner av forskjellige bergarter. Selve skredet holder seg innenfor ett område hvor berggrunnen består av kvartsitt og sandstein. Vest for dette finnes et stort område med glimmerskifer og metasandstein. Her er det også stedvis kvarts-muskovittskifer og granatrik grå gneis med enkelte amfibolittsoner som stedvis er migmatittisk eller gjennomsett av granittganger. Disse to områdene skilles av en normalforkastning. I området øst for skredløpet finnes sandstein som er svartgrå, middels- til grovkornet og stedvis konglomeratisk. Dette berggrunns-området skilles fra den midtre sonen av en skyveforkastning (fig. 8.26).

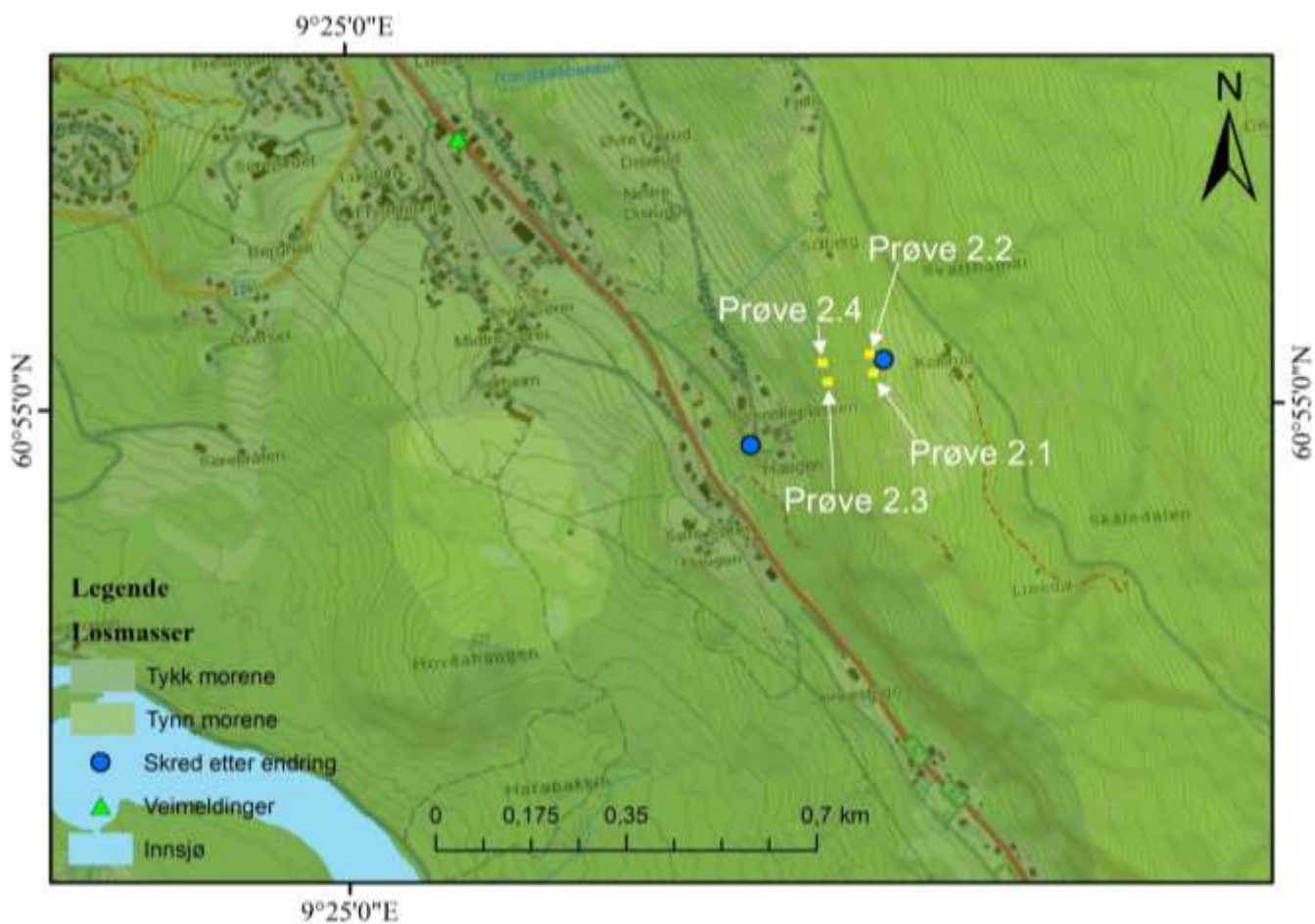
I felt kunne man se grunnfjellet komme til syne flere steder i skredløpet og helningen av dette varierte mellom 20-40°. Det hadde også en glatt, undulerende overflate og tre subvertikale sprekkesett som var dominerende i berggrunnen, hvorav ett av disse i kombinasjon med skråningen dannet et karakteristisk trappetrinnmønster.



Figur 8.26 Berggrunnsgeologien ved skredet i Aurdal. Det finnes både en skyveforkastning og en normalforkastning i nærheten av skredet (beskrivelsene av berggrunnen er noe forkortet i figuren) (fra NGU).

Løsmasser

Skredområdet er dominert av tynt og tykt morenedekke og matjord på jordene i området, inkludert jordet til Kolsrud gård (fig. 8.27). Øvre del av skredet gikk hvor det er avmerket overgang mellom tynt dekke av morenemateriale og matjord nedenfor Kolsrud gård, mens nedre del gikk i tykkere morenedekke. I felt varierte løsmassene i tykkelse fra 0,15 m i øverste del av skredet til mer enn 1,0 m langs sidene av midtre del av skredet. Avsetningene er ikke medregnet her. De største blokkene/klastene i skredsåret har en diameter opp mot 1,20 m. Flere detaljer om løsmassene fra skredet beskrives nærmere i appendiks 1.



Figur 8.27 Løsmasse-geologien ved skredet i Aurdal. Gule punkter viser hvor det er samlet inn sedimentprøver (fra NGU).

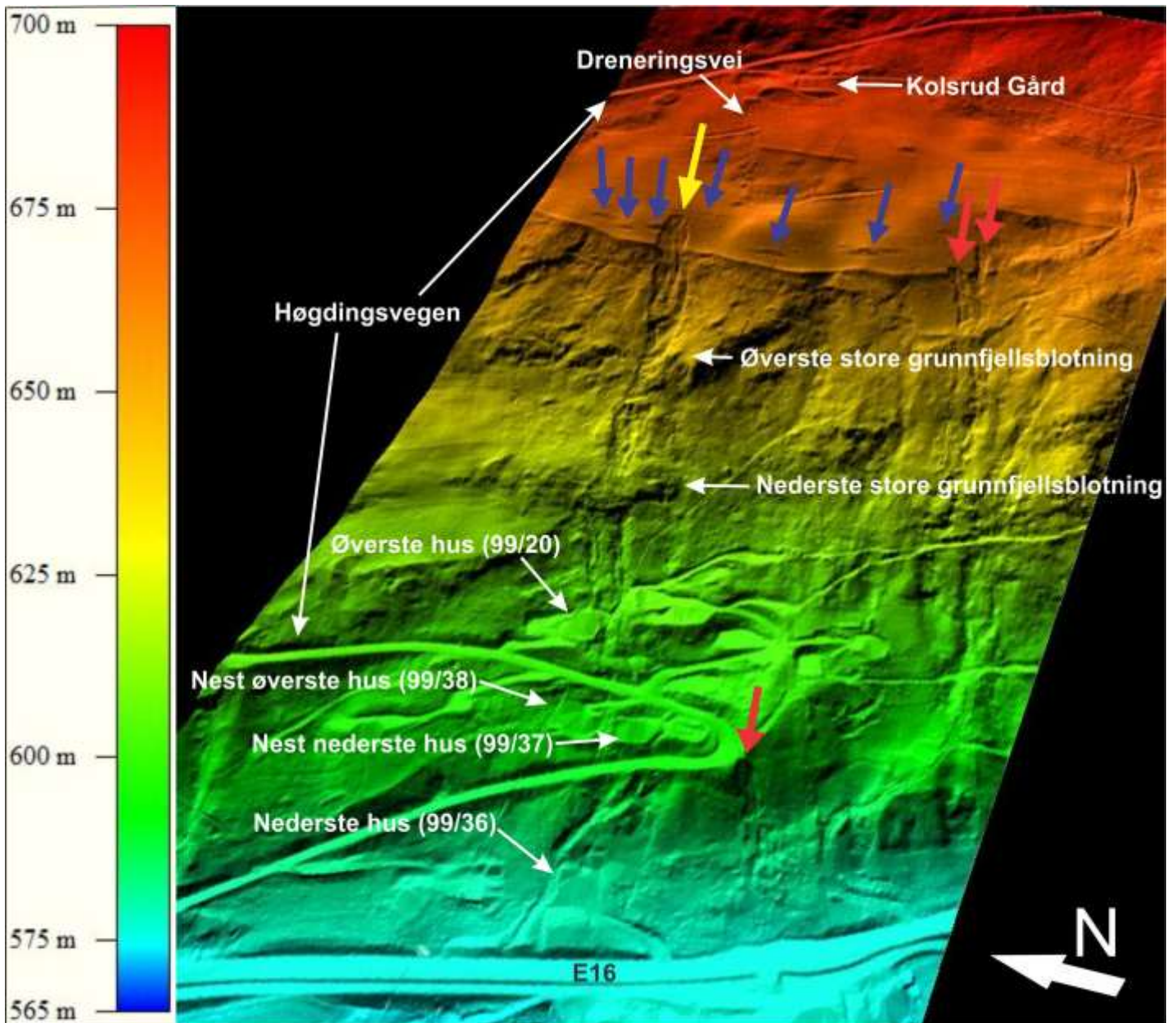
Geomorfologisk beskrivelse av området

Skredet har opptrådt i en skråning uten definerte kanaler, og den øvre delen av skredløpet ligger i overgangen mellom et jorde med 12° helning og en bratt tettgrodd skråning som fører ned til et boligfelt. Ifølge Kronholm and Snilsbeig (2013) fører åkerreina nedenfor jordet til at helningen kan være over 50° øverst i skråningen. Målinger utført i forbindelse med denne oppgaven viser imidlertid at skråningen var mellom $43\text{--}45^\circ$ i de bratteste delene her. I øvre del av skredsåret var helningen 30° .

Fra lidar-dataen er det mulig å se sju avlange skrenter på beiteområdet i overkant av skredområdet orientert i NNV-SSØ retning (fig. 8.28). Disse varierer i lengder fra 12 m (skrent nr. 6), til 17 m (skrent nr. 2), til så lang som 52 m (skrent nr. 7). I bredde varierer de mellom 1 m (skrent nr. 7) og 5 m (skrent nr. 5). Alle sammen ligger parallelt med kanten som markerer overgangen mellom det tidligere beiteområdet og den bratte skråningen.

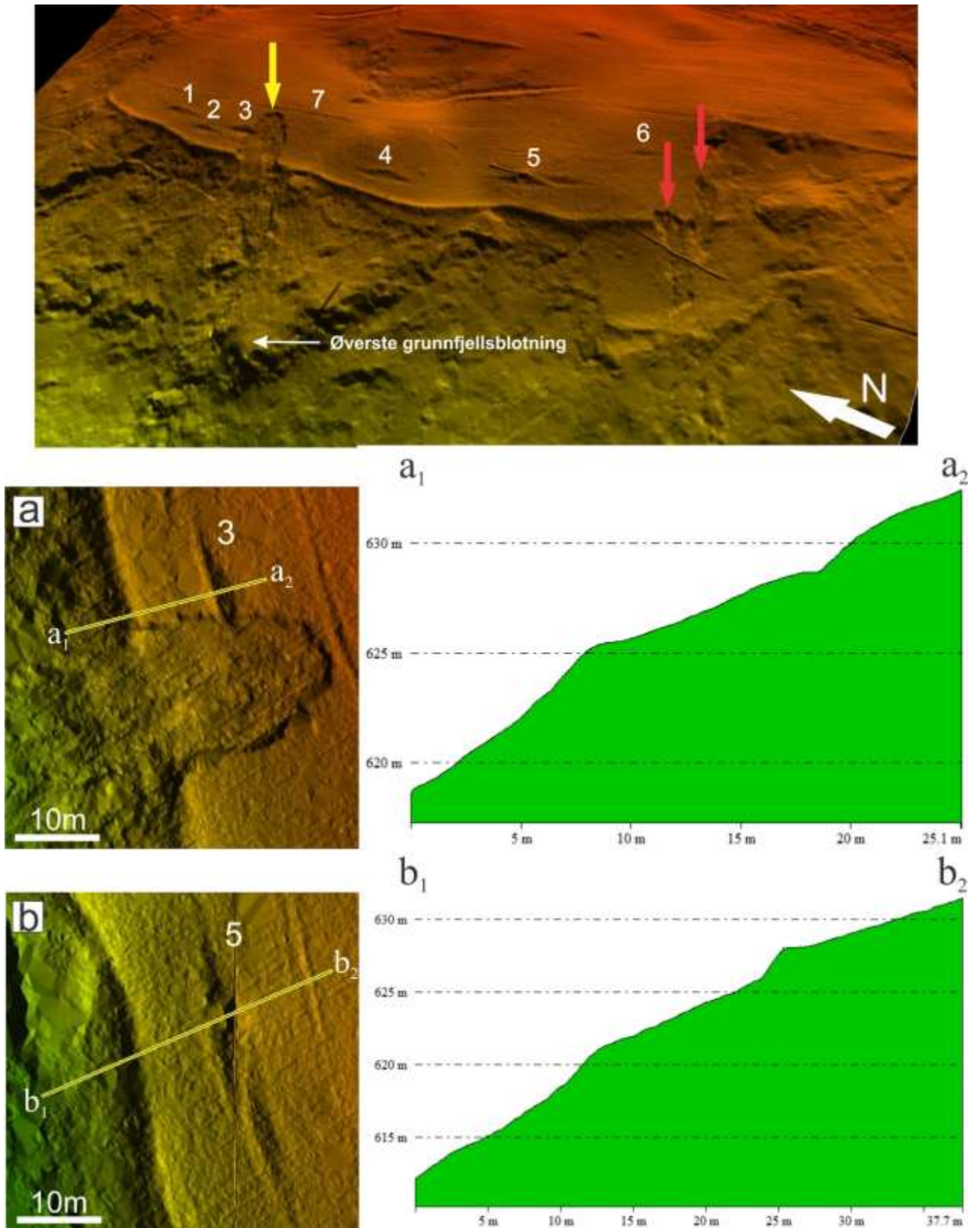
Jordskredet kutter gjennom én av disse skrentene (skrent 3), mens den lengste ligger 1 m i overkant av skredets bruddkant (fig. 8.29). I felt så disse skrentene ut som store «trappetrinn» hvor løsmasser har glidd nedover skråningen over lang tid (fig. 8.30).

175 m SØ for skredets bruddkant ligger også to mindre skred som også har startet i overgangen mellom slakt og bratt terreng. Disse ble observert i felt og er i tillegg nevnt i

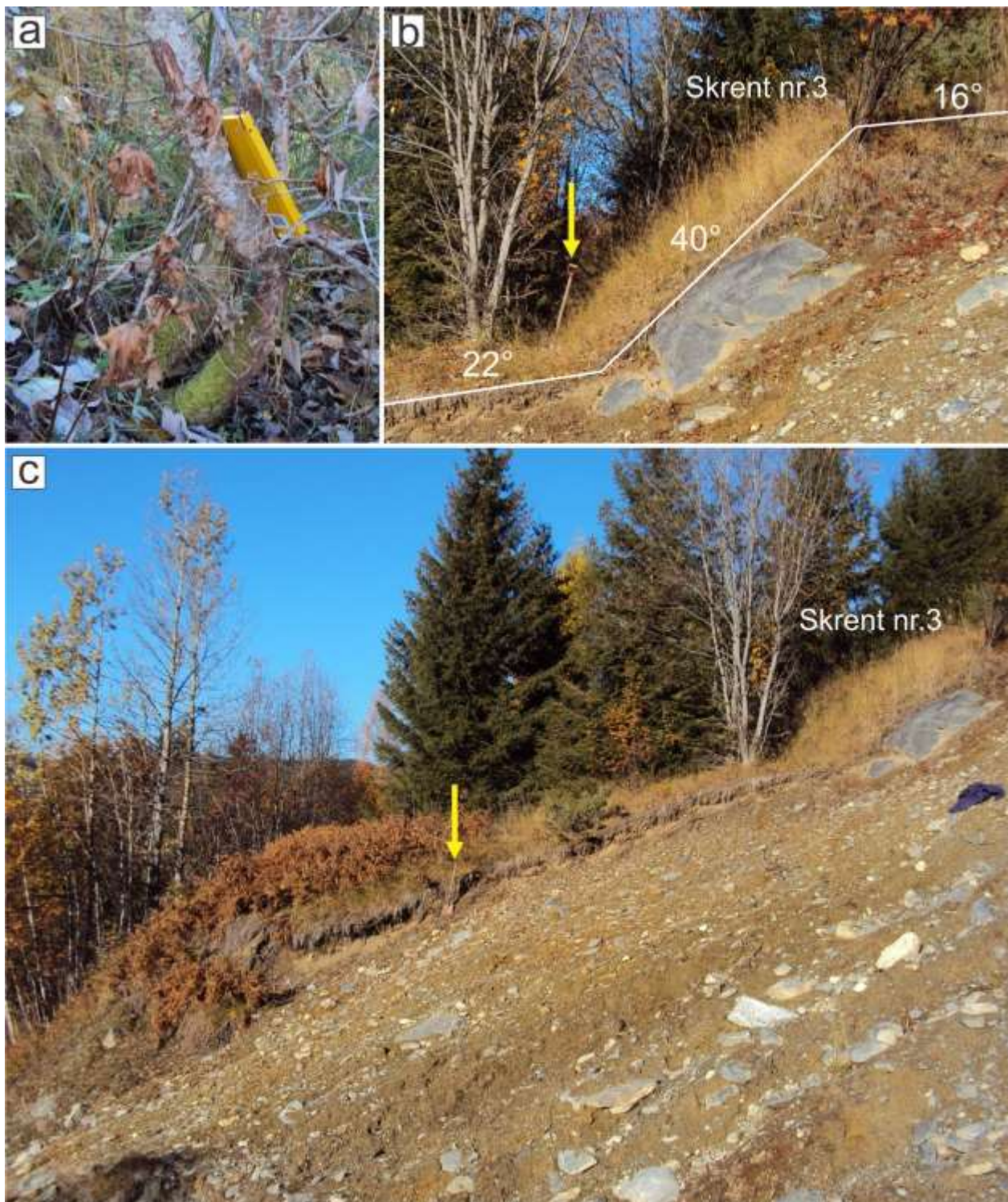


Kronholm and Snilsbeig (2013).

Figur 8.28 Jordskredet framstilt i 3D ved hjelp av lidar-data. Gul pil viser bruddkanten til skredet, røde piler viser tre mindre skred og blå piler viser bratte skreenter. Vegetasjonen er fjernet i visualiseringen.



Figur 8.29 Lokasjonen til sju avlange skrenter i forhold til skredet (gul pil) og to mindre skred (røde piler). a) profil av skrent nr.3 og b) profil av skrent nr.5. Ingen vertikal overdrivelse.



Figur 8.30 NV-siden av øvre bruddkant av skredet. a) I alle skrentene fantes trær hvor stammen hadde vokst skjevt, b) nærbilde av skrent nr. 3 som er lokalisert rett ved en blotning, og c) oversiktsbilde av skrent nr. 3. (Gul pil viser spade til skala).

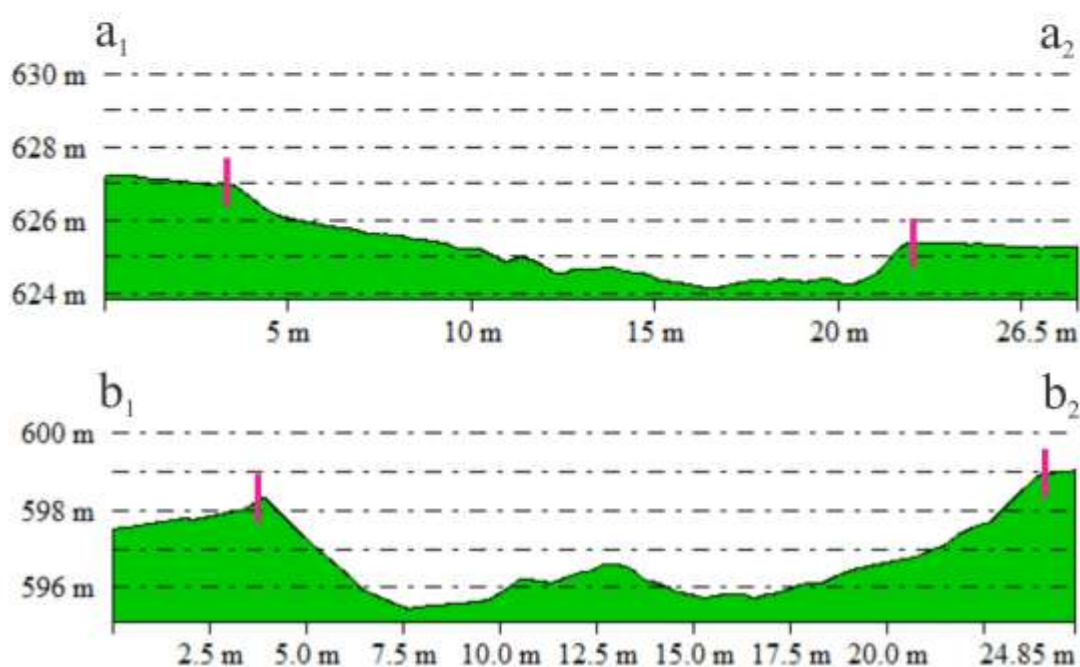
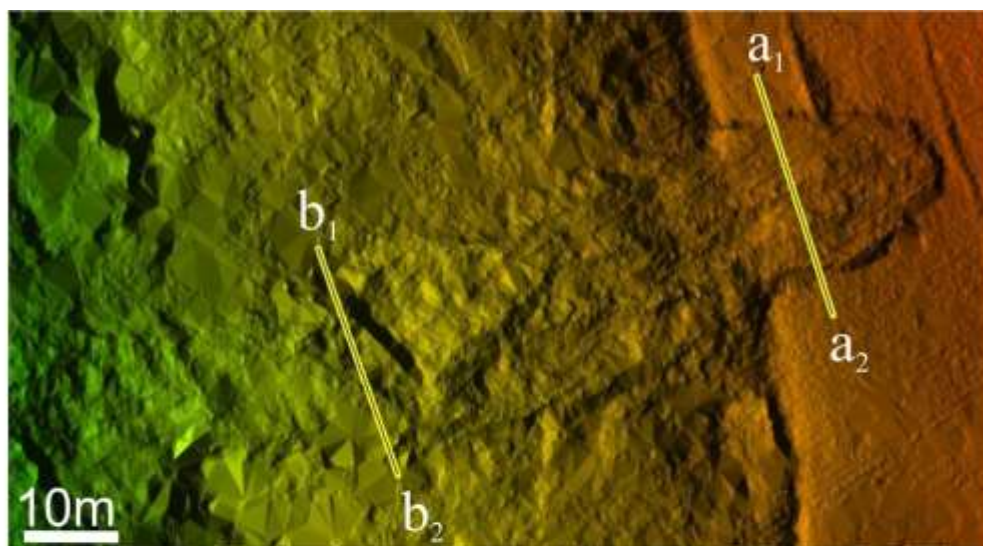
Bruddkanten øverst i skredet som studeres nærmere i denne oppgaven, går rett over to små blotninger med en diameter rundt 2 m som er plassert på NV-siden og SØ-siden av denne bruddkanten. Blotningen på NV-siden har tre sprekkesett, mens blotningen på SØ-siden har to sprekkesett. Ut ifra at orienteringen til sprekkesettene er nokså lik som for sprekkesettene for grunnfjellet ellers i skredet, tolkes disse som blotninger av grunnfjellet og ikke som blokker i løsmassene (tabell 8.5). Grunnfjellet er ellers kun så vidt synlig ved en blotning på 3,5*1,1 m i løpet av de 80 øverste meterne av skredsåret da dette ellers er dekket av løsmasser og vegetasjon fra skredet.



Figur 8.31 Bruddsonen til jordskredet. Blokk eller grunnfjell er blottlagt på NV-siden av denne bruddkanten og denne inneholder tre sprekkesett.



Figur 8.32 Oversikt over jordskredets bruddsone. Blokk eller grunnfjell er blottlagt på SØ-siden av bruddkanten og denne inneholder to sprekkesett.



Figur 8.33 To profiler fra øvre del av skredløpet. Ingen vertikal overdrivelse.

To store grunnfjellsblotninger er synlige i den midtre delen skredløpet. Den øverste av disse opptrer 80 meter nedenfor skredets bruddkant, og har en glatt overflate. Tre sprekkesett er synlige her (fig. 8.34b og c), og ett av disse danner et trappetrinn-mønster hvor høyden på trappetrinnene er alt opp mot 5 m og dybden varierer mellom 0,2 m og 2,5 m (fig. 8.34a, b, c og d). Denne blotninga strekker seg ca. 50 m nedover skredsåret og bredden på skredsåret i dette området er fra 13,5 m til 15 m. Bruddfrekvensen av sprekkesettet som danner det karakteristiske trappetrinnmønsteret varierer mellom 6 brudd/m og 1,5 brudd/m. Omtrent 10 m SØ for skredløpet finnes et område hvor grunnfjellet stikker fram fra morenelaget. Ett

sprekkesett er tydelig her, som tilsvarer det som danner trappetrinnmønsteret på grunnfjellet i skredsåret. Dette sprekkesettet har dannet ustabile blokker til side for skredet som i dag hviler på trærne som står i denne skråningen (fig. 8.34e og fig. 8.39).



