


GEOLOGI FOR SAMFUNNET

GEOLOGY FOR SOCIETY



| | | | | |
|---|--------------------------|-----------------|----------------------------------|---|
| Rapport nr.: 2012.040 | | ISSN 0800-3416 | Gradering: Åpen | |
| Tittel: Ustrekning og utløpsdistanse for kvikkleireskred basert på katalog over skredhendelser i Norge | | | | |
| Forfatter: Jean-Sebastien L'Heureux og Inger-Lise Solberg | | | Oppdragsgiver: NGU, ICG, NIFS | |
| Rapportdato: 21.11.2012 | Sidetall: 121 | Pris: 475 kr | Prosjektnr.: 348800 | Ansvarlig:  |
| <p>Sammendrag</p> <p>Få studier har dokumentert den retrogressive oppførselen og mobiliteten til norske kvikkleireskred. Ved en rekke tilfeller har små initialskred utviklet seg til store retrogressive skred som har ført til tap av menneskeliv og store materielle skader. En bedre forståelse av denne type massebevegelse kan brukes til å forbedre aktsomhets- og farekartleggingen i Norge. Denne rapporten beskriver oppførselen til norske skred og er en katalog som gir en oversikt over 37 skred i marin leire i Norge. Katalogen er basert på geotekniske data og detaljerte morforlogiske analyser av hver skredhendelse. Resultatene sammenliknes med tidligere studier gjort i Canada.</p> <p>Den teoretiske og tradisjonelle betraktningen er at et kvikkleireskred vil strekke seg innover fra skråningsfot i en avstand av maksimalt 13 x høydeforskjellen ($L/H \leq 13$). Hovedresultatene fra dette studiet viser at en rekke historiske skred har $L/H > 15$. Dette kriteriet skulle derfor i framtiden bli brukt med forsiktighet i aktsomhets- og farekartlegging i Norge. Geotekniske og geofysiske data viser at stabilitetstallet N_s kan brukes for å forutsi omtrentlig retrogresjonsdistanse for norske kvikkleireskred. Dataene viser også at mange av skredene stopper før de når nærliggende/bakenforliggende raviner eller ei gammel skredgrop. Videre ser man at store, retrogressive skredhendelser i Norge stemmer overens med den norske definisjonen av kvikkleire, dvs. at de kun kan oppstå når $S_t \geq 30$ og $s_r \leq 0,5$ kPa.</p> <p>Utløpsdistanse for kvikkleireskred er avhengig av flere faktorer. Som for de kanadiske skredene viser dataene at det er en sammenheng mellom retrogresjonslengde og skredmassenes mobilitet, i tillegg til at mobiliteten til kvikkleireskred øker med mobilisert sedimentvolum i forhold til skredgropas bredde (Vol/W_{avg}).</p> | | | | |
| Emneord: | Hav- og fjordavsetninger | | Kvikkleire | |
| Retrogresjon | Skred | | Fagrapport | |
| Utløpsdistanse | Geoteknikk | | | |

INNHold

| | |
|--|-----------|
| 1. INNLEDNING | 4 |
| 1.1 Bakgrunn | 4 |
| 1.2 Målsetting | 5 |
| 2. KVIKKLEIRE | 6 |
| 2.1 Geoteknisk definisjon..... | 6 |
| 2.2 Dannelse av kvikkleire..... | 7 |
| 3. KVIKKLEIRESKRED | 7 |
| 4. TIDLIGERE STUDIER OM RETROGRESJON OG MOBILITET | 9 |
| 5. DATA OG METODER | 10 |
| 6. RESULTATER OG DISKUSJON | 13 |
| 6.1 Retrogresjon | 15 |
| 6.2 Mobilitet..... | 19 |
| 7. KONKLUSJONER | 21 |
| 8. REFERANSER | 22 |
| VEDLEGG 1 OVERSIKTSKART OVER LOKALITETER FOR SKREDEKSEMPLENE | 29 |
| VEDLEGG 2 SKREDKATALOG - TABELL | 31 |
| VEDLEGG 3 BESKRIVELSE AV SKREDENE | 33 |

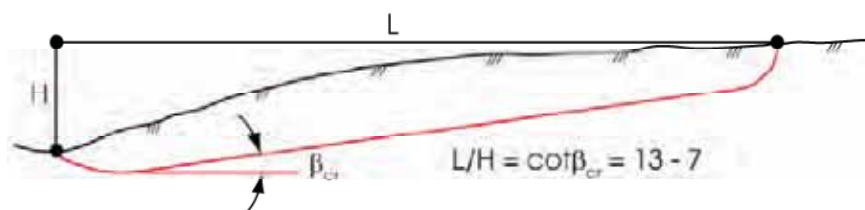
1. INNLEDNING

1.1 Bakgrunn

Skred i de sensitive marine leirene i Skandinavia og østlige Canada er ofte er veldig ødeleggende siden selv et lite initialskred kan utløse en omfattende retrogressiv prosess. I Norge har minst 1150 personer omkommet i historisk tid på grunn av skred i marine avsetninger. De virkelig store skred har en hyppighet på 2-3 per hundre år (Furseth 2006) men mindre skred forekommer oftere. Det største kjente skredet gikk i 1345 i Gauldalen, hvor minst 500 personer omkom som følge av skredet og den påfølgende flodbølgen (Rokoengen et al. 2001). Verdalsraset i 1893 hvor 116 personer omkom, er også veldokumentert (f.eks. Walberg 1993).

Etter kvikkleireskredet i Rissa (1978) ble et statlig program for kvikkleirekartlegging igangsatt i Norge i 1980. NGI etablerte da en enkel og forholdsvis rask metodikk for avgrensning av kvikkleiresoner, med utgangspunkt i NGUs kvartærgeologiske kart. Siden 2000 er alle kvikkleiresoner blitt vurdert med hensyn til fare, konsekvens og risiko (www.skrednett.no). Dette resulterte i Faresonekart med tre faregrader (lav, middels, høy) og Risikokart med fem risikoklasser (1-5). Vurdering av faregrad i det statlige programmet for kvikkleirekartlegging, er basert på geologiske, geotekniske og topografiske kriterier (Gregersen 2008).

Metoden for avgrensning av kvikkleiresoner (dvs. både aktsomhet og fare), er utarbeidet på grunnlag av enkle teoretiske betraktninger med hensyn til skreds utstrekning generelt samt ut fra etterberegning/studie av noen få kjente kvikkleireskred (Aas 1979). Metoden er i hovedsak laget for å fange opp områder utsatt for store "flakskred" og fokuserer på initialskred. Den teoretiske betraktningen viser at et flakskred vil strekke seg innover fra skråningsfot i en avstand av maksimalt 13 x høydeforskjellen ($L/H \leq 13$) (fig. 1). I praksis er det forholdet $L/H=15$ som benyttes (Gregersen 2008).

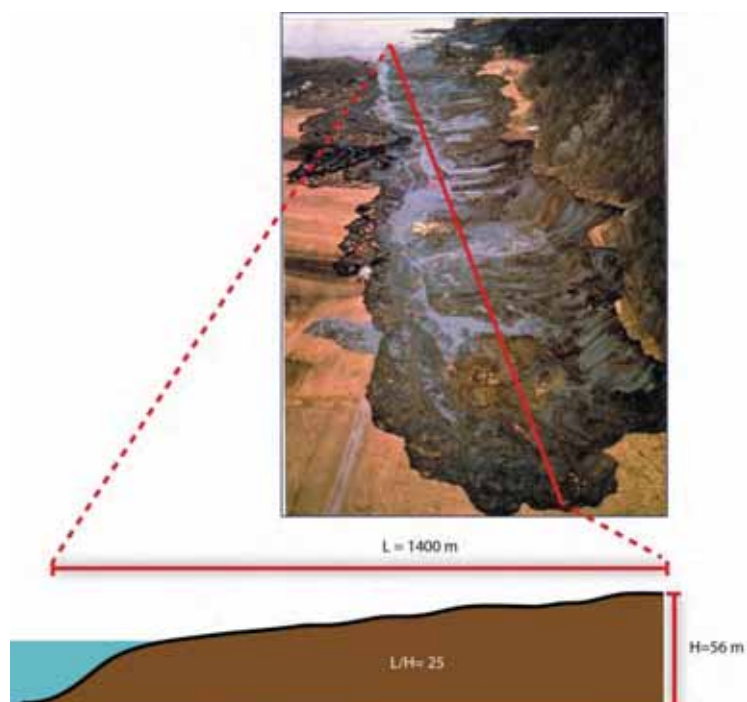


Figur 1. Kritisk lengde og høydeforhold for skråninger i kvikkleire. "L" definerer avstanden fra skråningsfot til bakkanten av et eventuelt skred. "H" definerer terrenghøydeforskjell fra skråningsfot til bakkanten av et eventuelt skred (Gregersen 2008).

I følge Aas (1979) varierer L/H fra 7 til 14 for en rekke kjente kvikkleireskred. En av begrensningene ved metoden er at den ikke tar hensyn til det som skjer etter at skredene er utløst, som for eksempel: 1) potensial for retrogresjon og 2) utløpsdistanse. Et eksempel av dette er Rissarasaset i 1978 som forplantet seg opptil 1400 m fra strandkanten og inn på land (fig. 2). Skredmassene hadde fritt utløp i Botnen som i dette tilfelle ikke hadde noen direkte skadelig effekt. Imidlertid genererte skredmassene en svært ødeleggende flodbølge. Ved Rissarasaset er forholdet mellom retrogresjon og høydeforskjell ca. 25. Dette viser at dagens

kartleggingsmetodikk kan undervurdere omfanget av et fareområde ut i fra de topografiske kriterier definert av Aas (1979).

Forutsetningene for å utvikle store retrogressive skred i sensitiv leire har blir studert nokså grundig i østlige deler av Canada (Mitchell & Markell 1974, Carson 1977, Lebuis et al. 1983). Bortsett fra arbeidet gjort av Trak & Lacasse (1996) er det få studier som dokumenterer den retrogressive oppførselen til norske kvikkleireskred.



Figur 2. Studie av skråningen ved Rissaraset (1978) viser et kritisk lengde-høyde-forhold på 25.

1.2 Målsetting

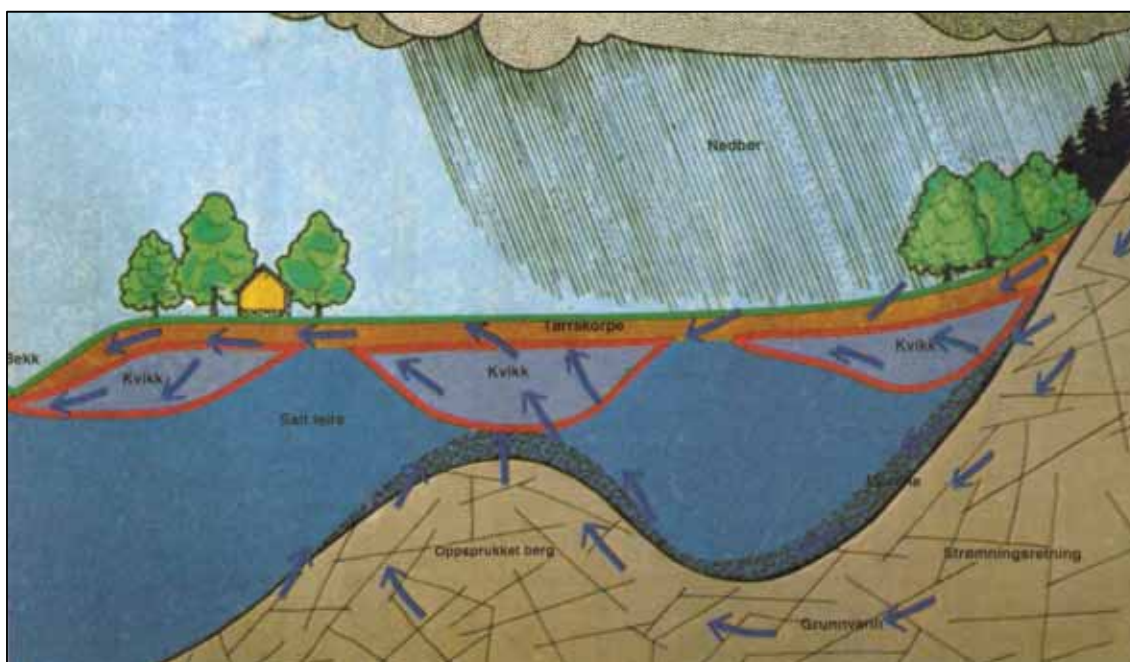
L'Heureux (2012) har samlet informasjon om 37 leirskred i Norge. Katalogen bygger delvis på en prosjektoppgave ved NTNU (Natterøy 2011), på geotekniske rapporter, annen litteratur, flyfotostudier, kvartærgeologiske kart og topografiske kart. De innsamlede dataene gir en unik oversikt over retrogresjon og utløpsdistanser for 37 norske kvikkleireskred og bidrar dermed til økt kunnskap om kvikkeleireskred i Norge. Datasettet kan brukes som bakgrunn for å vurdere sannsynlig retrogresjon og utløp til potensielle kvikkleireskred. En sammenligning med kanadiske erfaringer er også relevant til belysning av dette.

Hensikten med rapporten er å sammenfatte dataene og resultatene fra Natterøy (2011) og L'Heureux (2012). Rapporten innledes med en kort oversikt over kvikkleire og ulike typer av kvikkleireskred og forklarer de parametre som er brukt for kartlegging/beskrivelse av de 37 skredhendelsene. Resultatene som summeres i rapporten kan brukes som innspill til en eventuell revurdering av de metoder som per i dag brukes i kvikkleirekartlegging, ved å inkludere faktorer som retrogresjon og utløp.

2. KVIKKLEIRE

2.1 Geoteknisk definisjon

I henhold til norske standarder har jordarten leire minst 30 % leirinnhold. Leire kan derfor inneholde store mengder andre kornstørrelser som silt og sand. Generelt er naturlig saltinnhold i sjøvann ca. 35 g/l, og ionene i porevannet stabiliserer strukturen av leirkorn. Ved utvasking av marin leire vil det bli færre stabiliserende ioner i porevannet. Marin leire hvor saltinnholdet i porevannet er mindre enn 5 g/l kan være meget sensitiv/kvikk (Rosenqvist 1953; Bjerrum 1954). Når omrørt skjærstyrke (s_r) er mindre enn $0,5 \text{ kN/m}^2$ og sensitivitet (S_t) > 30 defineres leira som kvikk. Sensitivitet (S_t) er forholdet mellom udrenert, uforstyrret skjærstyrke (s_u) og omrørt skjærstyrke (s_r), og standard norsk klassifisering av sensitiv leire er som følger (NGF 1974): lav sensitivitet $S_t < 8$; middels sensitivitet: $8 < S_t < 30$; høy sensitivitet (kvikkleire): $S_t > 30$. NVE har utviklet retningslinjer som anbefaler å benytte $S_t \geq 15$ og $s_r < 2 \text{ kN/m}^2$ for leirmateriale som potensielt kan kollapse (dvs. leire som utviser sprøbruddegenskaper) (NVE 2009). I kvikkleire er vanninnholdet større enn flytegrensa til materialet. Disse geotekniske egenskapene til leire bestemmes i hovedsak ved testing av uforstyrrede prøver i laboratoriet.



Figur 3. Skisse over hvor kvikkleire ofte forekommer/dannes: inn mot fjellsida, over oppstikkende fjell og i skråning ned mot elv/bekk. Dette er i stor grad knyttet opp til tilgang på og gradienter til grunnvann, og pilene viser grunnvannets strømning gjennom oppsprukket berg og løsmasser (Løken 1983).

2.2 Dannelse av kvikkleire

Under istidene ble store mengder løsmasser erodert fra berggrunnen, fraktet ut til brekanten og avsatt i sjøvann. Grovt materiale som sand, grus og morene ble avsatt nær eller under isen, mens finere sedimenter som silt og leir ble typisk avsatt lenger fra breen. Leirpartiklene i sjøvann flokkulerer, noe som gir en åpen struktur når de avsettes på sjøbunnen som marin leire (korthusstruktur). Etter hvert som isen trakk seg tilbake førte landhevingen til at sedimenter som var avsatt på sjøbunnen ble tørt land. Med tiden har grunnvannstrømningen gjennom leirsedimentene ført til at salt porevann har blitt byttet ut med ferskvann, og kvikkleire har blitt dannet. Siden leire er lite permeabel vil utvaskingen ta lang tid, noen steder vil det ta flere hundre/tusen år før leira blir kvikk. Likevel vil deler av en leiravsetning kunne utvikle kvikkleire i soner/lommer raskere enn andre på grunn av geologiske og topografisk forhold som øker grunnvannsgjennomstrømningen: nær berggrunnen, nær overflata hvor den hydrologiske grunnvannsgradienten er stor (f.eks. i skråninger), ved artesiske grunnvannsforhold og i soner hvor leira er gjennomvannet av silt-/sand-/gruslag (lagdelt) (fig. 3). Utvasking av saltinnholdet i flokkulert marin leire fører til en ”metastabil” struktur som kan kollapse som følge av ekstern påkjenning.

Kvikkleire er ikke et endelig stadium. Ved videre utvasking kan andre, mer stabiliserende ioner tilføres kvikkleira gjennom grunnvannet, og igjen kunne gjøre leira mer stabil. Nær terrengoverflata utvikles ofte en flere meter tykk tørrskorpeleire som ikke er kvikk, som oftest avgrenset ned til et nivå noe under normal grunnvannsstand.

3. KVIKKLEIRESKRED

Kvikkleire som ikke er påkjent er i utgangspunktet stabil. Dersom kvikkleira blir utsatt for hurtige spenningsendringer, kan imidlertid brudd oppstå langs en påkjent glideflate. I bruddsonen langs glideflata mister leira all styrke (blir flytende), og bruddet forplanter seg som en progressiv kollaps. Slik kan brudd over store områder oppstå plutselig, og føre til skred. Skredbevegelsen medfører ytterligere omrøring av kvikkleira omkring, som også blir flytende, og renner ut i skredet. Når kvikkleira er omrørt blir den metastabile strukturen ødelagt og det frigitte porevannet gjør leirmaterialet svært flytende (likvifiseres) (Rosenquist 1966). Denne egenskapen, til å kunne bli flytende ved belastning, er en av de viktigste mekanismene i kvikkleiras oppførsel etter brudd. Slike hurtige spenningsendringer kan oppstå ved at et lite initialscred – som ikke behøver å berøre kvikkleira direkte – utløses. Kvikkleirescred skjer ofte uten forvarsler, og skredmassene kan oppnå ganske høy hastighet. Det er generelt akseptert at store skred i sensitiv leire er bakovergripende (retrogressive). Det kjente kvikkleireskredet i Rissa i 1978 er trolig det best dokumenterte eksemplet på slik omfattende retrogresjon, siden det ble filmet på amatørvideoer (Gregersen 1981).

I den retrogressive modellen, som først ble introdusert av Bjerrum (1955), går det først et initialscred som etterlater en ustabil bakskråning. Den retrogressive prosessen fortsetter som en serie rotasjonsutglidninger inntil en stabil morfologi oppnås. Det vil si inntil skjærstyrken i skråninga er lavere enn den udrenerte skjærstyrken til leira. Initialscredet er ofte sett som en sammenhengende bevegelse, retrogressiv eller flak-lignende skred, og det er ofte utløst av elve-/bekkeerosjon, økt porevannstrykk eller menneskelig aktivitet. Økt poretrykk er ofte

knyttet til økt nedbør over en viss periode og/eller rask snøsmeltning. Også menneskelig aktivitet kan føre til økt poretrykk i leira, så som pæling, fyllinger eller lekkasje fra nedgravde rør. I utgangspunktet er det nokså enkelt å beregne stabiliteten til en skråning med hensyn til initialscred i sensitiv leire. Usikkerheten ligger i evalueringen av potensialet for retrogressivt brudd.

Kvikkleireskred kan deles inn i ulike typer basert på prosesser/mekanismer og morfologi (se også Karlsrud et al. 1985). Skredtypene 2)-4) oppstår ofte raskt og kan inneholde elementer av progressivt brudd (fig. 4). Store skred kan inneholde elementer av flere skredtyper (se tabell 1 (kap. 6) og vedlegg 2).

1) Enkelt rotasjonsskred

Dette er ofte et initialscred som ikke nødvendigvis oppstår i kvikkleire. Bevegelsen er monolittisk og viser rotasjon. Bakkanten er ofte i skråningen eller rett bak skråningstoppen.

2) Retrogressive skred (Flow)

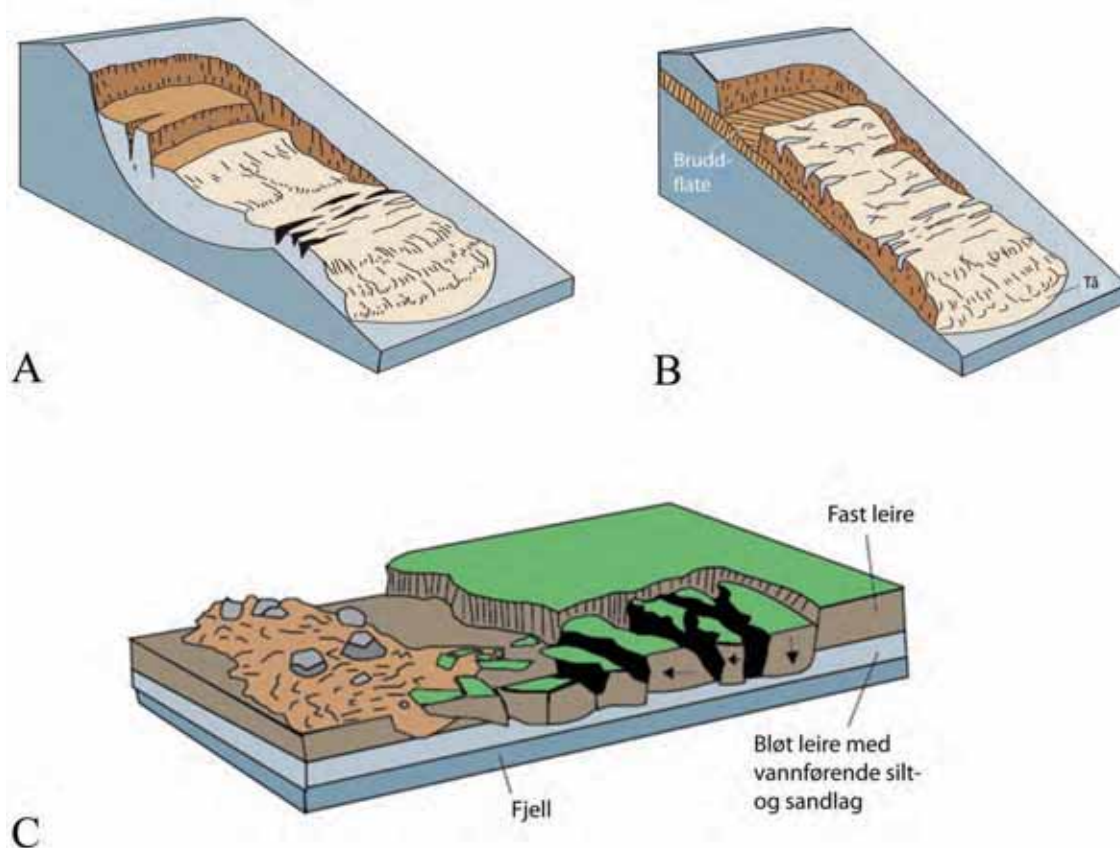
Dette er bakoverskridende utglidninger, som regel med rotasjon, og bruddflaten utvider seg motsatt bevegelsesretningen (fig. 4a). Skredet kan utløses av et initialscred hvis dette etterlater seg en tilstrekkelig ustabil bakkant. Hvis det er kvikkleire i skråningen kan skredet utvikle seg svært raskt, store områder kan skli ut, og det meste av leira blir flytende. I et retrogressivt skred fjernes støtten i bunnen. Skredgropa kan ha pæreform.

3) Monolittiske flakskred/Translasjonale skred (Flake)

Ved denne skredtypen sklir store områder ut som en stor monolittisk enhet/flak, og det kan skje veldig raskt og uten forvarsel (fig. 4b). Dette forutsetter at det finnes kontinuerlige lag/soner med kvikkleire under/bak skråningen. Bruddutviklingen kan foregå både motsatt bevegelsesretningen (bakover-progressivt, utløses av initialscred) eller i samme retning som bevegelsen (nedover-progressivt, utløses av økt belastning på eller forskyvning i skråningstopp). Denne mekanismen er ofte observert for kvikkleireskred i Skandinavia (Bernander 1978, 2000, 2008; Aas 1981, 1983; Bernander & Olofsson 1981; Karlsrud et al. 1985).

4) Vertikal innsynkning og sidelengs spredning (Spread)

Skredene skjer ofte i nokså flatt terreng, hvor en kvikkleiresone under et fastere lag blir omrørt. Terrenget får ofte et horst-graben-utseende (fig. 4c). Slike skred representerer ca. 42 % av de store skredene i den østlige delen av Canada (Locat 2012).



Figur 4. Skredtyper (etter Highland & Bobrowsky 2008). A) Rotasjonsskred/retrogressive skred. B) Flakskred/translasjonale skred. C) Spredning.

4. TIDLIGERE STUDIER OM RETROGRESJON OG MOBILITET

Mitchell & Markell (1974) presenterte en analytisk løsning for å estimere retrogresjonslengde basert på en analyse av 41 skred øst i Canada. De foreslo at retrogresjon kun kan oppstå når stabilitetstallet (N_s^1) er større enn 6 innenfor den potensielle bruddflata. Den samme studien viste at det var et generelt forhold mellom N_s og retrogresjonsdistansen, selv om andre faktorer som sensitivitet, stratigrafi og topografi også så ut til å spille en viktig rolle for begrensingen av retrogresjon. I tillegg sammenlignet Lebus et al. (1983) omrørt skjærstyrke (s_r) og flyteindeksen (I_L) for mange skred øst i Canada og viste at terskelverdiene kunne bli definert for å evaluere risikoen for retrogresjon. Generelt viste det seg at retrogressive brudd oppstod når flyteindeksen var større enn 1,2 og/eller når s_r var mindre enn 1 kPa i Canada.

¹ $N_s = \gamma H / s_u$, der γ = jordas tyngdetetthet, H = skråningshøyden og s_u = udrenert skjærstyrke
Stabilitetstallet N_s er dimensjonsløst.

Basert på studiene fra Canada, indikerte Tavenas et al. (1983) at faren for retrogresjon i prinsippet kan relateres til tre forhold:

- Leiras mulighet til å bli omrørt. Dette avhenger av de mekaniske egenskapene til leira og den potensielle energien i skråningen (dvs. skråningshøyden H).
- Leiras mulighet til å strømme ut av skredgropa når den blir omrørt. Dette avhenger av konsistensen til det omrørte materialet, og dermed til leiras flyteindeks og omrørte skjærstyrke.
- En topografi som lar skredmassene evakuere.

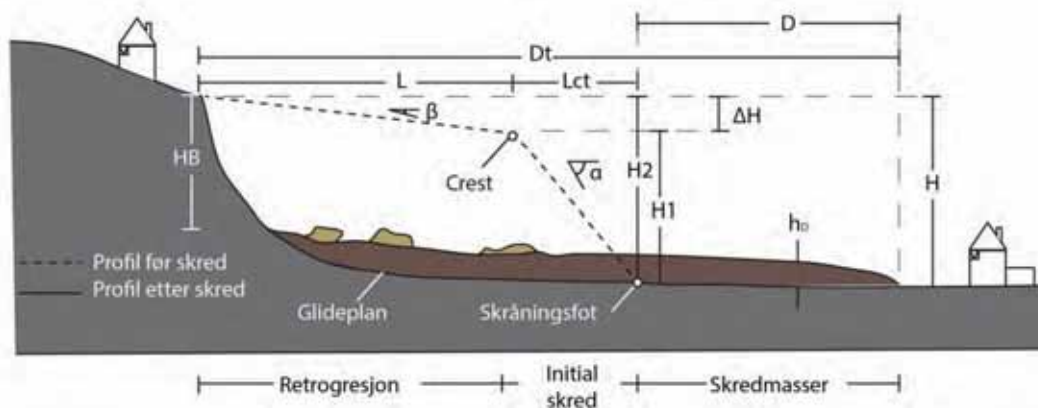
Når man vurderer farepotensialet i forbindelse med kvikkleireskred må man ta i betraktning mobiliteten til omrørt kvikkleire og dets lange utløpsdistanse. Det er likevel bare noen få studier som dokumenterer mobiliteten til skred i sensitiv leire (Edgers & Karlsrud 1982, Locat 1992, Locat et al. 2003, Locat et al. 2008). Et av de viktigste problemene er at skredmassene sjelden er blitt kartlagt etter en hendelse. Kvikkleireskred går ofte langs bekker, elver eller i standsonen, og skredmassene blir raskt erodert og/eller er vanskelige å kartlegge. Locat et al. (2008) studerte 22 godt kjente skredhendelser fra Øst-Canada, og viste at det er et forhold mellom retrogresjonsstørrelsen og utløpsdistansen. Studien viste også, lignende med studien til Edgers & Karlsrud (1982), at utløpsdistansen for slike skred øker med det mobiliserte volumet av skredmasser i forhold til skredgropas bredde (V_{ol}/W_{snitt}).

5. DATA OG METODER

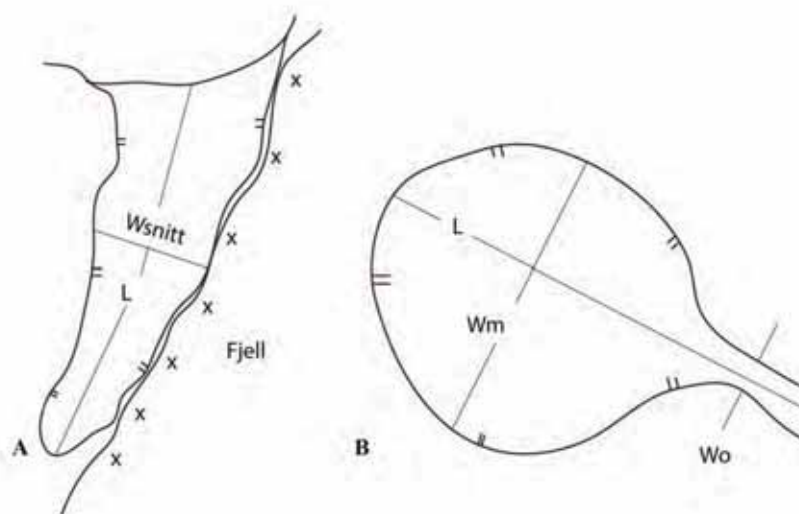
I denne studien har geomorfologiske parametere, indeksegenskaper og skjærstyrkeverdier for 37 godt dokumenterte, norske skredhendelser i sensitiv leire blitt samlet inn. Noen av parametrene er estimert ut fra topografiske kart (1 m koter), før og etter skredhendelsen. I tilfellene hvor det ikke var tilgjengelig informasjon om terreng og materialegenskaper fra før hendelsen, f.eks. forhistoriske hendelser, ble parametrene bestemt ut fra omkringliggende terreng. Mobilisert skredvolum ble estimert ved å multiplisere arealet til skredgropen med gjennomsnittlig skredgropdyp.

Mange av skredhendelsene i dette studiet har tidligere vært beskrevet i litteraturen sammen med estimerte geotekniske materialegenskaper som er representative for skredmassene. For andre skredhendelser har geotekniske materialegenskaper blitt estimert ut fra tilgjengelige geotekniske rapporter fra konsulentselskaper. Det er referert til relevant litteratur/rapporter for de enkelte skredene.

Figur 5 viser parametre som er forsøkt samlet inn for de ulike skredhendelsene. Det ble også definert parametre etter skredform, og den formen som passet best til det undersøkte skredet ble valgt (fig. 6). Dersom ingen av formene passet, ble gjennomsnittsbredden til skredgropa registrert. Der skredparametrene varierte innbyrdes er gjennomsnittsverdier benyttet.



Figur 5. Skisse over registrerte skredparametrene i skredkatalogen (modifisert fra Natterøy 2011).



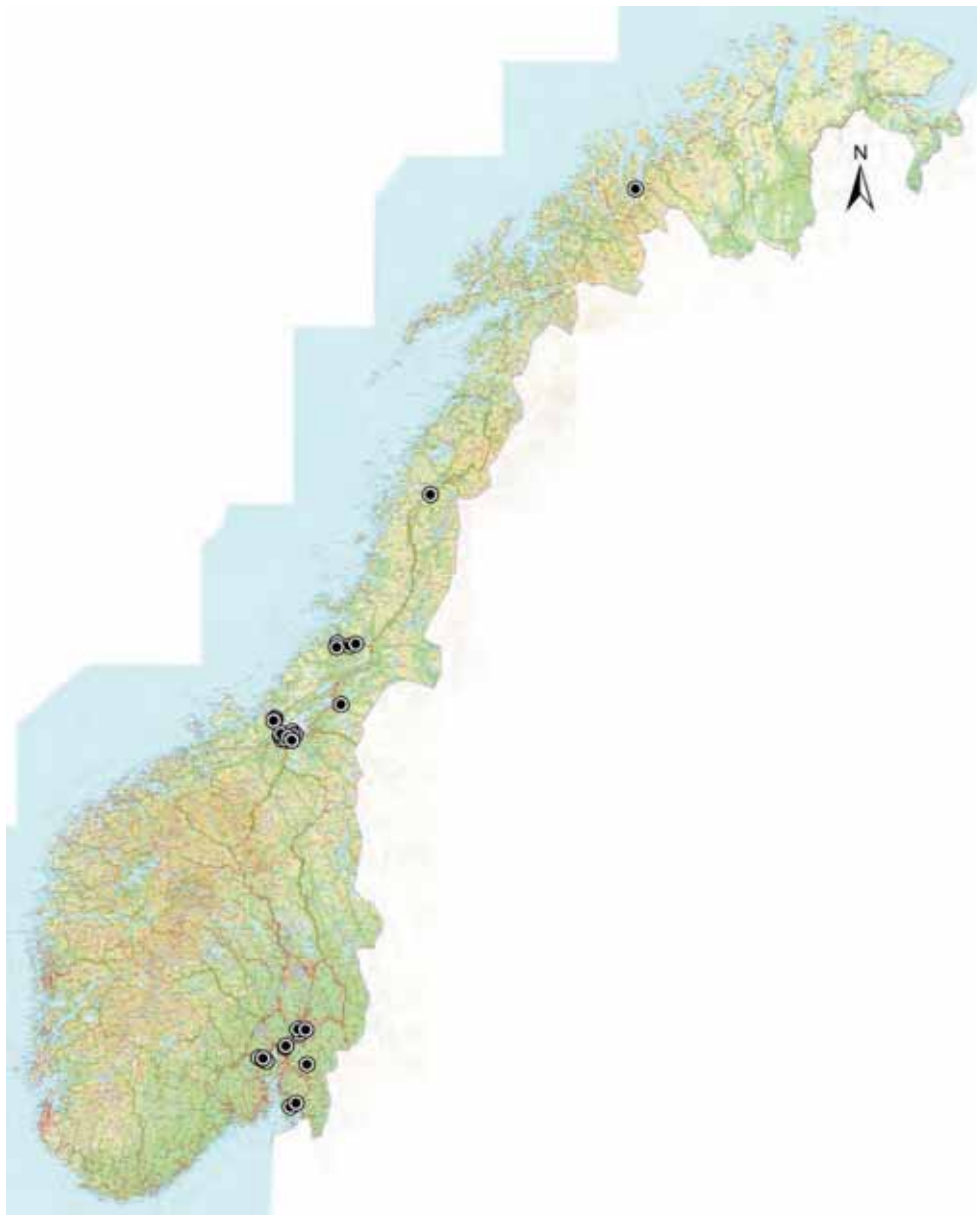
Figur 6. Parametre som avhenger av skredform. A) Avlang skredform (f.eks. Rissa), B) Pæreformet skredgrop (f.eks. Ullensaker) (etter Natterøy 2011).

Kartlagte parametre

| | |
|-------------|--|
| W_0 | Minimum bredde til utløpsporten (m) |
| W_m | Maksimum bredde til skredgropa (m) |
| W_{snitt} | Gjennomsnittsbredde til skredgropa (m) |
| β | Overflatevinkel til opprinnelig skråning (grader) |
| α | Skråningsvinkelen til opprinnelig skråning (grader) |
| ΔH | Høyden mellom crown og crest (m) |
| L | Retrogresjonslengden (m) |
| L_{cT} | Avstanden fra fot til crest (m) |
| D_t | Lengde fra bakkanten av skredet til skredmassenes stoppested |
| D | Lengde av skredmasser, fra skredport til skredmassenes stoppested |
| H | Høyden mellom crown og kanten av skredmassene (m) |
| H_1 | Høyden til initialskråning, målt fra fot til crest (m) |
| H_2 | Skråningshøyden fra fot til crown (m) |
| H_B | Høyden til bakkanten av skredet, målt fra crown til skredmassene (m) |
| h_D | Tykkelsen til skredmassene (m) |
| H_g | Dyp til glideplan/bruddflate (m) |
| Areal | Arealet til hele skredgropa (m ²) |
| Volum | Volumet til skredet (m ³) |
| "Trend I" | Retningen til initialskredet i forhold til nord (grader) |
| "Trend R" | Retningen til retrogresjonen i forhold til nord (grader) |

6. RESULTATER OG DISKUSJON

Figur 7 viser hvordan de studerte lokalitetene er fordelt i Norge, se vedlegg 1 for litt mer detaljerte kart. Tabell 1 viser noen av resultatene for de studerte skredhendelsene, mens vedlegg 2 gir en fullstendig tabell med alle parametre (der de er funnet) og referanser. Vedlegg 3 gir mer detaljer rundt hver lokalitet for 33 av de 37 skredhendelsene. For å være så representativ som mulig er det forsøkt å samle inn data fra både små og store skred, samt skred som har startet i enten kvikk eller ikke-kvikk leire.



Figur 7. Oversikt over lokaliteter for de studerte skredhendelsene i Norge. Se vedlegg 1 for mer detaljerte kart.

Tabell 1: Skredoversikt. F: Flow; FF: Flake and flow, S: Spread – se kap. 3 (etter L'Heureux 2012).

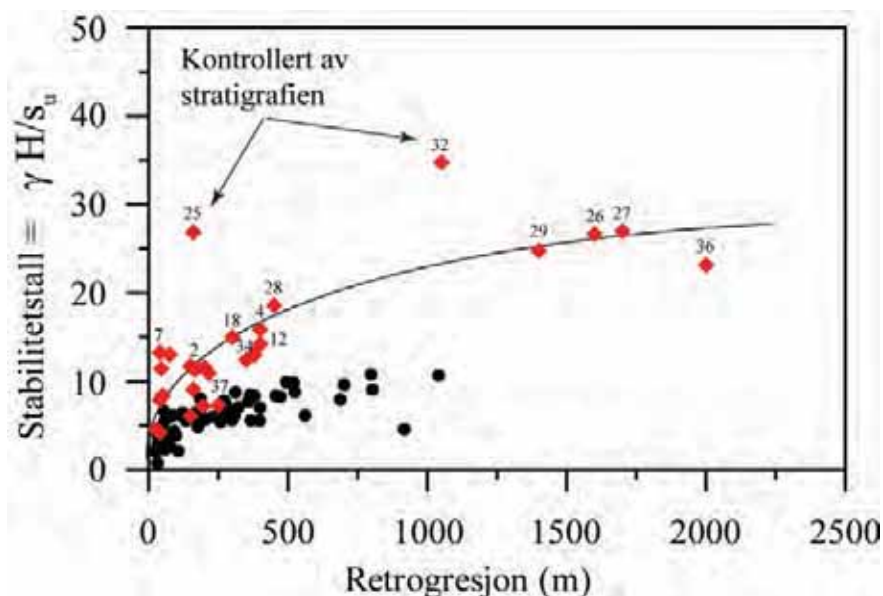
| No | Lokalitet | Dato | Type skred | Volum (m ³) | L/H | D (m) | Referanse |
|----|---------------|--------------|------------|-------------------------|------|-------|-----------|
| 1 | Bakklandet | 10.11.1634 | F | 500 000 | 3,1 | ? | 1 |
| 2 | Bekkelaget | 07.10.1953 | S | 100 000 | 16,5 | 20 | 2 |
| 3 | Brå | 01.05.1928 | F | 500 000 | 2,5 | 400 | 3 |
| 4 | Byneset | 01.01.2012 | F | 350 000 | 14,3 | 900 | * |
| 5 | Båstad | 05.12.1974 | S | 1 500 000 | 5,8 | 700 | 4 |
| 6 | Drammen | 06.01.1955 | S | 4 000 | 3,8 | ? | 5 |
| 7 | Hyggen | 23.01.1978 | FF | 500 000 | 4,4 | 450 | 6-7 |
| 8 | Duedalen | 18.07.1625 | F | 500 000 | 8,4 | ? | * |
| 9 | Fallet, Rissa | 1997 | FF | 200 000 | 8,3 | 670 | 8 |
| 10 | Finneidfjord | 20.06.1996 | FF | 1 000 000 | 7,5 | 1000 | 9 |
| 11 | Fredrikstad | 17.08.1980 | S | 10 000 | 7,1 | 30 | 10 |
| 12 | Furre | 14.04.1959 | FF | 3 000 000 | 20 | 90 | 17 |
| 13 | Gretnes | 17.04.1925 | F | 400 000 | 9,1 | ? | 3 |
| 14 | Gullaug 1 | 29.11.1974 | FF | 100 000 | 1,3 | 325 | 6-7 |
| 15 | Gullaug 2 | Forhistorisk | F | 2 850 000 | 21,7 | ? | * |
| 16 | Heimstad | Forhistorisk | F | 900 000 | 13,7 | ? | * |
| 17 | Hekseberg | 20.03.1967 | F | 200 000 | 4 | 300 | 12 |
| 18 | Kattmarka | 13.03.2009 | S | 600 000 | 15 | ? | * |
| 19 | Kokstad | 21.10.1924 | F | 400 000 | 7,2 | 600 | 3 |
| 20 | Lade | 11.04.1944 | S | 50 000 | 1,4 | 100 | 13 |
| 21 | Langørjan | Forhistorisk | F | 11 000 000 | 12,5 | ? | * |
| 22 | Leirfossen | Forhistorisk | ? | 75 000 000 | 43,8 | ? | * |
| 23 | Lodalen, Oslo | 06.10.1954 | S | 10 000 | 2,2 | ? | 14 |
| 24 | Lund | Forhistorisk | F | 4 600 000 | 15 | ? | * |
| 25 | Lyngseidet | 03.09.2010 | F | 220 000 | 5,9 | 420 | * |
| 26 | Olderdalen | Forhistorisk | F | 25 000 000 | 20 | ? | * |
| 27 | Othilienborg | Forhistorisk | F | 70 000 000 | 13,6 | 11000 | * |
| 28 | Rissa 1 | 29.04.1978 | FF | 150 000 | 45 | 620 | 15-16 |
| 29 | Rissa 2 | 29.04.1978 | FF | 5 000 000 | 37,8 | 1200 | 15-16 |
| 30 | Rørdal | Forhistorisk | ? | 3 300 000 | 13,1 | ? | * |
| 31 | Selnes | 18.04.1965 | F | 140 000 | 16,5 | 400 | 17 |
| 32 | Sjetnemarka | Forhistorisk | F? | 30 000 000 | 20,2 | ? | * |
| 33 | Stavset | Forhistorisk | F | 800 000 | 3,9 | ? | * |
| 34 | Tiller | 07.03.1816 | F | 550 000 | 7 | ? | * |
| 35 | Ullensaker | 23.12.1953 | F | 200 000 | 13,9 | ? | 18 |
| 36 | Verdal | 19.05.1893 | F | 65 000 000 | 23,5 | 5000 | 19 |
| 37 | Vibstad | 22.02.1959 | S | 1 400 000 | 10 | 250 | 18 |

1- Bjerrum & Kjærnsli (1957), 2- Eide & Bjerrum (1955), 3- Holmsen (1929), 4- Gregersen & Løken (1979), 5- Bjerrum & Kjærnsli (1957), 6- Karlsrud (1979), 7- Hansen et al. (2011), 8- L'Heureux et al. (2011), 9- Longva et al. (2003), 10- Karlsrud (1983), 11- Hutchinson (1961), 12- Drury (1968), 13- Holmsen & Holmsen (1946), 14- Sevaldson (1956), 15- Gregersen (1981), 16- L'Heureux et al. 2012, 17- Kenney (1967), 18- Bjerrum (1955), 19- Trak & Lacasse (1996), 20- Hutchinson (1965). * Dette studiet.

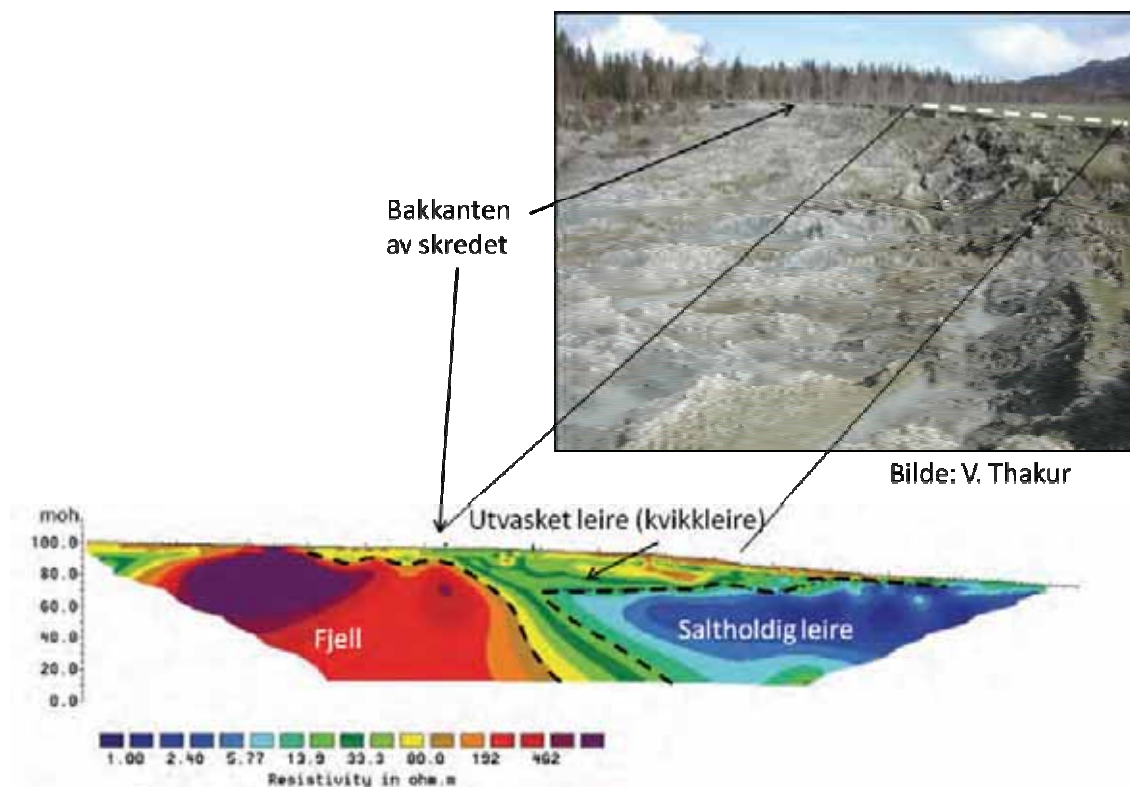
6.1 Retrogresjon

Forholdet mellom retrogresjonsdistanse (L) og skråningshøyde (H) er vist for alle skredhendelsene i tabell 1. Resultatene viser at flere skred har hatt større retrogresjon enn kriteriet (dvs. $L/H=15$) som brukes i den norske kartleggingsprosedyren for å begrense et areal som potensielt kan rase ut (kap. 1.1). Dette kriteriet burde derfor brukes med forsiktighet når en vurderer eventuelt utstrekning av et skred i områder med sensitive leiravsetninger.

I figur 8 er stabilitetstallet presentert som en funksjon av retrogresjonsdistansen. Som for studien av Mitchell & Markell (1974), viser data en økning i retrogresjonsdistansen med stabilitetsnummeret. Stabilitetsnummeret for skredene ved Lyngseidet og Sjetnemarka indikerer at retrogresjonslengden kunne vært større for disse hendelsene (nr. 25 og nr. 32 på fig. 8 og i tabell 1). Likevel, geotekniske jordprofiler i nærheten av disse skredene viser at sensitiviteten synker drastisk oppover skråningen, og at dette trolig har styrt den retrogressive prosessen. Figur 9 viser et 2D resistivetsprofil målt langs kanten av skregropa etter Bynesetskredet (01.01.2012). Her kan man se at laget med utvasket leire (kvikkleire) tynner ut mot bakkanten av raset der hvor berggrunn kommer opp. På grunn av dette vil skråningshøyden H bli mindre, og stabilitetstallet N_s vil dermed også avta. Den potensielle energien i skråningen vil etterhvert bli for liten til at skredet kan fortsette å utvikle seg bakover. Hadde tykkelsen og dybden på sonen med utvasket leire vært konstant fram til fjellet, ville sannsynligvis skredet stoppet ved fjell.



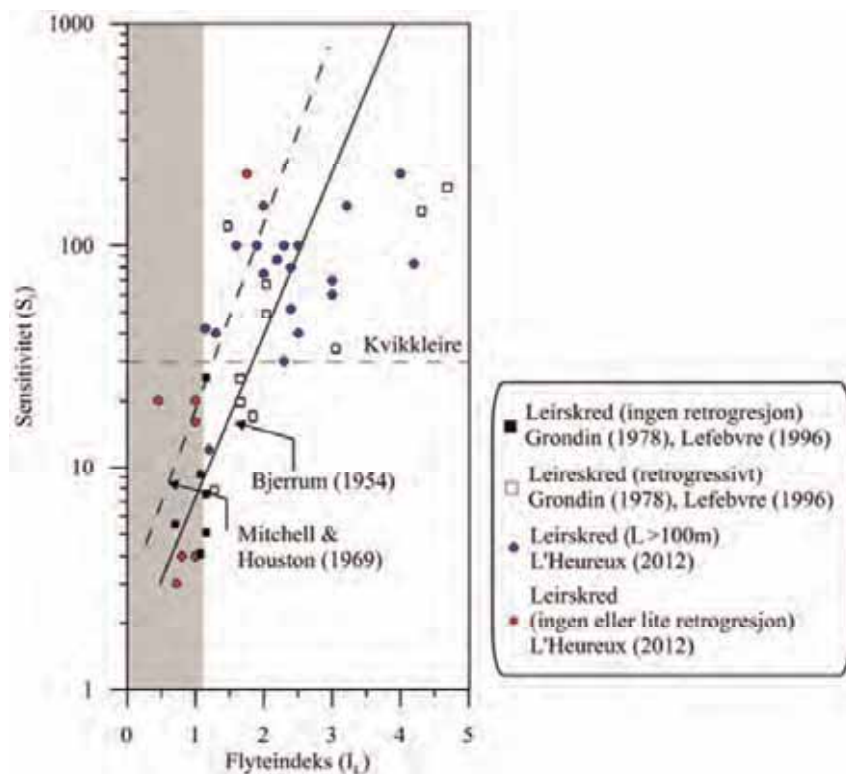
Figur 8. Retrogresjonslengde i forhold til stabilitetstall for norske skred i sensitive leiravsetninger. De svarte punktene er fra Mitchell & Markell (1974) for skred i Canada.



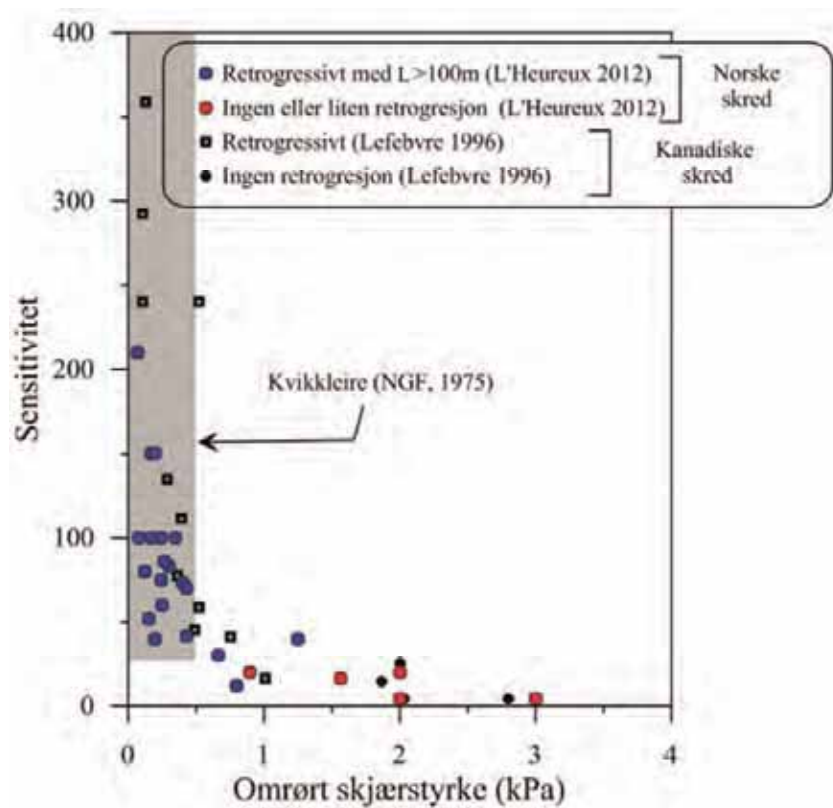
Figur 9: 2D resistivetsprofil (700 m langt) som målt langs kanten av skredgropa etter Bynesetskredet (01.01.2012). Profilet viser at laget med utvasket leire tynner ut mot bakkanten av raset der hvor berggrunn kommer opp. Stabilitetstallet vil avta siden skråningshøyden minker. Den potensielle energien i skråningen vil etterhvert bli for liten til at skredet kan fortsette å utvikle seg bakover (data fra Solberg et al. 2012, foto: V. Thakur).

For mer enn 40 % av skredene som er samlet i denne studien, har den retrogressive prosessen (retrogressjonsretningen) og dens begrensning blitt styrt av omkringliggende berggrunn. Gode eksempler her er de kjente skredhendelser i Rissa (1978) og ved Kattmarka (2009). Kvikkleiredannelsen skjer ofte raskere i nærheten av berggrunnen siden forholdene her ligger til rette for god grunnvannsgjennomstrømning i den marine leira (se kap. 2).

Figurene 10 og 11 viser forholdet mellom flyteindeksen, sensitiviteten og den omrørte skjærstyrken for de 37 kartlagte kvikkleireskredene i Norge. Resultatet viser at store skred oppstår når sensitiviteten (S_r) er større enn 30, og når flyteindeksen (I_L) er over 1,1 (fig. 10). Omfattende retrogresjon har en tendens til å oppstå når den omrørte skjærstyrken (s_r) er lik eller lavere enn 0,5 kPa. Disse resultatene er i overensstemmelse med den norske definisjonen av kvikkleire.