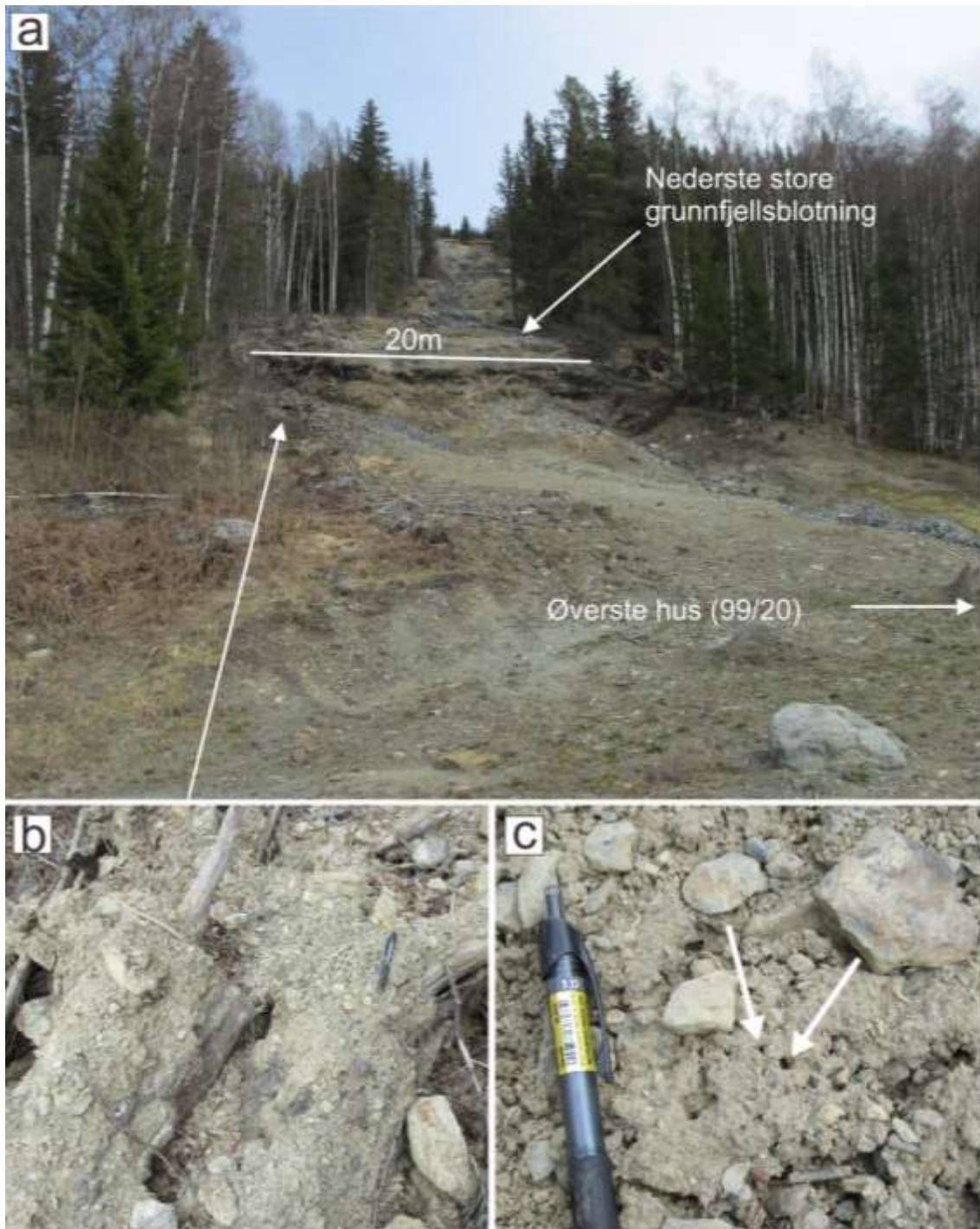
Figur 8.34 a) Utsyn nedover skredløpet fra den øverste store grunnfjellsblotningen, b) tydelig trappetrinnmønster dannet av samspill mellom sub-horisontal foliasjon og et sub-vertikalt sprekkesystem, c) tre sprekkesett i grunnfjellsblotningen. Sprekkesettet med orientering 174/088 danner et trappetrinnmønster i blotningen, d) utsyn fra det blottlagte grunnfjell og oppover skredløpet og e) blotning av grunnfjellet rett SØ for øverste store grunnfjellsblotningen i skredløpet. Her kommer særlig ett sprekkesett tydelig fram, med orientering 164/090. Dette tilsvarer sprekkesettet som danner trappetrinnmønsteret i skredløpet.

Tabell 8.5 Orienteringen av sprekkesettene ved blotninger av grunnfjellet i og ved skredsløpet.

Grunnfjells-blotning	Sprekkesett 1 (danner trappetrinn- mønster)	Sprekkesett 2	Sprekkesett 3
NV-siden av øverste bruddkant	334/076	010/064	248/082
SØ-siden av øverste bruddkant	148/070	190/088	
Øverste store grunnfjellsblotning	174/088	272/078	074/068
Grunnfjellsblotning utenfor skredløp	164/090		
Nederste store grunnfjellsblotning	152/082	048/080	116/084

I en strekning på ca. 40 m nedenfor blotningen av grunnfjellet, fortsetter et område hvor grunnfjellet er dekket av løsmasser. 160 m nedenfor bruddkanten av skredet finnes den nederste av de store blotningene av grunnfjellet (fig. 8.35). Denne blotningen strekker seg omtrent 15 m nedover skredløpet, har en like glatt overflate og tre sprekkesett som danner samme trappetrinn-mønster som i den øverste blotningen (tabell 8.5). Trappetrinnene har en maksimal høyde på 4 m og dybde mellom 0,3 m og 3 m. Bredden av skredløpet er i dette området 20 m.

Mellom den nederste blotningen og det øverste bolighuset (99/20), ligger det fortsatt noe løsmasser, særlig langs NV-kanten av skredløpet. Mye av skredmaterialet er fjernet i etterkant av skredhendelse, men ut ifra informasjon fra de som bor i nærheten, ble mesteparten av løsmassene avsatt ved de tre bolighusene som har nummer 99/20, 99/38 og 99/37 (fig. 8.36). Langs NV-kanten av skredløpet ligger det trestokker og større steiner dekket av finere løsmasser. Fra nettavisbildene (fig. 8.21) kan man se at mye av avsetningene samlet seg opp langs sørsiden og på østsiden av det øverste huset med nummer 99/20. Like ovenfor dette huset er skråningens helning 16°.



Figur 8.35 a) Utsyn fra tomta til det øverste huset (med gnr/bnr 99/20) opp mot nederste store grunnfjellsblotning, b) gjenværende skredmasser på nordsiden av skredløpet og c) små hull i skredmassene med en diameter opp mot 1 cm.



Figur 8.36 Utsyn utover nederste del av skredet fra den nedre store grunnfjellsblotning. De tre husene 99/20, 99/37 og 99/38 er fjernet og det er opprettet nytt dreneringsmønster fra nederste store grunnfjellsblotning og ned til E16.

Høgdingsvegen som er grusveien fra E16 og opp til boligfeltet ble ifølge vitner også ødelagt, men er i dag bygd opp igjen. Mellom denne og E16 ligger et bolighus med nummer 99/36 som fikk skader på det nordlige hjørnet av huset. Skredet besto likevel her for det meste av vann og finstoffer som rant gjennom hagen og ut på E16. Høgdingsvegen gjør en krapp sving på Svenskeplassen, og ved kanten av denne svingen løsnet enda et skred, men av mindre størrelse dagen etter, den 23. mai 2013 (fig. 8.28).

Andre observasjoner i skredområdet

- I overkant av beiteområdet hvor skredet startet, i NØ retning, ligger det et gårdsbruk. På oversiden av dette går det en grusbilvei, og regn- og smeltevann dreneres langs kanten av denne. Rett NV for gårdsbruket kan noe av vannet fortsette i grøfta langs grusveien, mens

noe kan renne gjennom en stikk-renne under veien og ut på beiteområdet. Vannveien over beiteområdet er synlig på lidar-data og den ankommer den bratte skråningen rett sør for bruddkanten til skredet (fig. 8.25 og fig. 8.37).

- Både der skredet gikk og ellers i den bratte skråningen er det tett skog. Disse trærne er opp mot 20 m høye. Vegetasjonen ellers består av bregnevekster, gress og busker. Det er ikke blitt bedrevet skoghogst i området.

- Synlige røtter fra trær og planter som er blottlagt i bruddsonen og har en lengde opp mot 0,9 m.

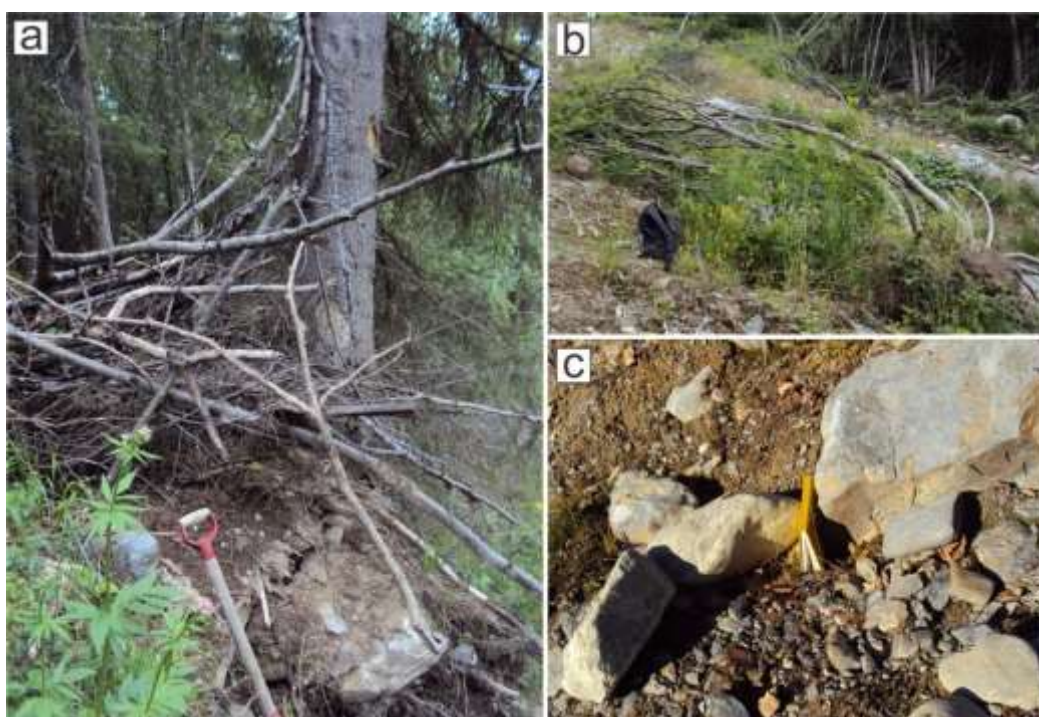
- I skredløpet og langs kanten ligger det hele trær, busker og annen vegetasjon som er blitt revet med under skredhendelsen. Bak gjenstående trær langs ytterkantene av skredløpet er det flere steder samlet seg opp kvister (fig. 8.38a og b).

- I avsetningsområdet rett ovenfor det øverste huset er det små hull i de gjenværende skredmassene med en diameter på opp mot 1 cm. Avstanden mellom hullene er alt fra 1-3 cm (fig. 8.35c).

- Høgdingsvegen som går opp til boligområdet fra E16 ble skadet, mens E16 ikke tok skade av skredhendelsen da den for det meste ble utsatt for rennende vann med finstoffer (ifølge vitner).



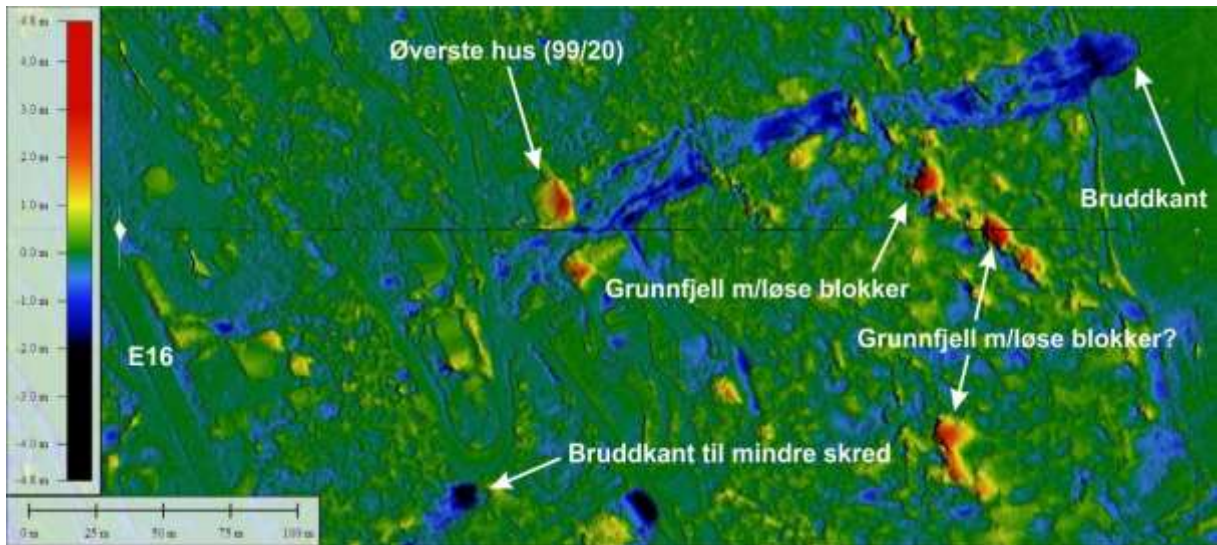
Figur 8.37 Detaljer i området ovenfor skredet. a) Ovenfor Kolsrud gård er Høgdingsvegen. Vann dreneres langs med veien i en grøft, men også under veien i en stikkrenne som frakter vannet videre ut på jordet nedenfor gården (se figur over for nærmere lokasjon).



Figur 8.38 Generelle detaljer fra skredløpet. a) Ansamling av kvister og løsmasser på oversiden av gjenværende trær langs kanten av skredet, b) trær og annen vegetasjon i skredsåret (se ryggsekk for skala) og c) tilstedeværelse av både rundete og kantede steiner.

Volumberegning av skredet ved bruk av lidar-data

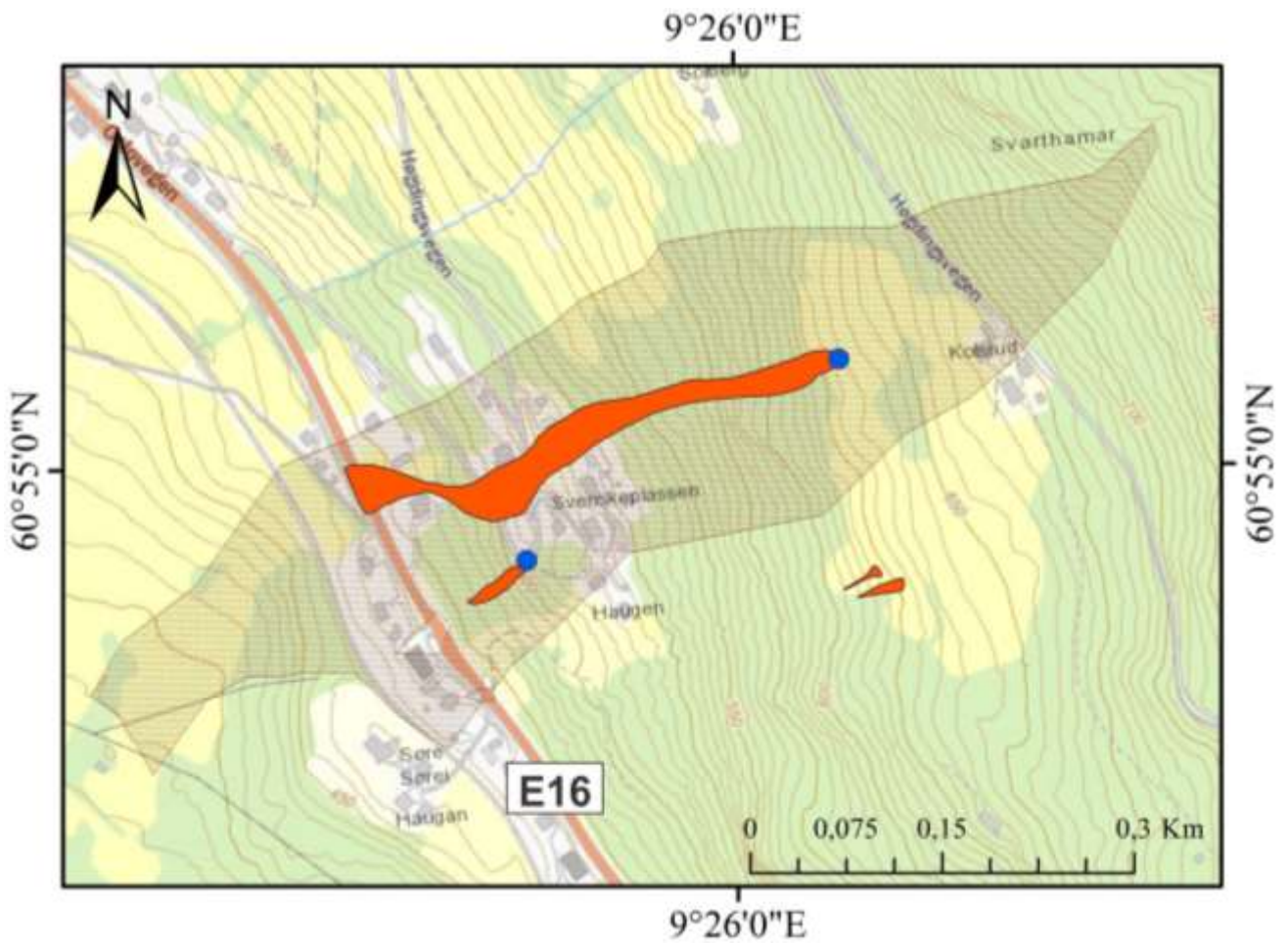
Ved hjelp av lidar-data er det mulig å beregne omtrentlig volum av skredmateriale involvert i denne skredhendelsen. Nedre del av skredløpet er forbundet med usikkerhet og ble ikke medregnet her. Ved å markere omrisset av skredkanalen fra bruddkanten og ned til veien nedenfor øverste hus (99/20), blir volumberegningen mer nøyaktig. Beregnet volum er $\sim 2650 \text{ m}^3$ for dette skredet (fig. 8.39).



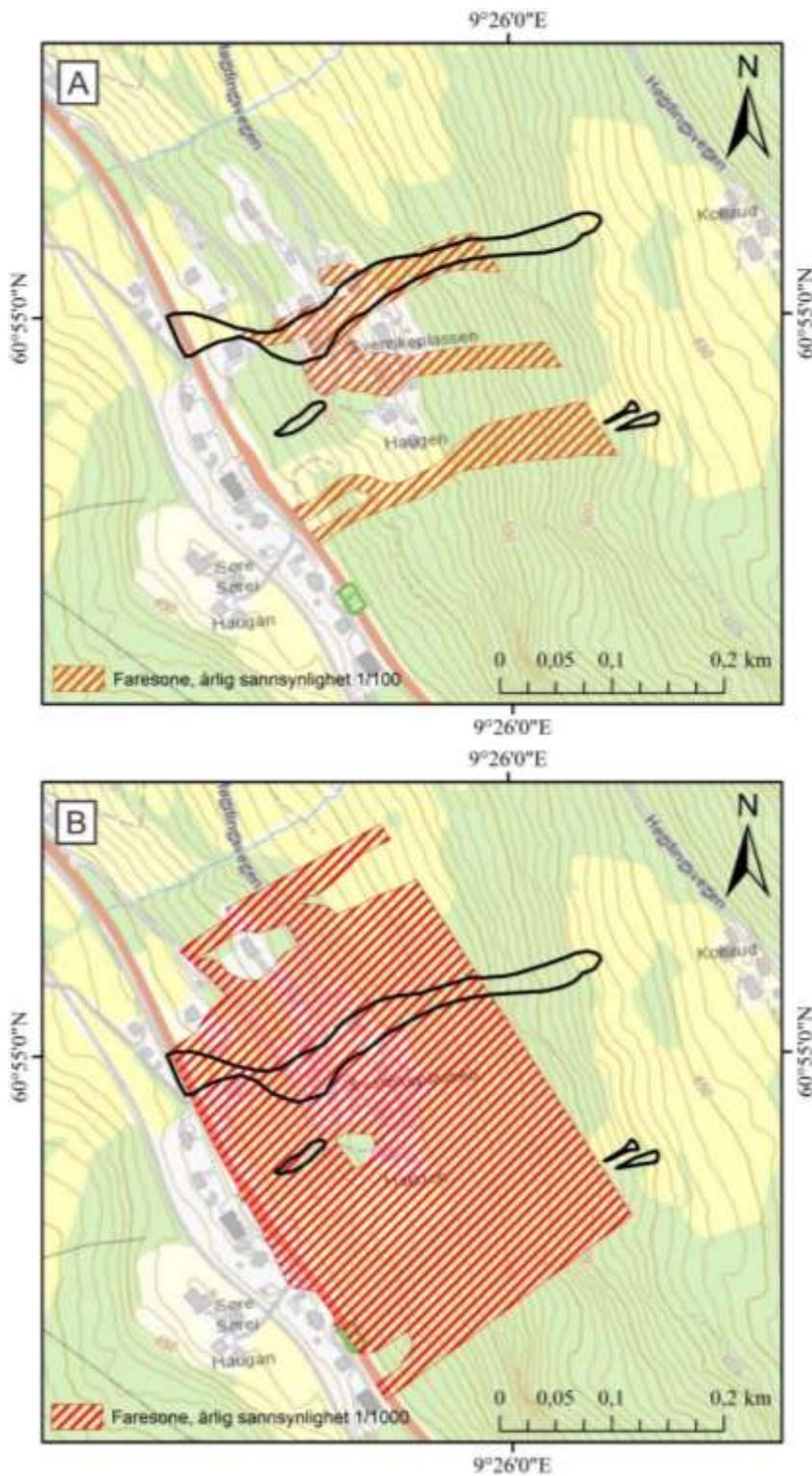
Figur 8.39 Framstilling av masseforflytning i skredet ved hjelp av to generasjoner av lidar-data, tatt henholdsvis før og etter skredhendelsen. Mørkere områder med svart og blå farge i øvre del av skredløpet indikerer erosjon, mens grønn, gul og rød farge indikerer avsetninger.

Aktsomhetskart og farekart for området

Skredutbredelsen for dette skredet ble sjekket mot aktsomhetskart fra NGU og fig. 8.40 viser at skredet gikk innenfor det modellerte området for denne skråningen. Det ble også sjekket mot farekart produsert for skredområdet av (Kronholm and Snilsbeig, 2013) og fig. 8.41 viser at skredet inkluderte et større areal enn faresonene tilsa for både årlig sannsynlighet på 1/100 og 1/1000, selv om farekartene er laget i etterkant av hendelsen.



Figur 8.40 Aktsomhetskart for området hvor skredet gikk, digitalisert 03. april 2014 (fra NVE-Atlas). Brunt område definerer skredutsatt område, mens oransje polygon viser skredets utbredelse. Det største polygonet er utbredelsen til skredet studert her, men det kommer tydelig fram at de to mindre skredene SØ for hovedskredet gikk utenfor aktsomhetskartet.



Figur 8.41 Farekart for området hvor skredet gikk (Kronholm and Snilsbeig, 2013). A) Stiplet område viser faresone for skred med en årlig sannsynlighet på 1/100 og B) med en årlig sannsynlighet på 1/1000. Skredet studert her ligger delvis innenfor faresonene. Farekartene er laget i etterkant av skredhendelsene.

Type skred

Dette skredet kan også betegnes som relativt grunt da morenetykkelsen målt langs siden av skredbanen maksimalt nådde en høyde på 1 m før grunnfjellet kom til syne. Likevel må utstrekningen regnes for å være stor da denne er omtrent 400 m i luftlinje. Skredet foregikk også i en skråning med helning mellom 16-45°, uten store definerte kanaler, men kun tilstedeværelse av en liten bekk som var tørr store deler av året. Selv om mye av avsetningene var fjernet, kommer det fram fra avisbilder og fra rester av skredmateriale langs skredbanens kant, at materialet må ha blitt blandet godt på vei ned skråningen. Dessuten ble det meste av løsmasser avsatt ved de tre øverste husene slik at vann og en mindre andel løsmasser fortsatte ned til det nederste huset og E16. Denne skredhendelsen kan derfor deles inn i en øvre og nedre del som begge kan klassifiseres forskjellig.

Bevegelsestypen for både øvre og nedre del er *massestrøm (flow)* hvor øvre del vil kunne klassifiseres som *debris avalanche* og nedre del som *debris flood* ut ifra Hungr et al. (2013). Samtidig nevner Hungr et al. (2013) at *debris avalanches* starter som *debris slides*, og det er derfor tre typer skred som kan nevnes for denne hendelsen. I følge klassifikasjonstabellen framstilt i denne oppgaven vil altså den aller øverste delen av skredet, i initieringsområdet, kunne kalles for et *plant jordskred* som går over til et *jordskred*, mens nedre del vil kunne kalles et *viskøst flomskred*. Likevel blir hele skredhendelsen klassifisert som et *jordskred* da dette er den mest dominerende skredtypen i dette tilfellet.

Dato	22. mai 2013
Helning av skråning	Mellom 16 - 45°
Bredde	Mellom 13,5 – 20 m
Lengde	~380 m
Omtrentlig volum	~2650 m ³
Materiale	Morene
Oppgitt skredtype i database	Jordskred og ikke-angitt
Oppdatert skredtype	Jordskred

Statistiske betingelser/utløsende faktorer

Ved dette skredområdet finnes naturlige statistiske betingelser som kan ha tilrettelagt for denne hendelsen. Disse inkluderer helningen i løsneområdet som er opp mot 45° og består av morenemateriale som ligger over grunnfjell med undulerende profil. Grunnfjellets undulering fører til brudd i løsmassenes kontinuitet som igjen er årsak til varierende tykkelse av morenelaget. Endring av sirkulasjonsmønsteret til vann i området kan derfor forekomme (Guadagno et al., 2005). De tre sprekkesettene i grunnfjellet fører også til dannelse av løse blokker som igjen gjør skråningen ustabil. Også to menneskeskapt statistiske betingelser er til stede hvor én av disse er Høgdingsvegen i overkant av Kolsrud gård ovenfor skredområdet. Denne endrer de naturlige dreinsveiene og fører vannet fra den overliggende skogen under veien i ei stikkrenne og ut på jordet som ligger ovenfor skredområdet. Den andre faktoren er åkerreina nedenfor Kolsrud gård som markerer overgangen mellom jordet og den tettgrodde skråningen. Denne består av matjord, og ifølge Kronholm and Snilsbeig (2013) er det her et skille til det underliggende morenelaget. Denne løsmasse-ansamlingen i et terreng med helning opp mot 45° er ikke gunstig.