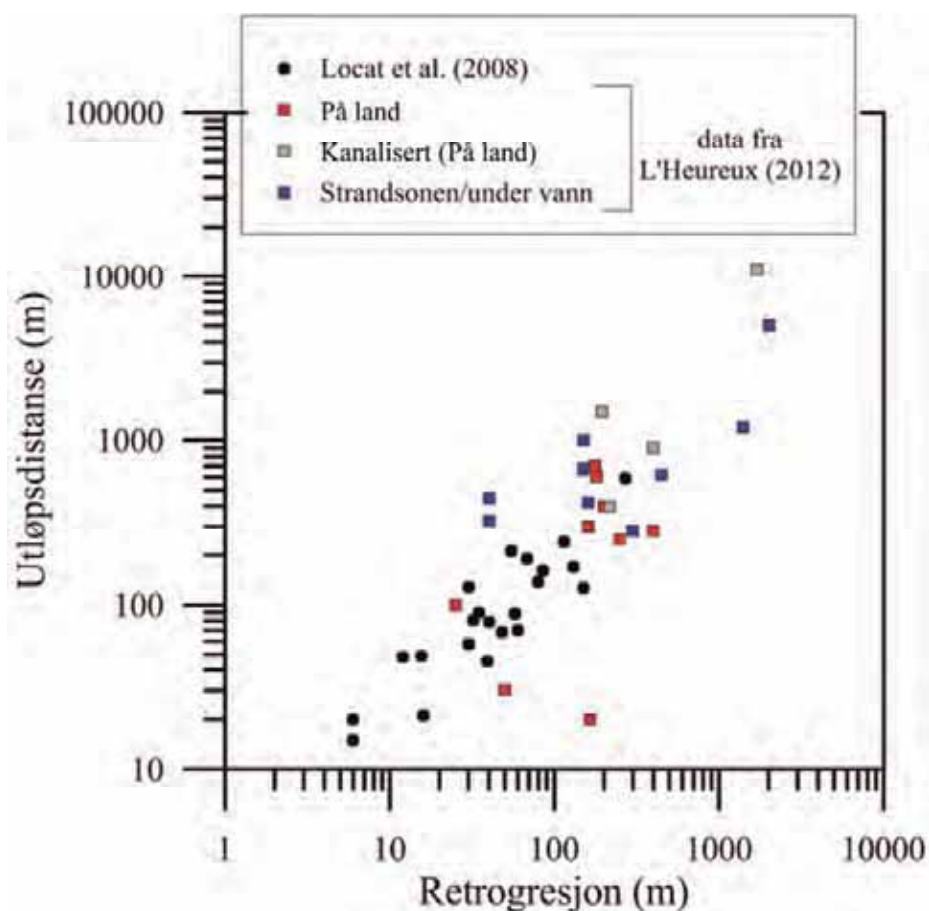


Figur 10. Flyteindeks i forhold til sensitivitet for norske leireskred.

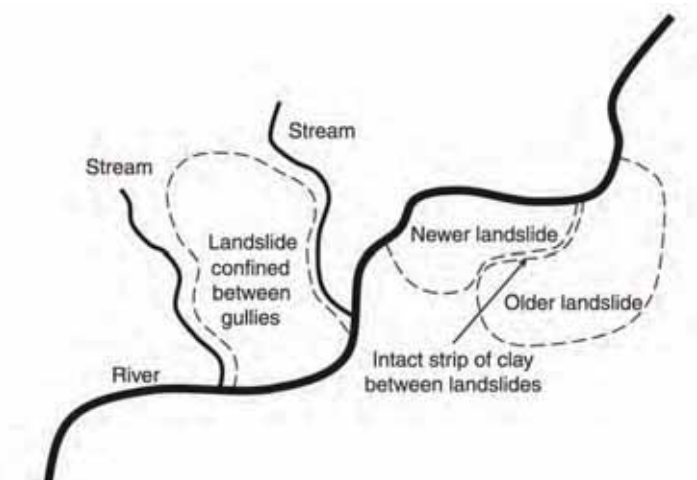


Figur 11. Omrørt skjærstyrke og sensitivitet for norske og kanadiske skredseksemplere.

Figur 12 viser at størrelsen på retrogresjon i stor grad styres av muligheten omrørte skredmasser har til å strømme ut av skredgropa. Faktorer som styrer dette vil derfor spille en viktig rolle for utviklingen av retrogresjon (f.eks. leiras omrørte skjærstyrke og skredgropas morfologi). Daltopografien i nærheten av skredgropa er spesielt viktig. Stor grad av retrogresjon skjer oftere i daler med bratte, langsgående gradienter eller nær vide og dype elver eller innsjøer, enn i flate smale daler (jfr. Tavenas et al. 1983). De innsamlede dataene viser også at mange av skredene stopper før de når nærliggende/bakenforliggende raviner eller ei gammel skredgrop (Lebuis et al. 1983; Robitaille et al. 2002). Grunnen til dette kan være knyttet til redusert jordtrykkskoeffisient i dypet av bruddet, i nærheten av der terrenget/skråningen endrer seg (Quinn et al. 2011, fig. 13).



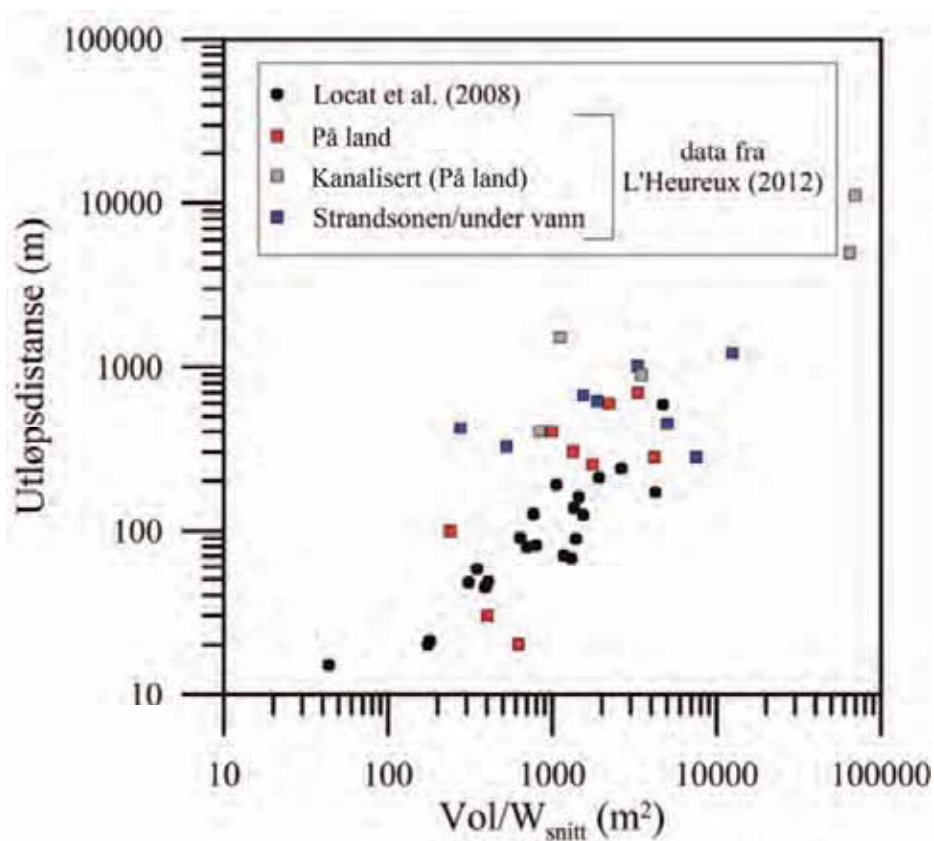
Figur 12. Mobilitet (utløpsdistanse) estimert for de 37 kartlagte skredene i norske leirer som funksjon av retrogresjonslengde. Data er sammenlignet med skredhendelser i østlige Canada (Locat et al. 2008).



Figur 13. Mange av skred stopper før de når nærliggende/bakenforliggende raviner eller gamle skredgroper (Quinn et al. 2011)

6.2 Mobilitet

I figur 14 sammenlignes de 37 kartlagte skredenes mobilitet med volumet av skredmassene i forhold til skredgropas bredde (Vol/W_{snitt}). Her kan man se at utstrømningslengden generelt øker med forholdet Vol/W_{snitt} . Resultater vist i figurene 13 og 14 viser også at for en gitt Vol/W_{snitt} , er utløpsdistanser for norske skred noe lengre enn for de i østlige Canada. Slike forskjeller kan skyldes de geotekniske egenskapene til leira (dvs. den kanadiske leira er som regel mer overkonsolidert enn den norske og bruker dermed mer energi for å bli omrørt), og miljøet hvor skredhendelsen fant sted. Kanaliserte hendelser er for eksempel tatt med i denne studien, noe som vil overestimere mobiliteten til norske skred. I tillegg skjer ofte skred i Norge i strandsonen, hvor skredmassene kan strømme langs sjøbunnen. I disse tilfellene vil den lave permeabiliteten til leire sørge for at vann fanges under skredmassene og føre til vannplaning og lengre utløpsdistanser i det undersjøiske miljøet (f.eks. De Blasio et al. 2005).



Figur 14. Mobilitet (utløpsdistanse) estimert for skred i norske leirer som funksjon av mobilisert volum av kollapset sediment per breddeenheter (skredgropas bredde). Data er sammenlignet med skredhendelser i østlige Canada (Locat et al. 2008).

7. KONKLUSJONER

Data fra 37 godt dokumenterte skredhendelser har blitt benyttet for å vise den retrogressive oppførselen til norske kvikkleireskred. Resultatene stemmer godt overens med resultatene fra studier øst i Canada og har direkte innvirkning for kvikkleire kartleggingsmetodikken i Norge.

Hovedresultatene fra den rapporterte studien er:

- Studiet har vist at en rekke historiske kvikkleireskred har $L/H > 15$. Det topografiske kriteriet for den landsomfattende kvikkleirekartleggingen, hvor skredutbredelse antas å få en maksimal lengde tilsvarende 15 ganger høydeforskjellen (H), skulle derfor i framtiden bli brukt med forsiktighet i aktsomhets- og farekartlegging i Norge.
- Stabilitetstallet N_s kan brukes for å forutsi omtrentlig retrogresjonsdistanse for norske kvikkleireskred. Dataene viser også at mange av skredene stopper før de når nærliggende/ bakenforliggende raviner eller ei gammel skredgrop.
- Store, retrogressive skredhendelser i Norge stemmer overens med den norske definisjonen av kvikkleire, dvs. at de kun kan oppstå når $S_t \geq 30$ og $s_r \leq 0,5$ kPa.
- Store kvikkleireskred i Norge ser ut til å oppstå når flyteindeksen er over 1,1.
- Det er en sammenheng mellom retrogresjonslengden og skredmassenes mobilitet.
- Mobiliteten til kvikkleireskred øker med mobilisert sedimentvolum i forhold til skredgropas bredde (Vol/W_{avg}).
- Utløpsdistansen for norske kvikkleireskred ser ut til å være større enn sammenlignbare skred i østlige Canada. Dette skyldes trolig de fysiske og mekaniske egenskapene til leira, og miljøet hvor skredhendelsen fant sted.

8. REFERANSER

Aas, G. 1979: Kvikkleireskred. Forelesningsnoter til NIF-kurs "Skredfare og planlegging". Lofthus Hardanger.

Aas, G. 1981: Stability of natural slopes in quick clays, In Proceedings of the tenth International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Stockholm, Sverige, 15.-19. juni 1981. NGI Publikasjon 135: 333-338.

Aas, G. 1983: A method of stability analyses applicable to natural slopes in sensitive and quick clays. SGI Rapport 17.

Bernander, S. 1978: Brittle failures in normally consolidated soil. Väg-och Vattenbyggaren, 8-9: 49-52.

Bernander, S. 2000: Progressive landslides in long natural slopes, formation, potential extension and configuration of finished slides in strain-softening soils. Licentiate Thesis, Department of Civil and Mining Engineering, Luleå University of Technology, Luleå, Sweden.

Bernander, S. 2008: Down-hill progressive landslides in soft clays, triggering disturbance agents, slide propagation over horizontal or gently sloping ground, sensitivity related to geometry. Department of Civil and Mining Engineering, Luleå University of Technology, Luleå, Sweden. Research Report.

Bernander, S. & Olofsson, I. 1981: The landslide at Tuve in November 1977. Department of Civil and Mining Engineering, Luleå University of Technology, Sverige. Teknisk rapport.

Bjerrum, L. 1954: Geotechnical properties of Norwegian marine clays. Geotechnique 4: 49-69.

Bjerrum, L. 1955: Stability of natural slopes in quick clay. Geotechnique 5: 101.

Bjerrum, L. 1971: Kvikkleireskred, et studium av årsaksforhold og forbygningsmuligheter. NGI Publikasjon 89.

Bjerrum L. & Kjærnsli B. 1957: Analysis of the stability of some Norwegian natural clay slopes. Geotechnique 7: 1-16.

Carson, M.A. 1977: On the retrogression of landslide in sensitive muddy sediments. Canadian Geotechnical Journal 14: 582-602.

De Blasio, F.V., Elverhøi, A., Issler, D., Harbitz, C.B., Bryn, P. & Lien, R. 2005: On the dynamics of subaqueous clay rich gravity mass flows – the giant Storegga slide, Norway. *Marine and Petroleum Geology* 22: 179-186.

Drury, P. 1968: The Hekseberg landslide, March 1967. *NGI Publikasjon* 75: 27-31.

Edgers, L. & Karlsrud, K. 1982: Soil flows generated by submarine slides – case studies and consequences. *NGI Publikasjon* 143, 11 s.

Eide, O. & Bjerrum, L. 1955: The slide at Bekkelaget." *Geotechnique* 5: 88-100.

Emaus, K. 1996: Grunnundersøkelser Datarapport – Hemnes kommune – Ras i Finneidfjord. Rapport nr. 11445-1. Kummeneje.

Fremstad, E. og Thingstad, P.G. (red.) 2007: Nidelva, Trondheims hjerte. Bli med ut 7.

Furseth, A. 2006: Skredulykker i Norge. Tun Forlag, Oslo.

Furuberg, T. & Andersen, K.L. 2011: Presthus Nedre. Datarapport. Trondheim kommune Rapport R.1452.

Furuberg, T. & Vognild, S. 2004: Tiller. Kvikkleirekartlegging. Datarapport. Trondheim kommune Rapport R.1168-2.

Furuberg, T. & Vognild, S. 2008: Spongdal skole – kvikklerekartlegging. Datarapport. Trondheim kommune Rapport R.1409.

Gregersen, O. 1981: The quick clay landslide in Rissa, Norway. *NGI Publikasjon* 135:1-6.

Gregersen, O. 2008: Program for økt sikkerhet mot leirskred – Metode for kartlegging og klassifisering av faresoner, kvikkleire. *NGU Rapport* 20001008-2 (3. Revisjon 08.10.2008).

Gregersen, O. & Løken T. 1979: The quick-clay slide at Baastad, Norway, 1974. *Engineering Geology* 14: 183-196.

Gunleiksrud, T. 1970: Lade allé. Trondheim kommune Rapport R.0168.

Hansen, L., L'Heureux, J.S., Longva, O. & Eilertsen, R.S. 2011: Undersjøiske landformer og skredprosesser langs strandsonen i Drammensfjorden. *NGU Rapport* 2011.003.

Helland, A. 1909: Norges land og folk. Aschehoug forlag, bind XVII, første del.

Highland, L.M. & Bobrowsky, P. 2008: The landslide handbook - A guide to understanding landslides. Reston, Virginia, U.S. Geological Survey Circular 1325, 129 s.

- Holmsen, G. 1929: Lerfaldene ved Kokstad, Gretnes og Braa. NGU 132, 45 s.
- Holmsen, G. & Holmsen, P. 1946: Leirfall i årene 1940-1945. NGU 167, 71 s.
- Hove, S. 1973: Vegprosjekt Kvammen-Ekle-Tiller Sør. Trondheim commune, Rapport R.0315.
- Hutchinson, D.J. 1961: A landslide on a thin layer of quick clay at Furre, central Norway. *Geotechnique* 11: 69-94.
- Hutchinson, J.N. 1965: The landslide of February, 1959, at Vibstad in Namdalen. *NGI Publikasjon* 61: 1-16.
- Jørstad, F. A. 1968: Leirskred i Norge. *NGI Tidsskrift* 22: 214-219.
- Karlsruud, K. 1979: Skredfare og planlegging. Forelesningsnoter til NIF-kurs "Skredfare og planlegging". Lofthus, Hardanger.
- Karlsruud, K. 1983: Analysis of a small slide in sensitive clay in Frederikstad, Norway. *Proceedings of Symposium on slopes in soft clay; Linköping, Sverige. SGI Rapport 17: 175-184.*
- Karlsruud, K., Aas, G & Gregersen, O. 1985: Can we predict landslide hazards in soft sensitive clays? Summary of Norwegian practice and experience. *NGI Publikasjon* 158.
- Karlsruud, K., Gregersen, O. & Moholdt, R. 2009: Vurdering av stabilitetsforhold og sikringstiltak i Kattmarka. *NGI Rapport 20091257-00-4-R.*
- Kenney T.C. 1967: Slide behaviour and shear resistance of a quick clay determined from a study of the landslide at Selnes, Norway. *NGI Publikasjon* 76: 57-64.
- Kjærnsli, B. & Simons, N. 1962: Stability investigations of the North Bank of the Drammen River.
- Larsen, J.O. & Lied, K 1978: Leirskred, Rissa kommune. Bølgedannelse i sjøen Botnen som følge av skredet. *NGI Rapport* 78028-5.
- Lebuis, J., Robert, J.-M. & Rissmann, P. 1983: Regional mapping of landslide hazard in québec. *Proceedings of Symposium on slopes on soft clays, Linköping, Sweden. SGI Rapport 17: 205-262.*
- L'Heureux, J.S. 2012: A study of the retrogressive behaviour and mobility of Norwegian quick clay landslides. I: Eberhardt, E., Froese, C., Turner, K.A. & Leroueil, S., (red.):

Proceedings of the 11th International and 2nd North American Symposium on Landslides and Engineered Slopes, Banff, Canada, 3.-8. Juni 2012. Vol.1: 981-988.

L'Heureux, J.S., Eilertsen, R.S., Hansen, L. & Sletten, K. 2011: Morphology and landslide mapping in lake Botnen at Rissa, Sør Trøndelag. NGU Rapport 2011.037.

L'Heureux, J.S., Eilertsen, R.S., Glimstad, S., Issler, D., Solberg, I.-L. & Harbitz, C.B. 2012: The 1978 quick clay landslide at Rissa, mid-Norway: subaqueous morphology and tsunami simulations. I: Y. Yamada et al. (red.): Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research 31, Springer Science+Business Media B.V. DOI 10.1007/978-94-007-2162-3_45.

Locat, A. 2012: Rupture progressive et étalement dans les argiles sensibles. PhD. Thesis. University Laval.

Locat, J. 1992: Viscosity, yield strength, and mudflow mobility for sensitive clays and other fine sediments. Proceedings of the 1st Canadian conference on Geotechnique and Natural Hazards, Vancouver. s. 389-396.

Locat, J., Leroueil, S. & Locat, P. 2003: On the mobility of quick clays: the cases of the St. Jean-Vianney Flowslides of 1663 and 1971. Proceedings of the international Workshop on Occurrence and Mechanisms of flow-like Landslides in Natural Slopes and Earthfills, Sorrento.

Locat, P., Leroueil, S. & Locat, J. 2008: Remaniement et mobilité des débris de glissements de terrain dans les argiles sensibles de l'est du Canada. Proceedings of the 4th Canadian Conference on Geohazards: From Causes to Management. Presse de l'Université Laval, Québec. s. 97-106.

Longva, O., Janbu, N., Blikra, L.H. & Boe R. 2003: The 1996 Finneidfjord slide: seafloor failure and slide dynamics. I: Locat, J. & Mienert, J. (red): Submarine mass movements and their consequences. Kluwer Academic, Dordrecht. S. 531–538.

Longva, O. 1987: Ullensaker 1915 II, Beskrivelse av kvartærgeologisk kart - M 1:50 000. NGU Skrifter 76, 39 s.

Løfaldli, M., Løken, T., Rise, I. & Rokoengen, K. 1981: Kvartærgeologiske undersøkelser av kvikkleireskredet i Rissa ved trondheimsfjorden. IKU Publikasjon 107, 31 s.

Løken, T. 1983: Kvikkleire og skredfare – hvor og hvorfor? Forskningsnytt fra Norges almenvitenskapelige forskningsråd. Årgang 28, nr. 3: 7-12.

Mitchell, R.J. & Markell, A.R. 1974: Flowslides in sensitive soils. Canadian Geotechnical Journal 11:11-31.

Natterøy, A. 2011: Skredkatalog om kvikkleire. Presentasjon av det førebels resultatet i katalogen og utgreiing om typiske kjennetegn ved kvikkleireskred. Prosjektoppgave. Institutt for geologi og bergteknikk, NTNU.

NGU 2011: Nasjonal løsmassedatabase, M 1:50 000 eller bedre. Norges geologiske undersøkelse.

Nordal, S., Alén, C., Emdal, A., Jendeby, L. Lyche, E. & Madshus, C. 2009: Skredet i Kattmarkvegen i Namsos 13. mars 2009. Rapport fra undersøkelsesgruppe satt ned av Samferdselsdepartementet. Institutt for bygg, anlegg og transport, faggruppe for geoteknikk, NTNU

Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) 2009: Retningslinjer for planlegging og utbygging i fareområder langs vassdrag. Retningslinjer nr. 1/2008 (rev. 05.03. 2009).

Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) 2012: Kvikkleireskred ved Esp på Byneset i Trondheim. NVE Rapport1-2012. Foreløpig versjon.

Norsk Geoteknisk Forening (NGF) 1974: Retningslinjer for presentasjon av geotekniske undersøkelser. 16 s.

Noteby 1997: Rissa kommune – Utbyggingsområde Strømmen-Årnsetlunden Rissa. Noteby Rapport 57360-1.

Quinn, P.E., Diederichs, M.S., Rowe, R.K. & Hutchison, D.J. 2011: A new model for large landslides in sensitive clay using a fracture mechanics approach. Canadian Geotechnical Journal 48: 1151-1162.

Reite, A.J. 1986: Rissa 1522 II, Kvartærgeologisk kart – M 1:50 000. Norges geologiske undersøkelse.

Reite, A.J., Sveian, H. og Erichsen, E. 1999: Trondheim frå istid til nåtid – landskapshistorie og løsmasser. Gråsteinen 5, NGU. 40 s.

Robitaille, D., Demers, D., Potvin, J. & Pellerin, F. 2002: Mapping of landslide-prone areas in the Saguenay region, Québec, Canada. Proceedings for the International Conference on Instability – Planning and Management, Ventnor, Isle of Wight, Royaume University, 8 s.

Rokoengen, K., Jespersen, M. N., Kleiv, R. A. & Sæterbø, E. 2001: The 1345 slide and flood disaster in the Gauldalen valley, Mid-Norway: a new interpretation. Norwegian Journal of Geography 55: 57-70.

Rolfsen, E. 1966: Selnes-skredet april 1965 i Ytre Namdalen. NGI Publikasjon 68: 3-10.

Rosenqvist, I.T. 1953: Considerations on the sensitivity of Norwegian clays. *Geotechnique* 3: 195-200.

Rosenqvist, I.T. 1966: The Norwegian Research into the development of quick clay – a review. *Engineering Geology* 1: 445-450.

Røe, Ø. 1981: Vestlia barnehage. Trondheim kommune Rapport R.0575.

Sand, K. 1996: Strandvegen – Møllenberg. Pumpesatsjon Nedre Elvehavn. Ledningstrace Verftsgata – Nonnegata. Datarapport. Spuntvurdering. Trondheim kommune Rapport R.0883-6.

Sevaldson, R.A. 1956: The slide in Lodalen, October 6th, 1954, *Geotechnique* 6: 167-182.

Skogholt, T. & Roti, D.I. 2010: Kvikkleireskred Solhov, Lyngen. Grunnundersøkelser RV.868, Datarapport. Multiconsult Rapport 711027-1, 25.11.2010.

Slepnes, A. 1997: RV808-01 – Finneidfjord XE6 – Hemnesberget FK Ras ved Finneidfjord, Supplerende undersøkelser. Rapport nr. Wh-07-07-08. Statens Vegvesen.

Solberg, I.L., Dalsegg, E., L'Heuereux, J.S. Rønning, J.S. 2012: Resistivitetsmålinger for løsmassekartlegging ved skredgrop på Byneset, Sør-Trøndelag. NGU rapport 2012.004.

Sveian, H. 1985: Stiklestad 1722 IV, kvartærgeologisk kart - M 1:50 000. Trondheim. NGU.

Sveian, H. 1991: Kvartærgeologien ved Verdalsraset. Et sammendrag til prosjektet: Verdalsraset, dynamisk geodata simulering og visualisering. NGU Rapport 91.175.

Tavenas, F., Flon, P., Leroueil, S. & Leblais, J. 1983: Remolding energy and risk of retrogression in sensitive clays. Proceedings fra Symposium on slopes on soft clays, Linköping, Sweden. SGI Rapport 17: 205-262.

Trak B. & Lacasse S. 1996: Soils susceptible to flow slides and associated mechanisms. Proceedings of the Seventh International Symposium on Landslides, Trondheim, Norway, Balkema, Rotterdam. 1: 497-506.

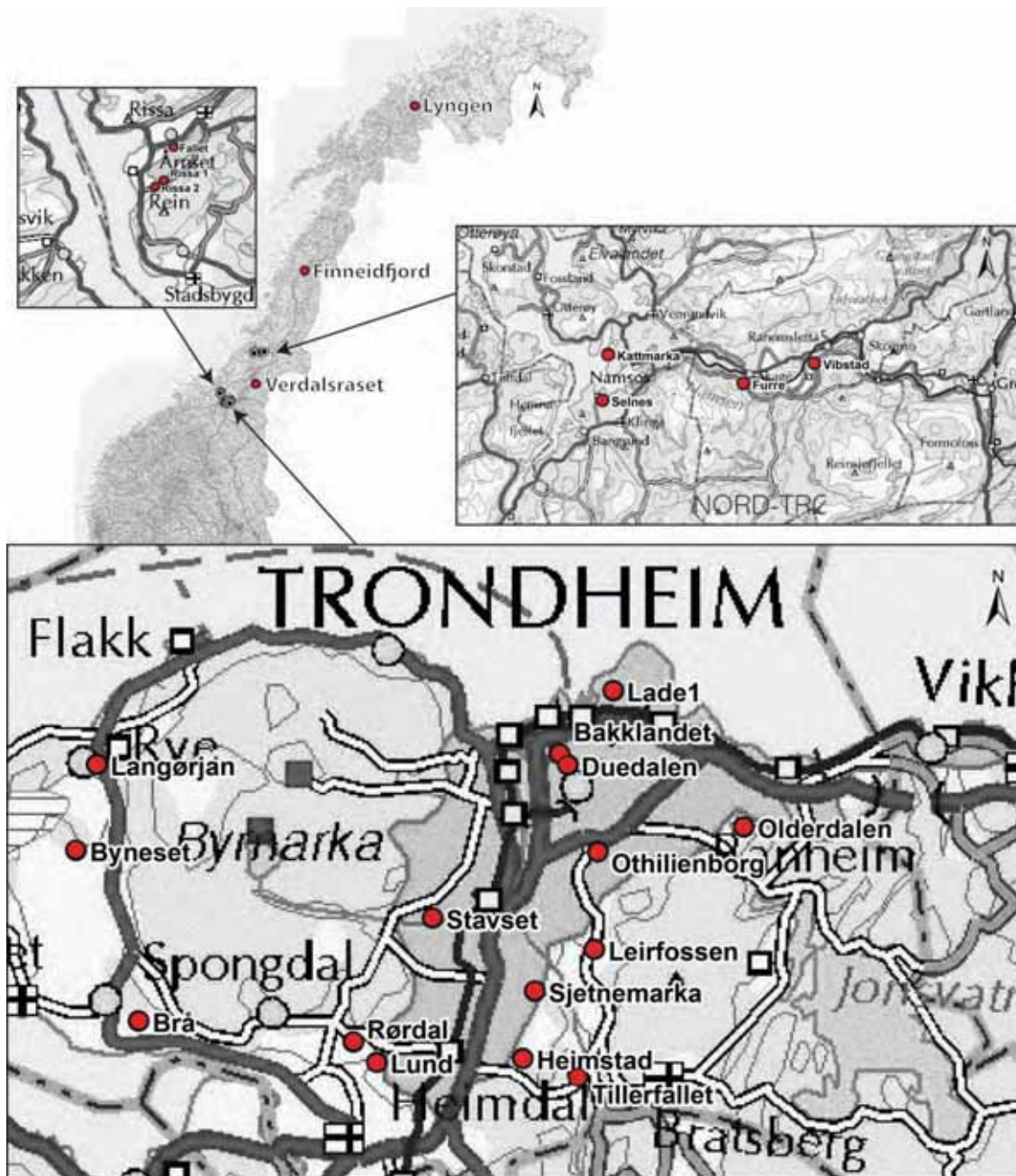
Trondheim kommune 1959: Grunnundersøkelser i Duedalen januar 1958. Rapport R.0049.

Vognild, S. & Furuberg, T. 2003: Tonstad boligområder. Trondheim kommune Rapport R.1207.

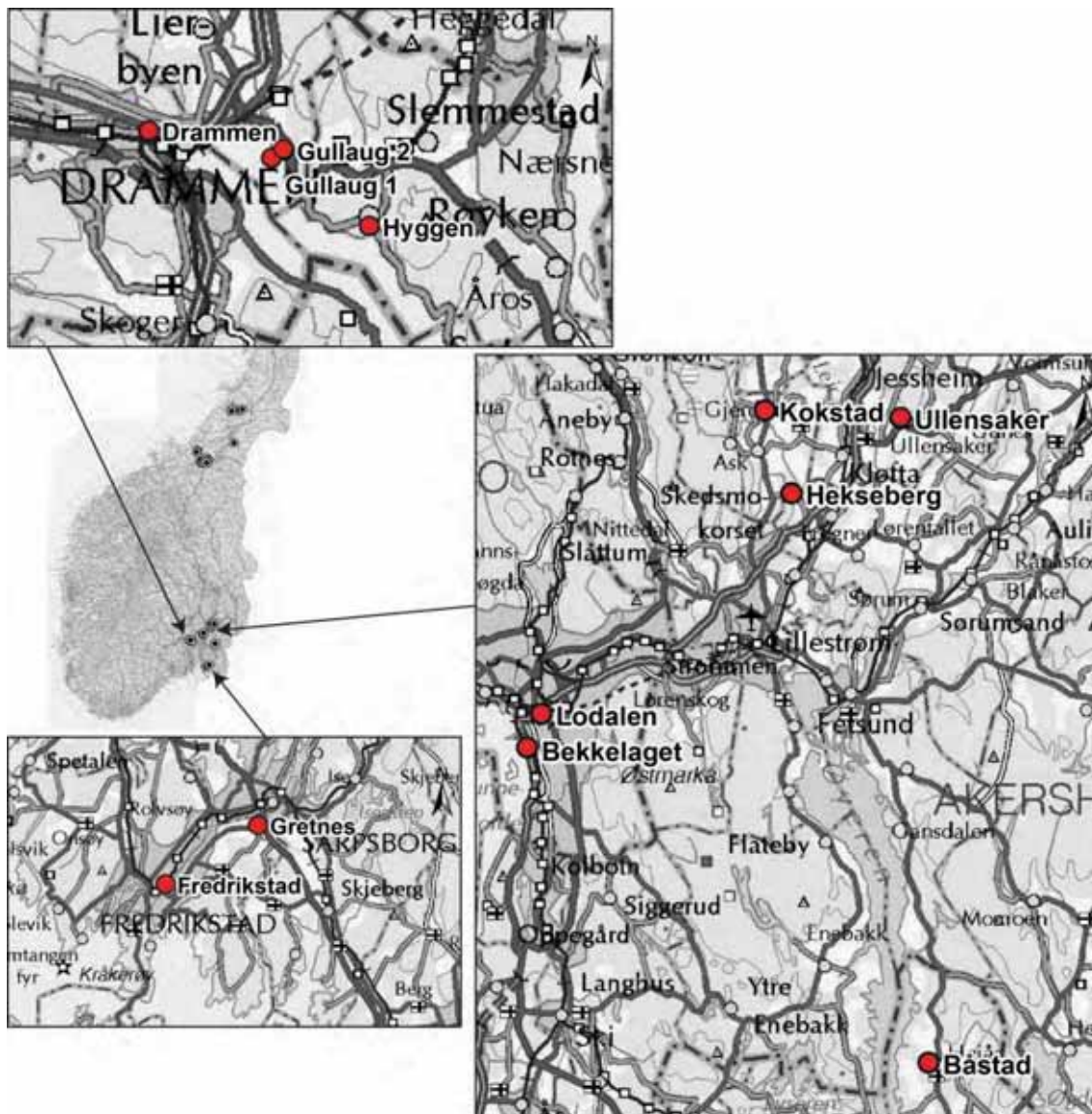
Walberg, Ø. 1993: Verdalsboka. Ras i Verdal, vol A and B. Verdal kommune.

VEDLEGG

VEDLEGG 1 OVERSIKTSKART OVER LOKALITETER FOR SKREDEKSEMPLENE



Oversiktskart over skredlokalteter i Midt- og Nord-Norge.



Oversiktskart over skredlokalteter på Østlandet.

Ustrekning og utløpsdistanse for kvikkleireskred basert på katalog over skredhendelser i Norge. NGU Rapport 2012.040.

VEDLEGG 2 SKREDKATALOG - TABELL

Oversikt over de studerte skredhendelsene, med de ulike parametre som er funnet/bestemt. Se beskrivelse av parametrene i kap. 5. Koordinatene til lokalitetene er i WGS84 UTM sone 33N. Tabellen er hovedsaklig fra Natterøy (2011).

| Lokalitet | UTM X | UTM Y | Fylke | Kommune | Dato | Om- komne | Løs- masser | Fjell | Areal | Volum | Trend I | Trend R | W ₀ | W _m | W _{slutt} | L _r | Dt | L _{CT} | H | H ₀ | H ₁ | H ₂ | h _p | H _g | Type skred | α | β | ΔH | Referanser |
|--------------|--------|---------|----------------|-------------|--------------|--------------|----------------|-------------------------------|--------|---------|------------|------------|----------------|----------------|--------------------|----------------|------|-----------------|------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------------|---------------|------|-----|-------------------|--|
| Bakklandet | 270802 | 7041512 | Sør-Trøndelag | Trondheim | 10.11.1634 | 3 | HF | Ja, i øst | 12000 | 500000 | | 100 | 70 | 130 | 130 | 75 | | 50 | | 20,0 | 20 | 24 | 10 | | | 21,8 | 1,8 | 4 | Bjerrum & Kjærnsli (1957) |
| Bekkelaget | 263392 | 6645822 | Oslo | Oslo | 07.10.1953 | 4 | HFS | Ja, langs bakkanten i nordøst | 16000 | 100000 | | 245 | 20 | 190 | 160 | 165 | 180 | | 16 | 6,0 | 10 | 10 | 6 | | | | | 0 | Eide & Bjerrum (1955) |
| Brå | 259010 | 7034005 | Sør-Trøndelag | Trondheim | 01.05.1928 | 0 | HF | Nei | 130000 | 500000 | | 270 | | | 500 | 200 | 600 | 100 | 60 | 11,0 | 76 | 80 | 20 | 11 | Flake | 37,2 | 0,8 | 4 | Holmsen (1929); Reite et al. (1999); Furuberg & Vognild (2008) |
| Byneset | 257250 | 7038800 | Sør-Trøndelag | Trondheim | 01.01.2012 | 0 | HF | Begravd i nordøst | 40000 | 350000 | | | | | 100 | 400 | 1300 | | 30 | | | 28 | 10 | 10 | Flow | | | | NVE (2012); Solberg et al. (2012) |
| Båstad | 290774 | 6624260 | Østfold | Trogstad | 05.12.1974 | 0 | HF | Ja, delvis langs kanten i øst | 80000 | 1500000 | | 35 | | 450 | 450 | 175 | 875 | | 40 | 15,0 | | 30 | 21 | 21 | Flake | | | | Gregersen & Løken (1979) |
| Drammen | 229914 | 6632926 | Buskerud | Drammen | 06.01.1955 | 0 | FM | Nei | | 4000 | | | | | 50 | 45 | 45 | | 13 | 12,0 | | 12 | 12 | | | | | | Bjerrum & Kjærnsli (1957); Kjærnsli & Simons (1962) |
| Duedalen | 271034 | 7041201 | Sør-Trøndelag | Trondheim | 18.07.1625 | 20 | HF | Ja, grenser delvis i nordøst | 63000 | 500000 | | 110 | 70 | 195 | 195 | 380 | | 50 | | 10,0 | 20 | 45 | 10 | | | 21,8 | 3,3 | 25 | Furseth (2006); Reite et al. (1999); Trondheim kommune (1959); Sand (1996) |
| Fallet | 250233 | 7060237 | Sør-Trøndelag | Rissa | xx.xx.1997 | 0 | HF | Nei | 40000 | 200000 | | | 95 | 130 | 130 | 150 | 820 | | 40 | 5,0 | | 18 | 5 | | | | | | L'Heureux et al. (2011); Noteby (1997) |
| Finneidfjord | 445779 | 7340819 | Nordland | Hemnes | 20.06.1996 | 4 | MF | Ja, langs bakkanten i nordøst | | 1000000 | | 70 | 300 | 450 | 300 | 150 | 850 | | 60 | 5,0 | | 20 | 5 | | | | | | Slepnes (1996); Emaus (1996); Longva et al. (2003) |
| Fredrikstad | 269570 | 6571052 | Østfold | Fredrikstad | 17.08.1980 | 0 | HFS | Nei | 1250 | 10000 | | 275 | | 25 | 25 | 50 | 70 | | 8 | 8,0 | | 7 | 8 | Spread/slump | | | | | Karlsrud (1983) |
| Furre | 343942 | 7151409 | Nord-Trøndelag | Overhalla | 14.04.1959 | 1 | HF | Ja | 180000 | 3000000 | 230 | 230 | 300 | 850 | 720 | 400 | 495 | 5 | 22 | 10,0 | 10 | 20 | 15 | Flake | 63,4 | 1,4 | 10 | Hutchinson (1961) | |
| Gretnes | 276931 | 6575781 | Østfold | Fredrikstad | 17.04.1925 | 0 | HF | Nei | 40000 | 400000 | | 75 | 35 | 220 | 220 | 210 | | 50 | | 5,0 | 12 | 23 | 5 | | | 13,5 | 2,4 | 11 | Holmsen (1929) |
| Gullaug 1 | 235176 | 6631751 | Buskerud | Lier | 29.11.1974 | | HF | Nei | 30000 | 100000 | | 80 | 125 | 225 | 190 | 40 | 470 | 146 | 55 | 5,0 | 30 | 30 | 5 | | | 11,6 | 0,0 | 0 | Hansen et al. (2011); Karlsrud (1979) |
| Gullaug 2 | 235678 | 6632087 | Buskerud | Lier | Forhistorisk | | HF | Nei | 190000 | 2850000 | | 15 | 250 | 420 | 380 | 500 | | 60 | 15,0 | | 23 | | | | | | | | Hansen et al. (2011) |
| Heimstad | 269773 | 7032958 | Sør-Trøndelag | Trondheim | Forhistorisk | | HF | Nei | 70000 | 900000 | 30 | 335 | | | 220 | 370 | | 20 | 20 | | 13 | 27 | | | | 33,0 | 2,1 | 14 | Reite et al. (1999) |
| Hekseberg | 281416 | 6663231 | Akershus | Sørums | 20.03.1967 | 0 | HF | Nei? | 31000 | 200000 | | 180 | 150 | 195 | 150 | 160 | 700 | | 40 | 5,0 | 20 | 40 | 12 | Flake | | | 20 | Drury (1968) | |
| Hyggen | 239356 | 6628824 | Buskerud | Røyken | 23.01.1978 | | MS | Nei | 8500 | 500000 | | | 100 | 125 | 100 | 40 | 300 | | 58 | 10,0 | | 9 | 7 | | | | | | Hansen et al. (2011); Karlsrud (1979) |
| Kattmarka | 328739 | 7154667 | Nord-Trøndelag | Namsos | 13.03.2009 | 0 | MS | Ja, langs bakkanten | 40000 | 600000 | | 350 | 150 | | 80 | 300 | 200 | | 22 | 12,5 | | 20 | 13 | | | | | | Nordal et al. (2009); Karlsrud et al. (2009) |
| Kokstad | 279606 | 6668892 | Akershus | Gjerdrum | 21.10.1924 | 1 | HF | Ja, i nord og vest | 45000 | 400000 | | 315 | 120 | 260 | 180 | 180 | | 50 | 34 | 20,0 | 10 | 25 | 20 | Flake og spread/flow | 11,3 | 3,7 | 15 | Holmsen (1929) | |

Løsmassetypene: HF = Hav- og fjordavsetninger HFS = Hav-, fjord- og strandavsetninger MS = Marine strandavsetninger FM = Fyllmasser

Ustrekning og utløpsdistanse for kvikkleireskred basert på katalog over skredhendelser i Norge. NGU Rapport 2012.040.

Oversikt over de studerte skredhendelsene, med de ulike parametre som er funnet/bestemt. Se beskrivelse av parametrene i kap. 5. Koordinatene til lokalitetene er i WGS84 UTM sone 33N.

Tabellen er hovedsaklig fra Natterøy (2011).

| Lokalitet | UTM X | UTM Y | Fylke | Kommune | Dato | Om-konne | Løs-masser | Fjell | Areal | Volum | Trend I | Trend R | W ₀ | W _m | W _{min} | L | Dt | L _{CT} | H | H _B | H ₁ | H ₂ | h _D | H _G | Type skred | α | β | AH | Referanser | |
|--------------|--------|---------|----------------|------------|--------------|----------|------------|-------------------------------|---------|----------|---------|---------|----------------|----------------|------------------|------|------|-----------------|------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|---------------------|------|------|-----|--|---|
| Lade 1 | 272311 | 7043288 | Sør-Trøndelag | Trondheim | 11.04.1944 | 4 | HF | Ja, i nord | 20000 | 50000 | 230 | 30 | 150 | 210 | 210 | 25 | 120 | 60 | 12 | 6,0 | 17 | 18 | 5 | 6 | Slump | 15,8 | 0,7 | 1 | Holmsen & Holmsen (1946); Reite et al. (1999); Gunleiksrud (1970) | |
| Langørjan | 257825 | 7041212 | Sør-Trøndelag | Trondheim | Forhistorisk | | HF | Nei | 540000 | 11000000 | | 185 | 140 | 1000 | 1000 | 500 | | 330 | | 15,0 | 40 | 40 | | 15 | | 6,9 | 0,0 | 0 | Holmsen (1929); Reite et al. (1999) | |
| Leirfossen | 271783 | 7036019 | Sør-Trøndelag | Trondheim | Forhistorisk | | HF | Ja, langs kanten øst | 3000000 | 75000000 | 50 | 20 | | 2000 | 1200 | 3500 | | | | 25 | | 80 | | | | | | | | Reite et al. (1999) |
| Lodalen | 264360 | 6648120 | Oslo | Oslo | 06.10.1954 | 0 | HF | Nei | 2000 | 10000 | | | | 50 | 50 | 40 | 40 | | 18 | 5,0 | 16 | 18 | 5 | 10 | | | | 2 | Sevaldson (1956) | |
| Lund | 265680 | 7032848 | Sør-Trøndelag | Trondheim | Forhistorisk | | HF | Nei | 460000 | 4600000 | | 80 | | | 500 | 1050 | | | | | | | 70 | | | | | | | Reite et al. (1999) |
| Lyngseidet | 703230 | 7725328 | Troms | Lyngen | 03.09.2010 | 0 | MS | Nei? | 22000 | 220000 | | | | | 120 | 160 | 600 | | 47 | 9,0 | | 27 | | 7 | | | | | Skogholt & Roti (2010) | |
| Olderdalen | 275966 | 7039457 | Sør-Trøndelag | Trondheim | Forhistorisk | | HF | Ja, langs kanten i sørøst | 600000 | 25000000 | | 230 | 400 | 600 | 450 | 1600 | | 200 | >100 | 35,0 | | 80 | | 40 | | | | | | Reite et al. (1999); Furuberg & Andersen (2011) |
| Othilienborg | 271873 | 7038763 | Sør-Trøndelag | Trondheim | 3500 BP | | HF | Ja, i sørøst | 2330000 | 70000000 | | 110 | 810 | 1300 | 1000 | 1700 | | 500 | | 35,0 | 80 | 125 | | 35 | | | 9,1 | 1,2 | 45 | Reite et al. (1999); Røe (1981) |
| Rissa 1 | 249566 | 7057735 | Sør-Trøndelag | Rissa | 29.04.1978 | 0 | HF | Ja, i øst | 30000 | 150000 | 310 | 220 | 20 | 80 | 80 | 450 | | | | 6,0 | | 10 | | 10 | Flake og spred/flow | | | | | Gregersen (1981); Larsen & Lied (1978); L'Heureux et al. (2011, 2012); Lofaldli et al. (1981); Reite (1986) |
| Rissa 2 | 248899 | 7057302 | Sør-Trøndelag | Rissa | 29.04.1978 | 1 | HF | Ja, i øst | 330000 | 5000000 | | 220 | 150 | 500 | 400 | 1400 | 2200 | 50 | 56 | 6,0 | 10 | 37 | 7 | 20 | Flake and flow | 11,3 | 1,1 | 27 | | |
| Rordal | 265024 | 7033420 | Sør-Trøndelag | Trondheim | | | HF | Ja | 270000 | 3300000 | | 90 | | | 270 | 890 | | 140 | | | 48 | 68 | | | | | 18,9 | 1,1 | 20 | Reite et al. (1999) |
| Selnes | 328134 | 7149511 | Nord-Trøndelag | Namsos | 18.04.1965 | 0 | HF | Ja, langs bakkanten i sørvest | 18000 | 140000 | 30 | 265 | | | 166 | 215 | 450 | 45 | 20 | 10,0 | 13 | 13 | | 10 | Spread/flow | 16,1 | 0,0 | 0 | Kenney (1967); Rolfsen (1966) | |
| Sjetnemarka | 270109 | 7034849 | Sør-Trøndelag | Trondheim | Forhistorisk | | HF | Nei | 910000 | 30000000 | | 235 | | | 1100 | 1050 | | | | 35,0 | | 52 | | 40 | | | | | Reite et al. (1999); Vognilid & Furuberg (2003) | |
| Stavset | 267243 | 7036904 | Sør-Trøndelag | Trondheim | Forhistorisk | | HF | Ja, i vest | 29000 | 800000 | | 350 | 80 | 230 | 200 | 125 | | 30 | 30 | 10,0 | 10 | 32 | | | | | 18,4 | 8,1 | 22 | Reite et al. (1999) |
| Tillerfallet | 271321 | 7032500 | Sør-Trøndelag | Trondheim | 07.03.1816 | 15 | HF | Nei | 290000 | 550000 | | 210 | 290 | 610 | 610 | 350 | | 120 | | 20,0 | 40 | 50 | | 20 | | | 18,4 | 1,2 | 10 | Fremstad & Thingstad (2007); Furseth (2006); Reite et al. (1999); Hove (1973); Furuberg & Vognilid (2004) |
| Ullensaker | 288848 | 6668388 | Akershus | Ullensaker | 23.12.1953 | 1 | HF | Nei | 20000 | 200000 | | 295 | 40 | 180 | 180 | 195 | 1700 | 35 | | 4,0 | 7 | 14 | | 7 | Spread/flow | 11,3 | 1,7 | 7 | Bjerrum (1955, 1971); Jørstad (1968); Longva (1987); | |
| Verdalsraset | 333503 | 7077845 | Nord-Trøndelag | Verdal | 19.05.1893 | 116 | HF | Ja, i nordøst | 3100000 | 65000000 | 180 | 40 | 400 | 2000 | 1000 | 2000 | 5000 | 70 | | 40,0 | 35 | 85 | 5 | 30 | Flow | 26,6 | 1,4 | 50 | Furseth (2006); Helland (1909); Sveian (1985, 1991); Trak & Lacasse (1996); Walberg (1993) | |
| Vibstad | 351883 | 7153678 | Nord-Trøndelag | Overhalla | 22.02.1959 | | HF | Nei | 70000 | 1400000 | | 55 | | 370 | 325 | 250 | 500 | | 20 | 12,0 | | 25 | 10 | 20 | | | | | Hutchinson (1965) | |

Løsmassetyper: HF = Hav- og fjordavsetninger HFS = Hav-, fjord- og strandavsetninger MS = Marine strandavsetninger FM = Fyllmasser

VEDLEGG 3 BESKRIVELSE AV SKREDENE

33 av skredhendelsene ble beskrevet i en prosjektoppgave ved NTNU (markert med "X" i tabellen på neste side) (Natterøy 2011). Skredgropene er tegnet detaljert inn ved hjelp av GIS (ArcMap). De følgende sidene er i hovedsak direkte utdrag fra prosjektoppgaven.

Data og metoder er beskrevet i kap. 5. I tillegg opplyses det om at:

- Skredkanten (rød linje) er georeferert med koordinater gitt i UTM 33N.
- Rød stiplet linje viser hvor skredkant er estimert (i tilfeller der skredkanten er usikker på grunn av bakkeplanering o.l.)
- Undersjøiske skredgroper er ikke tegnet inn ved hjelp av GIS, men er vist ved batymetriske kart eller andre figurer.
- Datakvalitet er vurdert under arbeidet, ut fra hvor pålitelig den registrerte skredinformasjonen antas å være: 1 – god, 2 – middels, 3 – dårlig. Kategori 1 representerer godt dokumenterte skred slik som Rissaraset. Kategori 3 omhandler udokumenterte skredhendelser eller skred med utvasket skredkant.

Liste over skredhendelsene som er med i dette studiet. Hendelsene som er markert med "X" i tabellen var med i en prosjektoppgave ved NTNU (Natterøy 2011), og beskrivelsene av disse er tatt med i det følgende.

| Lokalitet | | Referanse |
|------------------------|---|---|
| Bekkelaget | x | Eide & Bjerrum (1955) |
| Brå | x | Holmsen (1929); Reite et al. (1999); Furuberg & Vognild (2008) |
| Byneset | | NVE (2012); Solberg et al. (2012) |
| Båstad | x | Gregersen & Løken (1979) |
| Drammen | | Bjerrum & Kjærnsli (1957); Kjærnsli & Simons (1962) |
| Duedalen og Bakklandet | x | Furseth (2006); Reite et al. (1999); Trondheim kommune (1959); Sand (1996); Bjerrum & Kjærnsli (1957) |
| Fallet | x | L'Heureux et al. (2011); Noteby (1997) |
| Finneidfjord | | Slepnes (1996); Emaus (1996); Longva et al. (2003) |
| Fredrikstad | x | Karlsrud (1983) |
| Furre | x | Hutchinson (1961) |
| Gretnes | x | Holmsen (1929) |
| Gullaug 1 | x | Hansen et al. (2011); Karlsrud (1979) |
| Gullaug 2 | x | Hansen et al. (2011) |
| Heimstad | x | Reite et al. (1999) |
| Hekseberg | x | Drury (1968) |
| Hyggen | x | Hansen et al. (2011); Karlsrud (1979) |
| Kattmarka | x | Nordal et al. (2009); Karlsrud et al. (2009) |
| Kokstad | x | Holmsen (1929) |
| Lade | x | Holmsen & Holmsen (1946); Reite et al. (1999); Gunleiksrud (1970) |
| Langørjan | x | Holmsen (1929); Reite et al. (1999) |
| Leirfossen | x | Reite et al. (1999) |
| Lodalen | | Sevaldson (1956) |
| Lund | x | Reite et al. (1999) |
| Lyngseidet | | Skogholt & Roti (2010) |
| Olderdalen | x | Reite et al. (1999); Furuberg & Andersen (2011) |
| Othilienborg | x | Reite et al. (1999); Røe (1981) |
| Rissa 1 og Rissa 2 | x | Gregersen (1981); Larsen & Lied (1978); L'Heureux et al. (2011, 2012); Løfaldli et al. (1981); Reite (1986) |
| Rørdal | x | Reite et al. (1999) |
| Selnes | x | Kenney (1967); Rolfsen (1966) |
| Sjetnemarka | x | Reite et al. (1999); Vognild & Furuberg (2003) |
| Stavset | x | Reite et al. (1999) |
| Tillerfallet | x | Fremstad & Thingstad (2007); Furseth (2006); Reite et al. (1999); Hove (1973); Furuberg & Vognild (2004) |
| Ullensaker | x | Bjerrum (1955, 1971); Jørstad (1968); Longva (1987); |
| Verdalsrasert | x | Furseth (2006); Helland (1909); Sveian (1985, 1991); Trak & Lacasse (1996); Walberg (1993) |
| Vibstad | x | Hutchinson (1965) |

| Bekkelaget | |
|--|---|
| Fylke: Oslo Kommune: Oslo Dato: 07.10.1953 Omkomne: 4 | Data kvalitet: 1 |
| | Skrednett ID: 33207 |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 263392 Y: 6645822 |
| Lausmassar: Hav-, fjord- og strandavsetninger | Fjell: Ja, langs bakkanten i nordaust |
| Skredtype: Flake | Areal (m ²): 16 000 Volum (m ³): 100 000 |

Info:

Skredet gjekk kl.07.37 om morgonen og jernbanesporet og deler av Mossevegen vart øydelagt. Vitne fortel at heile område bevegde seg på ein gang og at hendinga varte i 15-20 s. Skredmassane bestod delvis av sand, tørrskorpe og veldig mjuk, ekstra kvikk leire (Eide & Bjerrum, 1955).

Den bratte skrenten som går i SØ-NV, er del av hovudforkastningsystemet i Oslo. Forkastninga skil Ekebergplatået frå låglandet langs fjorden. Det vart avsett store mengder marin leire på dette låglandet fram til område blei fastland for ca. 2000 år sidan (Eide & Bjerrum, 1955).

Både Mossevegen og jernbanen ligg på fyllmassar. Då jernbanen vart utvida til to spor i 1920 blei det bygd ein 3,5 m hog støttemur på innsida av vegen kor jernbanelinja blei konstruert. På begge sider av skredet stod støtteveggen på fjell, men over ein distanse på 90 m var den plassert rett på fyllinga til vegen. I 1949 vart det lagt ut nye fyllmasser fordi gamle Mosseveg skulle utbetrast. I 1953 vart 1000 m³ fyllmassar lagt ut i forbindelse med ein midlertidig veg og dette arbeidet blei utført frå september og fram til skredet gjekk (Eide & Bjerrum, 1955).

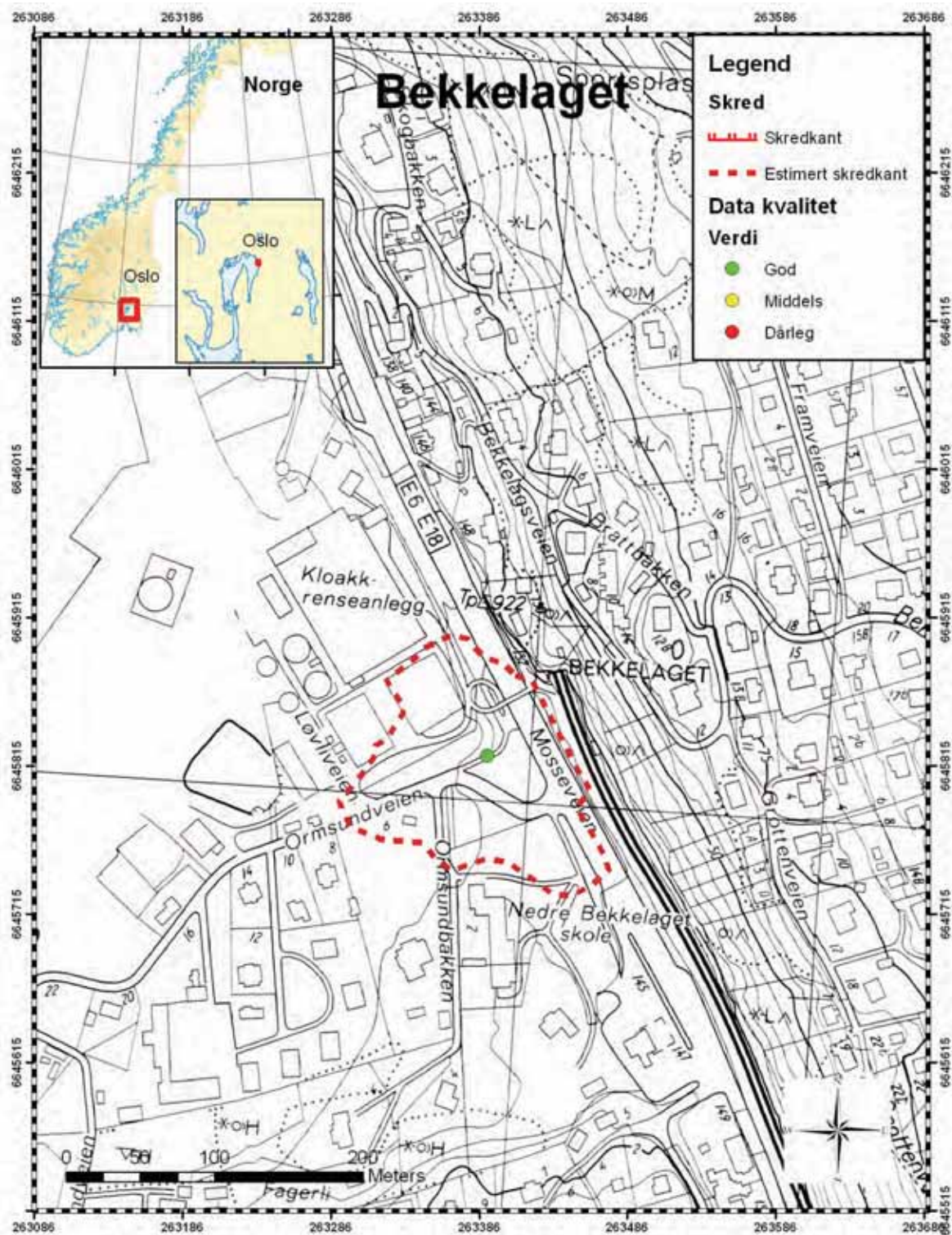
Den øvre dela av skredgropa vart skubba 10 m utover og sank ned 7 m, slik at fjell vart eksponert fleire stader. Hus som stod på den midtarste delen kom nesten uskadd frå hendinga. Ved Ormebakken oppstod det ein stor sprekk (8 m) og flytande kvikkleire rant ut over overflata. I 1948 vart det lagd ned ein rørledning langs sørleg kant. Dette skapte eit svakare lag og når skredet gjekk fekk spenningane utløp langs dette svake laget. 2 m høge jordhaugar vart danna i kompresjonssona. Skildringa er henta frå Eide & Bjerrum (1955) og meir informasjon finnes der.