Ut ifra værforholdene i forkant og på selve skreddagen kan det med stor sikkerhet sies at utløsende faktor for dette skredet var store nedbørsmengder i kombinasjon med snøsmelting (fig. 8.7 og fig. 8.8) (www.senorge.no).

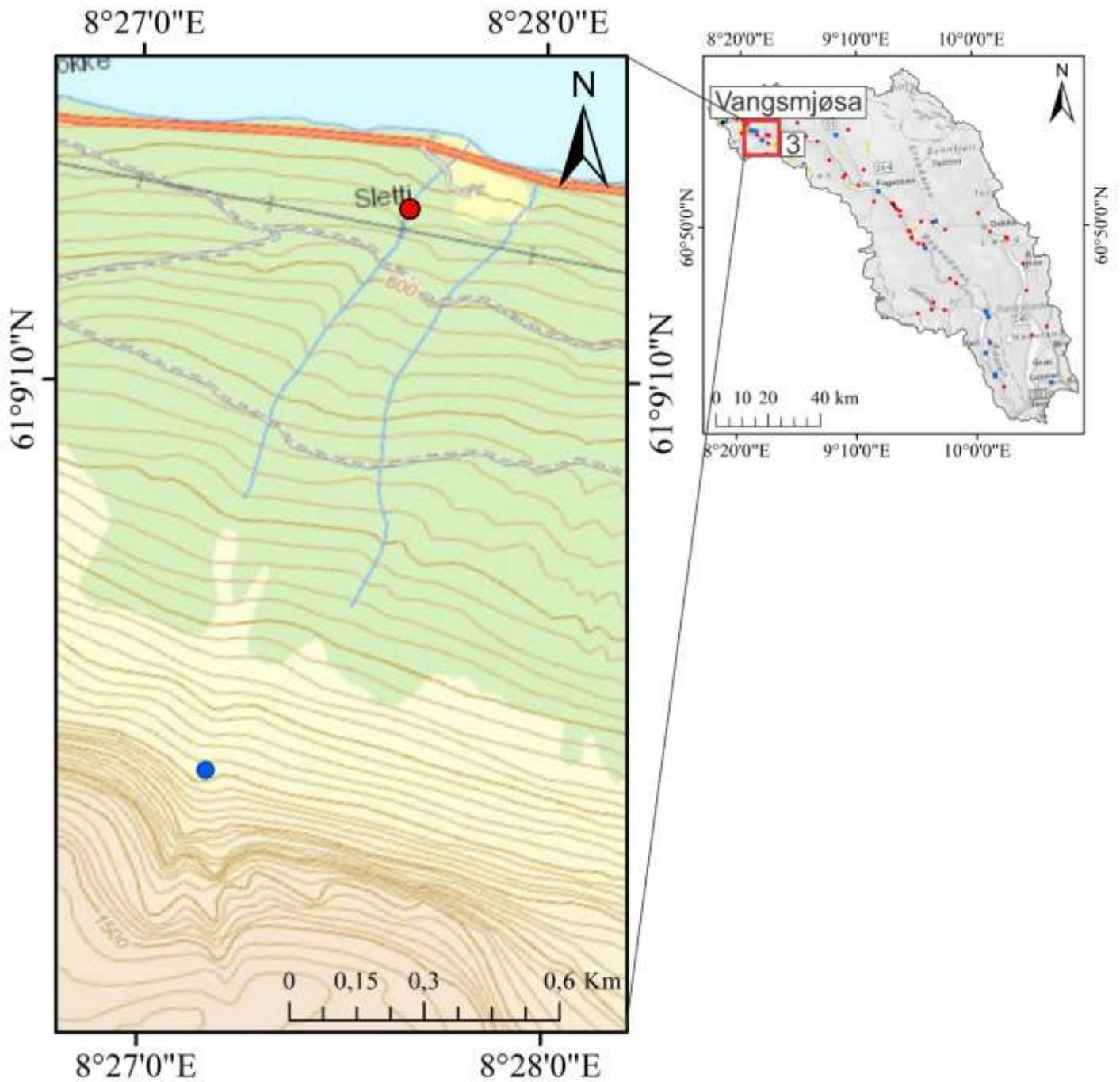
Fare for gjentagelse

Dette skredområdet er lokalisert i et bratt skråning hvor morenematerialet har en tykkelse på i overkant av 1 m. Deler av regn og smeltevann i overkant av Kolsrud gård blir fortsatt drenert ut på jordet og ned mot skredområdet. Skråningen hvor skredet er lokalisert starter i en overgang fra et slakt hellende jorde nedenfor gården Kolsrud, hvor det befinner seg en åkerreine. I dette området kom det til syne sju skrenter på lidar-dataene, og i felt viste disse seg for å være langsomme utglidninger av løsmassene i dette bratte partiet. Det er sannsynlig at skredet ble initiert langs en av disse skrentene da skrent nr. 3 er avkuttet av skredløpet. I tillegg viser ustabile blokker til side for skredløpet at grunnfjellet i tillegg til morenematerialet fører til ustabilitet i den bratte skråningen. Fare for gjentagelse av skredhendelser i dette området må derfor regnes som meget høy. Dessuten er det fare for

snøskred i skredløpet på grunn av det glatte grunnfjellet og manglende vegetasjon (også beskrevet i Kronholm and Snilsbeig (2013)).

8.3.4 Detaljert beskrivelse av «yngre skred» 3 – Sletti sør for Vangsmjøsa

Skredet sør for Vangsmjøsa skjedde 15. august 2011 og er lokalisert ca. 8 km NV for Vang i



Vang kommune, i Oppland fylke (fig. 8.42). Dette skredet ble ikke nevnt i media.

Figur 8.42 Lokalisering av skred 3 i forhold til resten av studieområdet. Rødt punkt viser registrering fra databasen og blått punkt viser punkt etter nærmere analyse.

I databasen var punktet for skredhendelsen plassert litt ovenfor Sletti, ca. 520 moh. Registreringen av skredhendelsen er blitt gjort av NGU 30.11.2012. Nøyaktighet på skredtidspunkt ble ikke registrert og nøyaktigheten på lokasjon er ukjent. Ingen personer ble skadet i denne hendelsen, men det ble derimot skade på bygning, vei og annet. Det finnes åtte veimeldinger for dette området i tidsrommet rundt skredhendelsen. Seks av disse er fra tidsrommet mellom 15.08.2011 til 21.08.2011 og omhandler at veien er stengt eller det er innsnevninger på grunn av jordras. De to siste veimeldingene fra 27.08.2011 omhandler redusert fremkommelighet og stengt vei på grunn av flom og fare for ras.

Skredet har to utløp som krysser E16, hvor det østligste løpet er lokalisert ved Sletti, *skredløp nr.1*, mens *skredløp nr. 2* krysser E16 350 m lengre vest (fig. 8.42 og fig. 8.48). Private bilder tatt av Thomas Sletten like etter skredet viser skredets to kanaler i avsetningssonen. Ved *skredløp nr. 1* er det avsatt mer materiale på land før løpet fortsetter ut i Vangsmjøsa (fig. 8.44), mens *skredløp nr. 2* ender direkte i Vangsmjøsa uten store mengder avsetning på land i sluttfasen (fig. 8.45). Ifølge Sletten gikk det et skred som fulgte *skredløp nr. 1* i 1951, mens *skredløp nr. 2* ble åpnet med denne hendelsen. Dessuten nevner han at avsetningene på avsetningsvifta for *skredløp nr. 1* er blitt modifisert i ettertid av skredhendelsen. Den korrekte plasseringen av skredet er lengre oppe i skrånningen ved klippepartiet, mellom 1100-1500 moh.

Informasjon om skredhendelsen finnes også i Meland (2012), en rapport som skulle vurdere fremtidig rasfare langs E16 mellom Vang og Øye. Denne ble utarbeidet av Ressursavdelingen, Statens Vegvesen 22. november 2012. Rapporten beskriver at det gikk ett stort og ett mindre jordskred ned mot Vangsmjøsa, hvor det største krysset E16 ved Sletten og det mindre jordskredet gikk ved HP8 ca. km 14,75. De beskriver det største skredet som 100 m bredt og med en tykkelse på 2 m over E16. Denne rapporten definerer jordskred ut ifra NVE (2011b) hvor det nevnes at jordskred ofte utløses i terreng brattere enn 25°. Meland (2012) har ikke studert skredløpene i hele deres utstrekning, slik at

konklusjoner i rapporten baserer seg på fotografier fra tidligere befarings 21. juni 2012. Hovedpunktene i konklusjonen omhandler:

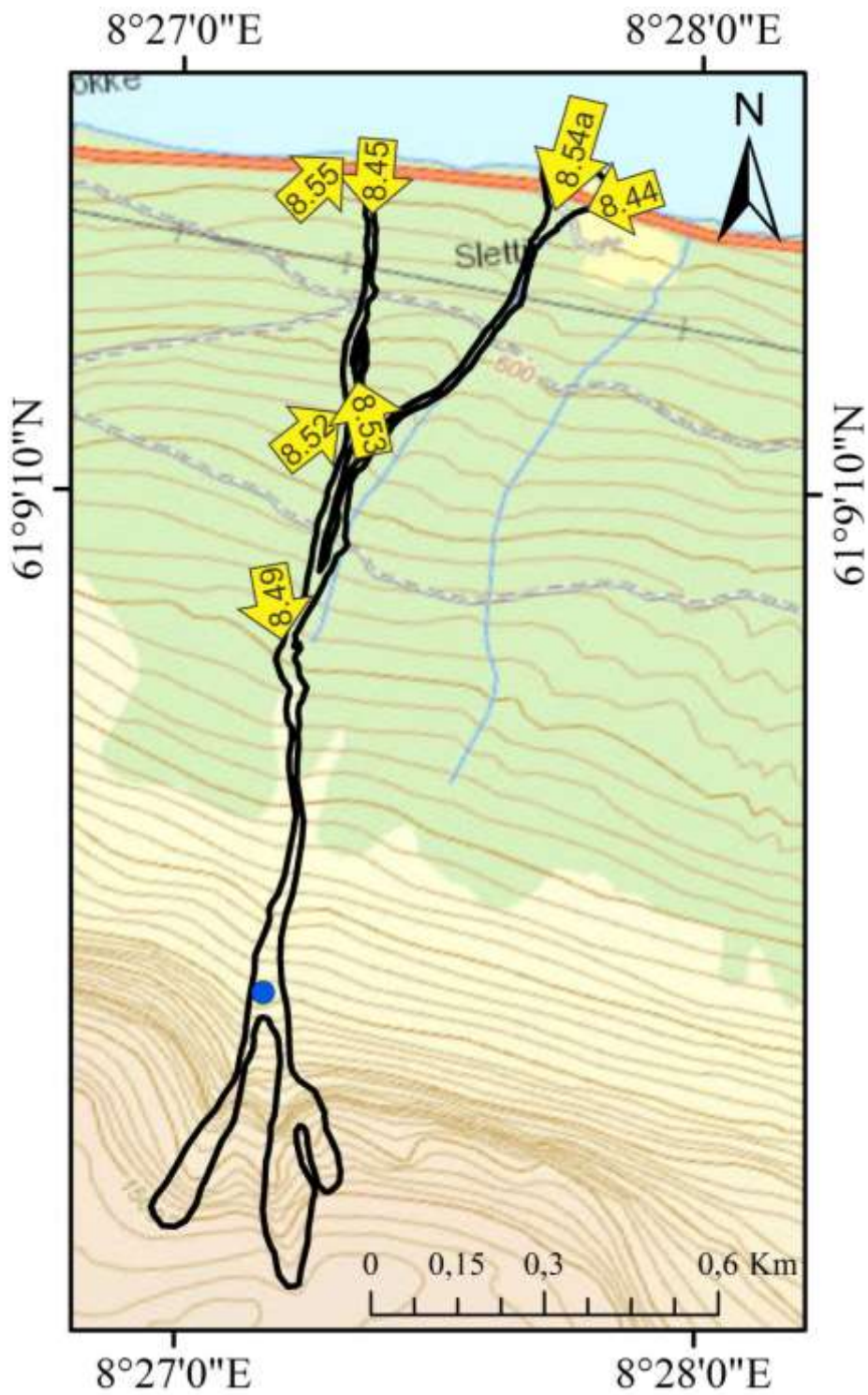
- 1) At det er sannsynlig at flere jordskred vil forekomme her i framtiden, særlig ved store nedbørsmengder.
- 2) At flatehogst og småflatehogst kun bør foregå i terreng slakere enn henholdsvis 20° og 25°, og at i terreng brattere enn 25° bør kun plukkhogst tillates.
- 3) Det antas at bosettingen ved Sletti er utsatt for snøskredfare som følge av at det er åpnet et potensielt snøskredløp med hendelsen i 2011. Dette må imidlertid vurderes nøyere av ekstern kompetanse.
- 4) Skogsvei kan bygges opp igjen, men den må bygges slik at vann kan renne over dersom nedbørsmengdene er så store at plastrennene under veien ikke er nok. Det må også legges vekt på å hindre utrasing av veien ved ekstreme nedbørsmengder.
- 5) Det er ikke regnet som nødvendig å renske skredløpene med tanke på E16 sin trygghet. Når det gjelder fare for steinsprang ned til bolighusene på Sletten må dette også vurderes av ekstern kompetanse.

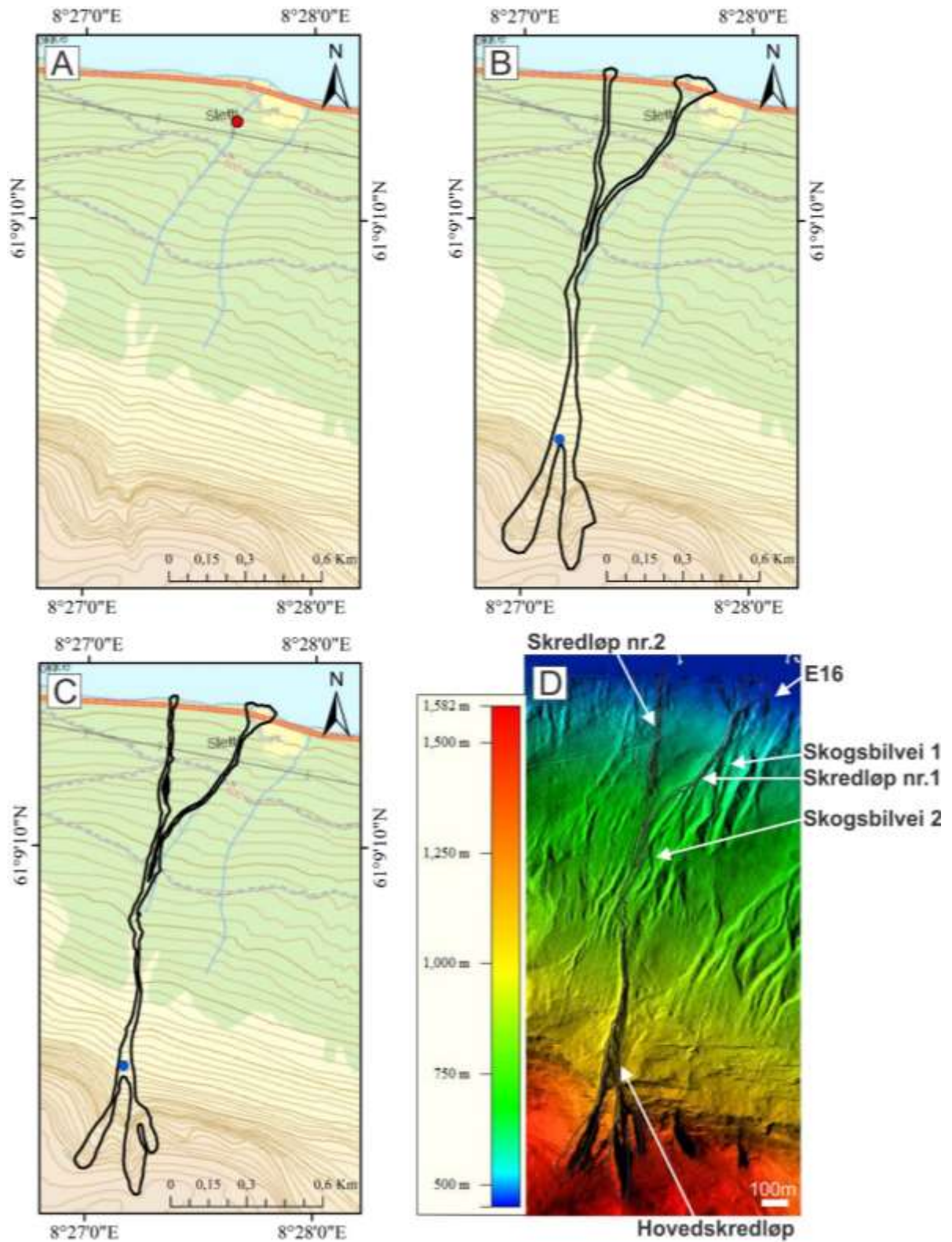
Fremgangsmåte for å bestemme skredpolygonets endelige form

- 1) For å finne lokasjonen og utbredelsen til dette skredet måtte registreringene i databasen studeres. Ved Sletti, ca 7 km NV for Vang, var det én registrering i databasen, denne var registrert som jordskred den 15.08.2011 ved Sletti (fig. 8.43A).
- 2) Deretter ble flyfoto og topografisk kart studert. På flyfoto var det mulig å se skredhendelsen ganske tydelig da all vegetasjon i skredløpene var fjernet med hendelsen. Et røft skredpolygon ble tegnet ut ifra flyfoto da dette viste seg å være bedre enn å studere konturlinjene på topografisk kart (fig. 8.43B).
- 3) Det var lettere å få oversikt over skredet i felt ved å studere skredhendelsen ved hjelp av flyfoto og kart i forkant. Samtidig var feltarbeidet til hjelp for å identifisere avsetninger lengre oppe i skredløpene, bi-løp og andre observasjoner man må se på nært hold. Ved å ha tilgang til lidar data kunne også enda et bi-løp identifiseres og

polygonet som representerer skredutbredelsen kunne lages mer nøyaktig (fig. 8.43C og D).

Oversiktsfigur: Nedenfor vises en oversikt over skredområdet med gule piler som viser hvilke retning flere av bildene er tatt. Tallet på pilene indikerer figurnummer:





Figur 8.43 A) Punkt for registrert skred fra databasen i dette området, B) polygon som viser antatt skredutbredelse etter nærmere studie av topografisk kart og flyfoto, C) polygon som viser antatt skredutbredelse etter feltarbeid og studie av lidar data og D) skredets utbredelse fremstilt ved hjelp av lidar data. Her kommer også skredløp fra andre hendelser i området tydelig fram.



Figur 8.44 Avsetningsområdet i *skredløp nr. 1*, like etter skredhendelsen. a) Viser apex hvor avsetningen startet, b) avsetningene sett fra apex og nedover skredløpet, c) Garasjen som ble tatt av skredet like ovenfor E16, d) avsetningene nedenfor E16, e) ødeleggelsene på tomte nedenfor E16 og f) utsikt oppover skredvifta med E16 i forgrunnen (apex er markert) (private bilder fra Thomas Sletten).



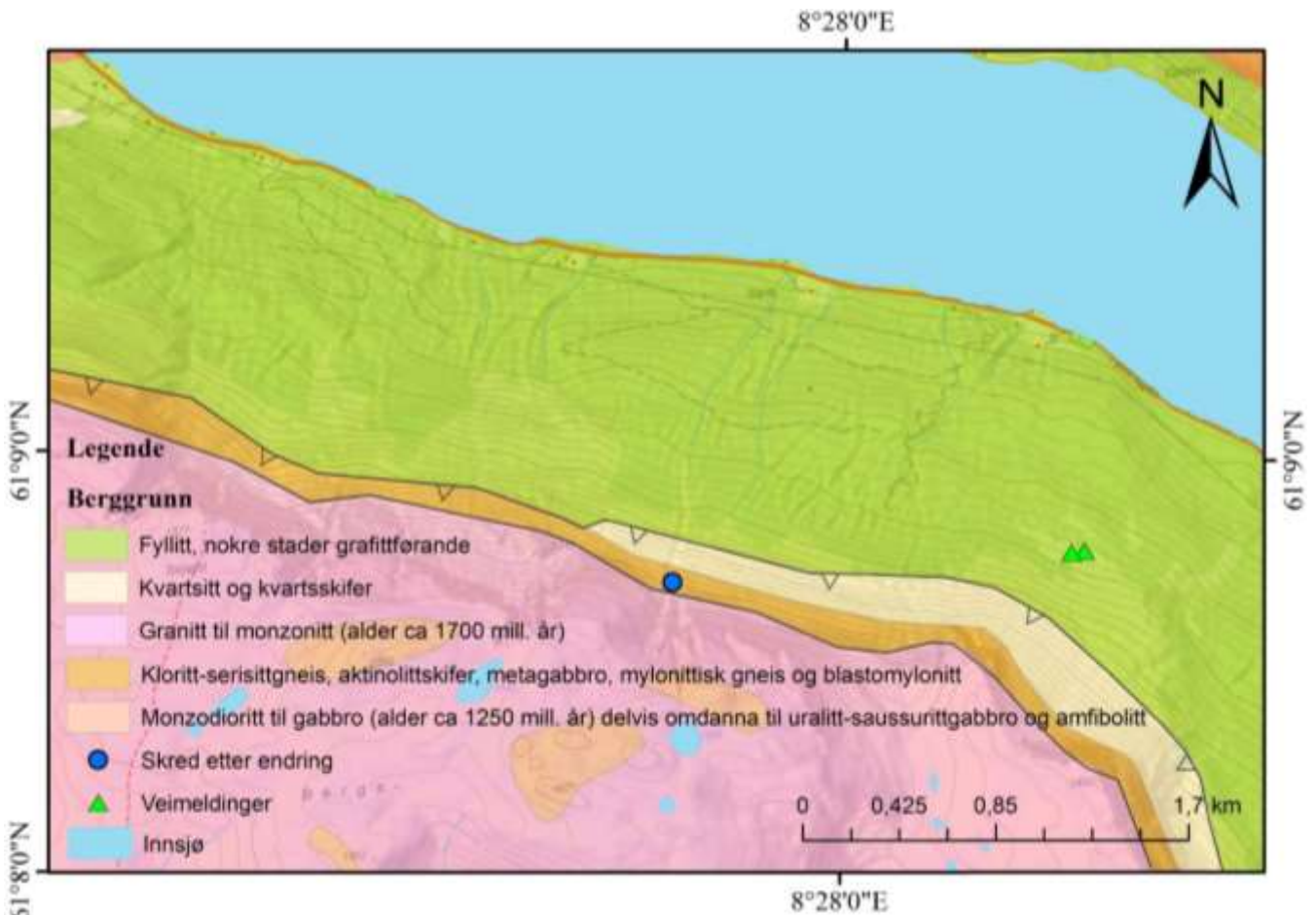
Figur 8.45 Avsetningsområdet i skredløp nr. 2. a) Skredløpet sett fra E16 og b) avsetninger sett fra E16 (private bilder fra Thomas Sletten).

Geologiske beskrivelse av området

Berggrunn

I området rundt dette skredet sør for Vangsmjøsa er det fem regioner av forskjellige bergarter, hvor selve skredet strekker seg over tre av disse. Skråningen ovenfor E16 og andre siden av Vangsmjøsa domineres av fyllitt som enkelte steder er grafittførende. Øverste delen av fjellpartiet i området består av granitt til monzonitt som enkelte steder er omdannet til hornblende- og biotittholdige gneiser. Disse kompetente bergartene danner en klippe øverst i skråningen, i overgangen mellom granitt over og fyllitt under. Kontakten defineres av en skyveforkastning assosiert med kvartsitt, kvartskifer, kloritt-serisittgneis, aktinolittskifer, metagabbro, mylonittisk gneis og blastomylonitt (fig. 8.46).

I felt var grunnfjellet (fyllitt) godt synlig i begge skredløp samt ved klippepartiet (granitt) ved 1000-1550 moh. Grunnfjellet i skredløpene har en undulerende overflate og variere mellom helt opp mot 50° og horisontalt, men på det jevne lå helningen rundt 25°.



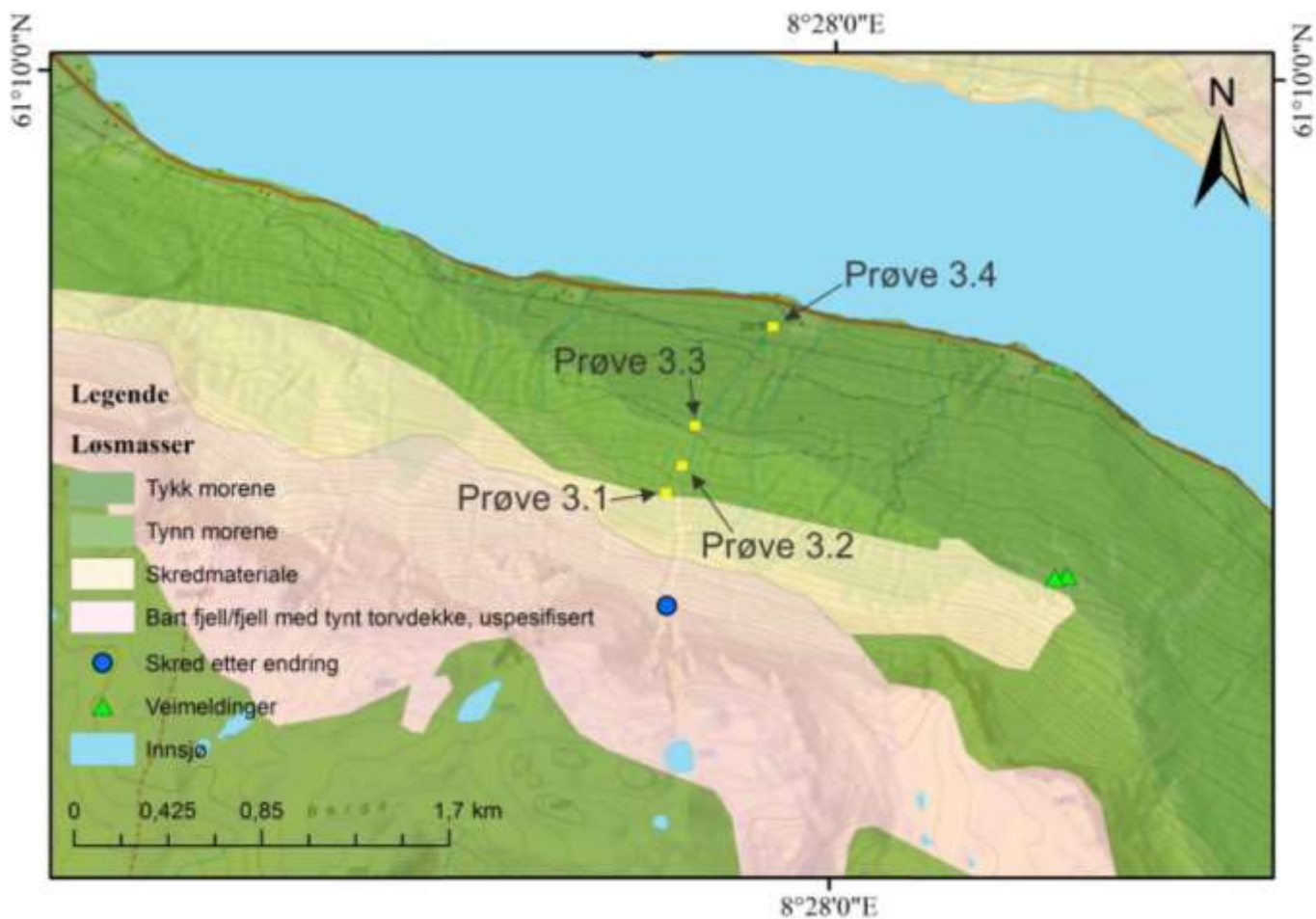
Figur 8.46 Berggrunnsgeologien i området rundt skredet sør for Vangsmjøsa (beskrivelsene av berggrunnen er noe forkortet på figuren) (fra NGU).

Løsmasser

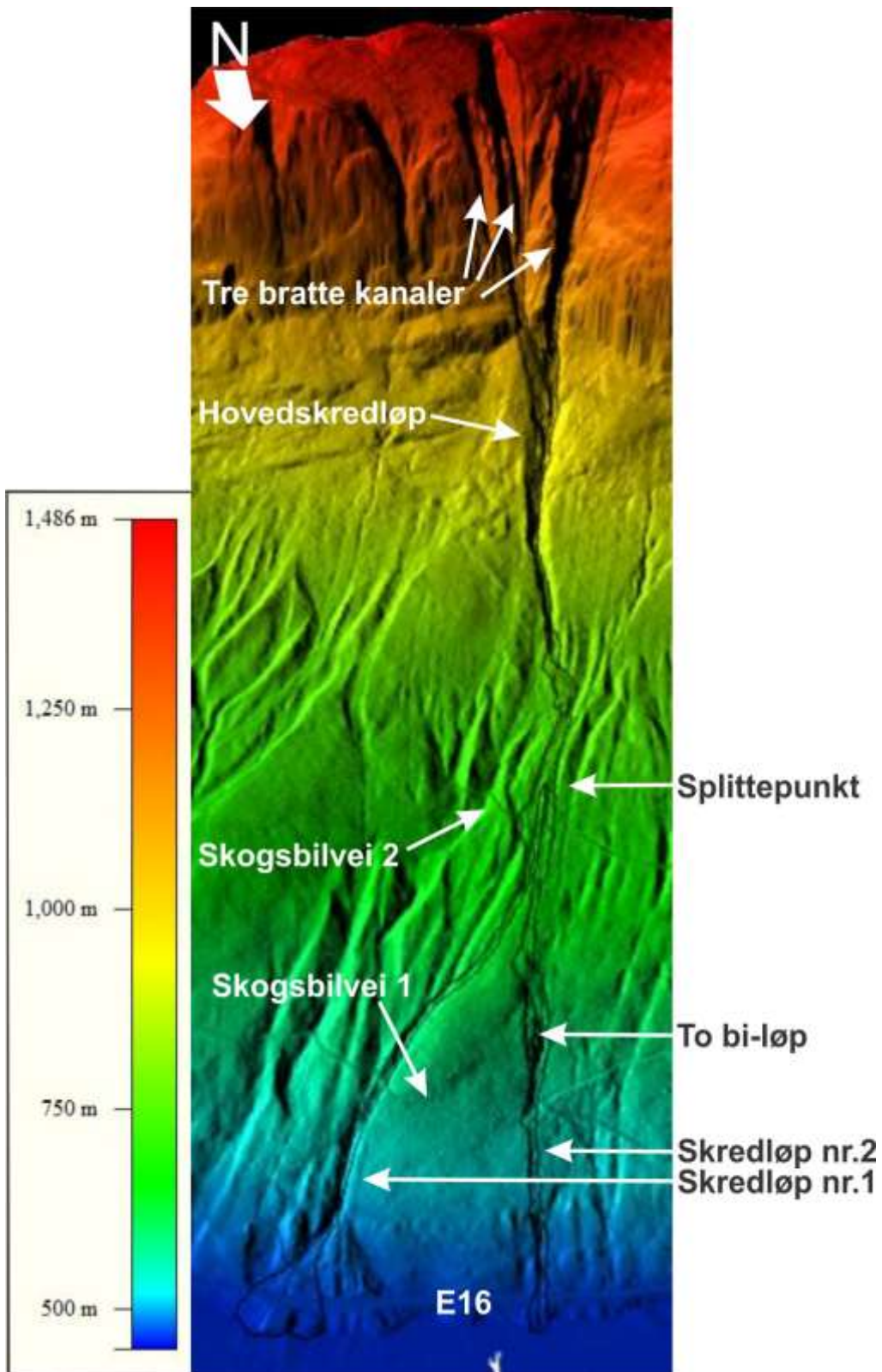
Skredområdet er dominert av tynt morenedekke som befinner seg på det høye fjellpartiet og øverst i skråningen der skredet gikk. I nedre del av skråningen er morenedekket tykkere. Et område midt i kartbildet er dominert av bart fjell som utgjør klippepartiet. Nedenfor dette finnes et område med skredmateriale (fig. 8.47).

I felt varierte morenematerialet i tykkelse fra 0,4 m til over 4 m, men jevnt over lå tykkelsen på mellom 0,4 m til 1 m. Leveene langs skredløpene hadde en høyde opp mot 3 m på det høyeste. De største klastene i skredløpet befant seg over 800 moh og hadde en diameter opp mot 10 m. Leveene langs skredkantene hadde ellers en høyde opp mot 2 m.

Flere detaljer om løsmassene fra skredet beskrives nærmere i appendiks 1.



Figur 8.47 Løsmasse-geologien i området rundt skredet sør for Vangsmjøsa. Gule punkter viser hvor det er samlet inn sedimentprøver (fra NGU).



Figur 8.48 Oversikt over skredet framstilt i 3D ved hjelp av lidar-data. Vegetasjonen er fjernet i visualiseringen. Plasseringen av flere detaljer i skredet er markert med hvite piler og polygonet som viser skredets utbredelse er markert i svart.

Geomorfologisk beskrivelse av området

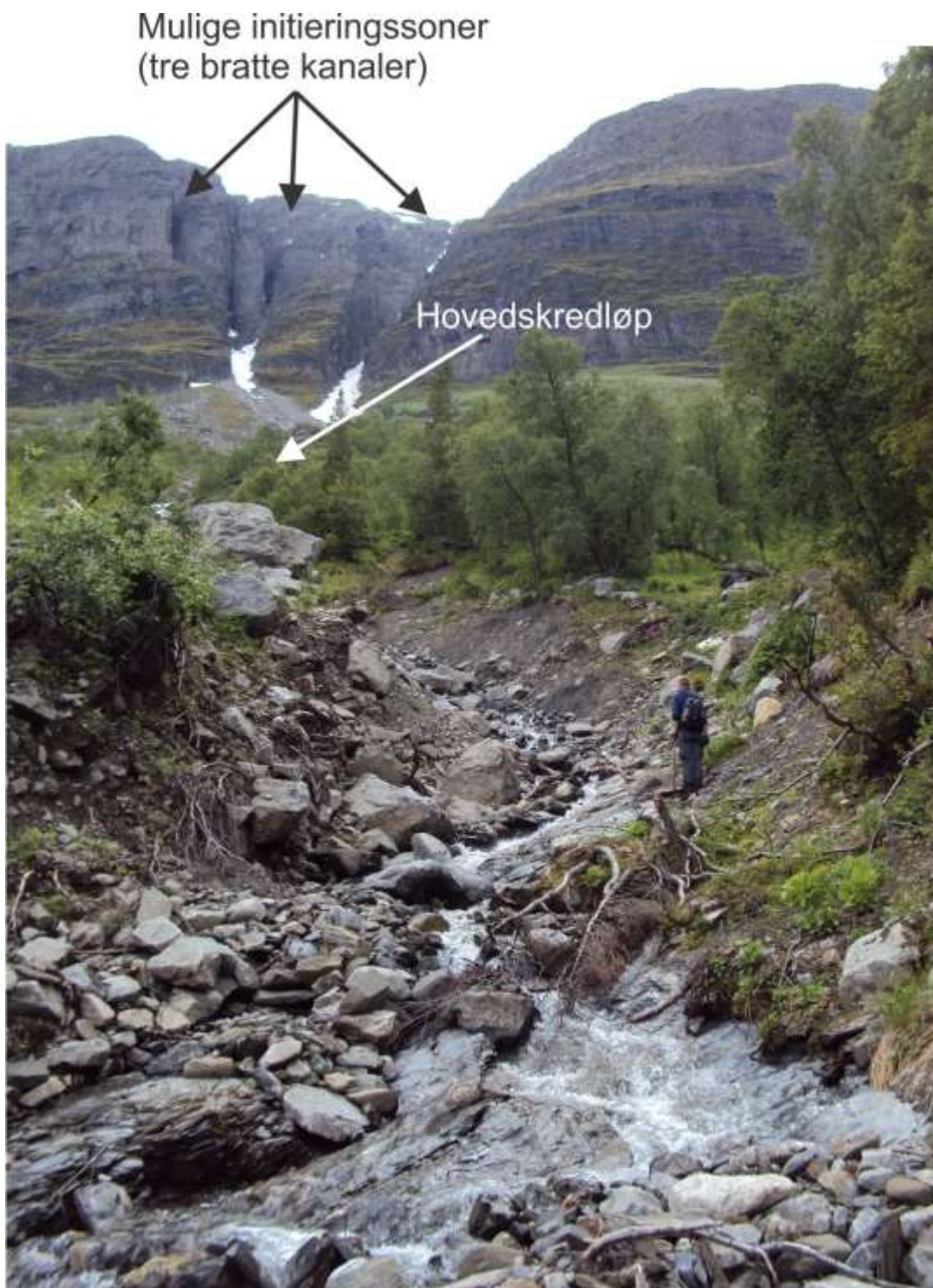
Denne skredhendelsen forgikk i en definert kanal på nordsiden av Bergsfjellet sør for Vangsmjøsa. Hele skredet ble studert i detalj, og nedenfor vil observasjoner fra initieringsområdet, transportområdet og avsetningsområdet bli presentert.

Initieringsområdet: Dette området er lokalisert fra ca. 1000-1550 moh og karakteriseres av et bratt klippeparti på ca. 400 høydemeter med en underliggende steinur. Klippepartiet er inngravert med tre bratte kanaler som alle ender i én kanal, og denne har skåret seg inn i steinura og fortsetter nedover skråningen (fig. 8.49). I steinura finnes blokker av ulik størrelse, med og uten tilvekst av mose og/eller lav, og de største blokkene har en diameter opp mot 10 m. Rundt og inni den store steinura er det stedvis tett begrodd av buskvekster og lav bjørkeskog. Morenelaget i denne høyden er relativt tynt og helninga på hele løseområdet er i gjennomsnitt 34°.

Transportområdet: Dette området utgjør store deler av skredets utstrekning fra ca. 500-1000 moh, selv om det finnes avsetninger i dette området også. Mellom 740-1000 moh. består dette transportområdet av én hovedkanal.

Ved 740 moh., splittes hoved-skredkanalen til to mindre skredkanaler, *skredløp nr.1* og *skredløp nr. 2*. Disse fortsetter adskilt nedover til Vangsmjøsa (fig. 8.50), og på sin vei krysser de to skogsbilveier, hvor *skogsbilvei 2* ligger høyest i terrenget og *skogsbilvei 1* ligger lavest.

Skogsbilvei 2 blir krysset av *skredløp nr.1* ved 712 moh og av *skredløp nr.2* ved 710 moh, mens *skogsbilvei 1* blir krysset av *skredløp nr.1* ved 573 moh og av *skredløp nr. 2* ved 554 moh.



Figur 8.49 Initieringsområdet og øvre del av transportområdet hvor det er klippeparti i bakgrunnen med tre bratte kanaler og steinur i underkant. Hoved-skredløpet er markert.



Figur 8.50 Oversiktsbilde som viser hvor skredløpet splittes i et østlig *skredløp nr. 1* og et vestlig *skredløp nr. 2*. 30 m nedenfor splittepunktet krysser skredløpene *skogsbilvei 2* (person mellom skredløpene er skala).

Ved to lokaliteter i transportområdet finnes store mengder materiale som er blitt avsatt på grunn av krappe svinger i skredløpet. Dette skjer først 820 moh hvor hovedskredløpet svinger brått fra orienteringen NØ-SV til NV-SØ. I dette avsetningsområdet kan man se relativt friske avsetninger av blokker fra hendelsen i 2011 som er grå i fargen og avsetninger fra eldre hendelser, overgrodd av mose/lav (fig. 8.51).



Figur 8.51 Utsyn ut over område hvor hoved-skredløpet tar en krapp sving og derfor avsetter sedimenter i yttersvingen av kanalen. Det mindre bildet viser eldre avsetninger som er tilgrodd (venstre for hvit linje) og nyere avsetninger som er grå i fargen (høyre for hvit linje) (gul pil angir spade til skala).

Den andre lokasjonen i transportområdet hvor store mengder løsmasser er avsatt finnes 650 moh i *skredløp nr. 2*. Her svinger skredløpet kraftig og skifter orientering fra NØ-SV til NV-SØ. Gjennomsnittlig helning av skredløpet i dette området er 23° . Rett ovenfor denne svingen har kanalen en bredde på 6,5 m og finstoffer på gjenværende trær viser at skredet var 2,0 m høyt i forhold til bunnen av skredløpet. I svingen var bredden 14 m og høyden 1,0 m. Grunnfjellet danner også en hylle midt i svingen med en høyde på 2,0 m. Løsmasselaget på østsiden av kanalen, i yttersvingen nedenfor denne hylla, danner en 2,5 m levee, definert av morene i bunnen av leveen og skredmateriale liggende oppå. I leveen finnes blokker med

diameter opp mot 2,0 m, mens i innersvingen finnes ikke skredmateriale, kun et halvmeter tykt lag av morene (fig. 8.52).

To bi-løp har blitt dannet NØ for *skredløp nr. 2*, gående parallelt med skredløpet (fig. 8.52 og fig. 8.53). Det finnes blokker med en diameter opp mot 1,9 m også i disse. Ved å studere finstoff på gjenværende trær er det mulig å se at skredmassene har hatt en høyde på over 1,7 m i disse løpene. Like ovenfor *skogsbilvei 1*, 575 moh, entrer bi-løpene *skredløp nr. 2*. Først ble kun ett av de to bi-løpene identifisert i felt, men ved hjelp av lidar-data dukket det opp ett til som ble studert i felt i ettertid.

Generelt for skredløpene: Begge skredløpene varierer stedvis mellom å ha u- form og v- form, og det er hele veien fra steinura nedenfor klippepartiet og ned til Vangsmjøsa, eksponert glattpolert berggrunn i bunnen av skredløpene. Helningen varierer mye, fra å være horisontalt med ansamling av vann enkelte steder til opp mot 50° andre steder. Gjennomsnittlig helning ligger på om lag 25°. Der skredløpene passerer skogsbilveiene ligger gjennomsnittlig helning på skredløpene mellom 23-26°. Røtter fra busker og annen vegetasjon er godt synlig langs kantene og har en lengde på opp mot 1 m.



Figur 8.52 Skredløp nr. 2 skifter orientering fra NØ-SV til NV-SØ og løsmasser er avsatt i yttersvingen. Samtidig finnes et bi-skredløp som vist



Figur 8.53 Utsyn nedover det østligste bi-løpet til *skredløp nr. 2* (hvit pil viser spade til skala).

Avsetningsområdet: Overgangen mellom transportområdet og avsetningsområdet kommer tydelig fram via et apex 520 moh i *skredløp nr. 1*, hvor helningsgradienten endres raskt fra 30° til 13°. Ved dette punktet er skredløpet 10 m bredt og 3 m høyt. For *skredløp nr. 1* finnes det avsetninger fra 466-520 moh og disse er blitt modifisert av opprydningsarbeid i ettertid. Dette har ført til at skredviften ikke ser ut som den gjorde rett etter skredhendelsen. De tilsynelatende leveene i dette avsetningsområdet er flatet ut og har en høyde opp mot 2,5 m, og blokkene har en diameter opp mot 2,5 m (fig. 8.54 og fig. 8.56c). Bilder fra Thomas Sletten viser imidlertid hvordan dette avsetningsområdet så ut kort tid etter skredhendelsen (fig. 8.44 og fig. 8.45). Ifølge Sletten beveget skredet seg på begge sider av vifteformasjonen i dette området, og en garasje som sto i veien er fjernet i ettertid. Ett hus ble også rammet av dette skredet.

For *skredløp nr. 2* er det avsatt materiale ved 650 moh og i Vangsmjøsa (fig. 8.55 og fig. 8.56d). Dette vil si at apex for *skredløp nr. 2* befinner seg under vann og kunne ikke studeres i detalj. *Skredløp nr. 2* krysser E16 bare 30 m fra Vangsmjøsa og her er bredden på

skredløpet 9 m. Bildene fra Sletten viser at det er blitt satt opp et autovern i etterkant av skredhendelsen.

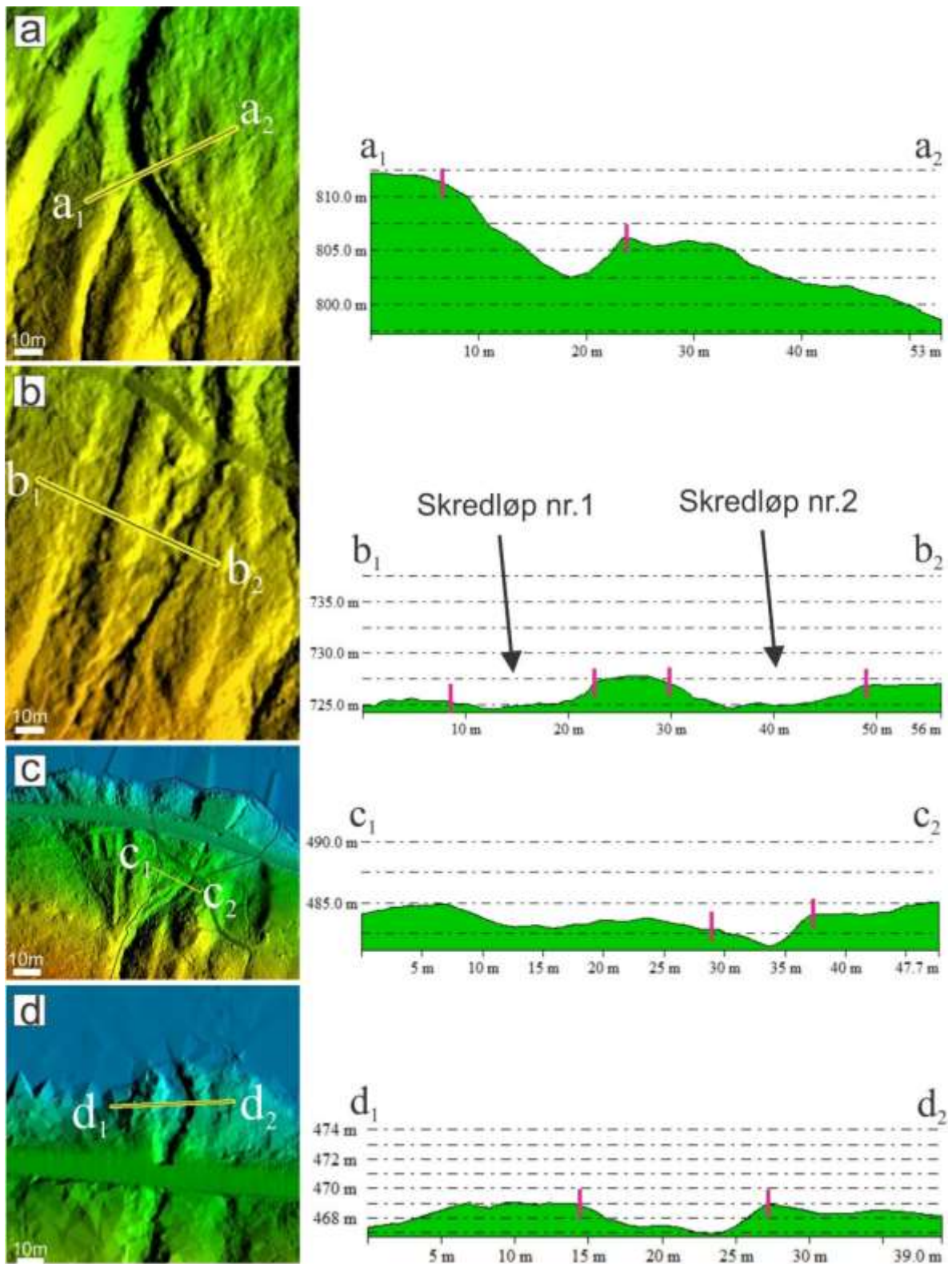


Figur 8.54 Detaljer i avsetningsområdet for *skredløp nr. 1*. a) Overgangen fra transportområdet til avsetningsområdet i *skredløp nr.1* markeres ved *apex*, b) nærbilde av *apex* (hvit pil viser spade til

skala), c) blokker, finere løsmasser og vegetasjon på avsetningsvifta, d) avrevet tre med frynsete ende og e) små hull i skredmassene med en diameter opp mot 2 cm (sedimentene på bildet er imidlertid blitt modifisert i etterkant av skredhendelsen).



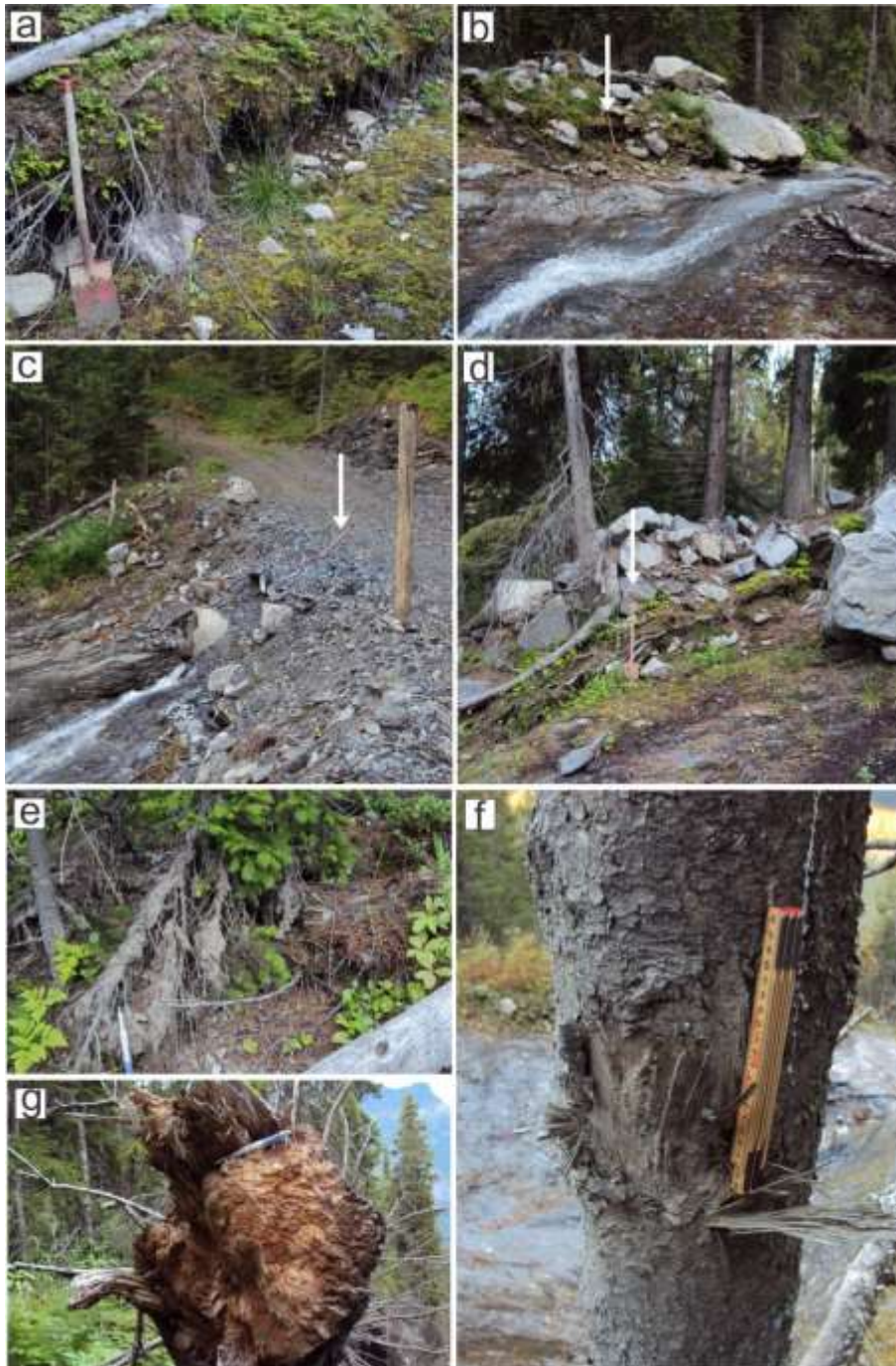
Figur 8.55 Avsetningsområdet for *skredløp nr. 2*. a) Utsyn oppover *skredløp nr. 2* sett fra E16 (hvit pil viser spade til skala), b) utsyn nedover avsetningsområdet for *skredløp nr. 2* sett fra E16, c) utsyn oppover avsetningsområdet for *skredløp nr. 2* sett fra Vangsmjøsa og d) blokker og løsmasser fra skredhendelsen avsatt i Vangsmjøsa.