Stabilitetsanalyser viser at den labile situasjonen hadde eksistert sidan 1920. Konklusjonen vert dermed at det var dei store fyllmassane lagt i forbindelse med opphavleg bygging av Mossevegen og utbygginga av jernbanen, var hovudårsaka til skredet. Den oppknuste sona i forkastninga er antatt å ha ført vatn og dermed vaska ut saltion i leira.

Kommentar:

Det var ikkje hoggedata tilgjengeleg, slik at den innteikna skredkanten derfor er estimert og basert på rasterdata.

Reparasjon av vegen førte til at spora etter skredet forsvann. Kun litt av glideplanet langs fjellet er i dag synleg. Den innteikna skredkanten er konstruert etter skissa til Eide & Bjerrum (1955). Bygningar som stod i område då skredet skjedde og som framleis er der, var til hjelp når den eksakte skredgropa blei forsøkt funnet. Målingar i ArcMap er samanlikna med resultatata frå Eide & Bjerrum (1955). Skredforma, "W₀", "W_m" og "R" er lik, men arealet er 2000 m² større i ArcMap. Det anbefales derfor at målingar direkte på den innteikna figuren må utførast med varsemd.



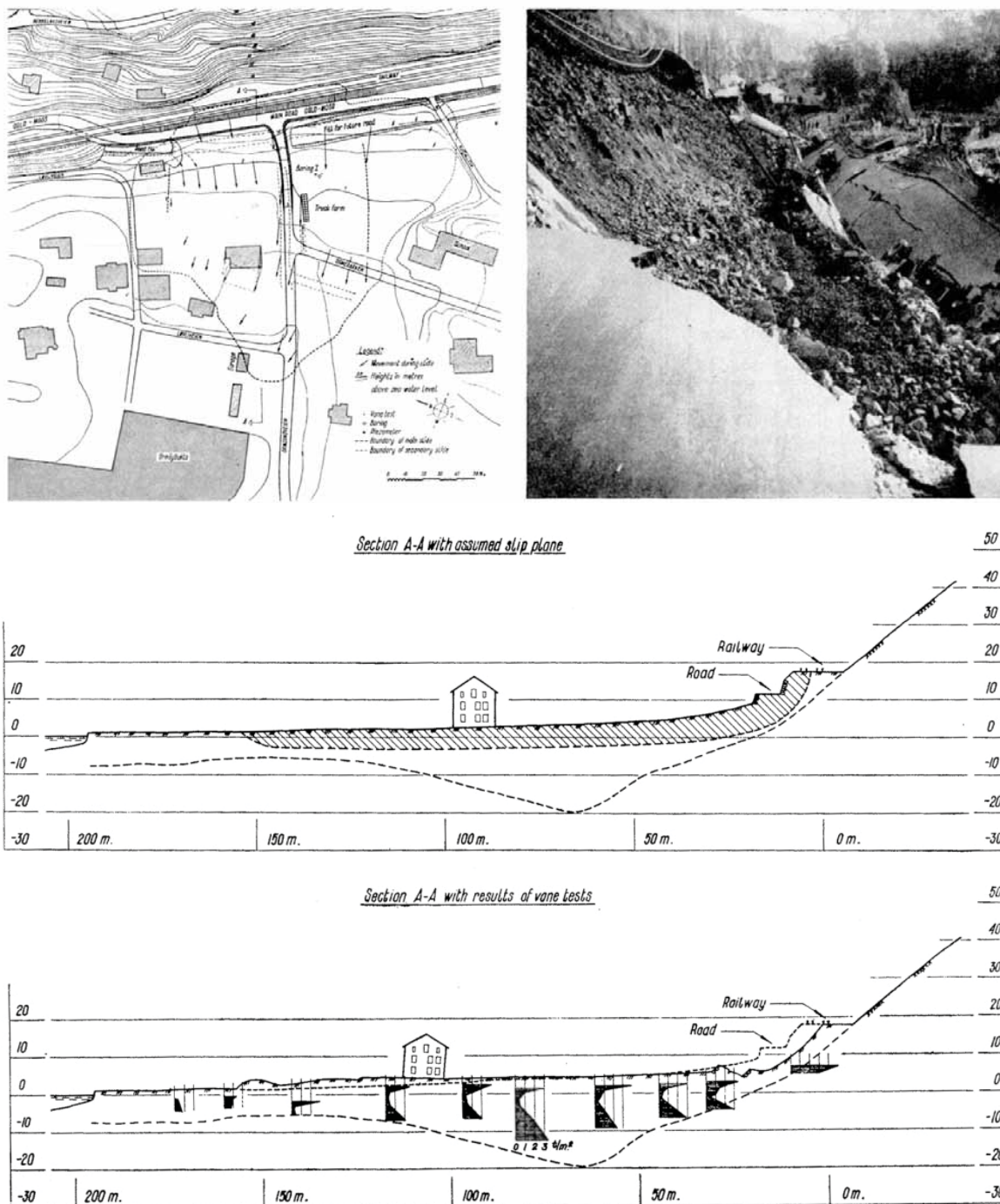


Fig. 1. Kart, foto og profil etter Eide & Bjerrum (1955). Fotoet er tatt mot sør den 7.oktober, 1953.

| Brå | |
|--|--|
| Fylke: Sør-Trøndelag Kommune: Trondheim Dato: april - mai 1928 Omkomne: 0 | Data kvalitet: 1 |
| | Skrednett ID: 36135 |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 259010 Y: 7034005 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Nei |
| Skredtype: Flow | Areal (m ²): 130 000 Volum (m ³): 500 000 |

Kommentar:

Det har gått fleire leirskred på dette geografiske område. Skred er registrert både i 1848, 1858, 1865 og 1931. Sjå Skrednett ID nr. høvesvis 16034, 16037, 16045 og 16103 for informasjon om desse skreda.

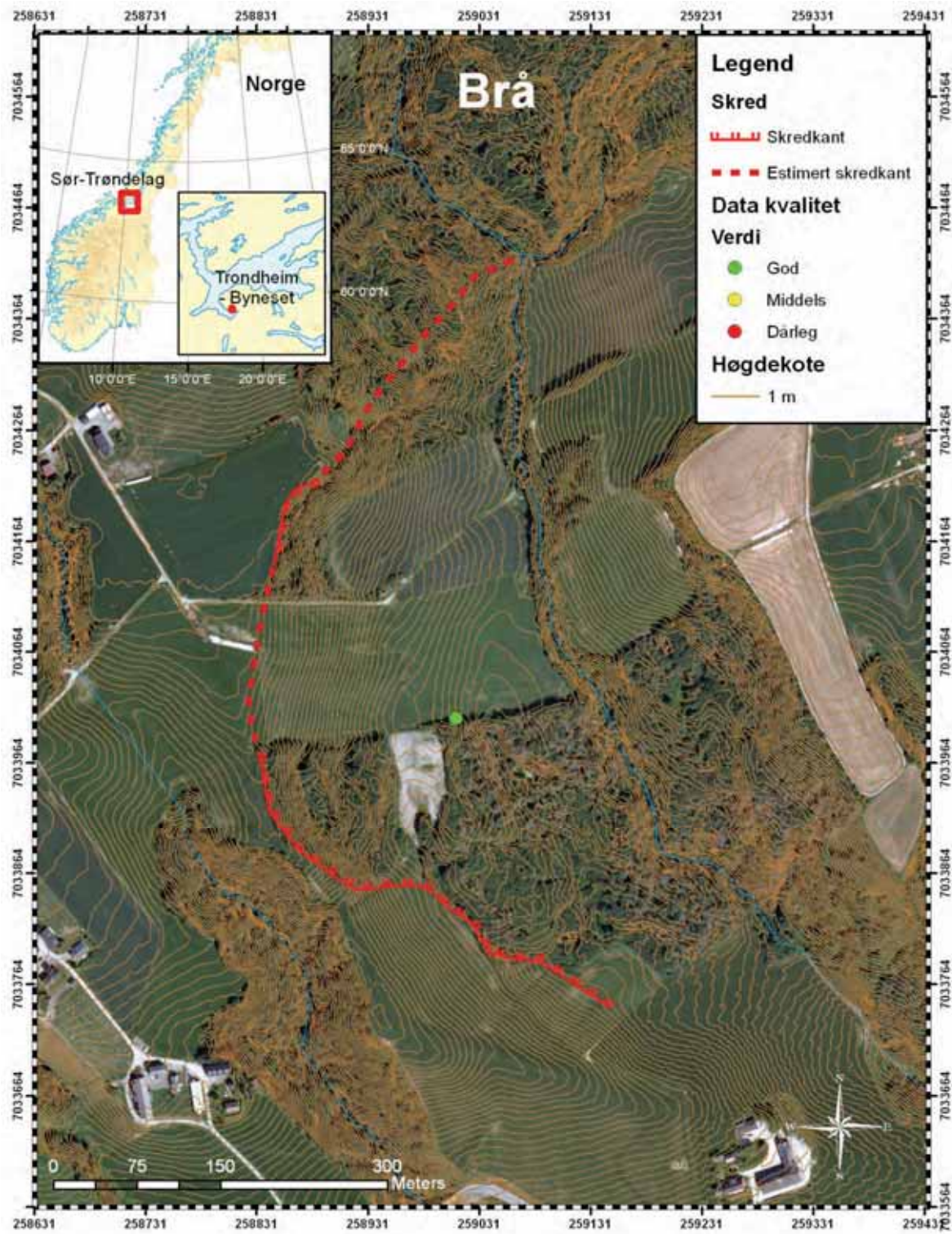
Skredet i 1928 gjekk i 3 omgangar. Det første den 24.april (60-70 mål), deretter 1.mai som også var størst (varighet 1,5 t) og 16.mai (nokre få mål). Skredet skilte seg frå dei førre med at det i all hovudsak bestod av tørr leire som raste i store flak. Flytande leire blei ikkje observert.

Område er nytta til jordbruk og spor er derfor viska ut. Austre dalsidekant er brukt som overslag for å representere opphavleg skråning. Holmsen (1929) melde at H_B var 8-15 m, der 13 m synes å representere heile område godt.

Terrasseflata ligg ca. 100 moh. og opphavleg dalbotn ca. 80 m lågare enn terrasseflata. Dette gjev H_2 lik 80 m. Skredmassane var tynnast nedst i dalen (8-10 m) og lenger oppe ca. 15-20 m. > 20 m var registrert lokalt enkelte stadar. Fordi skredmassane glei over til austre dalside og oppover dalsida, ligg bekken i dag 20 m høgare enn for skredet gjekk. Jordmassar vart skubba ca. 300 m nedover dalen frå skredkanten (Holmsen, 1929).

Arealet er funnet i ArcMap og dette samsvarar med areal funnet på kartet i figur 1. Furseth skriv på skrednett (ID 36135) at arealet er 200 000 m², men dette er for stort(!) og i følge Holmsen (1929) angjev dette både skredområde og område som skredmassane dekkja. Det registrerte volumet er henta frå skrednett.

Elva som rann ved skråningsfoten har nok vore med på å redusere stabiliteten og kan derfor sjåast på som ein medverkande årsak. Det er også registrert artesiske grunnvatn i område (Holmsen, 1929).



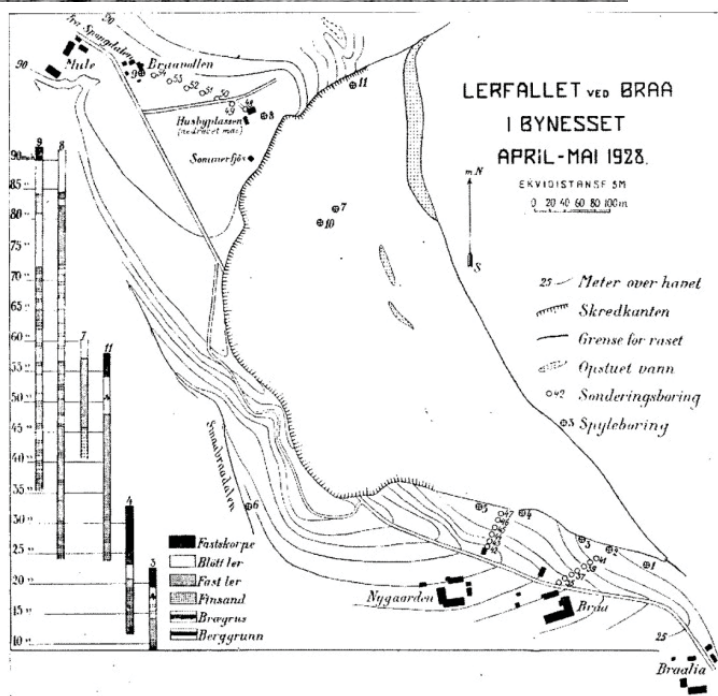


Fig. 1.
 Øvst: Skredmasser, store leirblokker, nedanfor skredet ved Brå, foto G. Holmsen juni 1928.
 Midten: Terrasseforma leirflak som har sokke ned og som støtter skredkanten framfor Husbyplatt, foto G. Holmsen juni 1928.
 Nedst: Kart over Gjerdrum og skredgropa i Kokstad, som viser omfanget av kvikkleireskredet (Holmsen 1929).

| Båstad | |
|--------------------------------------|--|
| Fylke: Østfold | Data kvalitet: 1 |
| Kommune: Trøgstad | Skrednett ID: 33113 |
| Dato: 05.12.1974 | Koordinatar (UTM33N) |
| Omkomne: 0 | X: 290774 Y: 6624260 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Ja, delvis langs kanten i aust |
| Skredtype: Spread | Areal (m ²): 80 000 Volum (m ³): 1 500 000 |

Kommentar:

Skredgropa er registrert i NGU (2011), men skredkanten var dårleg slik at den innteikna skredkanten er basert på kartet i figur 1. Alle parametar er funne i rapporten til Gregersen & Løken (1979).

Elveerosjon førte til auka skjærspenning, og utvasking førte til reduserte styrkeegenskapar. Det er likevel antatt at den svært våte hausten og jordarbeid var utløysande årsak til at skredet gjekk (Gregersen & Løken (1979)).

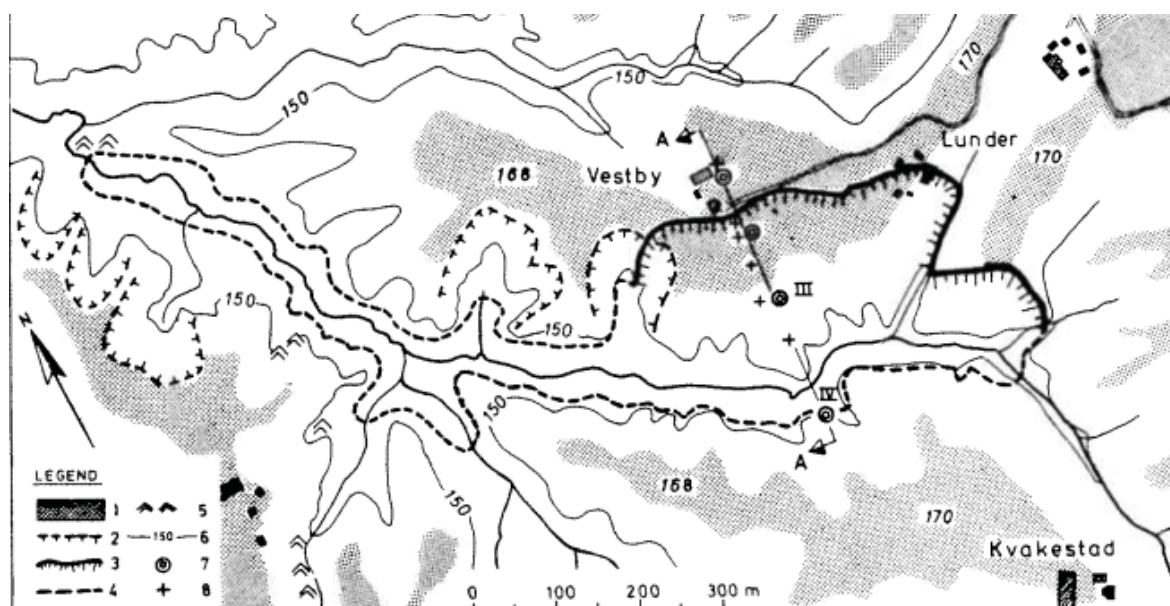
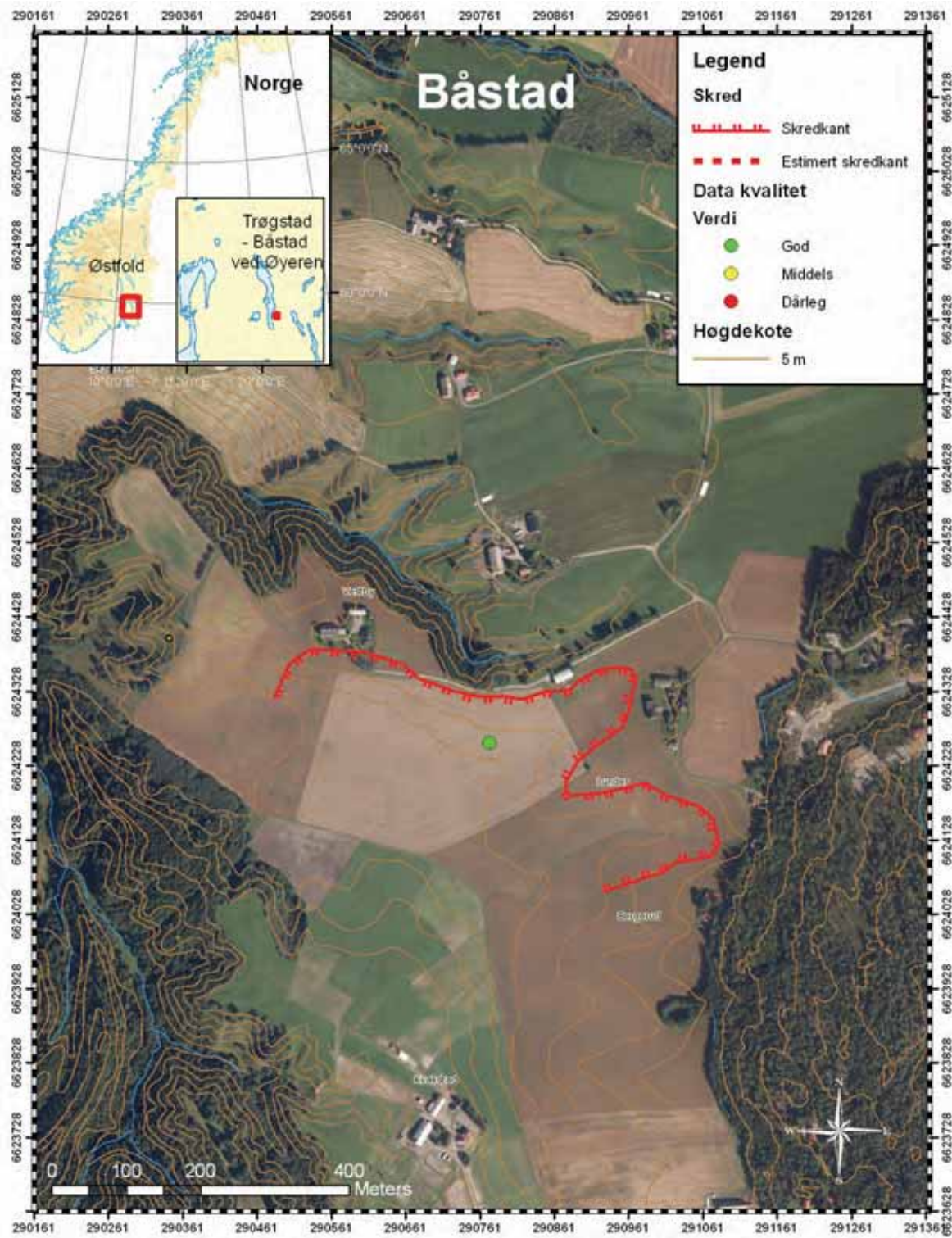


Fig. 1. Kart over skredet på Båstad (Gregersen & Løken 1979).



Fig. 2. Bilete av skredgropa (Gregersen & Løken 1979).



| Duedalen | |
|---|--|
| Fylke: Sør-Trøndelag Kommune: Trondheim Dato: 18.07.1625 Omkomne: 20 | Data kvalitet: 2 |
| | Skrednett ID: 36092 |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 271034 Y: 7041201 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Ja, grenser delvis i nordaust |
| Skredtype: Flow | Areal (m ²): 63 000 Volum (m ³): 500 000 |
| Bakklandet | |
| Fylke: Sør-Trøndelag Kommune: Trondheim Dato: 10.11.1634 Omkomne: 3 | Data kvalitet: 2 |
| | Skrednett ID: 36093 |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 270802 Y: 7041512 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Ja, i aust |
| Skredtype: Flow | Areal (m ²): 12 000 Volum (m ³): 500 000 |

Info:

Skredet i Duedalen er den tredje største leirskredulykka i Noreg. Skredmassane glei ut frå Kristiansten mot Nidelva og midtbyen i vest. Nidelva vart demma opp ein kort periode, før elva brøyt gjennom og frakta bort skredmassane. I eit kort tidsrom var det mogleg å gå tørrskodd frå Bakklandet til midtbyen (Furseth, 2006).

Det finnes lite informasjon om skredet, og om det var sjølve skredet eller oppdemminga som førte til størst skade. Skredgropa er framleis godt synleg nedanfor Kristiansten festning. (Reite, Sveian, & Erichsen, 1999)

Moglege årsaker til skreda er elveerosjon i skråninga. Det finnes spor i terrenget som vitnar om at elva tidlegare rant inntil skråningsfoten. Det resterande kanten i nord er det dokumentert marine mektigheit > 35 m. Leira er framleis kvikk i dette område.

Mogleg etterskred på Bakklandet

På Bakklandet, noko nord for gamle Bybro, ikkje langt frå skredet i Duedalen, gjekk det eit skred i 1634, som truleg er eit etterskred etter hendinga i Duedalen (Skrednett ID 36093). Skredgropa på Bakklandet ligg lengst nord og er mindre enn skredgropa til Duedalen. Det finnes lite opplysningar.

Kommentar:

Skredkantane er basert på dagens terreng mha. "FKB hogdekurver 1m". Det finnes lite spor etter skredmassane, fordi desse blei truleg frakta vekk av Nidelva.

Duedalen

H_B er eit snitt av målingar utført innerst på skredkanten i aust og er funnet mha. "FKB hogdekurver 1m". Skråninga i nord, nordom etterskredet, vert nytta til å berekne nødvendige parametrar. Crest er antatt å ligge omtrent ved 27 moh. Retninga til "R" er definerte til å representere lengderetninga til skredgropa. Volumet er estimert av Kåre Sand (Skrednett ID 36092).

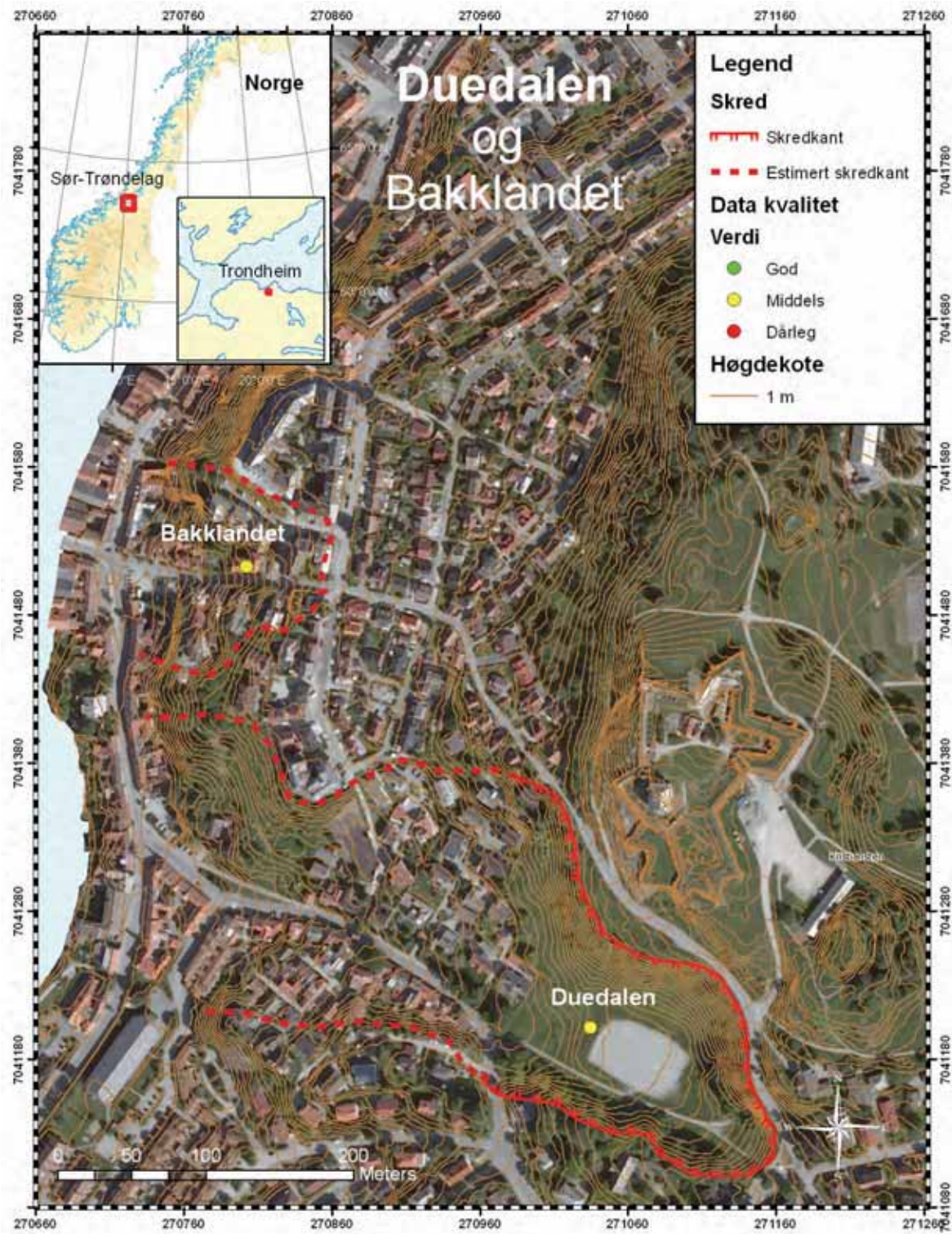
Målinger av "W₀" og "W_m" gjev informasjon av middels nytte pga. skredgropa sin spesielle, avlange form, tydeleg styrt av fjellkontakten i nordaust. "W₀" er målt på det breiaste punktet innerst i skredgropa i aust og "W_m" er målt yttarst i skredgropa.