Figur 8.56 Fire lokasjoner i skredløpet med profil. a) Øverste krappe svingen med avsetninger ca. 820 moh, b) like nedenfor splittepunktet hvor hovedkanalen deles i *skredløp nr. 1* og *skredløp nr. 2*, c) avsetningsområdet for *skredløp nr. 1* hvor skredviften for dette skredet er markert med et polygon og d) avsetningsområdet for *skredløp nr. 2* ved Vangsmjøsa. Ingen vertikal overdrivelse.

Andre observasjoner i skredområdet

- Røttene er flere steder godt synlige langs skredkanten og varierer i lengde fra 0,4 m og 1,0 m (fig. 8.57a).
- Ved å telle årringer på trær som lå i skredbanen ble det mulig å finne ut at trær så gamle som 150 år var tatt med av denne skredhendelsen (fig. 8.57g).
- Vegetasjonen fra *skogsbilvei nr. 2* og nedover skråningen er dominert av granskog, mens den oppover fra skogsbilveien, mot klippepartiet, er dominert av bjørkeskog.
- Det er generelt mer steiner og blokker, trær og annen vegetasjon som ligger i *skredløp nr. 2* enn i *skredløp nr. 1* i etterkant av skredet.
- Bak gjenværende trær har det samlet seg kvister, trær og steiner fra skredhendelsen flere steder i hele transportområdet (fig. 8.57d).
- Finstoffer har lagt seg som et tynt lag på trestammer på gjenværende trær, greiner eller på avsetninger fra skredet (fig. 8.57e).
- I skredmaterialet kan man se små hull med en diameter på 1-5 cm, og med en avstand mellom seg på 1-3 cm (fig. 8.54e).
- Trær som er blitt revet med i skredet har frynsete ender (fig. 8.54d).
- Barken på siden av gjenværende trær som vender oppover skråningen er ofte skrapet bort av materiale i skredet (fig. 8.57f).

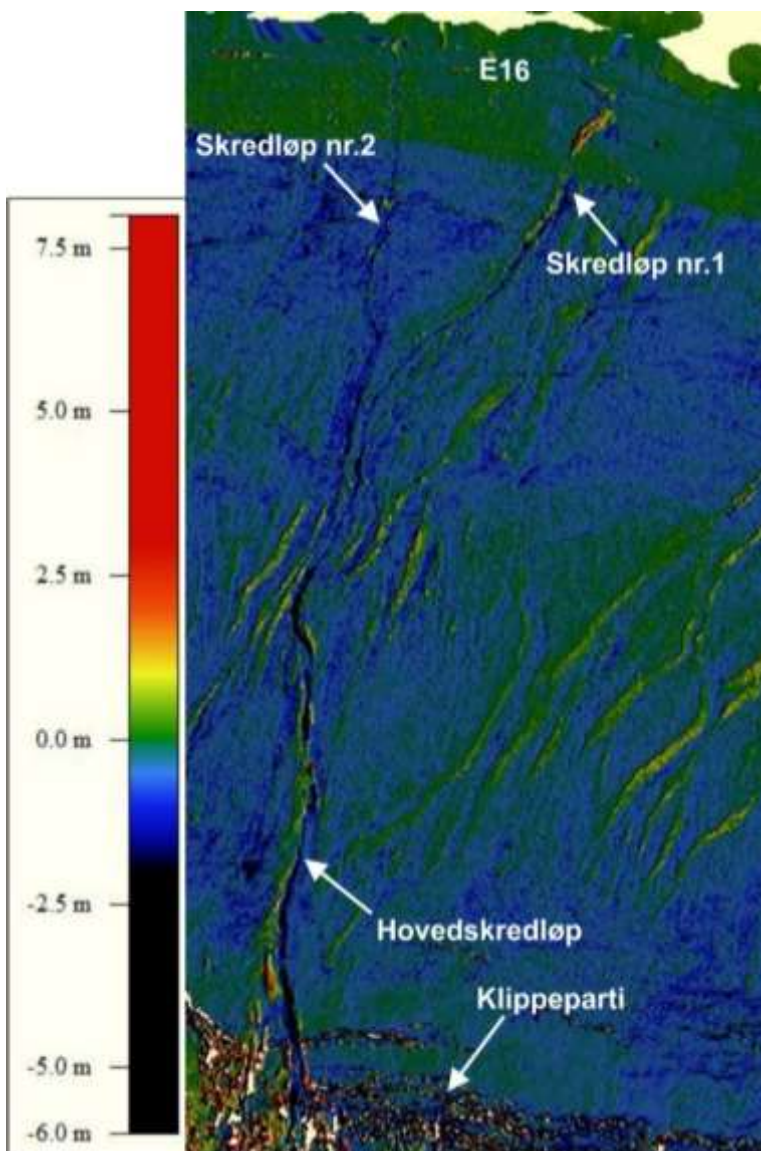


Figur 8.57 Detaljer som kunne observeres i skredløpene. a) Hulrom under morenelaget langs kanten av skredet som viser røttenes lengde, b) morene og skredmateriale langs kanten av skredløpene, c) skredløp nr. 1 og skogsbilvei 1. Veien er gjenoppbygd i etterkant av skredet og det er to stikkrenner under veien hvor vannet renner i dag. Slik ser alle fire krysningene mellom skredløp og skogsbilvei ut (pil viser spade til skala), d) ansamling av kvister, trær og steiner bak gjenværende trær, e) finstoffer på gjenværende trær/greiner, f) avskrapet bark på gjenværende trær og g) ved å

telle årringene på trær i skredbanen kan man finne alderen på trær som ble tatt med av skredet.

Volumberegning av skredet ved bruk av lidar data

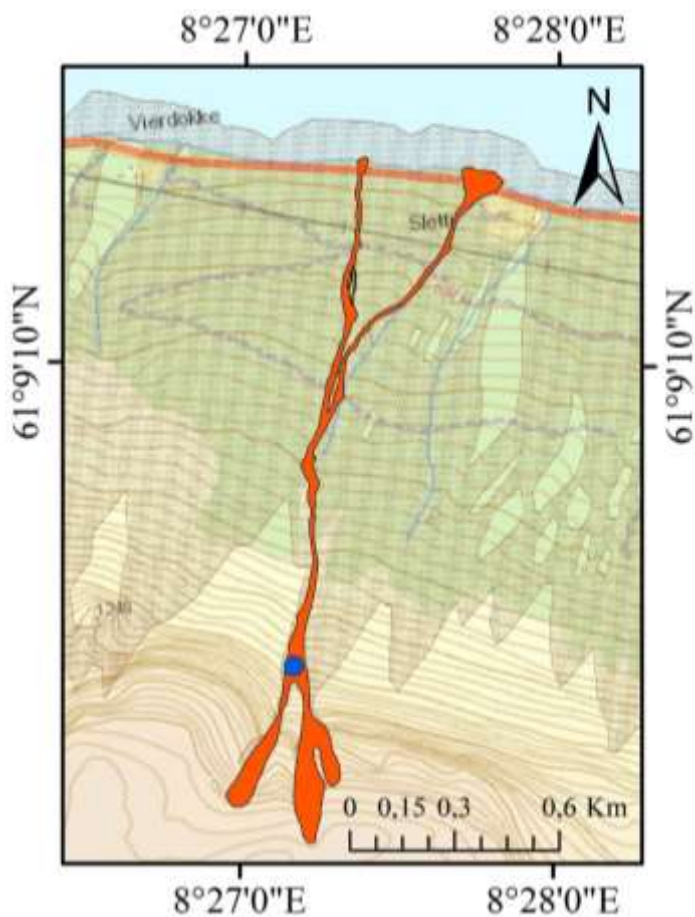
Omtrentlig volum av skredmateriale involvert i denne skredhendelsen ble også beregnet ved hjelp av lidar-data. Nedre del av skredløpet er forbundet med usikkerhet og ble ikke medregnet. Ved å markere omrisset av skredkanalen fra nedre del av klippepartiet og ned til ca. 750 moh, blir allikevel store deler av skredmassene medregnet. Volum av skredmasser er beregnet til $\sim 20\,000\text{ m}^3$ for dette skredet (fig. 8.58).



Figur 8.58 Framstilling av masseforflytning i skredet ved hjelp av to generasjoner av lidar-data, tatt henholdsvis før og etter skredhendelsen. Mørkere områder med svart og blå farge i øvre del av skredløpet indikerer erosjon, mens grønn, gul og rød farge indikerer avsetninger. Gule/grønne «rygger» parallelt med skredløpet er tolket som artefakter.

Aktsomhetskart for området

Også for dette skredet ble skredutbredelsen sjekket mot aktsomhetskart fra NGU, og fig. 8.59 viser at skredets utbredelse ligger innenfor modellerte skredfarlige områder. Initieringsområdet ligger likevel på grensen av hva som er modellert. Det finnes ikke farekart for dette området.



Figur 8.59 Aktsomhetskart for området hvor skredet gikk, digitalisert 03. april 2014 (fra NVE-Atlas). Det brune områder er skredutsatt og det oransje polygonet viser skredets utbredelse som er innenfor dette området.

Type skred

Dette skredet fulgte definerte kanaler i terrenget, rev med seg løsmassene helt ned til grunnfjellet, startet i et område med gjennomsnittlig helning på 34° og hadde en utstrekning på 1,5 km i luftlinje. Ut ifra avsetningene i området kan man se at løsmassene er blitt godt blandet i denne skredhendelsen, og basert på de andre observasjonene er bevegelsestypen *massestrøm (flow)*. Ut ifra Hungr et al. (2013) kan dette skredet klassifiseres som en *debris flow* da den har ødelagt alt på sin vei, og hatt et høyt innhold av løsmasser og store blokker i kombinasjon med vann. I følge den foreslåtte klassifikasjonen i denne oppgaven vil dette skredet defineres som et *steinrikt flomskred*.

Dato	15. august 2011
Helning av skråning	Grunnfjellet er mellom 0 - 50°
Bredde	6,5 – 28 m
Lengde	~1,5 km
Omtrentlig volum	~20 000 m ³
Materiale	Morene
Oppgitt skredtype i database	Jordskred
Oppdatert skredtype	Steinrikt flomskred

Statistiske betingelser/utløsende faktorer

Ved dette skredområdet finnes naturlige statistiske betingelser som kan ha tilrettelagt for denne hendelsen. Disse inkluderer en gjennomsnittlig helningen i løseområdet rundt 34° og tilstedeværelse av etablerte kanaler i skredområdet skråning. Nedenfor det bakenforliggende klippepartiet finnes blokker i ei steinur og det finnes morenemateriale i resten av skråningen. Det finnes ingen menneskeskapte statistiske betingelser i dette skredområdet. *Skogsbilvei 1 og 2* er plassert i de midtre delene av skredet, i transportområdet, og deres tilstedeværelse har derfor ingenting med utløsningen av skredet å gjøre. Disse førte heller ikke til endring av skredets retning.

Ut ifra værforholdene i forkant og på selve skreddagen kan det med stor sikkerhet sies at utøsende faktor for dette skredet var store nedbørsmengder (fig. 8.9). I August var det ingen snøsmelting i dette området og dette var derfor ingen medvirkende årsak (www.senorge.no).

Fare for gjentagelse

Steinsprang og steinskred fra klippepartiet fører til at steinura i underkant kontinuerlig fylles opp med blokker. I dette området kan det potensielt starte flere nye skred på dager med store nedbørsmengder. Løsmasser og blokker kan settes i bevegelse enten av rennende vann alene eller i kombinasjon med steinsprang/steinskred. Da dette er et *steinrikt flomskred* som opptrådte i en allerede eksisterende kanal i en bratt fjellside i underkant av et klippeparti, tolkes faren for gjentagelse i dette området som sannsynlig.

8.4 Analyse av tre eldre skredhendelser

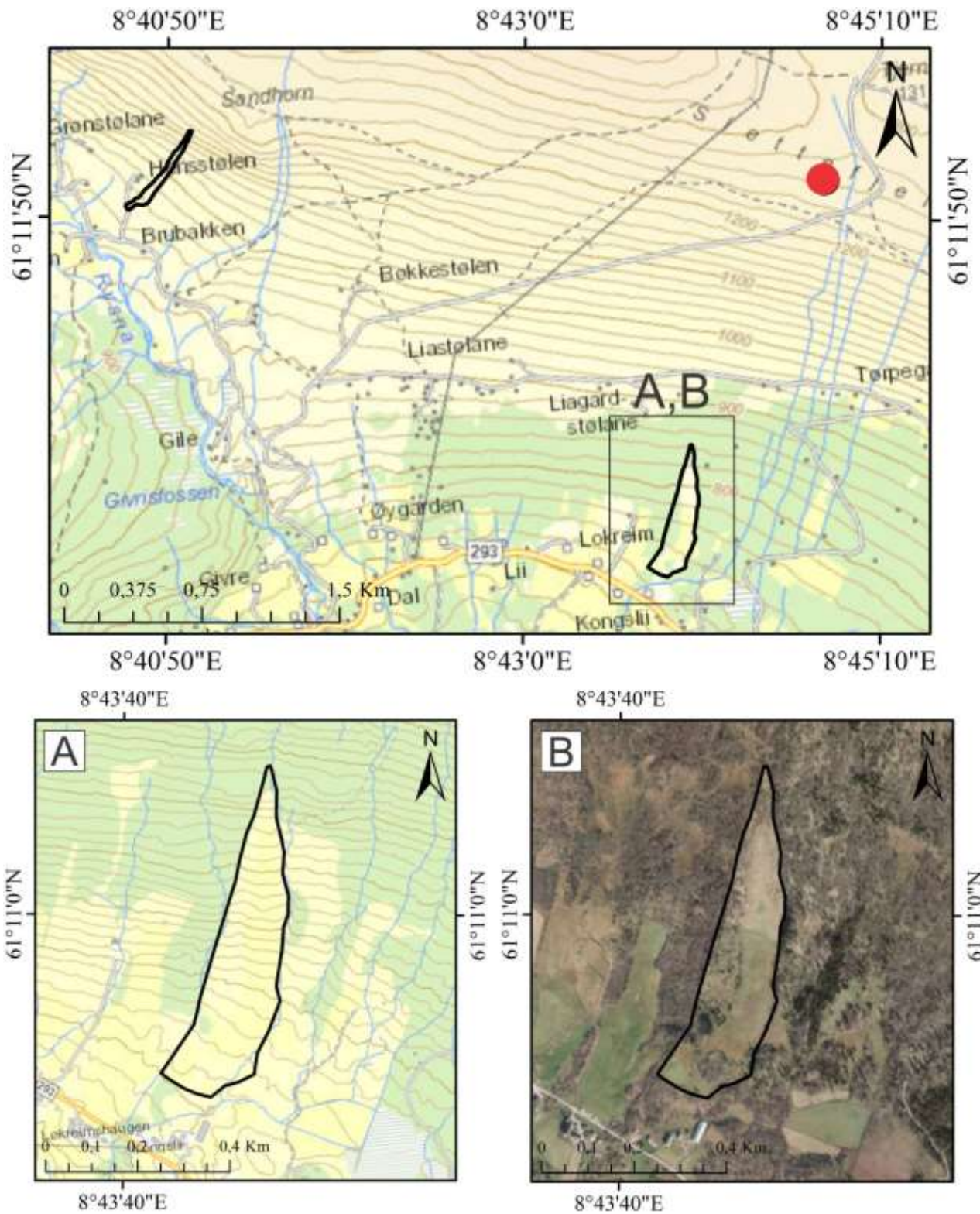
8.4.1 «Eldre skred» 1- Herredalen 1928

Skredet i Herredalen ble registrert 30.11.2012 av NGU og skal ha funnet sted 15. juli 1928. Nøyaktig hvilke dag skredet gikk er vanskelig å si, da skredtidspunktet har en nøyaktighet på seksten dager. I skreddatabasen er dette skredet klassifisert som et jordskred hvor opplysninger om nøyaktig plassering, skade på personer, bygninger, vei og dyrka mark er ukjent. Skredet skal ha løsnet i Søre Blåe berge i Herredalen vest for Slettefjellet, og stoppa 100 m fra ei seter. Skredløpet skal ifølge databasen være synlig den dag i dag.

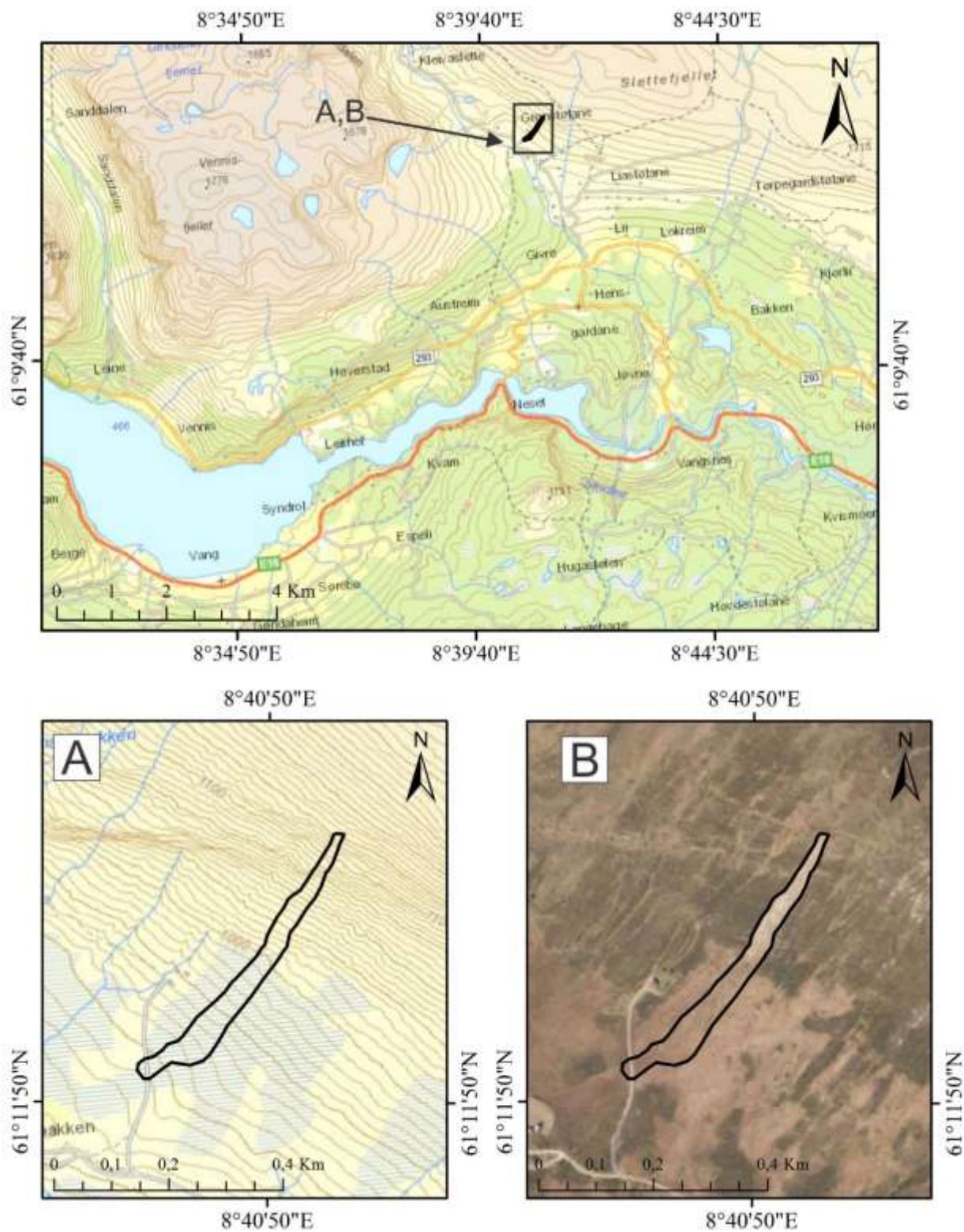
Fra flyfoto kommer det fram to kandidater som potensielt kan være det aktuelle jordskredet, og disse er blitt nærmere studert (fig. 8.60). De to områdene befinner seg ca. 3,5 km fra hverandre i luftlinje og har typisk jordskred-fasong hvor øvre del er smal, med et stadig bredere skredløp nedover skråningen. Den første kandidaten er lokalisert ca. 6,5 km SØ for Blåe berge, ca. 1,7 km sør for den opprinnelige punktplasseringen av hendelsen (fig. 8.60A og B). En gård befinner seg ca. 60 m sør for nedre kanten av dette området. Ved å studere profiler fra lidar-data av dette området er det imidlertid lite sannsynlig at dette er et skreddarr, da det tilsynelatende ikke var fjernet masse fra det potensielle skredløpet.

Den andre kandidaten befinner seg ca. 3 km SØ for Blåe berge, ca. 3,5 km vest for den opprinnelige punktplasseringen (fig. 8.60 og fig. 8.61). Skredet har tilsynelatende krysset en setervei og er plassert ca. 80 m øst for ei seter. Tre profil fra området viser tydelig fordypning i profil 1 og 2, og forhøyning i profil 3 (fig. 8.62), som potensielt kan reflektere henholdsvis erosjon og avsetning under skredhendelsen.

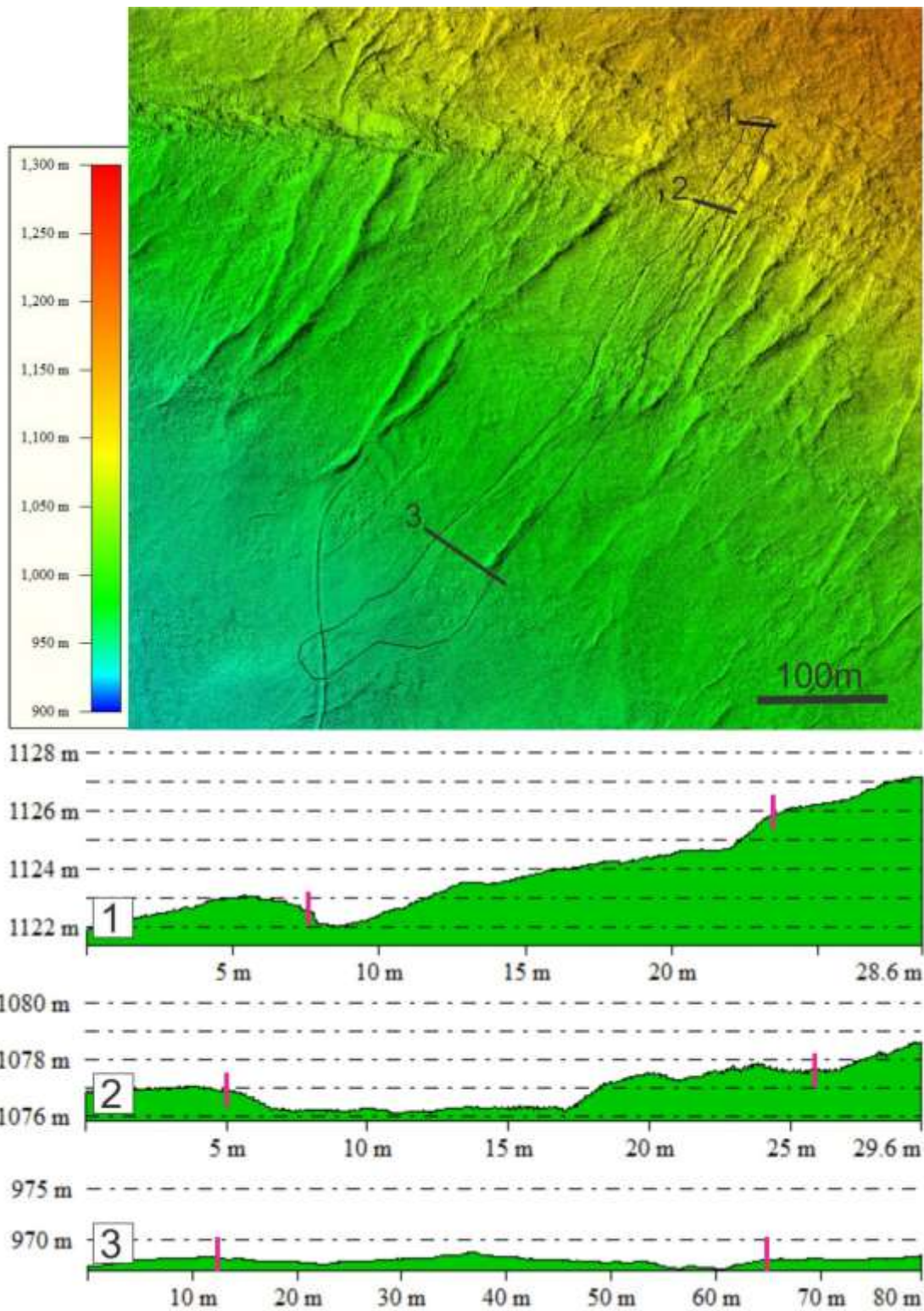
Denne skredhendelsen vil bli diskutert videre i kapittel 9.4.



Figur 8.60 Skredregistrering nr. 47 fra databasen er markert med en rød prikk og to skredpolygon er tegnet inn. A) Nærmere kartbilde av området som ikke var et gammelt skred, B) flyfoto av samme område.



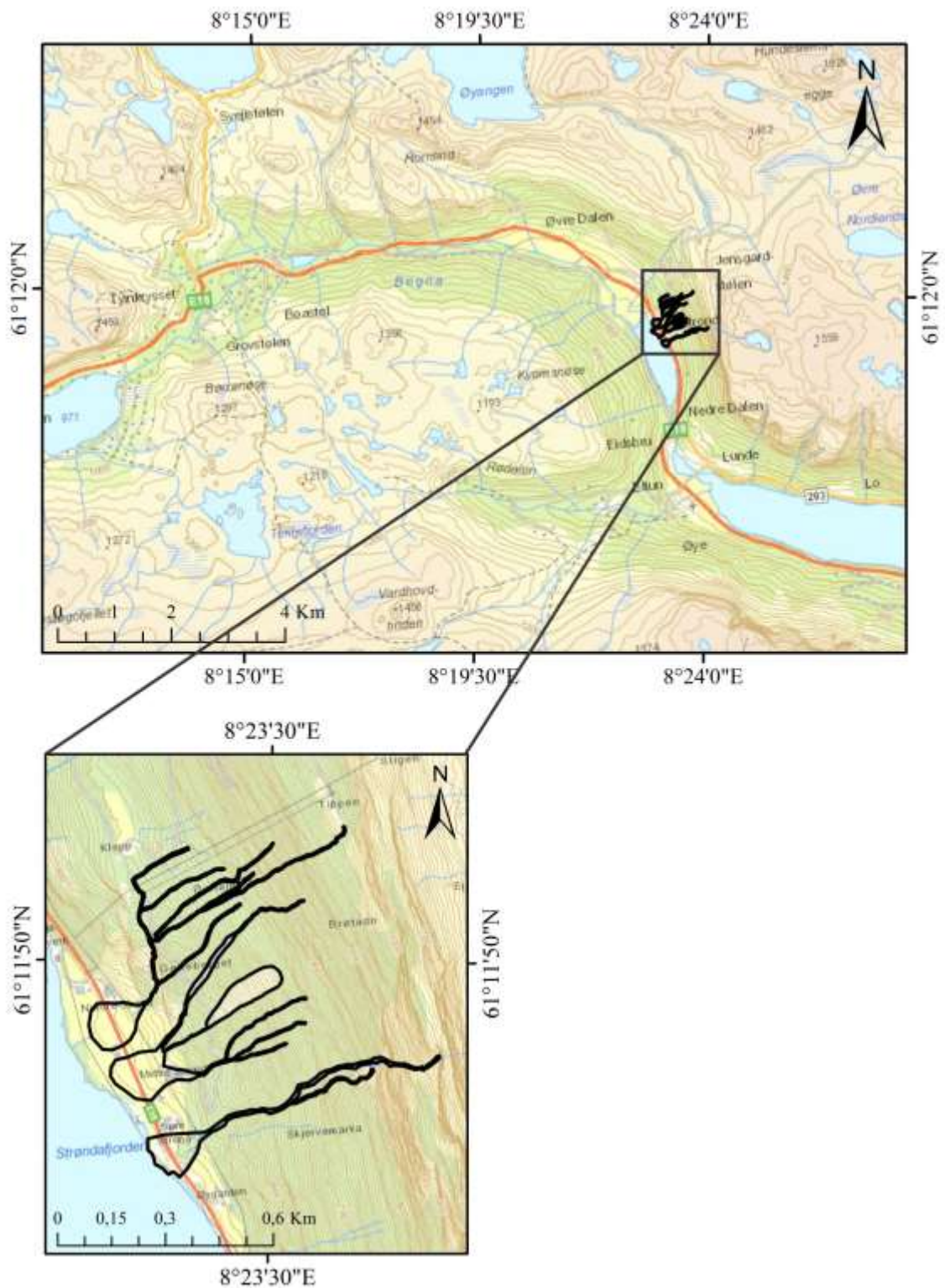
Figur 8.61 Oversiktskart over lokasjonen til skredet i forhold til Vang sentrum. A) Nærmere kartutsnitt av området og B) flyfoto som viser at området er synlig fra lufta.



Figur 8.62 Skredet i Herredalen hvor profil 1, 2 og 3 er markert. Profil 1 og 2 er lokalisert i øvre del av området hvor det er fordypning, mens profil 3 er i nedre del av løpet hvor det er forhøyning. Dette kan potensielt reflektere henholdsvis erosjon og avsetning etter skredet. Ingen vertikal overdrivelse. Vegetasjonen er fjernet i visualiseringen.

8.4.2 «Eldre skred» 2 og 3 - Strond i 1735 og 1860

På Strond er det blitt utført to registreringer av eldre skredhendelser (fig. 8.63). Det ene skredet ble registrert 30.11.2012 av NGU. Det står beskrevet at dette gikk 26. juli 1735, men det er ukjent når på året. I skreddatabasen er dette skredet klassifisert som et jordskred hvor opplysninger om nøyaktig plassering og skadeomfang er uvisst. I beskrivelsen kommer det fram at skredet tok med seg 5 ½ mål eng og ½ mål åker fra Sørstrand eller bondegodset Nordstrand. Det andre skredet ble også registrert 30.11.2012 av NGU, og dette skal ha skjedd 17. juni 1860 under storflommen 16-19.juni, men nøyaktigheten av dette tidspunktet er ikke kjent. NGU klassifiserte også dette skredet som er jordskred, det ble skade på bygninger og dyrket mark, og det er beskrevet at det ble observert flodbølge fra dette skredet. Videre i beskrivelsen kommer det fram at alle husene på Strand ble tatt med skredet ut på Strondafjorden, men at ingen mennesker eller husdyr ble drept.



Figur 8.63 Oversiktskart over mulig lokasjon til to skred på Strond. Det mindre kartbildet er et nærmere utsnitt som viser forslag til lokasjon av skredene, med skredløp og avsetningsvifte.

I dette området er det bratt terreng preget av elver som munner ut i Strondafjorden. Disse ser ut til å samle seg sammen ved tre lokasjoner, som igjen munner ut på ei flate som i dag består av dyrket mark og gårdshus. Denne flaten heller svakt ned mot Strondafjorden og krysses av E16 som går fra SØ til NV. I felt, fra kart og ut ifra lidar-data ser det ut som jordene har en bølgete overflate som kommer tydelig fram langs kanten av E16 (fig. 8.64 og fig. 8.65). Dette kan være del av flere vifter fra avsetninger i dette området, og forslag til vifter er markert på fig. 8.65 som vifte *i*, *ii*, og *iii*. Lidar-dataene viser også at vifte *i* har to tydeligere kanaler enn vifte *ii* og *iii*, og dette kan derfor være lokasjonen av den yngste av

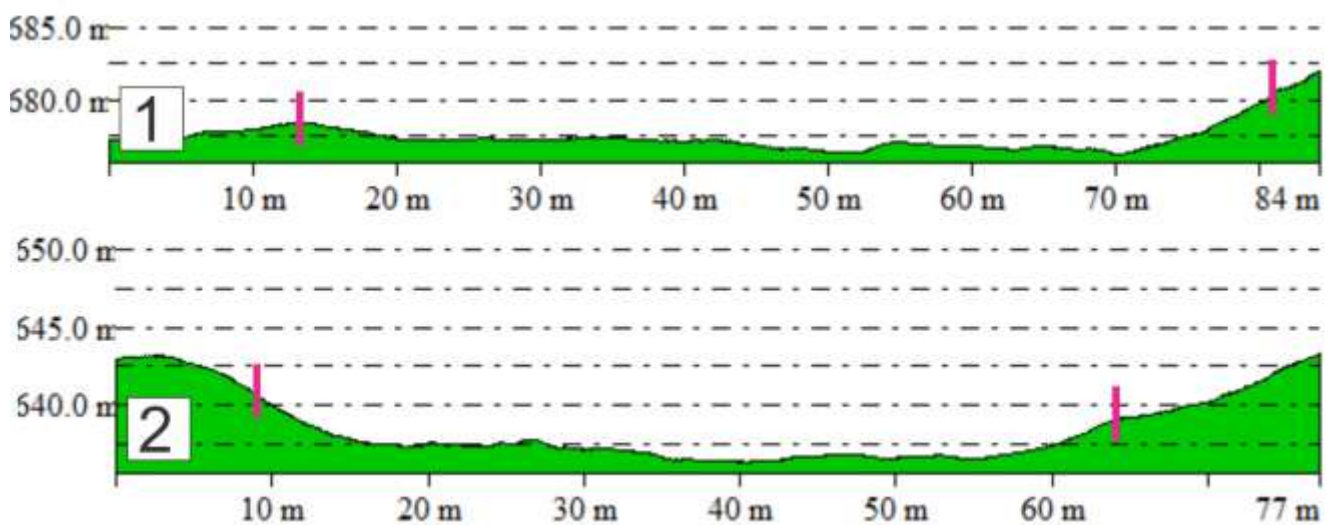
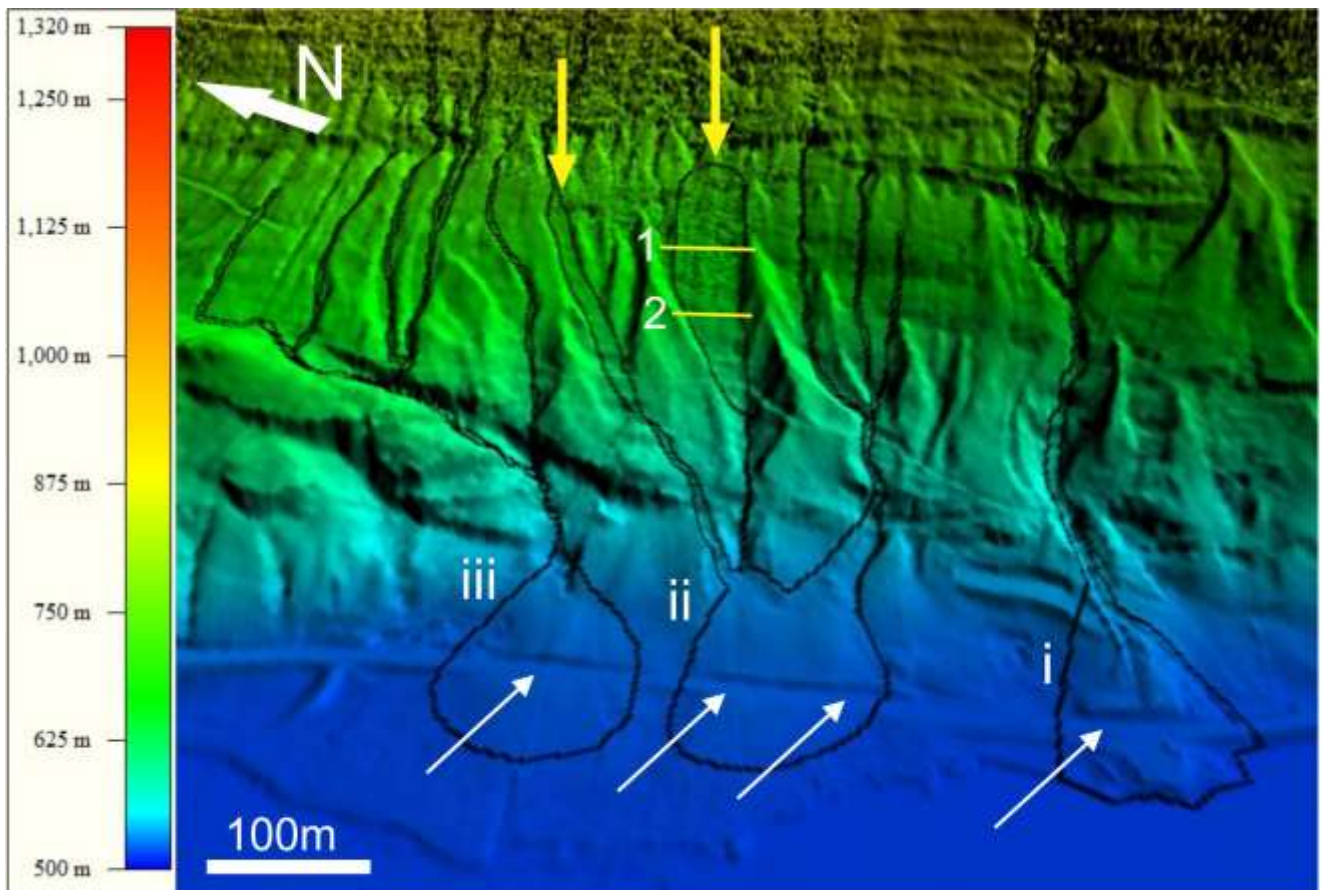


disse to skredhendelsene, fra 1860.

Figur 8.64 Bildene fra Strand viser det bølgete landskapet som kan sannsynligvis er et resultat av skredhendelser.

I forbindelse med bekkene som renner fra den bratte fjellsiden ned til den flate dyrka marka finnes to områder med forsenkninger i terrenget. Dette kommer tydelig fram ved å studere profil fra ett av disse områdene ved hjelp av lidar-data (fig. 8.65).

Disse hendelsene vil bli diskutert videre i kapittel 9.4.



Figur 8.65 Skredområdet fremstilt i 3D. De gule pilene viser de to områdene med forsenkning, mens de hvite pilene viser det bølgete landskapet som dominerer på den dyrka marka, som kan framstå som vifter. Her er tre mulige skredvifter markert på Strand. Vifte *i* er forbundet med to bekker, vifte *ii* til fem bekker og vifte *iii* til seks bekker. Profil 1 og 2 markert på 3D-framstillingen viser forsenkningen. Ingen vertikal overdrivelse. Vegetasjonen er fjernet i visualiseringen.

Kapittel 9. Diskusjon

9.1 Forslag til norsk klassifikasjon for flomskred og jordskred

En norsk klassifikasjonstabell for *flomskred* og *jordskred* er foreslått i kap. 8.1. Dette i et forsøk på å tydeliggjøre forskjellen mellom de to skredtypene og for å muliggjøre en mer konsekvent klassifikasjon av skredhendelser i fremtiden. Ved gjennomgangen av skredene for studieområdet er de foreslåtte begrepene for løsmasseskred benyttet og dette kan derfor gi et mer riktig bilde av hvilke skredtyper som opptrer i ulike terreng. Dette har blitt gjort gjennom å benytte begrepene *plant jordskred*, *jordskred*, *steinrikt flomskred* og *viskøst flomskred* (fra Norem and Sandersen (2012), Veidirektoratet (2014) og NIFS (2015)) som direkte sammenfaller med begrepene *debris slide*, *debris avalanche*, *debris flow* og *debris flood* i Hungr et al. (2013). Disse begrepene er nøye definert og gjør det dermed enklere å klassifisere skredene ved observasjon i felt. Riktig klassifikasjon er kritisk i fremstilling av aktsomhetskart og farekart da de ulike skredtypene har forskjellige karakteristikk, utbredelse og skadeomfang.

Skreddatabasen for studieområdet inneholder skredregistreringer fra flere aktører som NGU, SVV, JBV og NVE, og er et svært godt eksempel på at det er behov for en felles klassifikasjonstabell i Norge. Inkonsekvent bruk av definisjoner av skredtyper er blitt benyttet for registreringene avhengig av fokusområde for de enkelte aktørene, slik at samme typen skred i mange tilfeller har blitt ulikt definert. Dette viser igjen viktigheten av konsekvent bruk av ett klassifikasjonssystem.

9.2 Kontroll av romlig og tidsmessig fordeling av skredhendelser og nytt forslag (og oppdatering av database)

Studieområdet for denne oppgaven spenner over et areal på omtrent $\sim 7800 \text{ km}^2$, hvor mengden tilgjengelig materiale for registrerte skredhendelser er begrenset. I Norges database over registrerte skredhendelser er det i studieområdet totalt 112 skredregistreringer fra år 1700 og fram til i dag. Etter nærmere studie av disse ble antallet redusert til 109 hendelser da 3 av hendelsene er dobbeltregistreringer og observasjoner av værforhold.

Tretten av registreringene i studieområdet mellom år 1716-1975 er registrert i sommermånedene med tilhørende kommentar: «ukjent når på året». Dette kan komme av at skredene var gått på steder hvor det var vanskelig å komme til resten av året. Disse skredene inkluderer både snøskred, fjellskred, jordskred og flomskred, og synlige spor etter disse kan ha variert mye. Dette kan føre til at nøyaktigheten på skredenes lokasjon var vanskelig å bestemme, samt forholdene som førte til hendelsene.

For både eldre og yngre skredregistreringer varierer nøyaktigheten på deres plassering. Eksempel på dette er «*eldre skred*» 1 - *Herredalen 1928* hvor opprinnelig plassering i databasen er et tilfeldig sted på Slettefjellet, 3,5 km øst (i luftlinje) for faktisk skredlokasjon (fig. 8.60). Dette skredet er ikke studert nærmere i felt, men databasen opplyser om at skredsåret er synlig den dag i dag, noe som gjorde det mulig å studere området ved hjelp av flyfoto og lidar-data. Samtidig er det yngre skred som også er unøyaktig plassert, som «*ynge skred*» 1 - *Etnedalen* (Kap. 8.3.2). Punktet i databasen er plassert 1,5 km SØ (langs fv. 33) for den faktisk lokasjonen.

Utarbeidelse av skredpolygon ut ifra topografisk kart har vært en tidkrevende jobb da det finnes flere alternativer til skredets plassering ut ifra geomorfologiske kjennetegn i naturen. Som tidligere nevnt, kommer dette av at naturen i studieområdet har vært utsatt for flere skredhendelser enn de som er registrert i databasen slik at sannsynligheten er til stede for at skredområder består av opptil flere skredsår. Av den grunn ble det utarbeidet til sammen 46 skredpolygoner hvor 42 representerer enkelte løsmasseskred, mens 4 av polygonene er alternative skredutbredelser der hvor det var vanskelig å avgjøre.

Etter arbeidet med databasen er alle løsmasseskredhendelsene plassert så riktig som det lar seg gjøre ut ifra befarings og fjernanalyse. Plasseringene av snøskredene er ikke fjernet da det hadde blitt en møysommelig prosess å lete etter geomorfologiske bevis fra slike hendelser, særlig når nøyaktigheten på lokasjonen av skredhendelsene er usikker. Skredregistreringene i fast fjell opptrådte ved veiskjæringer eller bratte fjellparti og disse punktene er derfor ikke flyttet da sannsynligheten for korrekt plassering er stor.

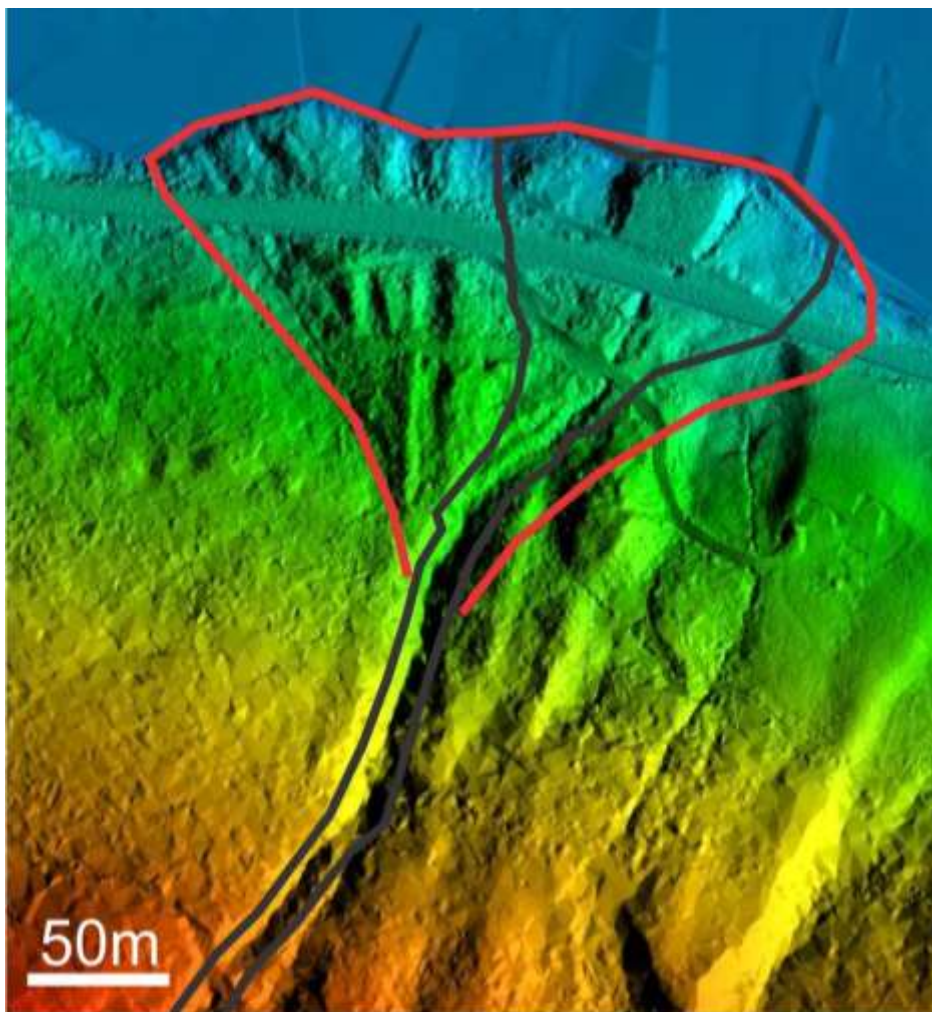
Flere av de eldre løsmasse-avsetningene kan med stor sannsynlighet bli avdekket ved hjelp av lidar-data, men dette ble ikke gjort på grunn av tidsbegrensning.

Databasen kan på ulike måter gi et upresist bilde av skredhendelser av følgende grunner:

Som nevnt i kap. 6, er informasjon om eldre skred hentet inn fra alle tilgjengelige historiske skrifter som kirkebøker og dagbøker. Dette fører til at informasjon om særlig de eldre hendelsene kan være mangelfulle og variere i detaljnivå fra hendelse til hendelse. Mangelen på kommunikasjonsmidler, mindre veinett og registreringsystem kan ha ført til at kun de største skredhendelsene som gjorde mest skade ble registrert og at mindre hendelser fra 1700- og 1800- tallet har blitt utelatt.

Yngre hendelser er ofte blitt registrert direkte etter et skredet fant sted, blitt beskrevet i media og opplevd av mennesker som lever i dag, noe som gjør at informasjon om disse skredene er lettere tilgjengelig. Et eksempel på dette er at mange av de yngre hendelsene kun er små oversvømmelser eller skred som har ført til redusert fremkommelighet eller omkjøring for biler. I tillegg er det i dag flere veier og mer materiell i utsatte strøk, noe som fører til hyppigere skadehendelser. Fordelingen av perioder med høy skredhyppighet (fig. 8.4) gir derfor trolig et upresist bilde av skredhendelser i tiden mellom 1700-2015.

Fordi kun hendelser som gjør skade på materiell eller mennesker, er det svært sannsynlig at mange skred er blitt utelatt fra databasen. Et eksempel på dette er «*yngre skred*» 3 – *Sletti sør for Vangsmjøsa* (Kap. 8.3.4). Ved nærmere studie av skredviften fra *skredløp nr. 1*, ved bruk av lidar-data, kan man imidlertid se at dagens avsetningsvifte er en liten del av en større vifte (fig. 9.1). Ifølge lokale beboere skal det ha vært en skredhendelse som fulgte *skredløp nr. 1* i 1951, slik at den større viften kan være avsetninger fra denne og muligens tidligere hendelser. Hendelsen fra 1951 er ikke registrert i databasen og må altså ikke ha oppfylt kravene for å bli registrert, til tross for at hendelsen kan ha vært av like stor eller større skala enn den i 2011. Årsaken til dette er trolig at E16 ikke var bygget på denne tiden og at hovedveien gikk på nordsiden av Vangsmjøsa. Dermed gjorde denne skredhendelsen ingen skade på mennesker eller materiell. På bilder fremstilt av lidar-data kan man også se flere andre skredløp i området sør for Vangsmjøsa, hvor de fleste av disse ikke når ned til E16. Ingen av disse er heller registrert i skreddatabasen.



Figur 9.1 Skredviften fra *skredløp nr. 1, skred 3 - Sletti sør for Vangsmjøsa* er markert med svart omriss, mens eldre skredvifte er markert med rødt omriss. Vegetasjonen er fjernet i visualiseringen.

Enkelte av opplysningene i skreddatabasen kan ha en tvetydig tolkning. Eksempel på dette er registrering av flodbølge ved fire av skredhendelsene på 1800- tallet som også kan tolkes som flomskred. Disse hendelsene inkluderer et fjellskred ved gården Lo i 1837 ved Vangsmjøsa, et flomskred (eller flere) på Strand-gårdene i Vang i 1860, et flomskred på gården Nordland i 1860 og et flomskred ved Vika-gårdene i 1860 ved Einang-sundet nord for Slidrefjorden. Dersom et skred er stort nok og har utløp i et vann, slik som for alle overnevnte skred, vil det kunne dannes en flodbølge, spesielt ved fjellskredhendelser. Tre av disse skredene var sannsynligvis flomskred, og den skredtypen beveger seg på en måte som kan se ut som bølger (Veidirektoratet, 2014). Det kan derfor være tenkelig at selve skredet er blitt beskrevet med en bølgete framturen, og at det ikke ble dannet flodbølger i fjordene av

disse skredene. For fjellskredet i Lo er det imidlertid sannsynlig at dette kan ha dannet en flodbølge i Vangsmjøsa.

9.3 Evaluering av de tre yngre skredhendelsene

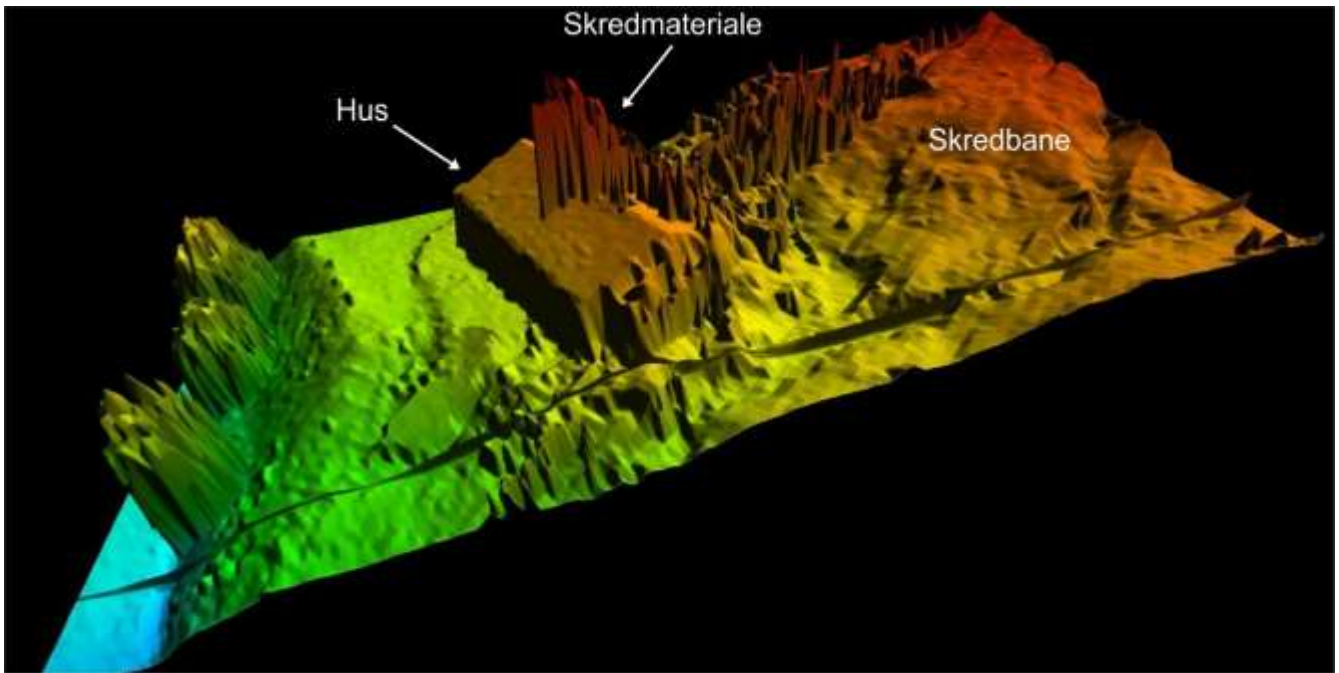
9.3.1 «Yngre skred» 1 – Etnedalen

Plasseringen av det yngre skredet i Etnedalen som gikk den 22. mai 2013 måtte bestemmes ut ifra feltarbeid da dette skredsåret kun hadde en maksimal utstrekning på 12,4m. Uten tilgang til lidar-data for dette området og ingen mulighet til å se skredsåret på flyfoto, var avisbilder fra media det eneste som viste skredsåret og avsetningene. Etter befarings kunne skredsåret tegnes ut ifra konturlinjene på topografisk kart.