"L" er minst 800 m + retrogresjon, fordi ein kunne gå tørrskodd frå Bakklandet og til midtbyen i Trondheim (Furseth, 2006). Fordi dette kun fortel om minimum L, vart det ikkje registrert nokon verdi for "L".

Bakklandet

Elva har også her gjort område ustabil. Bakklandet er antatt å vera eit etterskred etter skredet i Duedalen, så skredet i Duedalen redusert også stabiliteten (Skrednett ID 36093).

Nærliggjande terreng i nord representerer opphavleg overflate godt, slik at registrerte verdiar er av middels god kvalitet, sjølv om ikkje skredgropa blei kartlagd straks skreda gjekk.

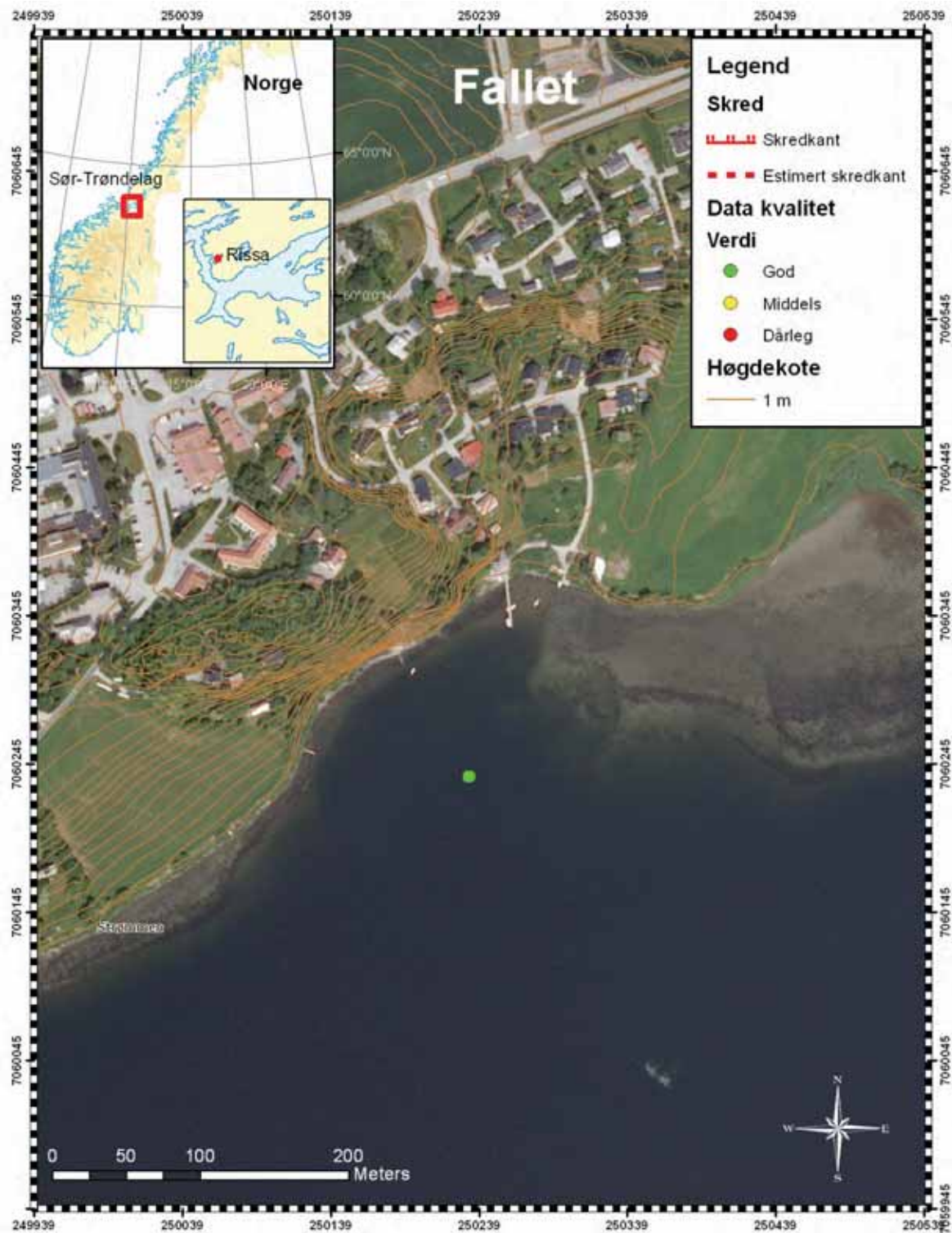


| Fallet | |
|--|---|
| Fylke: Sør-Trøndelag Kommune: Rissa Dato: 1997 Omkomne: 0 | Data kvalitet: 1 |
| | Skrednett ID: ingen |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 250233 Y: 7060237 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Nei |
| Skredtype: Flake and flow | Areal (m ²): 40 000 Volum (m ³): 200 000 |

Kommentar:

Fallet er eit undersjøisk skred med typisk pæreforma skredgrop. Skredet forplanta seg inn mot land og stoppa 20-60 m frå strandlinja kor ein markant bakkant (figur 1) er lett observerbar. Lausmassane over berggrunnen utanfor strandlinja er leire/silt, og ved hjelp av refleksjonsseismikk har ein funnet fleire intervall med skredmasser i desse lausmassane.

På sjøbotnen utanfor Fallet går det ein trykklufleidning, sjå figur 1, og det var dykkarar som skulle reparere leidningen som først oppdaga forandringa på sjøbotnen. I tida før skredet piplet det opp luftbobler i sjøen, truleg frå den øydelagde trykklufleidningen, fordi denne kryssar skredkanten akkurat der ein trur initialscredet gjekk. Det er derfor rimeleg grunn til å anta at den øydelagde leidningen var den utløysande årsaka til skredet.



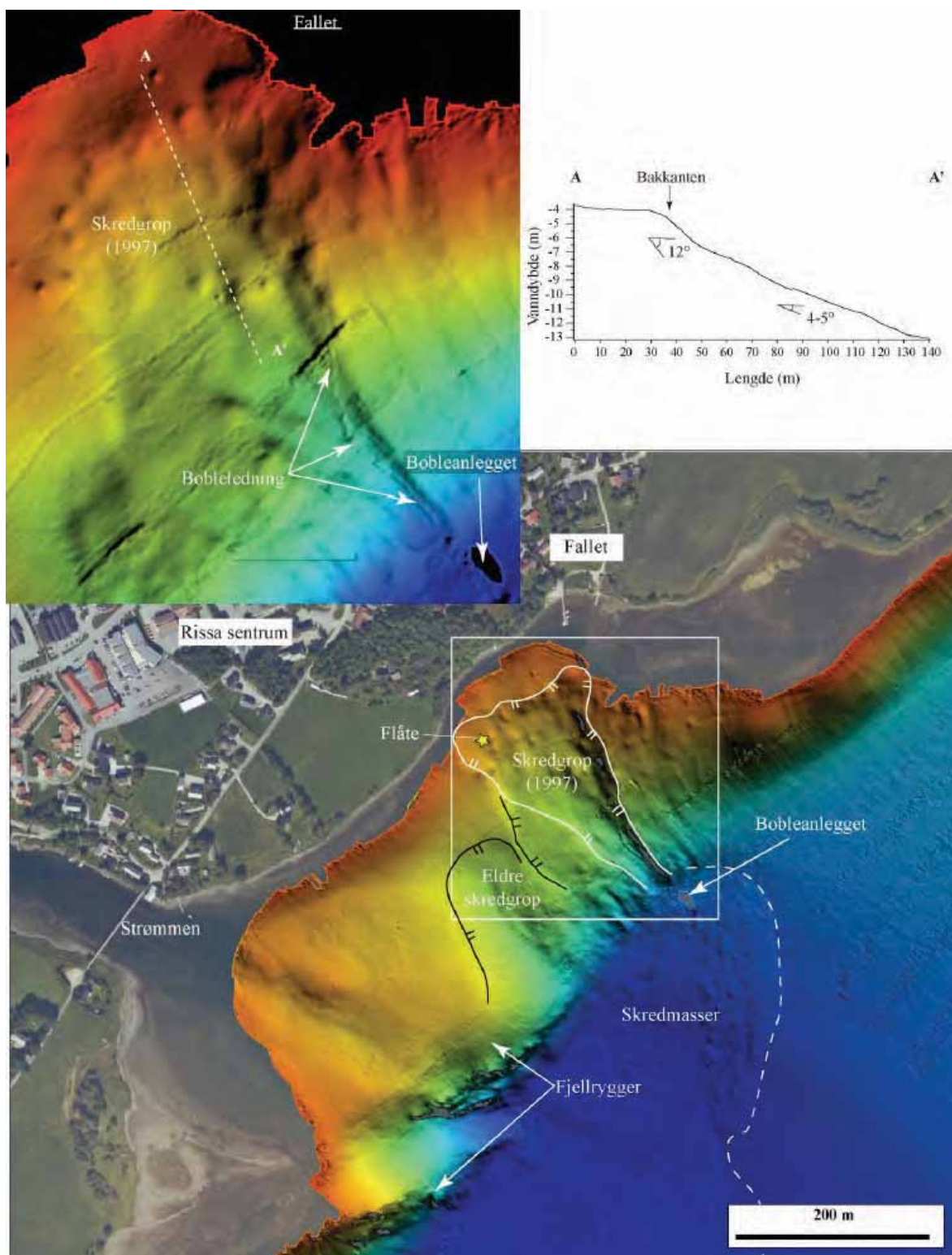


Fig. 1. "Skredgrop (1997)" viser plasseringen til skredet ved Fallet (L'Heureux et al. 2011).

| Fredrikstad | | |
|--|--|---------------------------------|
| Fylke: Østfold Kommune: Fredrikstad Dato: 17.08.1980 Omkomne: 0 | Data kvalitet: 1 | |
| | Skrednett ID: 33116 | |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 269570 Y: 6571052 | |
| Lausmassar: Hav-, fjord- og strandavsetninger | Fjell: | |
| Skredtype: Spread | Areal (m ²): 1 250 | Volum (m ³): 10 000 |

Kommentar:

Åtte familiar vart evakuert før skredet gjekk og ingen bustadhus vart øydelagt, sjølv om fleire hus vart ståande nær skredkanten.

Sikring blei utført umiddelbart etter skredet gjekk og øydela alle spor etter skredet. Område blei sikra med kalk- og støttepalar, og deretter blei fyllmasser lagt ut til opphavleg nivå. Dette redda husa som stod på kanten, slik at ein kunne flytte tilbake. Skredkanten i ArcMap er funne mha. figur 1, men nøyaktigheita er ikkje god. Rapporten frå Karlsrud (1983) gjev gode og nøyaktige opplysningar, slik at datakvaliteten er vurdert til god, sjølv om den innteikna figuren er dårleg. Målingar bør ikkje utførast på figuren i ArcMap.

Den utloysande årsaka er antatt å ha vært utlegging av 800 m³ fyllmasse ifbm. etablering av eit hageområde.

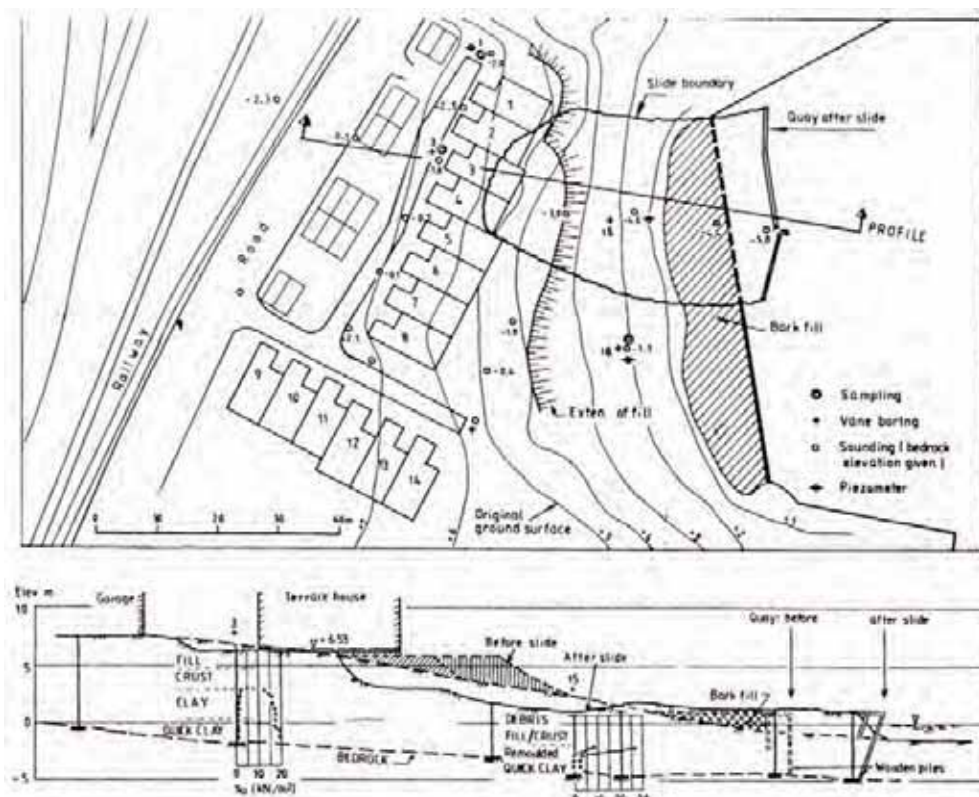
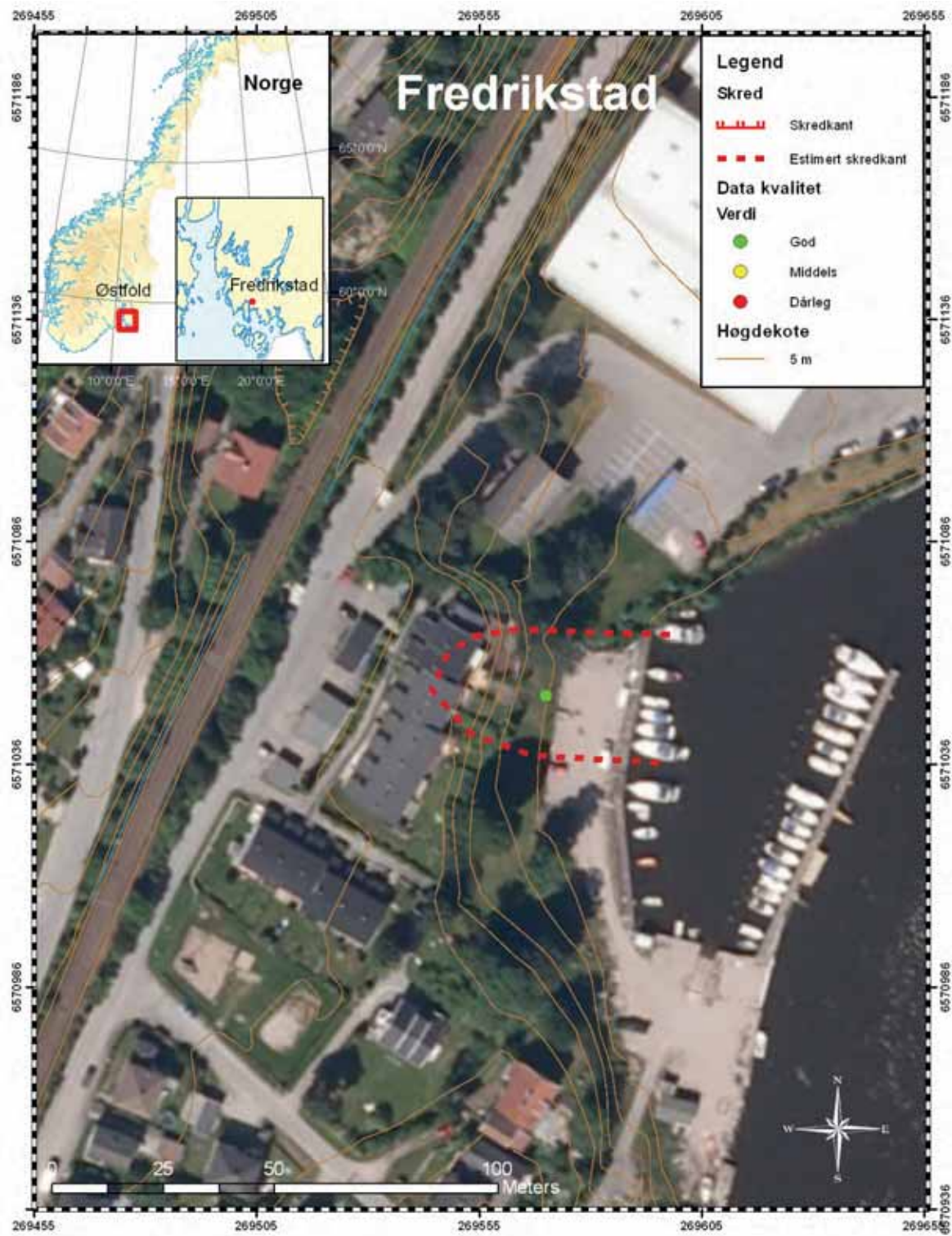


Fig. 1. Skredet i Fredrikstad (etter Karlsrud 1983).



| Furre | |
|---|---|
| Fylke: Nord-Trøndelag Kommune: Overhalla Dato: 14.04.1959 Omkomne: 1 | Data kvalitet: 1 |
| | Skrednett ID: 159 |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 343942 Y: 7151409 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Ja |
| Skredtype: Flake and flow | Areal (m ²): 180 000 Volum (m ³): 3 000 000 |

Kommentar:

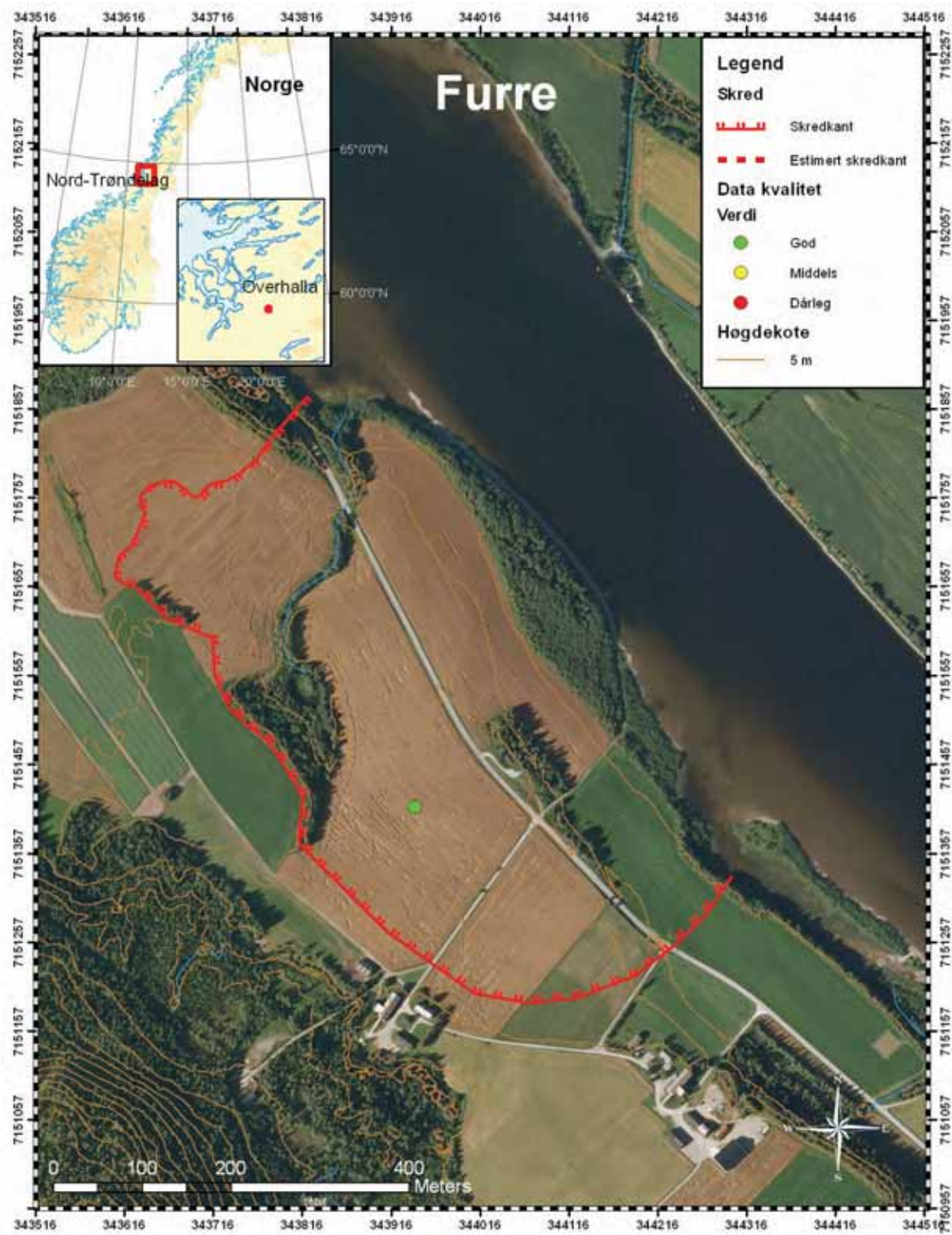
Den lille øya Gropøya, deler Namsen i to, og den delen nærmast Furre vert kalla Furre Namsen. Skredet skjedde utan forvarsel kl. 08.50 og demma opp Furre Namsen. Midtarste del av skredet glei ut i eit intakt flak, sank ned og tilta bakover. Område består for det meste av silt og fin sand, men det finnes eit lag av 10 cm tjukk, svært kvikk leire som ligg 10 m under elvenivået og fell 6°-9° grader mot Namsen. Det var dette laget det intakte flaket glei på. Ei flodbølge på 1-2 m vandra både oppstrøms og nedstrøms (Hutchinson, 1961).

På få sekund spreidd skredet seg til Vestre og Østre Furre. Hovudskredet skapte mange sprekker ovafor og nedafor det intakte flaket, slik at eit retrogressivt skred blei utløyst. Etter 1-1,5 min var hovudflaket kome til ro og 2-3 min etter det var også Vestre og Østre Furre roleg. Sekundære rørsler haldt fram enda ein halv time og først eit par månadar etter fekk skredet sitt største omfang (Hutchinson, 1961).

Skredområde bestod av ein flat sandterrasse ca. 20 moh. og ein terrasse ca. 6 moh. Skredet nådde så vidt inn i 20 moh. terrassen. ved nedstrøms enden av Gropøya. Synleg fjell i dagen vart observert der skredet stoppa (6 moh. terrassen var på sitt smalaste). Lengst aust i skredgropa vart skredet stoppa av 6 moh. terrassen og rygger av skredmasser oppstod. Elvebotnen i Namsen Furre vart heva 6 m over elvebreidda og Gropøya vart heva 2 m (Hutchinson, 1961).

Namsen er den 4. største elva i Noreg og er kjent for å ha stor erosjonsevne og lett eroderbar elvebreidd. Dette har utan tvil påverka heile område langs Namsen og dermed også Furre.

Det er to årsakar til at skredet blei utløyst. Store mengder pakkis blokkert Namsen vinteren 1958 slik at elva steig meir enn 4 m. I løpet av desse tre månadane strøyma store mengder vatn gjennom Furre Namsen og elva vart 1,5 m djupare på grunn av erosjonen. På grunn av det utvida tverrsnittet rann vatn gjennom Furre Namsen og erosjonen haldt fram slik at kanalen beli enda 0,5 m djupare. I tillegg var vasstanden denne vinteren 1 m høgare enn normalen (Hutchinson, 1961).



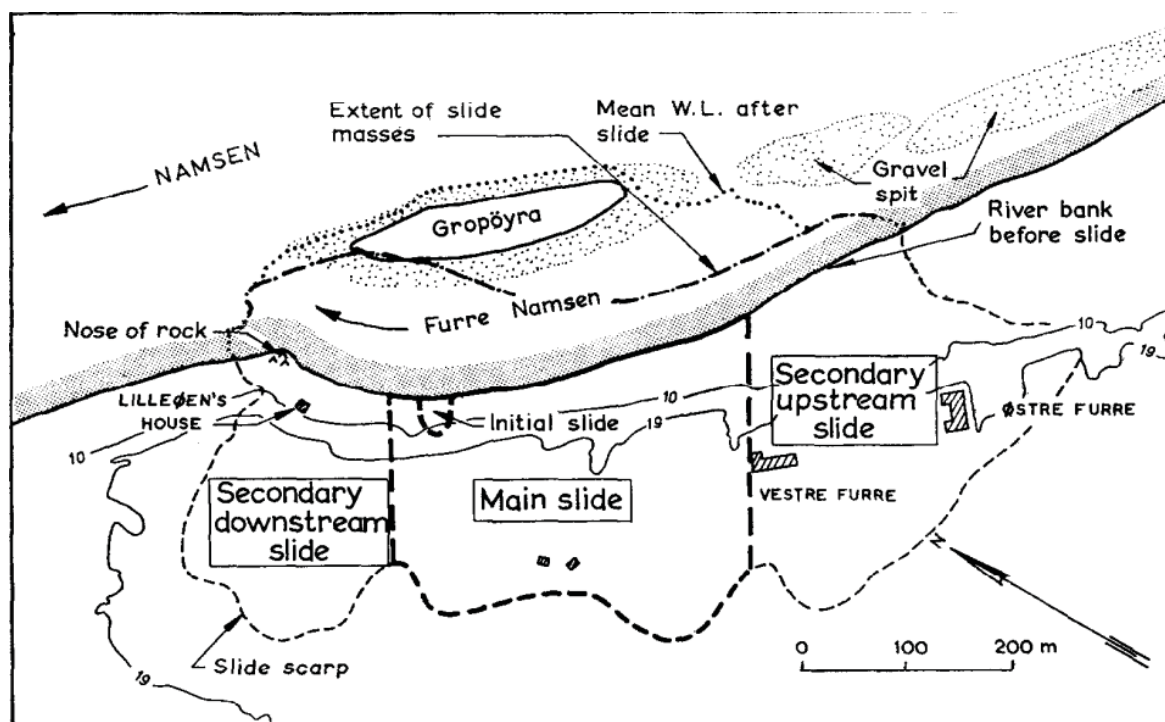


Fig. 1. Kart som viser dei ulike inndelingane av skredet på Furre (Hutchinson 1961).