Tolkning av hva slags type skred dette var, statiske betingelser i skredområdet, utløsende faktorer og fare for gjentakelse ble beskrevet under kap. 8.3.2.

9.3.2 «Yngre skred» 2 – Aurdal

Det finnes ikke flyfoto over skredområdet i Aurdal fra etter skredhendelsen den 22. mai 2013. Dette førte til at det første polygonet som ble tegnet her ble tegnet ut ifra konturlinjer i topografisk kart. Det å finne riktig skala for skredhendelsen kan være vanskelig, og etter nærmere studie i felt viste det seg at dette polygonet var for bredt og ikke dekket hele skredets utstrekning. Ved tilgang til lidar-data som var samlet inn like etter skredhendelsen var det mulig å få et mer nøyaktig bilde av skredet. Dette fordi store endringer og gjenoppbygninger var gjort i skredområdet på de to årene som har gått siden hendelsen. Fig. 9.2 viser et godt eksempel på detaljnivået til lidar-data og hvor nyttig slik data kan være for slike hendelser hvor det ikke er blitt utført tilstrekkelig feltarbeid i ettertid av hendelsen.



Figur 9.2 Lidar-data ble i dette området samlet inn i tidsrommet etter skredhendelsen, men før oppryddingen og rivingen av det øverste huset (99/29). Skredmateriale som traff huset og skredbanen kommer tydelig fram på bildet.

Tolkning av hva slags type skred dette var, statiske betingelser i skredområdet, utløsende faktorer og fare for gjentagelse ble beskrevet under kap. 8.3.3.

Som nevnt i kap. 8.3.3 er det tre typer skred som kan nevnes for hele hendelsen, da den skifter karakter underveis. Øverst i initieringsområdet startet skredet som *debris slide* for deretter å gå over til *debris avalanche*. Mye av skredmassene ble avsatt i midtre del av skredløpet slik at nedre del av skredet oppførte seg mer som en *debris flow* (ut ifra Hungr et al. (2013)). I følge klassifikasjonstabellen framstilt i denne oppgaven vil den aller øverste delen av skredet, i initieringsområdet, kunne kalles for et *plant jordskred* som går over til et *jordskred*, mens nedre del vil kunne kalles et *viskøst flomskred*. Likevel blir hele skredhendelsen klassifisert som et *jordskred* da dette er den mest dominerende skredtypen i dette tilfellet. Dette er en av de store utfordringene ved dagens skredregistreringer, da disse ikke beskriver sammensatte skredhendelser. I en sårbarhetsanalyse er slik informasjon og skredbevegelsen og skadeomfang viktig.

9.3.3 «Yngre skred» 3 – Sletti

For skredhendelsen ved Sletti sør for Vangsmjøsa ble flyfoto benyttet sammen med topografisk kart for å avgrense skredets utbredelse. Ved tilgang til lidar-data kunne skredpolygonet bestemmes mer nøyaktig og flere detaljer kunne studeres i detalj, i kombinasjon med feltarbeid.

For denne skredhendelsen ble det ved to lokasjoner observert avsatt skredmateriale, henholdsvis 650 moh i *skredløp nr. 2* og 820 moh i hovedskredløpet. Disse ble avsatt da skredløpene brått skiftet retning. De tolkes som *boulder-train-avsetninger*, beskrevet i Hungr (2005). Ved 650 moh har avsetningen av disse skredmassene også ført til dannelsen av to biløp på grunn av avulsjon. Dette har ført til mindre avsetninger på skredviftene i avsetningsområdet.

Tolkning av hva slags type skred dette var, statiske betingelser i skredområdet, utløsende faktorer og fare for gjentagelse ble beskrevet under kap. 8.3.4.

9.4 Evaluering av de tre eldre skredhendelsene

Tre eldre hendelser ble også studert nærmere i denne oppgaven og vil bli nøyere diskutert her.

9.4.1 «Eldre skred» 1- Herredalen

For skredet i Herredalen fra 1928 var både flyfoto og lidar-data tilgjengelig. Denne hendelsens opprinnelige plassering i databasen var plassert et tilsynelatende tilfeldig sted på Slettefjellet. I beskrivelsen av dette skredet nevnes det at skredsåret er synlig fra flyfoto, og 1,6 km SV for den opprinnelige plasseringen finnes et område med en fasong av et jordskred (fig. 8.60A og B). Dette ble i første omgang tolket til å være skredhendelsen, men ved nærmere studie av lidar-data kom det fram at ingen løsmasser var fjernet fra området. Ved å studere området rundt Slettefjellet nærmere ved hjelp av flyfoto, ble det identifisert et potensielt skredløp ca. 3,5 km unna punktplasseringen i databasen. Analyse av lidar-data bygger opp under denne tolkningen, da den indikerer henholdsvis områder med erosjon og avsetning langs det potensielle skredløpet (fig. 8.61 og fig. 8.62). Dette ble derfor valgt som den korrekte plasseringen av den aktuelle skredhendelsen i databasen.

Skredet var oppført som et jordskred i databasen. Siden skredet ikke opptrådte i en kanal, men på en åpen skråning, virker denne tolkningen korrekt.

9.4.2 «Eldre skred» 2 og 3 - Strand

Ved Strand-gårdene ved Strondafjorden er det flere geomorfologiske tegn på skredaktivitet gjennom tidene. I databasen er det oppgitt en skredhendelse i 1735 og en i 1860 hvor husene på gårdene ble utsatt for store skader, noe som gjorde oppgaven med å lokalisere skredområdet, relativt enkelt. Fra topografisk kart kommer det fram at området domineres av en bratt fjellskråning med minst 12 bekkeløp som går sammen til fire utløp rett ovenfor dagens jorder. Fra flyfoto var det vanskelig å studere geomorfologiske kjennetegn i naturen grunnet mye vegetasjon, men ved feltarbeid var det mulig å studere kanalene, samt avsetningsviftene hvor det i dag er jorder. Til tross for menneskelig aktivitet i området som har modifisert avsetningene, var det mulig å se skredviftene i overgangen mellom E16 og jordene hvor det her kom fram et tydelig undulerende landskap definert av de overlappende skredviftene (fig. 8.64).

Ved videre studie av lidar-data i dette området kom bekkeløpene og avsetningsviftene tydeligere fram. Selv om det er vanskelig å tidfeste disse skredavsetningene visuelt, kommer det fram av lidar-dataene at skredvifte *i* lengst sør i området sannsynligvis er den yngste da både dagens elvekanal og tidligere kanal kommer fram på denne vifta. Skredviftene *ii* og *iii* kan begge være fra hendelsen i 1735, og muligheten for at det gikk skred i flere løp samtidig er til stede.

Begge skredhendelsene på Strand står oppført i databasen som jordskred. To profil ble tegnet i overkant av bekkekanalene, og på fig. 8.65 kan man se at løsmasser er fjernet. Sannsynligheten er altså også tilstede for at skredet kan ha startet som et *jordskred* før det entret kanalen og ble et *flomskred*.

9.5 Evaluering av ulike metoder for beskrivelse/identifisering av skred

Av de til sammen 63 løsmasseskredene i studieområdet ble tre yngre og tre eldre skredhendelser beskrevet i mer detalj hvor forskjellige hjelpemidler ble benyttet. Styrker og svakheter er diskutert i det følgende:

- For fjernanalyse av alle skredhendelsene ble programmet ArcGIS benyttet. Dette var nyttig for å avsløre geomorfologiske kjennetegn som skredsår og avsetninger i terrenget. For flomskred som opptrer i definerte kanaler i en hellende skråning var denne metoden nyttig, mens for jordskred var denne metoden noe unøyaktig da det var vanskelig å avgjøre skalaen på et eventuelt skred ut ifra konturlinjene.
- Flyfoto fra 2011 ble også benyttet for å identifisere yngre skredhendelser som fortsatt var tydelige i terrenget. Dette var et godt hjelpemiddel for «*yngre skred*» 3 - *Sletti sør for Vangsmjøsa* (Kap. 8.3.4). Ut ifra flybilder som er tatt i ettertid av skredhendelsen, kommer skredløpet tydelig fram. Ved kun bruk av topografisk kart i dette området ville flere andre kanaler i skråningen kunne være aktuelle skredløp. For «*yngre skred*» 2 - *Aurdal* var flyfoto til liten hjelp, da disse bildene var tatt i forkant av skredhendelsen.
- For skredhendelser langs vei var «google map - street-view» et godt hjelpemiddel for relativt unge skredhendelser. Der «street-view»-bilder er samlet inn før aktuelle skredhendelser kan det gi et nyttig bilde av hvordan området så ut før hendelsen.
- For «*yngre skred*» 2 – *Aurdal* og «*yngre skred*» 3 – *Sletti sør for Vangsmjøsa* finnes tilgjengelige lidar-data, samt for de eldre skredene i Herredalen og på Strand. Lidar-data er et kraftfullt verktøy i kartlegging av skredhendelser, da den tillater å visualisere landskapet uten vegetasjon slik at eventuelle skredsår blir enklere å identifisere (fig. 9.2). I Aurdalsområdet fantes det ikke flyfoto fra skredhendelsen, slik at lidar-dataene kunne benyttes for å tegne skredpolygonet på topografisk kart uten bruk av GPS i felt. Ved Sletti fantes det allerede flyfoto, men lidar-data var likevel til mer hjelp for å lokalisere initieringsområdet. Ved framstilling av profil var det mulig å studere hvor det har foregått erosjon og hvor det er blitt avsatt løsmasser.
- Lidar-data har vært spesielt nyttig ved de to yngre skredene da det finnes to sett med lidar-data over disse områdene, samlet inn i henholdsvis 2007 og 2013, altså før og etter skredhendelsene. Dette har muliggjort visualisering av endringer av landskapet slik at områder med erosjon og avsetning lar seg identifisere. I tillegg har de to generasjonene med data muliggjort et estimat på volum av involverte skredmasser.
- Feltarbeid er en viktig del av kartlegging og rapportering av skredhendelser. Særlig viktig er det å være på plass ved skredet så kort tid som mulig etter selve hendelsen. Dette for å kunne observere tilstedeværelse og drenering av vann i området og

avsetningene fra skredene for å bestemme løsmassenes innhold (da disse kan fjernes fort etter hendelsene for å få åpnet en stengt vei eller liknende), for å se skadeomfanget og skredets egentlige utbredelse. Dessuten er dette en ypperlig mulighet til å dokumentere detaljer ved skredet som ofte blir modifisert kort tid etter hendelsen.

- Ved «*ynge skred*» 1 – *Etnedalen* var feltarbeid den eneste løsningen, da det ikke var mulig å studere flyfoto fordi skredet var av for liten skala. Topografisk kart kunne bare studeres ved å vite nøyaktig plassering. Det fantes heller ikke lidar-data for dette skredet og «street-view»-bilder fra 2010 viste bare skredområdet tre år før hendelsen. I dette tilfeller var derfor eneste mulighet for å lokalisere skredet, å dra i felt.
- Informasjon fra lokale beboere har også vært til stor nytte ved enkelte anledninger. Eksempel på dette er ved «*ynge skred*» 3 – *Sletti sør for Vangsmjøsa* hvor vitne forklarte at skredviften vi ser i dag har vært gjennom store endringer i etterkant av skredhendelsen og derfor ikke var et godt eksempel på hvordan en vifte fra et steinrikt flomskred ser ut. Samtidig har informasjon fra kjentfolk vært til stor hjelp for å lokalisere særlig mindre skredhendelser av nyere tid.

Kapittel 10. Konklusjon

Klassifisering og database

- I dette studiet er det blitt utført en gjennomgang av registrerte skredhendelser langs E16 gjennom Valdres og fylkesveier langs Randsfjorden og Etnedalen på Østlandet.
- Fokuset har vært på løsmasseskred med vekt på *jordskred* og *flomskred*. Disse skredtypene er de som skaper størst uklarhet ved utførelse av risikoanalyse mm., da begrepene tradisjonelt sett ikke gir informasjon om skredenes mekanisme, sammensetning, utviklingsstadier eller størrelse.
- Et nytt forslag til norske skredbegreper for skredtypene *slide* og *flow* er derfor presentert her, basert på allerede eksisterende begreper fra Norem and Sandersen (2012), Veidirektoratet (2014), NIFS (2015) og den engelske klassifikasjonen Hungr et al. (2013). Begrepene *plant jordskred*, *jordskred*, *steinrikt flomskred* og *viskøst flomskred* benyttes som norske begreper på henholdsvis *debris slide*, *debris avalanche*, *debris flow* og *debris flood* fra Hungr et al. (2013). Ved å benytte seg av ett klassifikasjonssystem kan det dannes et riktigere bilde av hvilke skredtyper som opptrer i ulike terreng og dermed hvilke sikringstiltak som trengs. Dersom alle aktører benytter seg av ett klassifikasjonssystem, vil fremtidige registreringer i databasen blir mer pålitelige og lettere å jobbe videre med.
- Databasen for studieområdet inneholder 112 skredhendelser fra 1700 og fram til i dag. Av disse er kun 109 reelle hendelser hvor 63 er løsmasseskred. Flere svakheter er knyttet til skredregistreringene i databasen:
 1. Skredregistreringer er utført av ulike aktører og mangel på et norsk klassifikasjonssystem i Norge har ført til en rotete framstilling og feilklassifisering av skreden i databasen.
 2. Ulik tilgang på informasjon fra eldre og yngre skredhendelser har trolig gitt et upresist bilde av hvilke år som har vært dominert av store skredhendelser.
 3. Unøyaktig plassering av nye så vel som eldre skredhendelser.
- Skredhendelser som ikke har påført menneskelig- eller materiell skade er heller ikke inkludert.
- Etter gjennomgang av databasen er plasseringen av skredhendelsene blitt bedre og 41 av løsmasseskredene har fått forslag til skredutbredelse ved hjelp av polygoner.

Dessuten er alle skredene klassifisert ut ifra ett system, slik at de lettere kan sammenliknes.

Studie av tre yngre og tre eldre skredhendelser

- For alle de tre yngre skredhendelsene i Etnedal, Aurdal og Sletti sør for Vangsmjøsa lå forholdene til rette for at skred skulle kunne utløses. De statiske betingelsene for skredene var:
 1. «Yngre skred» 1 – Etnedalen: Bratt helning, morenelag overliggende glatt grunnfjell, avskoging, hogstvei som har endret drensvei og fjerning av masser i forbindelse med bygging av fv. 33.
 2. «Yngre skred» 2 – Aurdal: Bratt helning, morenelag overliggende glatt og undulerende grunnfjell, ustabile løsmasser tilgjengelig øverst i skråningen, grusvei som har endret drensvei og sprekkesett i grunnfjellet som fører til løse blokker.
 3. «Yngre skred» 3 – Sletti: Bratt helning, morenelag overliggende glatt og undulerende grunnfjell, kanaler i skråningen og et bakenforliggende klippeparti med steinur i underkant.
- Den utløsende faktoren for skredene «yngre skred» 1 – Etnedalen og «yngre skred» 3 - Sletti sør for Vangsmjøsa var store mengder nedbør, mens for «yngre skred» 2 - Aurdal var det store nedbørmengder i kombinasjon med snøsmelting.
- I denne oppgaven er «yngre skred» 1 - Etnedalen klassifisert som et *plant jordskred*, «yngre skred» 2 - Aurdal som et *jordskred* og «yngre skred» 3 – Sletti ved Vangsmjøsa som et *steinrikt flomskred*.
- For «eldre skred» 1 - Herredalen i Vang kommune ble korrekt skredlokasjon bestemt ved hjelp av flyfoto i kombinasjon med lidar-data. For «eldre skred» 2 og 3 - Strand i Vang kommune var skredviftene fortsatt synlige på jordene ved befarings. Disse skredviftene var tydelige på lidar-data.
- «Eldre skred» 1 - Herredalen er her klassifisert som et *jordskred*, mens «eldre skred» 2 og 3 - Strand er klassifisert som *flomskred* til tross for at ett eller to av disse kan ha startet som et *plant jordskred* /*jordskred*.

Evaluering av metoder

- Bruken av ulike verktøy i arbeidet med jordskred og flomskred er blitt evaluert:
 1. ArcGIS som hjelpemiddel har gitt muligheten til å vurdere områder hvor det har opptrådt skred ved hjelp av topografisk kart og flyfoto, samt vært et verktøy ved kontroll av skreddatabasen.
 2. Bruk av lidar-data har vært et nyttig hjelpemiddel for å studere detaljer fra unge så vel som eldre skred i Norge hvor geomorfologien ikke kommer tydelige fram i naturen. Dataen muliggjør visualisering av landskapet uten vegetasjon, og ved tilgang til to datasett tatt før og etter skredhendelser er det mulig å regne ut volum og visualisere endring av landskapet.
 3. Feltarbeid er det mest kraftfulle hjelpemiddelet for å identifisere yngre så vel som eldre skredhendelser. Spesielt viktig er feltarbeid kort tid etter en skredhendelse for å få et helhetlig bilde av værforhold, skredmassenes utbredelse og skredmasser og informasjon fra vitner.
 4. Modellering er ikke benyttet som verktøy i denne oppgaven, men resultatene fra feltarbeid, løsmasse-analyse og fjernanalyse vil forhåpentligvis kunne bidra til bedre input-data for fremtidige modelleringer i området.

Referanser

- BALTZER, A. 1875. Uber bergstürze in den Alpen. Caesar Schmidt.
- BLIKRA, L. H., HOLE, P. A. & RYE, N. 1989. Skred i Norge. Hurtige massebevegelser og avsetningstyper i alpine områder, Indre Nordfjord. *Norges geologiske undersøkelse*, Skr. 91, 17
- BLIKRA, L. H. & NEMEC, W. 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *International Association of Sedimentologists*, 25.
- BOGUCKI, D. J. 2014. Debris slides in the mt. le conte area, great smoky mountains national park, U.S.A., 13.
- BRADY, N. C. & WEIL, R. R. 2002. Nitrogene and sulfur economy of soils. *The nature and properties of soils*, 524-575.
- BRANCACCIO, L., CINQUE, A., RUSSO, F. & SGAMBATI, D. 2000. Le frane del 5-6 maggio 1998 sul gruppo montuoso Pizzo d'Alvano (Campania): osservazioni geomorfologiche sulla loro distribuzione e sulla dinamica delle connesse colate. *Quaderni di Geologia Applicata*, 7(1), 5-36.
- CROZIER, M. J. 1973. Techniques for the morphometric analysis of landslips. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 17(1), 78-101.
- CROZIER, M. J. 1986. Landslides: causes, consequences & environment. *Taylor & Francis*.
- CRUDEN, D. M. 1991a. A simple definition of a landslide. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 43(1), 27-29.
- CRUDEN, D. M. 1991b. A simple definition of a landslide. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 43, 27-29.
- CRUDEN, D. M. & VARNES, D. J. 1996. Landslide types and processes. In: Turner A, Schuster R (eds) *Landslides: Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board, National Research Council; 247. 36-75.
- DYRRDAL, A., ISAKSEN, K., HYGEN, H. & MEYER, N. K. 2012. Changes in meteorological variables that can trigger natural hazards in Norway. *Climate Research*, 55, 153-165.
- ETZELMULLER, B., ROMSTAD, B. & FJELLANGER, J. 2007. Automatic regional classification of topography in Norway. *Norwegian Journal of Geology*, 87, 167-180.
- FELL, R., HO, K. K. S., LACASSE, S. & LEROI, E. 2005. A framework for landslide risk assessment and management. 23.
- FURSETH, A. 2006a. Skredulykker i Norge. *Tun Forlag*, 1, 207.
- FURSETH, A. 2006b. *Skredulykker i Norge*, Oslo, Tun Forlag.

- GEOCACHING. 2015. *The Rainbow Sands of Rodeo Beach* [Online]. Available: https://www.geocaching.com/seek/cache_details.aspx?wp=GC2H5H8&title=the-rainbow-sands-of-rodeo-beach [Accessed 06.06.2015].
- GLADE, T., ANDERSON, M. G. & CROZIER, M. J. 2005. *Landslide Hazard and Risk*. Wiley, 807.
- GUADAGNO, F. M., FORTE, R., REVELLINO, P., FIORILLO, F. & FOCARETA, M. 2005. Some aspects of the initiation of debris avalanches in the Campania Region: The role of morphological slope discontinuities and the development of failure. *Geomorphology*, 66(1), 237-254.
- GUZZETTI, F., CARRARA, A., CARDINALI, M. & REICHENBACH, P. 1999. Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study. *Geomorphology*, 31(1), 181-216.
- GUZZETTI, F., MONDINI, A. C., CARDINALI, M., FIORUCCI, F., SANTANGELO, M. & CHANG, K.-T. 2012. Landslide inventory maps: New tools for an old problem. *Earth-Science Reviews*, 112, 42-66.
- HANSSEN-BAUER, I., DRANGE, H., FØRLAND, E. J., ROALD, L. A., BØRSHEIM, K. Y., HISDAL, H., LAWRENCE, D., NESJE, A., SANDVEN, S., SORTEBERG, A., SUNDBY, S., VASSKOG, K. & ÅDLANDSVIK, B. 2009. Klima i Norge 2100. Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilplassing. 148.
- HANSSEN-BAUER, I., FØRLAND, E. J., HAUGEN, J. & TVEITO, O. 2003. Temperature and precipitation scenarios for Norway: Comparison of results from dynamical and empirical downscaling. *Rapport*, 6, 24.
- HAUGEN EDVARDESEN, D. 2013. Utløsningsårsaker og utløsningsmekanismer til flomskred i moreneavsetninger. *Masteroppgave NTNU*, 137.
- HIGHLAND, L. & BOBROWSKY, P. T. 2008. *The landslide handbook: a guide to understanding landslides*. Reston, VA, USA: US Geological Survey, 129.
- HOLM, G. 2012. Case study of rainfall induced debris flows in Veikledalen, Norway, 10th of June 2011. *Masteroppgave UiO*, 163.
- HUNGR, O. 2005. Classification and terminology. In: *Debris-flow hazards and related phenomena*. Springer Berlin Heidelberg, 9-23.
- HUNGR, O., EVANS, S. G., BOVIS, M. J. & HUTCHINSON, J. N. 2001. A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and engineering geoscience*, Vol 7, No 3, 221-238.
- HUNGR, O., LEROUEIL, S. & PICARELLI, L. 2013. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), 167-194.

- HUTCHINSON, J. N. 1968. *Mass Movement*. In Fairbridge RW (ed) *Encyclopedia of geomorphology*, New York, Reinhold Publishers.
- HUTCHINSON, J. N. 1988. General Report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. In Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides (Ed: Bonnard, C.). 1, 3-35. Rotterdam: Balkema.
- IVERSON, R. M. 2005. Debris-flow mechanics. In Debris-flow hazards and related phenomena. *Springer Berlin Heidelberg*, 105-134.
- JAEDICKE, C. & KLEVEN, A. 2008. Long-term precipitation and slide activity in south-eastern Norway, autumn 2000. *Hydrological processes*, 22(4), 495-505.
- KARTVERKET. 2014. *Kornfordelingmetode* [Online]. Available: https://objektkatalog.geonorge.no/Objekttype/Index/EAID_A2469666_F09B_4b20_A3B1_FEA69343C6FF [Accessed 20.10.2015].
- KRONHOLM, K. & SNILSBEIG, P. 2013. Aurdal, Skredfarevurdering. *Rapport*, 38.
- LEE, S. & PRADHAN, B. 2007. Landslide hazard mapping at Selangor, Malaysia using frequency ratio and logistic regression models. 9.
- LEE, S., RYU, J. H., WON, J. S. & PARK, H. J. 2004. Determination and application of the weights for landslide susceptibility mapping using an artificial neural network. 14.
- LUCKMAN, B. H. 1992. Debris flows and snow avalanche landforms in the Lairig GHRU, Cairngorm Mountains, Scotland. 74 (2/3), 109-121.
- MELAND, M. 2012. Geologi - Jordskred i Vang 15. august 2011. Vurderingar i samband med eventuell framtidig skredfare. *Rapport*, 17.
- MEYER, N. K. 2014. Debris flows- Initiation conditions and impact on functionality of Norwegian road network. *PhD Thesis, Faculty of Mathematics and Natural Sciences. University of Oslo*, 143.
- NGI 1977. Prøveprosjekt vedrørende kartlegging av skred. 284.
- NGU 2014. Aktsomhetskart jord- og flomskred: Metodeutvikling og landsdekkende modellering. *Rapport*, 2014.019, 72.
- NIFS 2013. The Natural Hazards Project: Programme plan 2012-2015 for the Government Agency Programme "NATURAL HAZARDS – infrastructure for floods and slides (NIFS)". *Rapport*, 57, 37.
- NIFS 2014. Regional varsling av jordskredfare: Analyse av historiske jordskred, flomskred og sørpeskred i Gudbrandsdalen og Ottadalen *Rapport*, 44, 70.
- NIFS 2015. Terminologi for naturfare - Naturfareprosjektet: Delprosjekt 1 Naturskadestrategi. *Rapport*, 90, 30.
- NOREM, H. & SANDERSEN, F. 2012. Flom- og sørpeskred. *Rapport, Klima og transport*, 73.