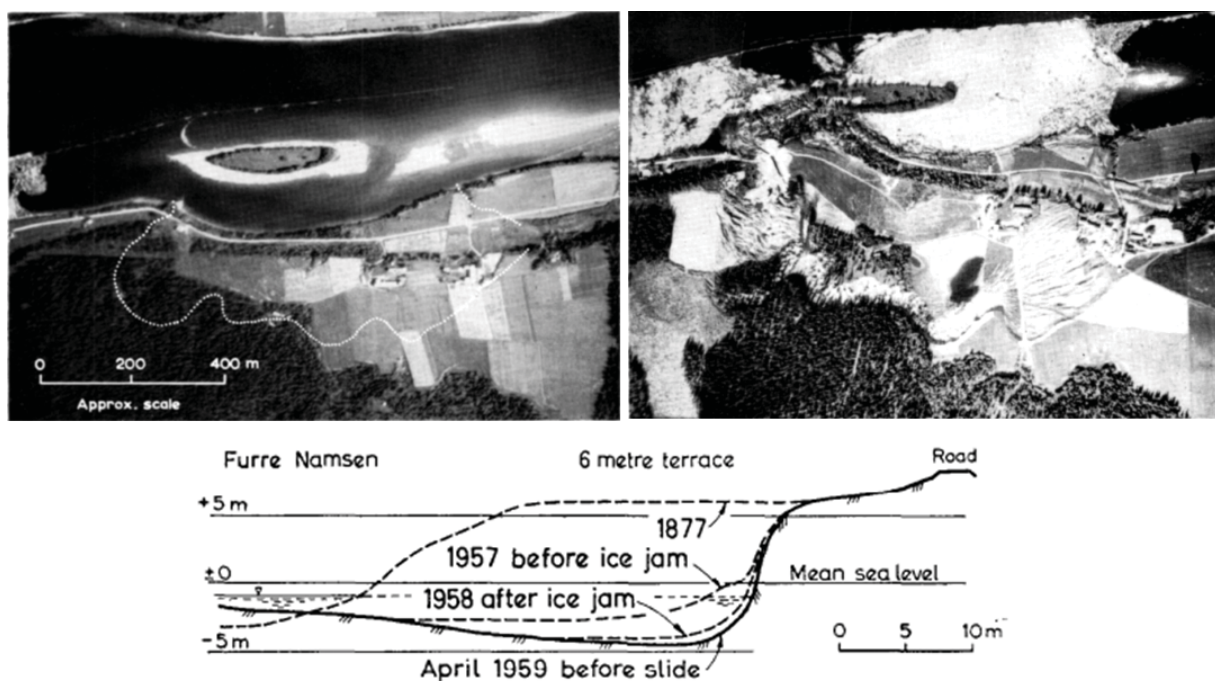


Fig. 2. Øvst: Til venstre er det eit bilete før skredet gjekk og til høgre etter skredet. Begge fotografia er tatt av Widerøe. Nedst: Profil som viser korleis erosjonen i skråningsfoten utvikla seg (Hutchinson 1961).

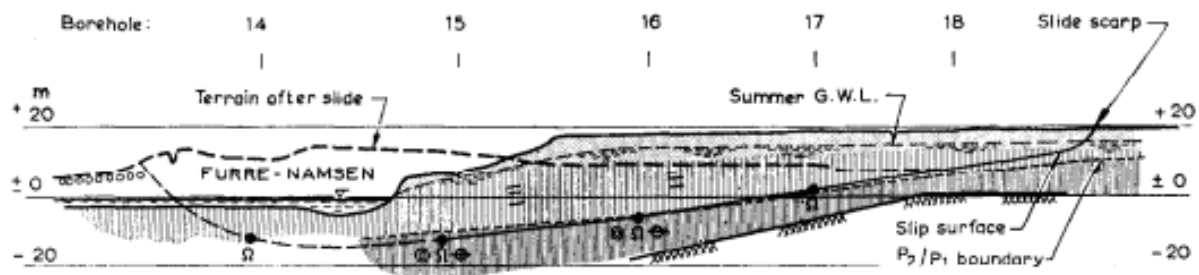


Fig. 3. Profil gjennom hovudskredet som viser terrengoverflata før og etter skredet (Hutchinson 1961).

| Gretnes | |
|---|---|
| Fylke: Østfold Kommune: Fredrikstad Dato: 17.-18.april 1925 Omkomne: 0 | Data kvalitet: 2 |
| | Skrednett ID: 33105 |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 276931 Y: 6575781 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Nei |
| Skredtype: Flow | Areal (m ²): 40 000 Volum (m ³): 400 000 |

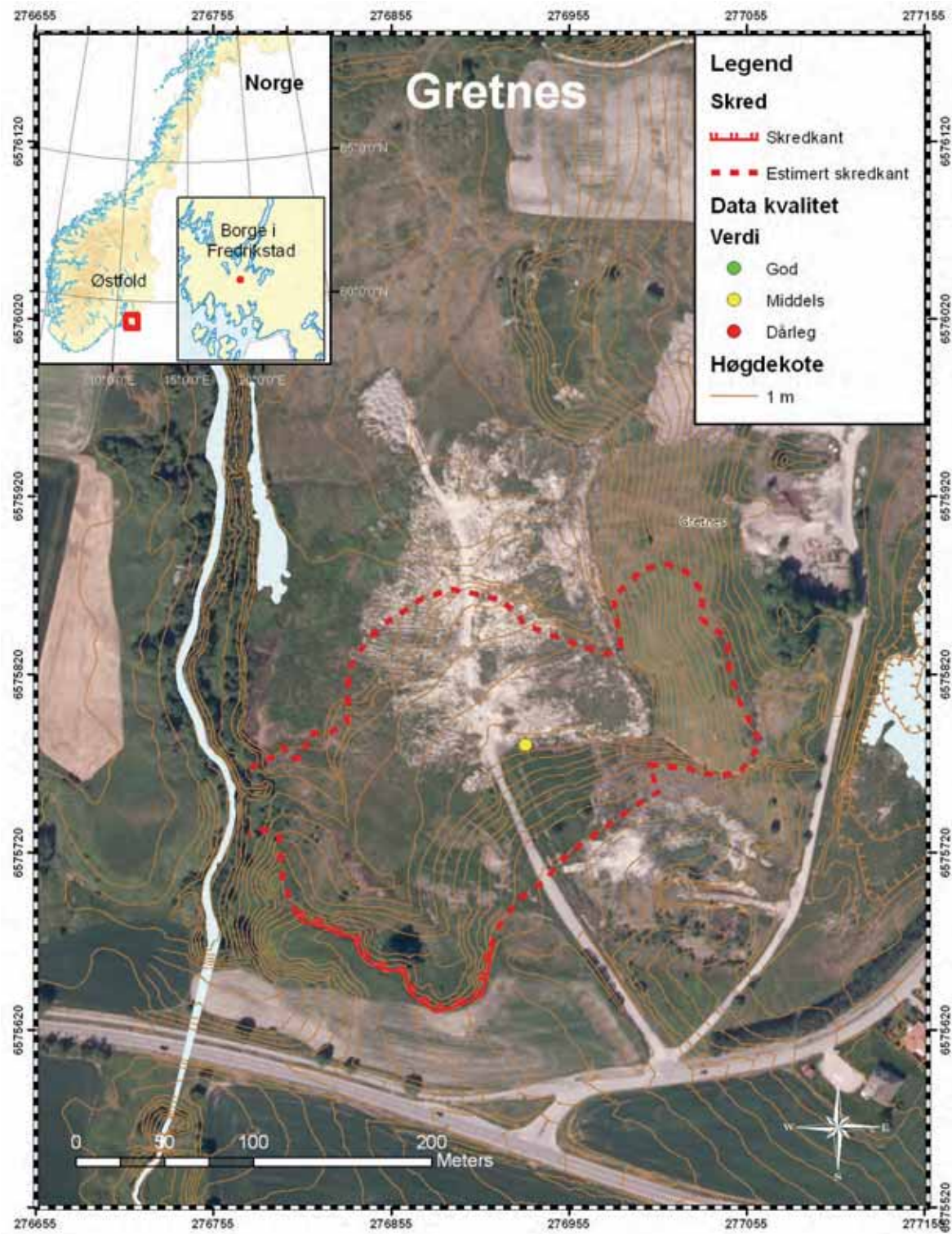
Kommentar:

Kvikkleireskredet bestod av 3 hovudhendingar. På formiddagen 17.april, byrja jorda å gli ut og på ettermiddagen hadde skredet fått ein sirkulær opning med smal skredport. På kvelden glei meir masser ut og skredkanten stod kun 50-60 m frå husa. Den 18.april kl. 19 gjekk det siste skredet, men dette var ikkje like djupt. Bustadhuset stod no 15 m frå skredkanten. Botn i skredgropa var uregelmessig med ein rygg av tørrskorpeleire som strakte seg frå nord mot sør. Ryggen var 1,5-2 m tjukk, tjukkare enn resten av tørrskorpa involvert i skredet, og avgrensa første hending. Under dei to neste utglidingane rant den flytande leira forbi denne ryggen. Gretnesbekken frakta skredmassane ut i Glomma (Holmsen, 1929).

Furseth skriv på skrednett (ID 33105) at skredet gjekk etter ein lang nedbørsperiode. Han nemner også at det gjekk eit mindre skred i område 15 år tidlegare. Det er antatt at bekkeerosjon har vore medverkande til at område er blitt ustabil.

Skredområde er i dag planert, sjå figur 2, og det er derfor umogleg å finne skredkanten. Målingar på den innteikna skredkanten må derfor utførast med varsemd. Alle parametarar er basert på eit kart med 1 m høgdekoter og M 1:1000 (figur 1) som blei laga rett etter skredet gjekk.

Arealet er oppgitt til 32 mål av Holmsen (1929), medan Furseth anslår 40 mål. Målingar i ArcMap gjev eit areal på 40 000 m² og derfor vert anslaget til Furseth nytta.



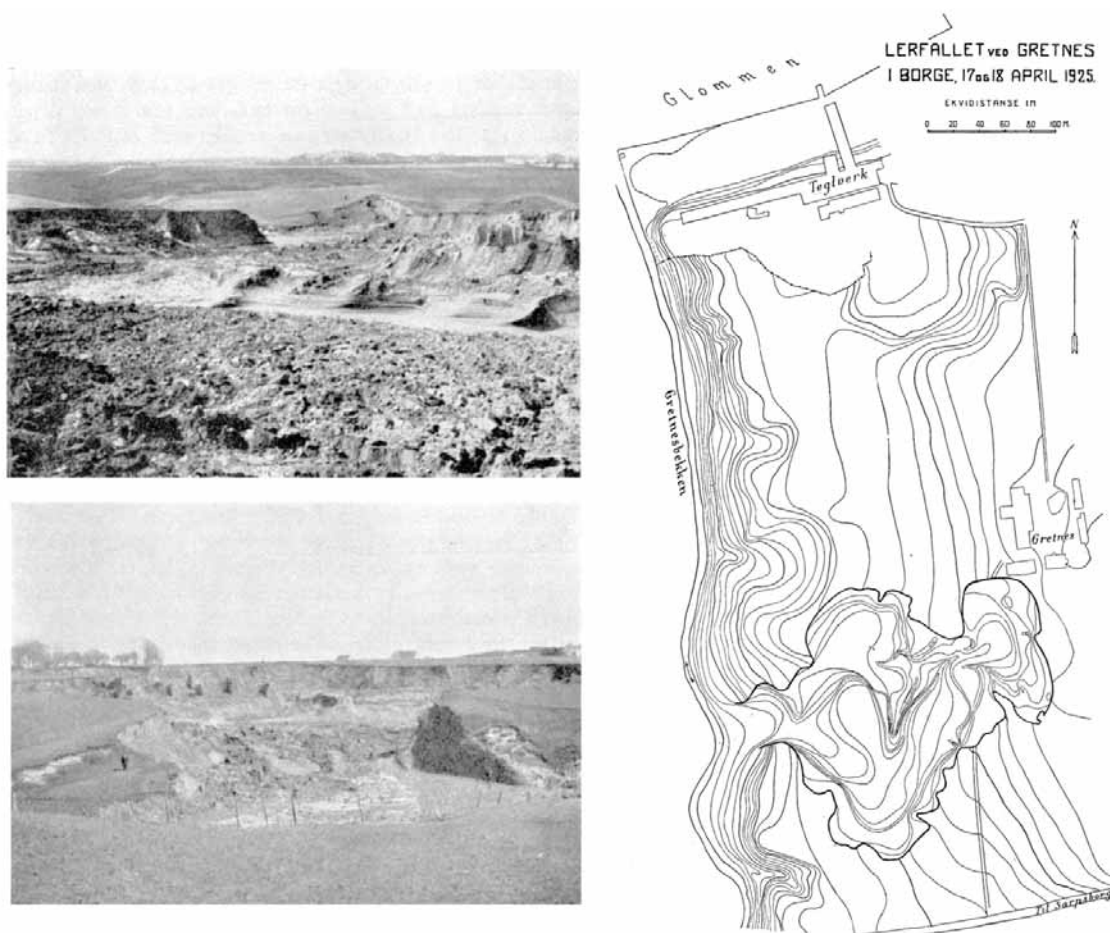


Fig. 1. Øvt til venstre: Skredgrova ved Gretnes sett mot vest. Nedst til venstre: Utløpsporten for kvikkleireskredet ved Gretnes. Foto: G. Holmsen (april 1925), kart over skredgrova fra Holmsen (1929).

| Gullaug 1 | |
|--|---|
| Fylke: Buskerud Kommune: Lier Dato: 29.11.1974 Omkomne: 0 | Data kvalitet: 1 |
| | Skrednett ID: ingen |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 235176 Y: 6631751 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Nei |
| Skredtype: Flake and flow | Areal (m ²): 30 000 Volum (m ³): 100 000 |

Kommentar:

I tida før skredet var det arbeid med å legge ut ein fylling på 9000 m³ i strandsona. Den 29.november raste ytre del av fyllinga samtidig som dei øvste 5 m av sedimenta glei ut (Karlsruud, 1979).

Den utløysande årsaka til skredet er antatt å ha vært fyllinga. Før arbeidet starta var ein klar over at den blaute, siltige leira hadde låg skjærfastheit, ca. 5 kN/m². Utrekningar i ettertid viste at den planlagde fyllinga hadde ein sikkerhetsfaktor på 1,09 (Karlsruud, 1979).

Skredkanten på land er ikkje lenger mogleg å finne att i dagens terreng, fordi nye fyllmassar er lagt ut. Kvaliteten på sjølve datagrunnlaget er vurdert til bra, då dei batymetriske dataene er av god kvalitet (Hansen et al. 2011).

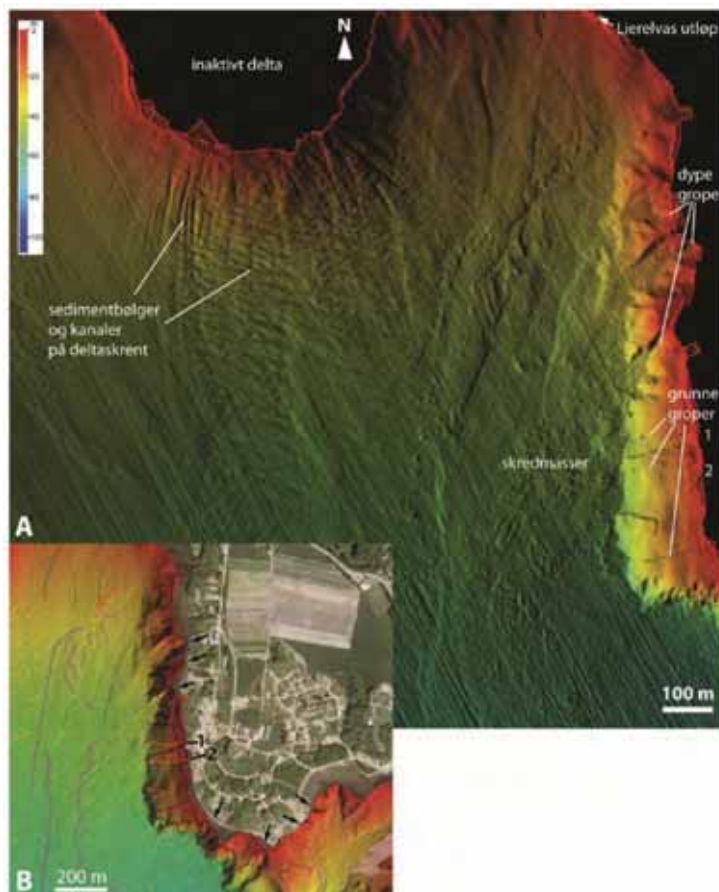


Fig. 1. (A) Detalj frå det inaktive Lierdeltaet med undersjøiske sedimentbølger og kanalar, og utbredt skredaktivitet sør for det noverande utløpet av Lierelva langs strandsona i Gullaugbukta. Fargene angir dybde, rødt er grunt og overgangen fra rødt via gult og grønt til blått angir djupare vatn. (B) Flyfoto av landområde øst for Gullaugbukta der piler angir stadar der undersjøiske djupare skredgroper er registrert nær strandlinja ved Gullaug. 1 angir eksisterande kaianlegg mens 2 viser skredet registrert som "Gullaug 1" (Hansen et al. 2011).

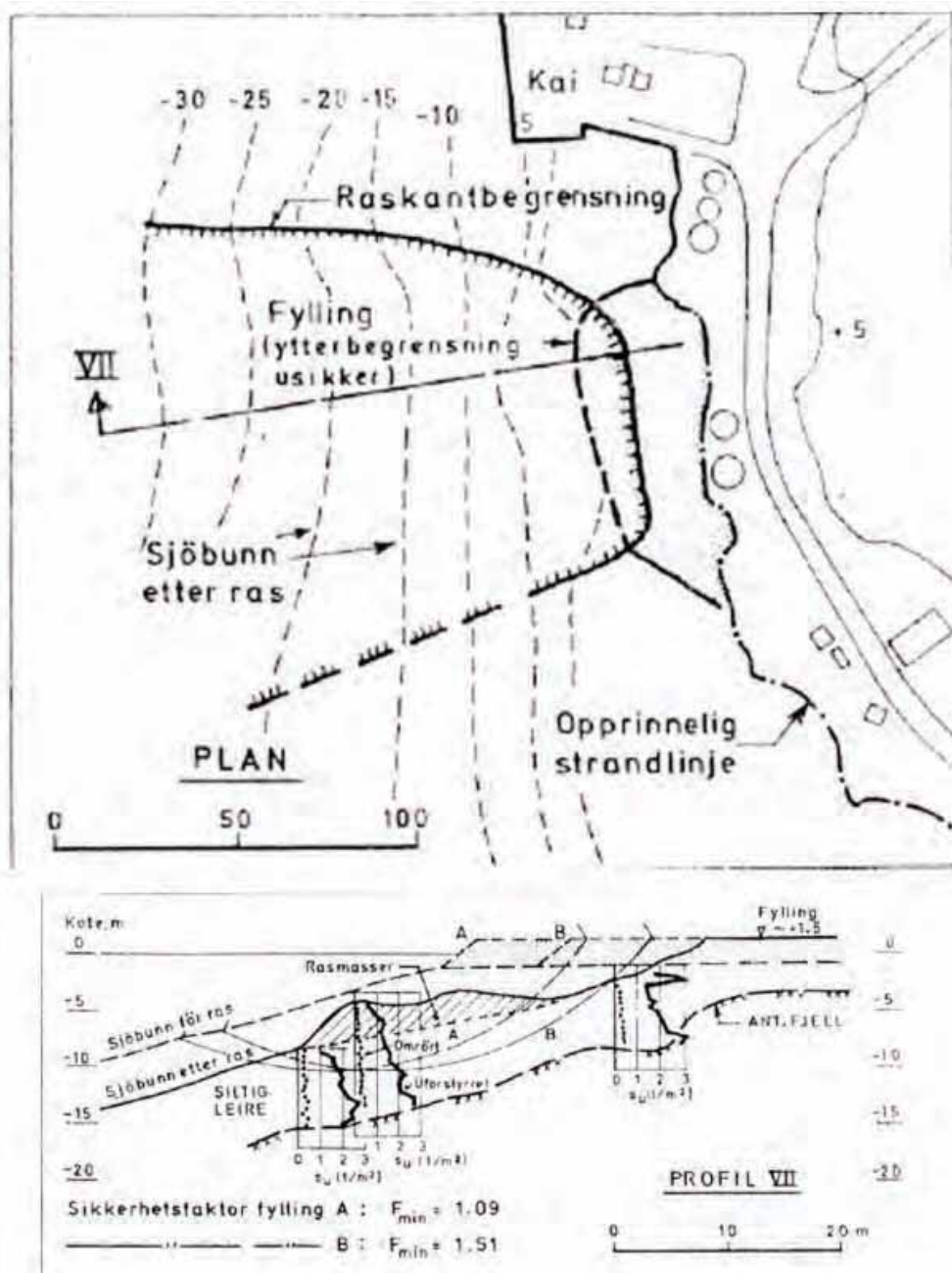
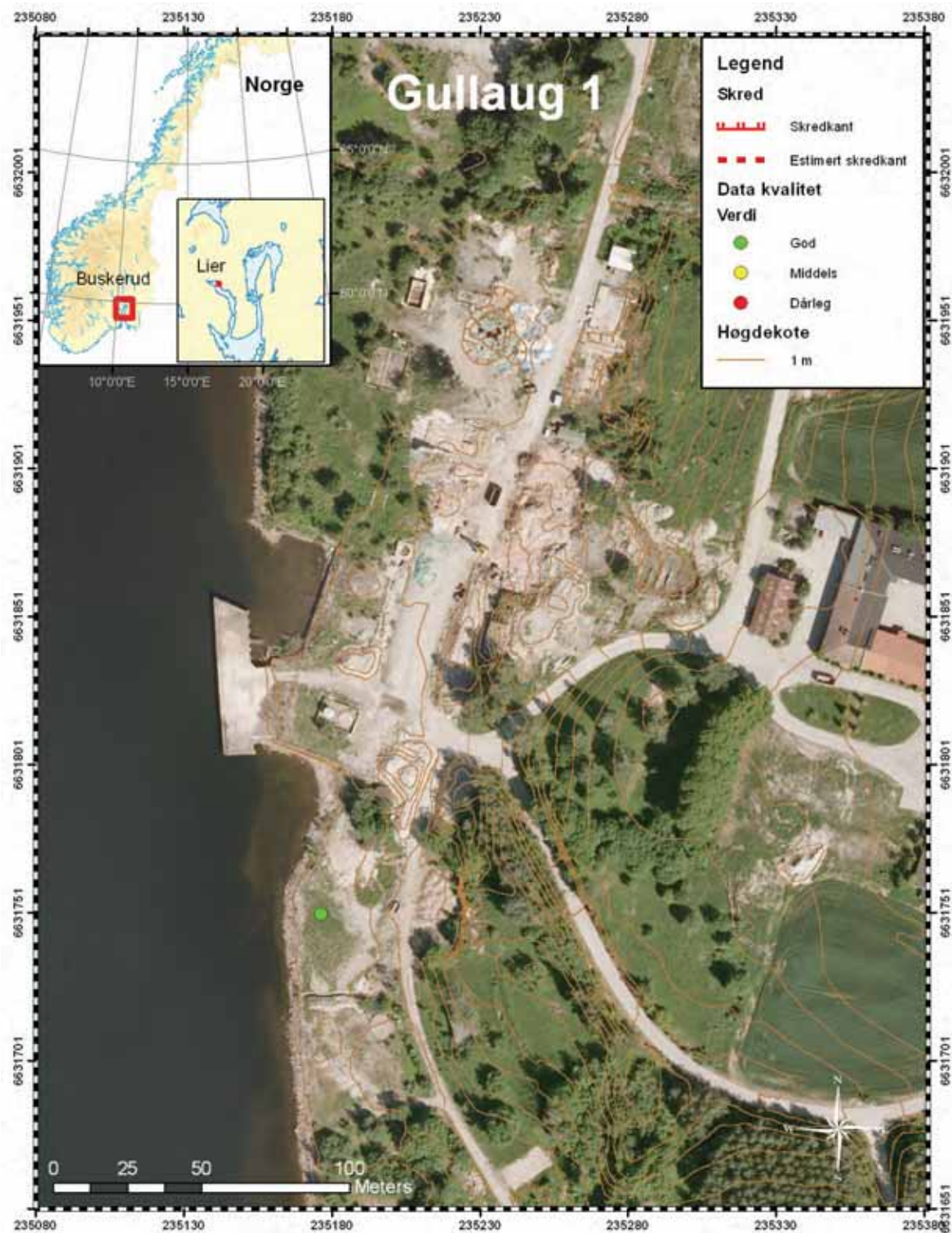


Fig. 2. Kart og profil som viser utglidinga ved Gullaug 1 (etter Karlsrud 1979).

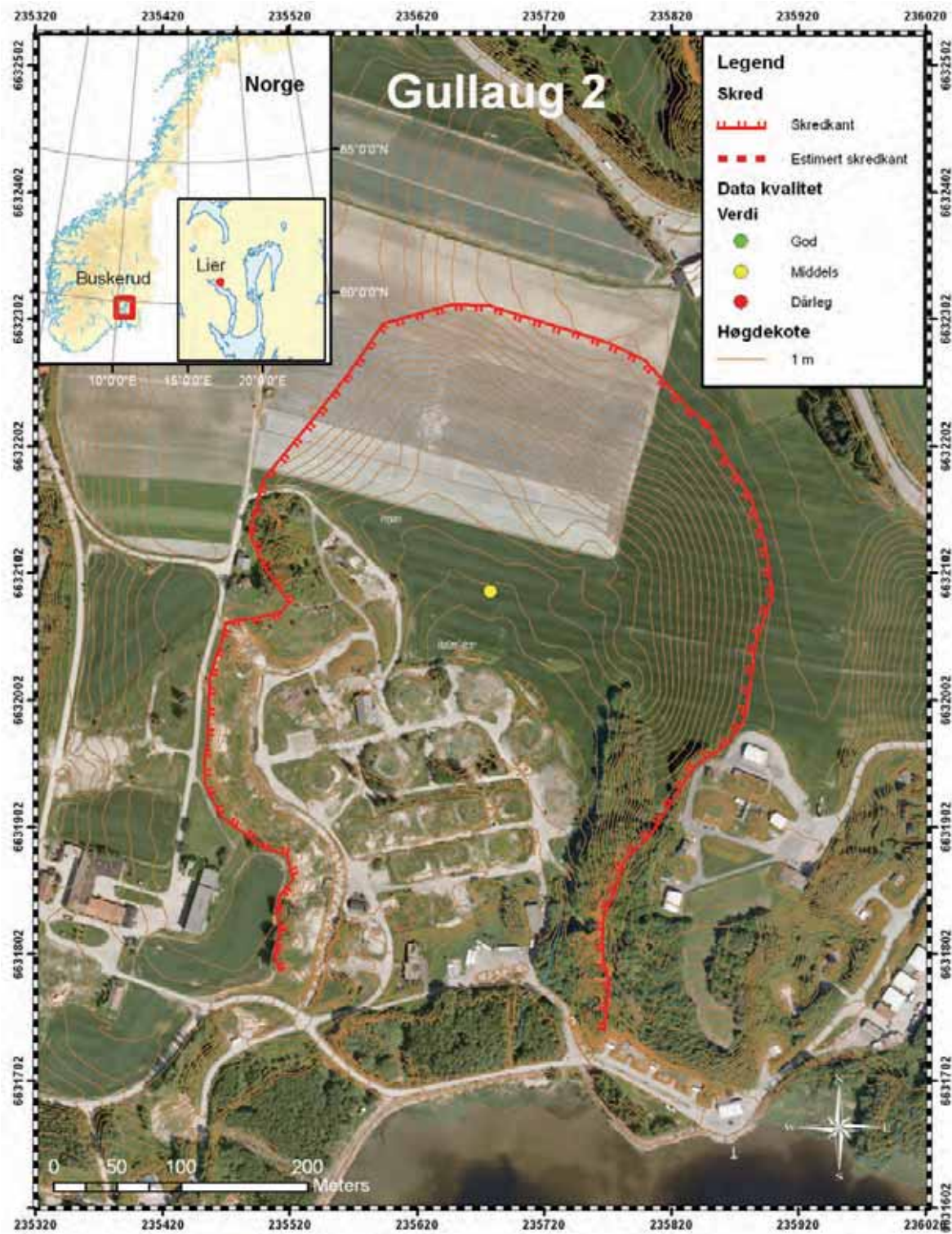


| Gullaug 2 | |
|---|--|
| Fylke: Buskerud Kommune: Lier Dato: ukjent Omkomne: ukjent | Data kvalitet: 2 |
| | Skrednett ID: ingen |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 235678 Y: 6632087 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Nei |
| Skredtype: Flow | Areal (m ²): 190 000 Volum (m ³): 2 850 000 |

Kommentar:

Skredkanten vises godt i terrenget. Skredet er ikkje registrert på skrednett og skredet er mest sannsynleg forhistorisk. Fordi skredkanten er godt definert, men det manglar meir informasjon om skredet vert skredkvaliteten vurdert til middels.

Skredet gjekk i eit registrert kvikkleireområde. Rett aust for denne skredgropa har det gått eit liknande kvikkleireskred, men mindre (Hansen et al. 2011).