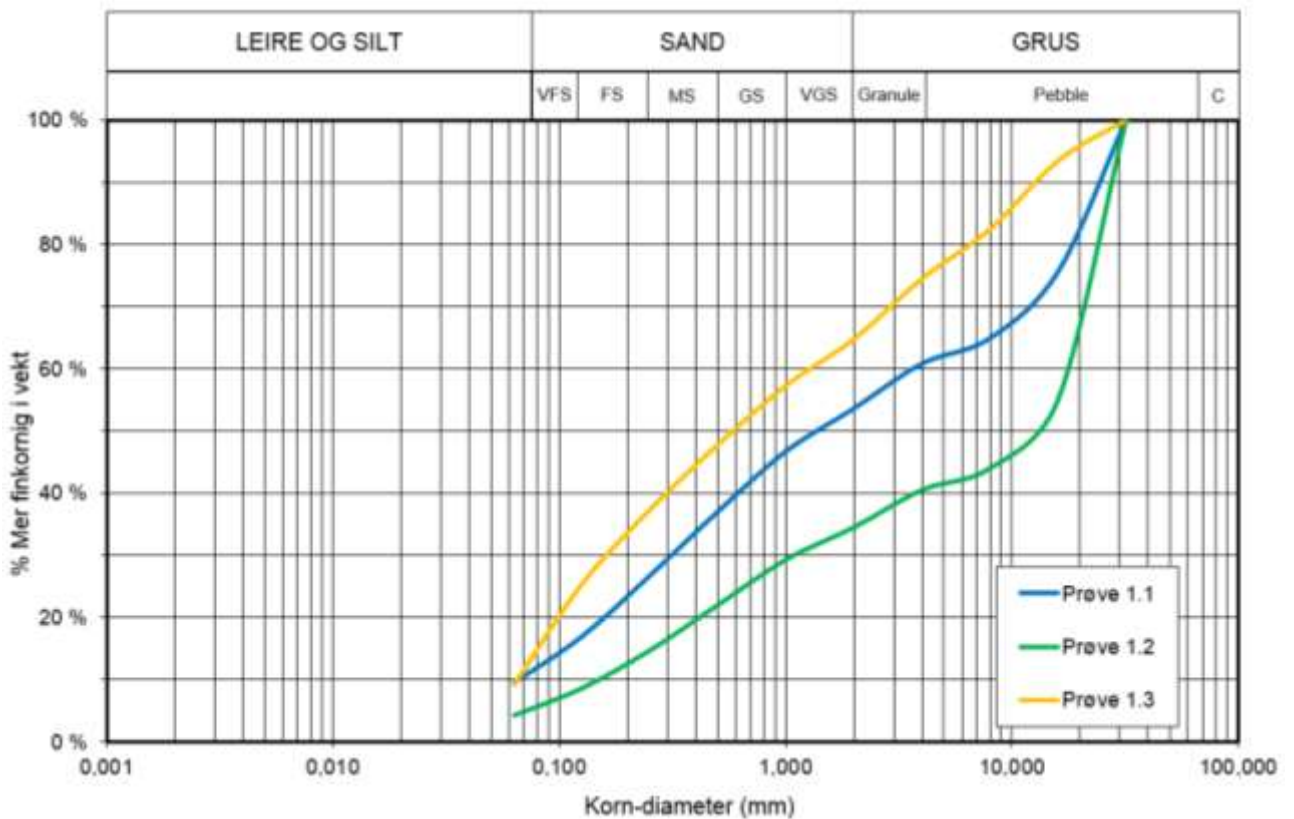
- NVE 2011a. Flaum- og skredfare i arealplanar. *Rapport*, 2, 40.
- NVE 2011b. Plan for skredfarekartlegging - Delrapport jordskred og flomskred. *Rapport*, 16, 62.
- NVE 2011c. Plan for skredfarekartlegging - Delrapport kvikkleireskred. *Rapport*, 17, 102.
- NVE 2011d. Plan for skredfarekartlegging - Delrapport snøskred og sørpeskred. *Rapport*, 18, 44.
- NVE 2011e. Plan for skredfarekartlegging - Delrapport steinsprang, steinskred og fjellskred. *Rapport*, 15, 120.
- NVE 2011f. Plan for skredfarekartlegging. Status og prioriteringer innen oversiktskartlegging og detaljert skredfarekartlegging i NVEs regi. *Rapport*, 14, 92.
- NVE. 2012. *Faresonekart for skred* [Online]. Available: <http://www.nve.no/no/Flom-og-skred/Farekartlegging/Faresonekart-for-skred/> [Accessed 02.10.2015].
- NVE 2013a. Jordskred og flomskred. *Faktaark*, 8.
- NVE. 2013b. *Skredhendelser* [Online]. NVE. Available: <http://www.nve.no/no/Flom-og-skred/Farekartlegging/Historiske-hendelser/Skred/> [Accessed 10.09.2015].
- NVE. 2014a. *Aktsomhetskart for jord- og flomskred* [Online]. Available: <http://www.nve.no/no/Flom-og-skred/Farekartlegging/Aktsomhetskart-for-jord-og-flomskred/> [Accessed 02.10.2015].
- NVE 2014b. Terskelstudier for utløsning av jordkred i Norge - Oppsummering av hydrometeorologiske terskelstudier ved NVE i perioden 2009 til 2013. *Rapport*, 43, 62.
- OA.NO. 2013. *Plutselig kom det trestammer fykende gjennom veggen* [Online]. Available: <http://www.oa.no/nyheter/plutselig-kom-det-trestammer-fykende-gjennom-veggen/s/1-81-6669690> [Accessed 05.05.2015].
- PD.NO. 2013. *Jordras tok bolighus* [Online]. Available: <http://www.pd.no/innenriks/jordras-tok-bolighus/s/1-89-6669741?service=print> [Accessed 05.05.2015].
- PEEREBOOM, I., SVEGÅRDEN, I. & FERGUS, T. 2009. Mapping rivers with a potential danger of damage by flash flooding and debris flows. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, EGU2009-10689-1, 2009.
- PIERSON, T. C. 1986. Flow behavior of channelized debris flows, Mount St. Helens, Washington. *Hillslope Processes*, 269-296.
- PIERSON, T. C. 2005a. Distinguishing between debris flows and floods from field evidence in small watersheds. *USGS - Science for a changing world*, 4.
- PIERSON, T. C. 2005b. Hyperconcentrated flow - transitional process between water flow and debris flow. *Springer Berlin Heidelberg*, 62.
- PUSCHMANN, O. 2005. Nasjonalt referansesystem for landskap - Beskrivelse av Norges 45 landskapsregioner. 208.

- RAPP, A. & NYBERG, R. 1981. Alpine Debris Flows In Northern Scandinavia. Morphology and dating by lichenometry. *Geografiska Annaler*, 183-196.
- RØDIN LUND, M. 2013. En studie av skredaktiviteten i Arnegårdslia, Nes kommune, Hallingdal. *Masteroppgave UiO*, 97.
- SHARPE, S. 1938. Landslides and Related Phenomena: Columbia University Press, New York.
- SIDLE, R. C. 2005. Influence of forest harvesting activities on debris avalanches and flows. *Springer Berlin Heidelberg*, 23.
- SIDLE, R. C., PEARCE, A. J. & O'LOUGHLIN, C. L. 1985. Hillslope stability and land use. *American geophysical union*, 140.
- SLETTEN, K. & BLIKRA, L. H. 2007. Holocene colluvial (debris-flow and water-flow) processes in eastern Norway: stratigraphy, chronology and palaeoenvironmental implications. *Journal of Quaternary Science*, 16.
- SNL. 2015. *Store norske leksikon* [Online]. Available: <https://snl.no/Vang> [Accessed 05.02.2015].
- SSB. 2015. Available: www.ssb.no [Accessed 10.02.2015].
- TAKAHASHI, T. 2007. Debris Flow: Mechanics, Prediction and Countermeasures. *Taylor and Francis, New York*.
- VALDRES, N. 2013a. *E16 stengt i Aurdal* [Online]. Available: <http://www.avisavaldres.no/nyheter/e16-stengt-i-aurdal/s/1-4682498-6669630> [Accessed 05.05.2015].
- VALDRES, N. 2013b. *Tonsåsvegen stengt av jordras* [Online]. Available: <http://www.avisavaldres.no/nyheter/tonsasvegen-stengt-av-jordras/s/1-4682498-6669545> [Accessed 05.05.2015].
- VARNES, D. J. 1958. Landslide types and processes. Highway Research Board Special Report. 29.
- VARNES, D. J. 1978. Slope movement types and processes. In Schuster R.L., and Krizek R.J., (eds). Landslides, Analysis and Control. Special report 176: Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington, DC. 11-33.
- VEIDIREKTORATET 2014. Flom- og sørpeskred. Veiledning. Håndboka V139. *Rapport*, 110.
- WENTWORTH, C. K. 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *Chicago Journals*, 17.
- WIECZOREK, G. F. & GLADE, T. 2005. Climatic factors influencing occurrence of debris flows. *Debris-flow hazards and related phenomena*, 325-362.
- WP/WLI 1993. Multilingual landslide glossary. The Canadian Geotechnical Society. BiTech Richmond. 43

Appendiks 1 – Analyse av sedimentprøver fra «yngre skred» 1, 2 og 3

Løsmasseprøvene fra de tre yngre skredhendelsene blir presentert nedenfor ved hjelp av granulometriske kurver (fig. A1, A3 og A5) som viser fordelingen av løsmassene i vektprosent. Bilder (fig. A2, A4, A6) viser profilene hvor prøvene ble tatt, samt følger en tabell (tabell A1) med flere detaljer som rundingsgrad og fordelingen av klaster og matriks i prøvene.

Skred 1 – Etnedalen

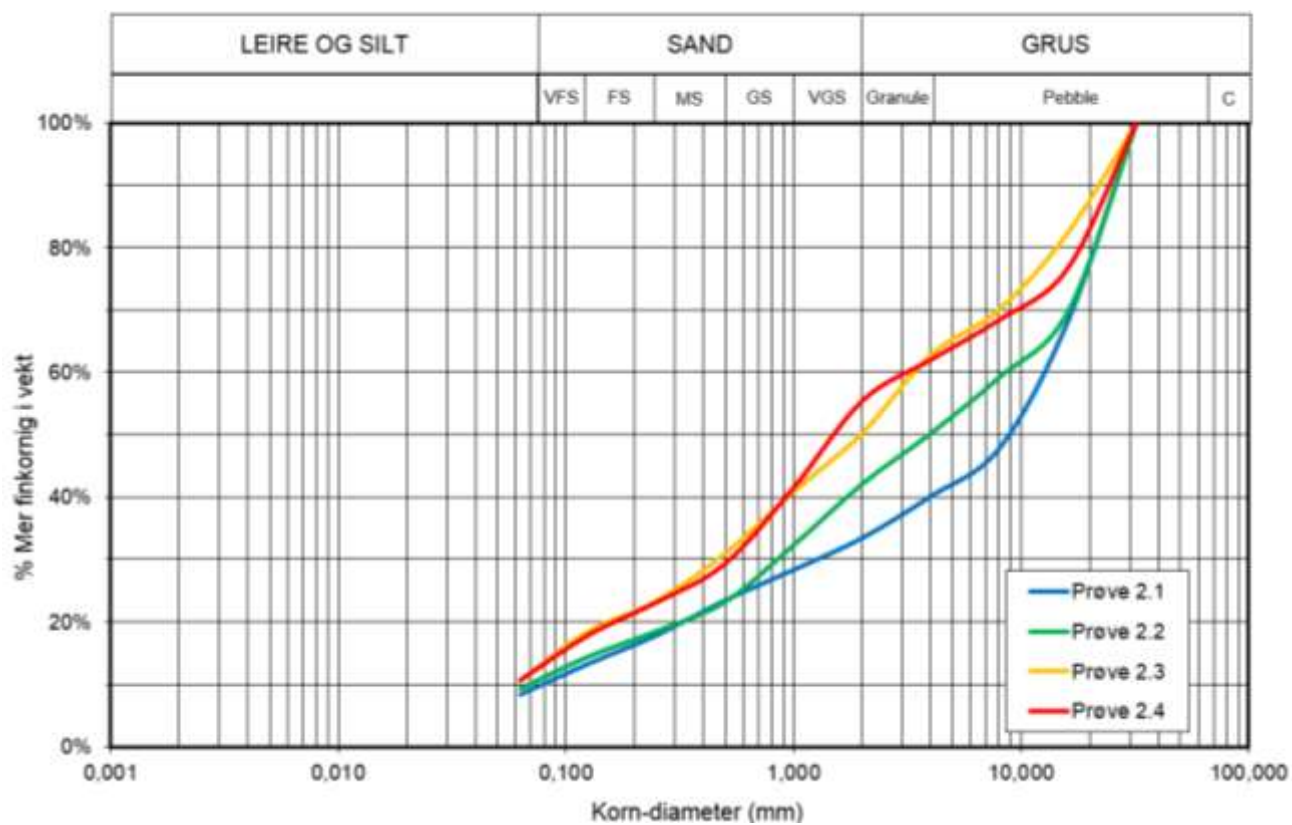


Figur. A1 Fordeling av løsmassene i prøvene fra skred 1 – Etnedalen i vektprosent vist som granulometriske kurver.



Figur A2 a) Prøve 1.1 og 1.2 fra profil 1.1 NV i skredet, b) prøve 1.3 fra profil 1.2 SØ i skredet.

Skred 2 – Aurdal

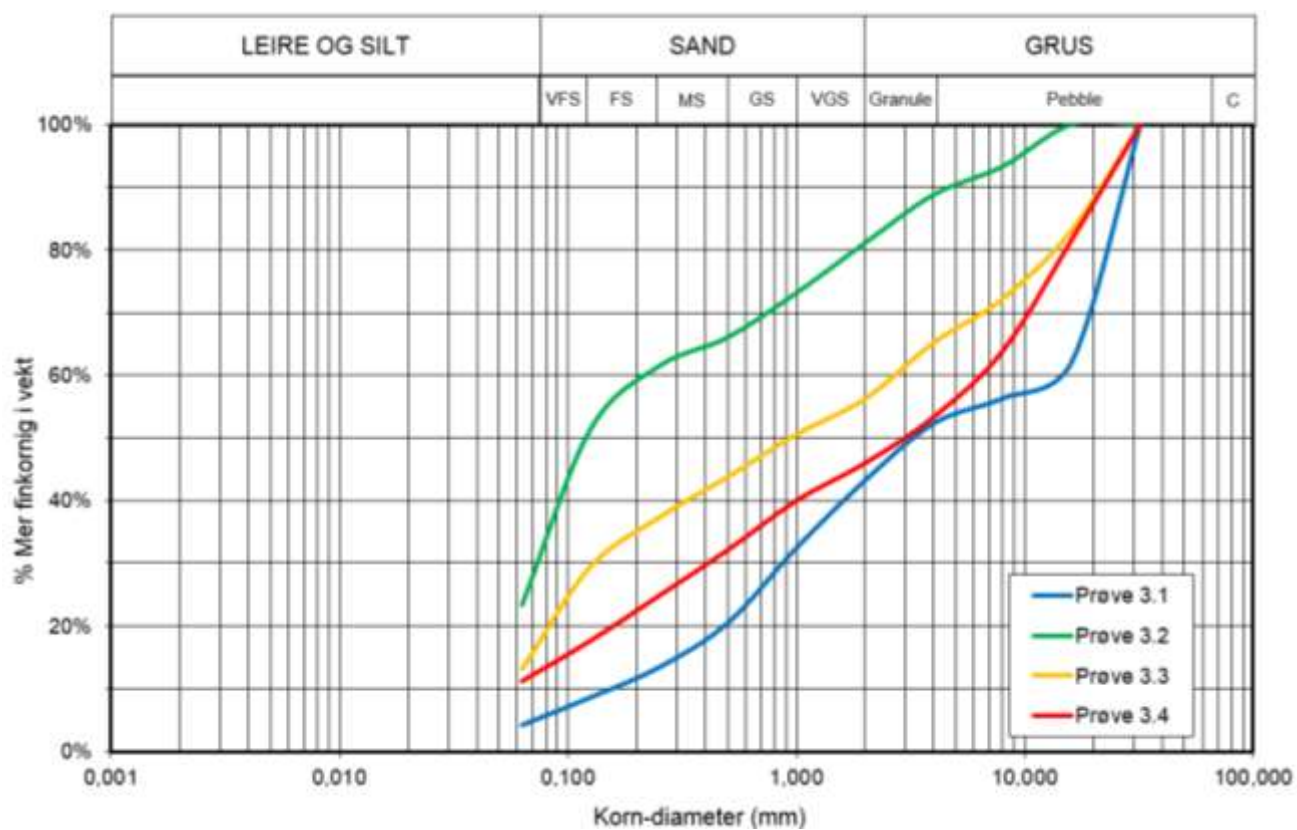


Figur A3 Fordeling av løsmassene i prøvene fra *skred 2 - Aurdal* i vektprosent vist som granulometriske kurver.

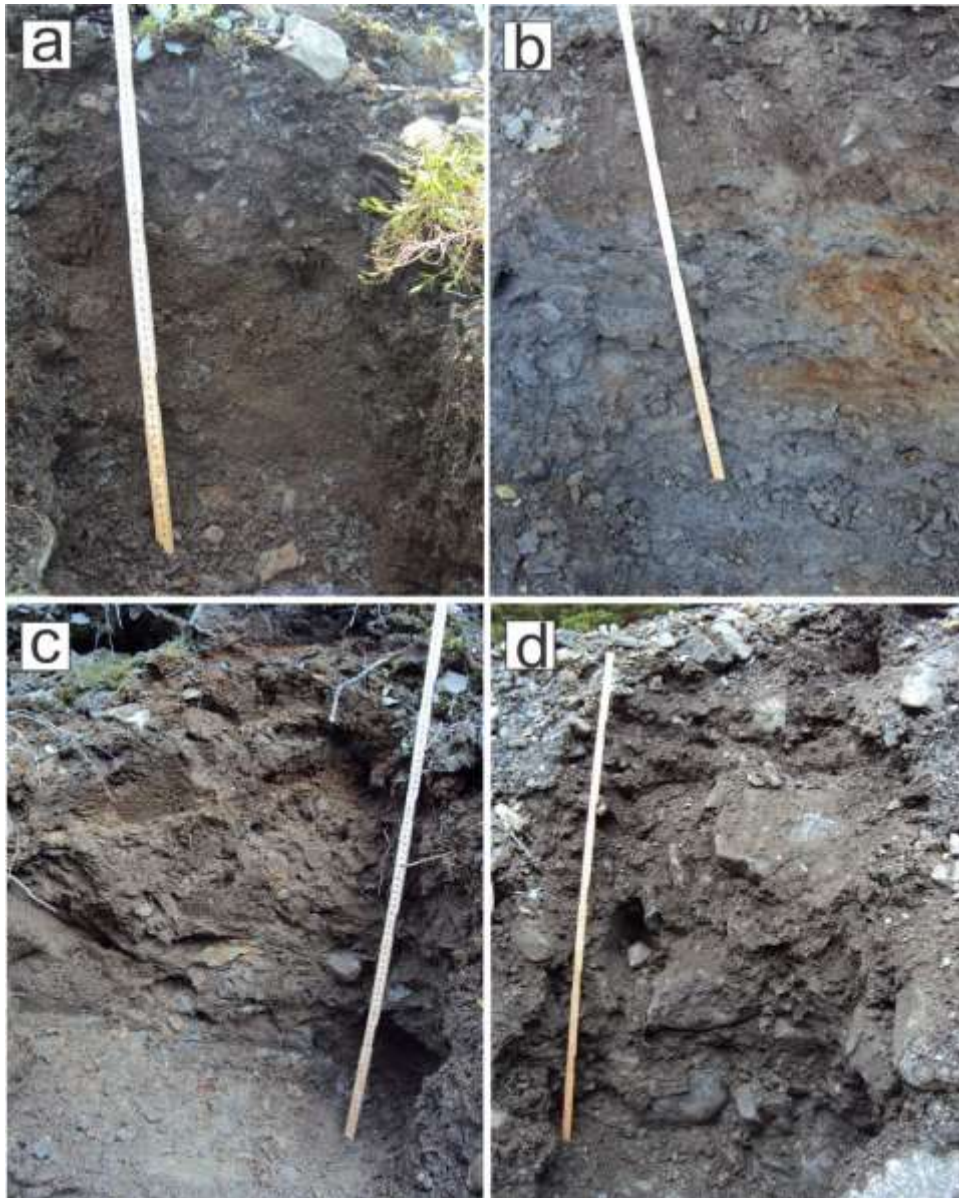


Figur A4 Profiler fra morenen langs kanten av skredløpet. a) Profil 2.1, SØ i bruddkanten, hvor sedimentprøve 2.1 og 2.2 ble tatt av henholdsvis øvre og nedre del, b) Profil 2.2, SØ for øverste store grunnfjellblotning, hvor sedimentprøve 2.3 ble tatt og c) profil 2.3, NV for øverste store grunnfjellblotning hvor sedimentprøve 2.4 ble tatt.

Skred 3 – Vangsmjøsa

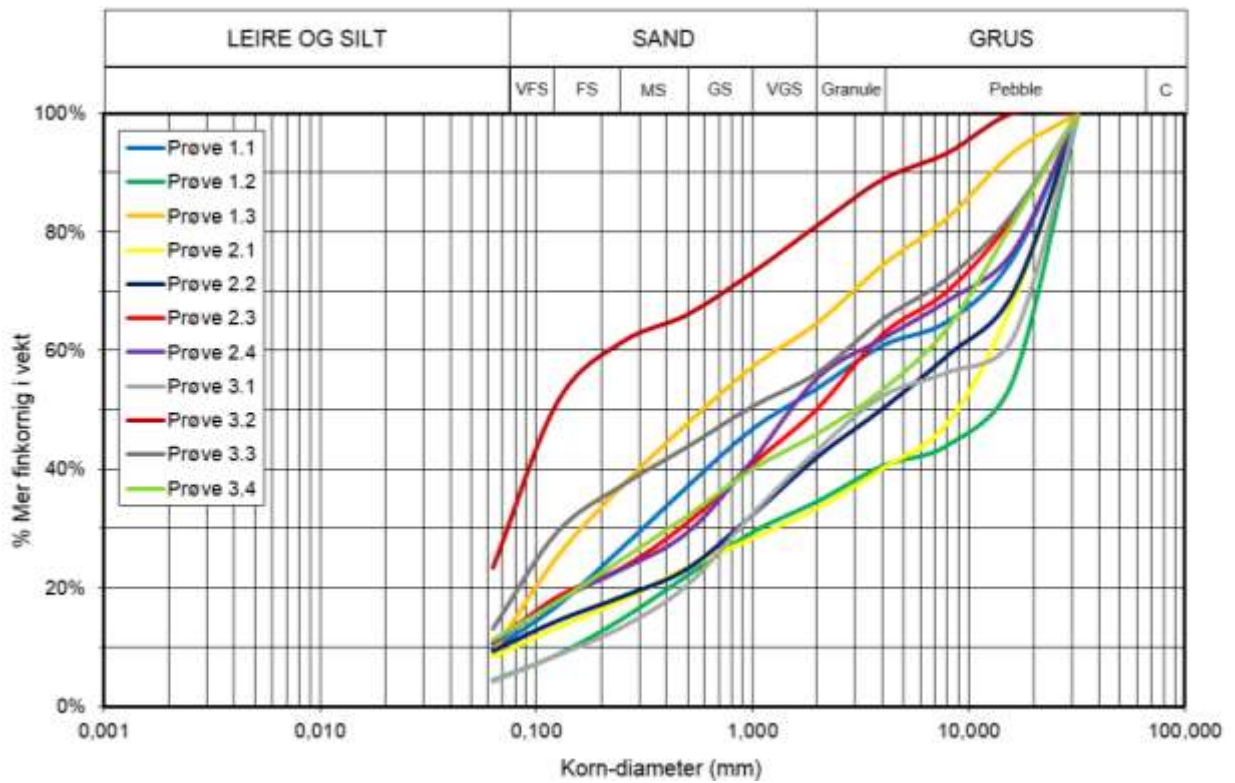


Figur A5 Fordeling av løsmassene i prøvene fra skred 3 – Vangsmjøsa i vektprosent vist som granulometriske kurver.



Figur A6 Profilene hvor sedimentprøvene ble tatt. a) Profil 3.1 vest for hovedskredløpet ved 900 moh., hvor prøve 3.1 ble tatt, b) profil 3.2 i kanten av skredløpet ved 800 moh., hvor prøve 3.2 ble tatt, c) profil 3.3 i kanten av *skredløp nr. 2* ved 700 moh., hvor prøve 3.3 ble tatt og d) profil 3.4 på vifta til *skredløp nr. 1* ved 500 moh., hvor prøve 3.4 ble tatt.

Fordelingen av løsmasse-fraksjonene i vektprosent fra alle prøvene, fra skredene i Etnedal, Aurdal og ved Vangsmjøsa, er nedenfor fremstilt i et diagram for å kunne tydeliggjøre eventuelle forskjeller (fig. A7). Tabell A1 lister opp resultatene og tolkning av materiale.



Figur A7 Fordeling av løsmassene i prøvene fra *skred 1, 2 og 3* i vektprosent vist som granulometriske kurver.

Tabell A1 Sedimentprøvene fra de yngre skredhendelsene i Etnedalen (skred 1), Aurdal (skred 2) og Vangsmjøsa (skred 3).

Prøvenr.	Morenemateriale/ Skredmateriale	Rundingsgrad av klaster (>32 mm)	Fordeling av klaster og matriks (%)	Høyde av profil (m)	Profilnr.
Prøve 1.1	Morene	Rundet til dårlig rundet	Klaster: 30 Matriks: 70	1,7	(Nederste 1,3 m)
Prøve 1.2	Morene	Rundet til kantet	Klaster: 30 Matriks: 70	1,7	1.1 (Øverste 0,4 m)
Prøve 1.3	Morene	Rundet til dårlig rundet	Klaster: 30 Matriks: 70	0,5	1.2
Prøve 2.1	Morene	Rundet til dårlig rundet	Klaster: 20 Matriks: 80	1,0	2.1 (Øverste 0,7 m)
Prøve 2.2	Morene	Rundet til dårlig rundet	Klaster: 20 Matriks: 80	1,0	2.1 (Nederste 0,3 m)
Prøve 2.3	Morene	Rundet til dårlig rundet	Klaster: 35 Matriks: 65	1,0	2.2
Prøve 2.4	Morene	Rundet til dårlig rundet	Klaster: 40 Matriks: 60	0,6	2.3
Prøve 3.1	Morene	Rundet til dårlig rundet	Klaster: 30 Matriks: 70	0,6	3.1
Prøve 3.2	Morene	Rundet til dårlig rundet	Klaster: 15 Matriks: 85	0,5	3.2
Prøve 3.3	Morene	Rundet til dårlig rundet	Klaster: 40 Matriks: 60	0,8	3.3
Prøve 3.4	Skredmateriale	Rundet til dårlig rundet	Klaster: 70 Matriks: 30	1,0	3.4