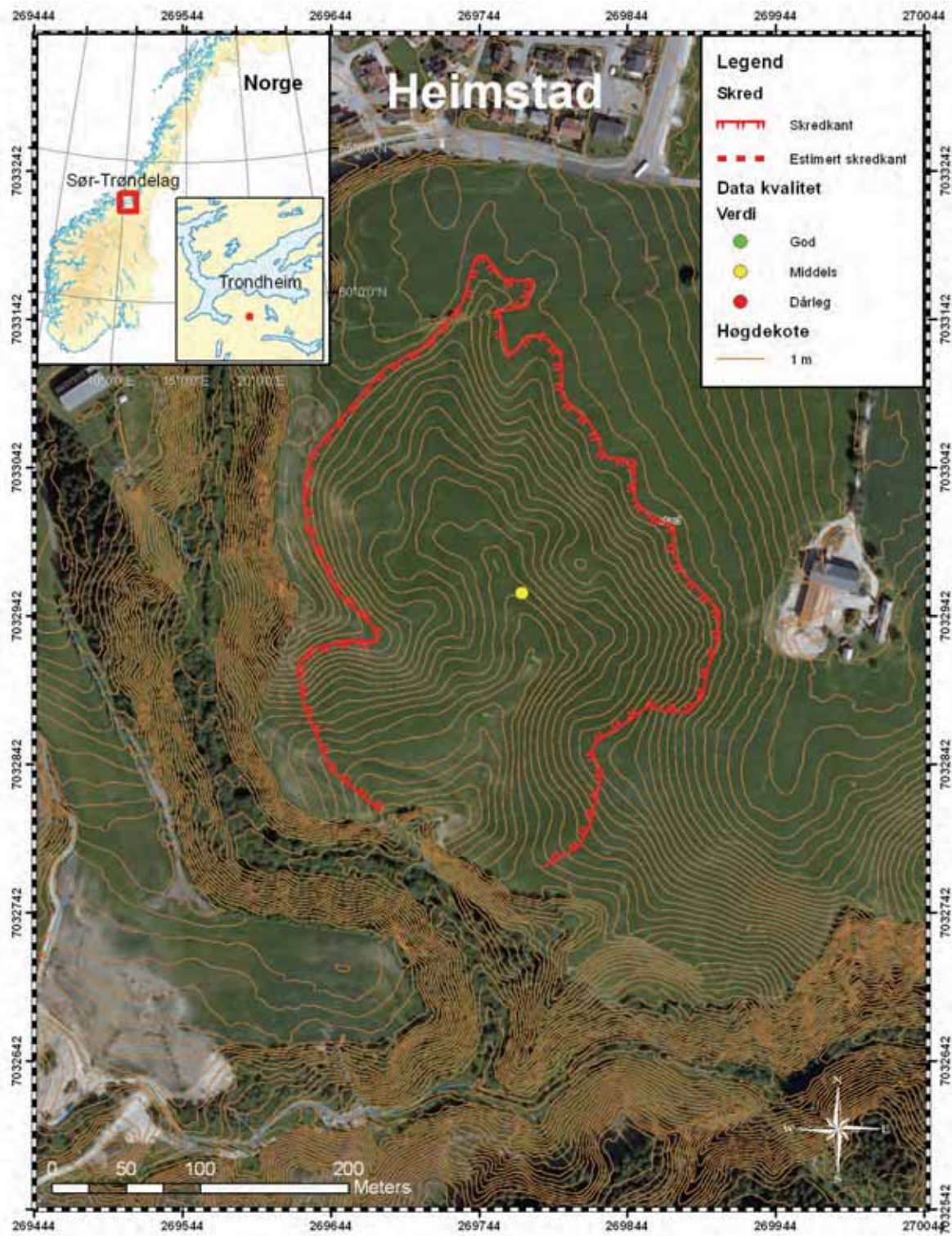
| Heimstad | |
|---|---|
| Fylke: Sør-Trøndelag Kommune: Trondheim Dato: ukjent Omkomne: ukjent | Data kvalitet: 2 |
| | Skrednett ID: ingen |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 269773 Y: 7032958 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Nei |
| Skredtype: Flow | Areal (m ²): 70 000 Volum (m ³): 900 000 |

Kommentar:

Skredet er mest sannsynleg forhistorisk og ingen informasjon finnes utanom at skredgropa er avmerka på kart (Reite et al, 1999) og vist i NGU (2011) . Skredgropa har ein typisk skredform, smal skredport for deretter å vie seg ut.

Område er i dag nytta til jordbruk og slik aktivitet viskar ut spor etter opphavleg skredkant. Den innteikna skredkanten er basert på skredkanten i NGU (2011). Deretter er skredkanten modifisert slik at den stemmer overeins med høgdekotene i område.

Sjølv om jordbruket har endra landskapet er det antatt at avviket på dei registrerte parametrane er akseptable.



| Hekseberg | |
|---|---|
| Fylke: Akershus Kommune: Sørumsund Dato: 20.03.1967 Omkomne: 0 | Data kvalitet: 2 |
| | Skrednett ID: 33151 |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 281416 Y: 6663231 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: |
| Rørsle: Flow | Areal (m ²): 31 000 Volum (m ³): 200 000 |

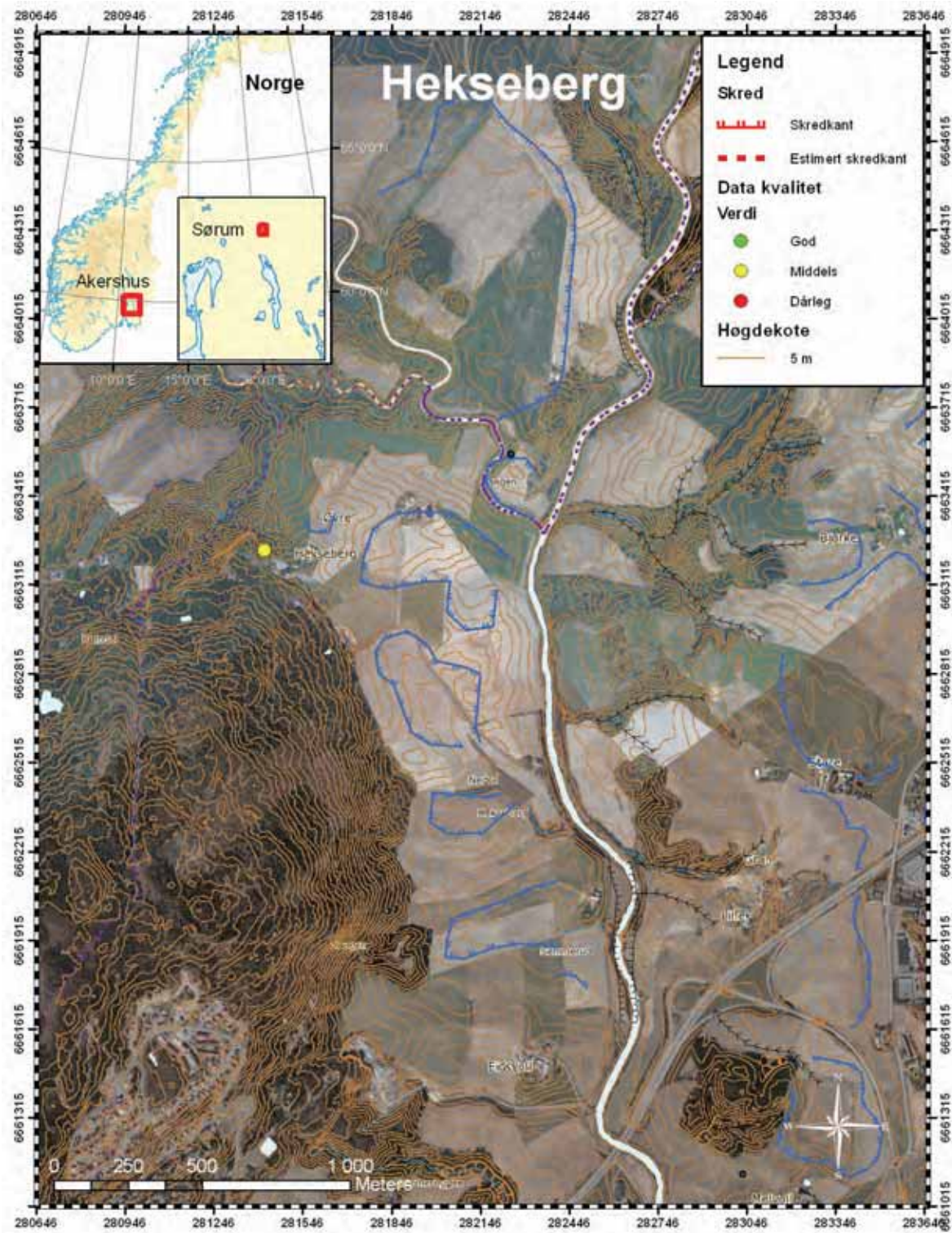
Kommentar:

Skredet ved Hekseberg er godt dokumentert, men likevel lykkast det ikkje å finne att skredgropa. Fleire andre skredgropar er teikna inn på kartet. Eit seinare skred eller jordbrukasaktivitet kan ha endra terrenget så radikalt at det ikkje er mogleg å finne att plasseringa utan å kontakte en lokal. Fordi skredet ikkje blei funnet, er det registrerte datakvalitet-punktet satt på same lokalitet som skrednett.

Den 18. mars høyrte gardseigar Johan Rovelstadmoen ein høg, kanonliknande smell. Fleire 40 m lange sprekker som gjekk parallelt med elva, kom til syne. 20. mars observerte han hovudskredet og 25. mars gjekk eit lite etterskred (Drury, 1968).

Område der initialscred beli utløyst, bestod av ikkje-sensitiv leire. Fordi skredet var flytande, betyr det at skredet må ha utvikla seg bakover til det trefte kvikkleire. Glideflata var tilnærma perfekt horisontal, sjå figur 1. Dette indikerer at jordmassar blei skubba ut, mest sannsynleg på grunn av jordtrykket som verka på bakarste del av skredblokka. Drury (1968) skriv at leira som fantes over det observerte svakheitslaget var sterkare og mindre sensitiv enn leira under.

Skredet demma opp elva Leira. Den 24. mars hadde vasstanden auka med 3- 4 m, og enda verre vart situasjonen etter etterskred den 25. mars. Det blei vedtatt å sprengje opning i demninga, for å hindre meir skade (Drury, 1968).



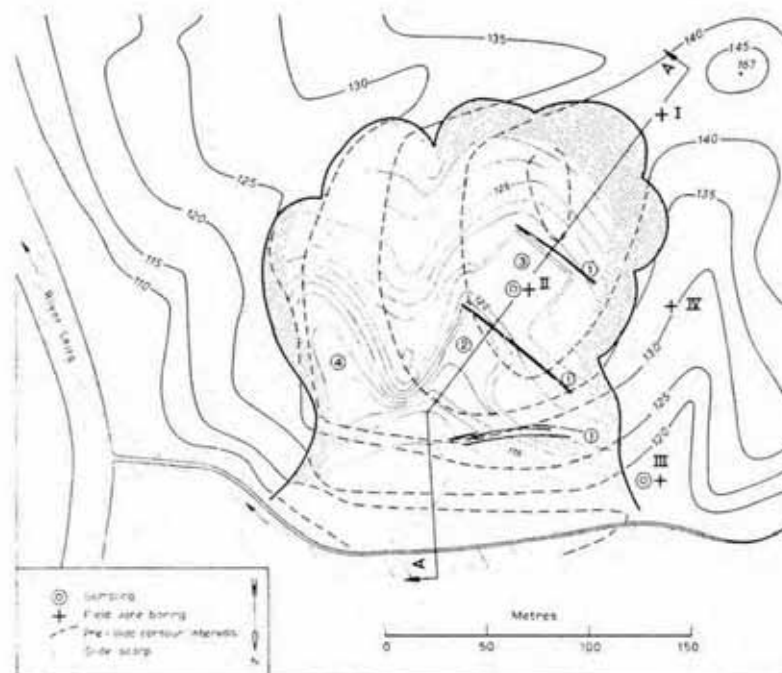


Fig. 1. Øvst: Kart som viser skredet ved Hekseberg: 1) Observerte sprekker 18. mars, 2) Glatt, skrånande glideflate den 20. mars, 3) Glatt, flat glideflate 21.mars, 4) Lite skred 25.mars. Nedst venstre: Oppdemming av Leira. Nedst høyre: Bilete av den glatte, skrånande glideflata som ein trur var involvert under hovudskredet 20.mars (Drury 1968).

| Hyggen | |
|--------------------------------------|--|
| Fylke: Buskerud | Data kvalitet: 1 |
| Kommune: Røyken | Skrednett ID: 571 |
| Dato: 23.01.1978 | Koordinatar (UTM33N) |
| Omkomne: ukjent | X: 239356 Y: 6628824 |
| Lausmassar: Marine strandavsetninger | Fjell: Nei |
| Skredtype: Flake and flow | Areal (m ²): 8 500 Volum (m ³): 500 000 |

Kommentar:

Hyggen er eit undersjoisk skred som er godt dokumentert. Skredet blei skildra av Karlsrud (1979) , men nyare batymetriske data har avslørt eit meir detaljrikt bilete av skredgropa slik at alle parametrar er basert på desse nye bileta.

Årsaka til skredet er mest sannsynleg utfylling i strandsona. Det vart forsøkt lagt ut stein i fleire omgangar, men steinen "forsvann". Deretter la ein 600-800 m³ leire den 25. januar. Det var dette som utløydde sjølve hovudskredet. Heile hendinga tok ca. 1,5 døgn. Dei utraste skredmassane var i hovudsak blaut, siltig leire som lokalt var svært sensitive (Hansen et al. 2011).

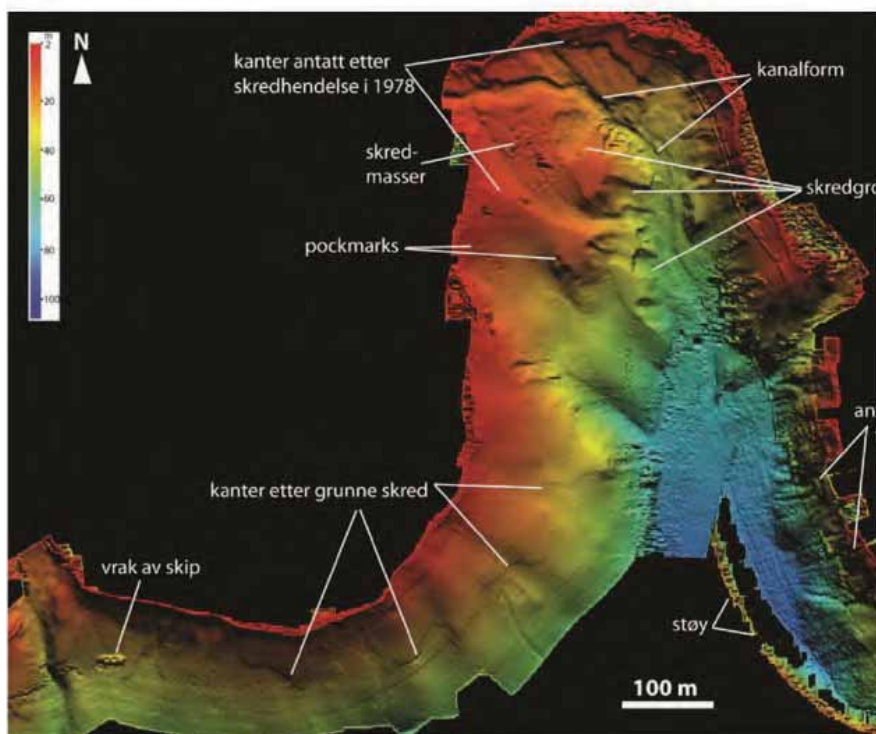


Fig. 1. Batymetrisk data som viser skredmasser og kantane til Hyggen-skredet (merket "1978") (Hansen et al. 2011).

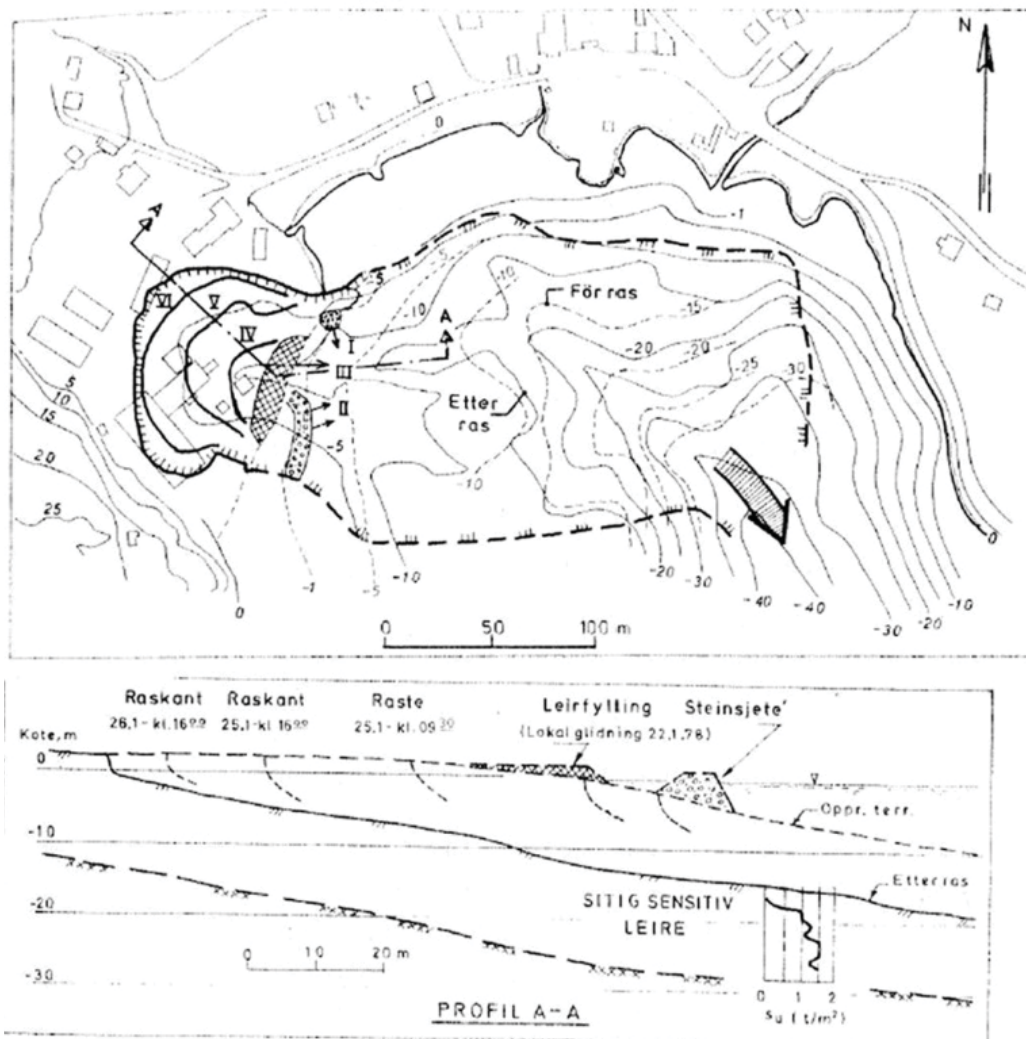
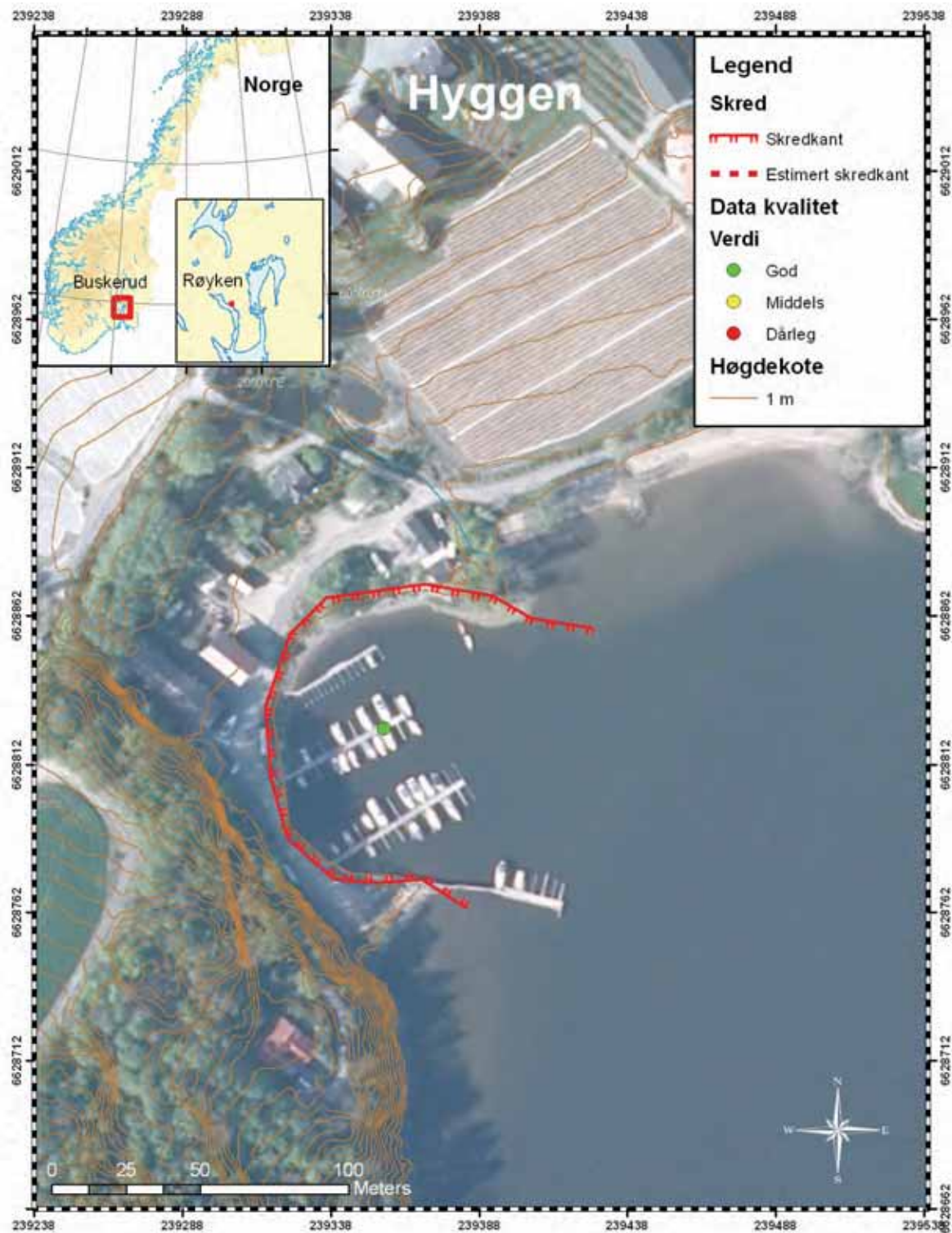


Fig. 2. Kart og profil etter Karlsrud (1979) som viser utglidinga ved Hyggen-skredet.



| Kattmarka | |
|--|---|
| Fylke: Nord-Trøndelag Kommune: Namsos Dato: 13.03.2009 Omkomne: 0 | Data kvalitet: 1 |
| | Skrednett ID: 36407 |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 328739 Y: 7154667 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger og marine strandavsetninger | Fjell: Ja, langs bakkanten |
| Skredtype: Spread | Areal (m ²): 40 000 Volum (m ³): 600 000 |

Kommentar:

Skredet er så nytt at bildet i "WEB Norge i Bilder" er frå tida før skredet skjedde. Den innteikna skredkanten er funnet ved hjelp av figur 1 og 2, og figur 4 i Karlsrud et al (2009). Det var mogleg å rekonstruere skredkanten slik at nøyaktigheita på skredkanten er vurdert til god.

Skredet i Kattmarka er utfordrande å definere etter enkle modeller pga. den komplekse skredgangen. Det finnes fleire retrogresjonsretningar og i tillegg bevegde skredmassane seg i ein anna retning enn retrogresjonsretninga. "R" er definert etter den nordlegaste gule pilen i figur 2.

Det er antatt at sprengningsrystelser utført i forbindelse med utviding av vegen, utløyste skredet. I det ein sprengde vart fjelloverflata, med stor kraft, skubba inn i leira slik at den kollapsa. Fordi fjellet, som helle ut mot leira og i tillegg hadde eit ugunstig sprekkemønster, ikkje vart kartlagd, var ein ikkje klar over faren ved sprenging (Nordal et al. 2009).

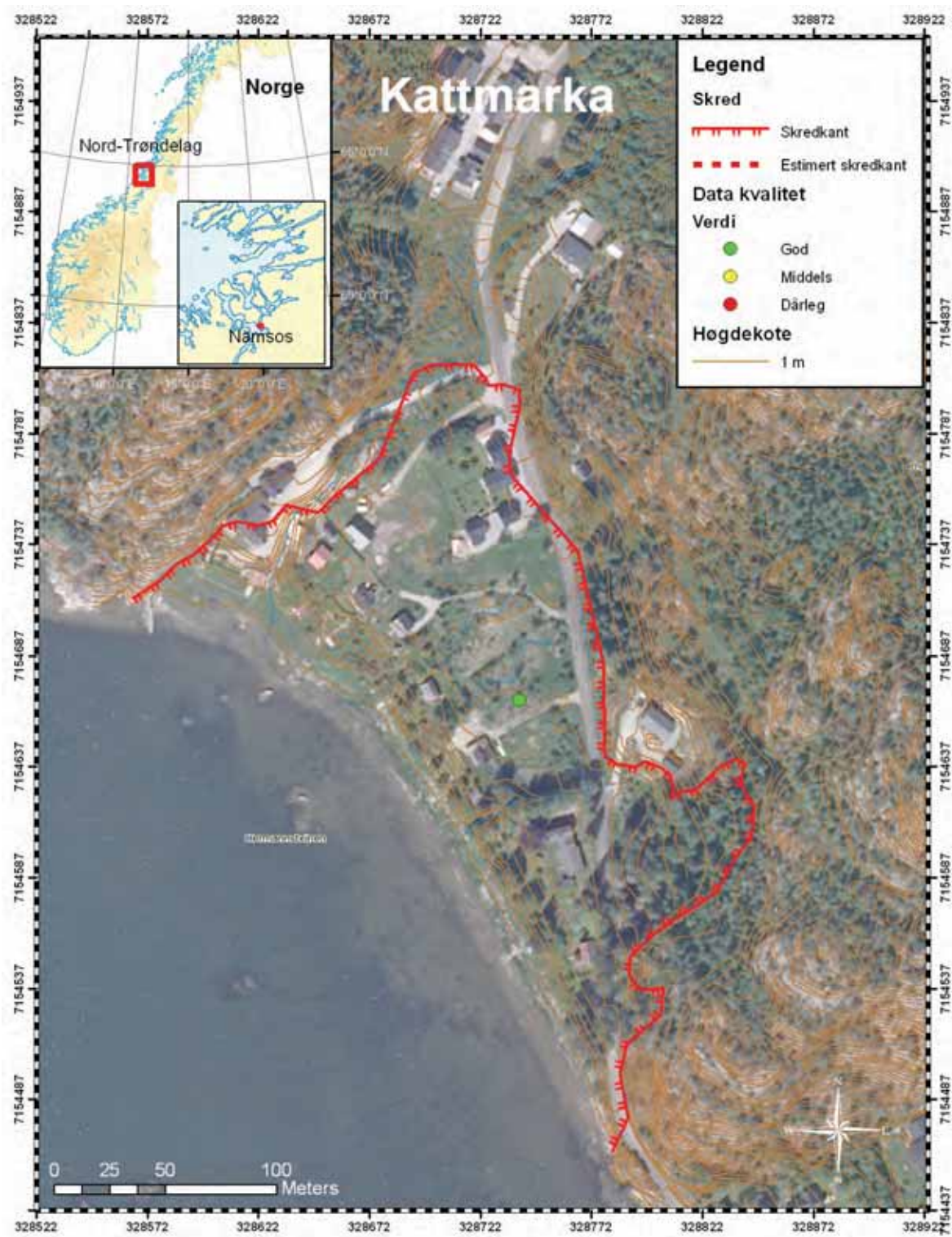




Fig. 1. Kattmarka (Karlsruud et al. 2009).

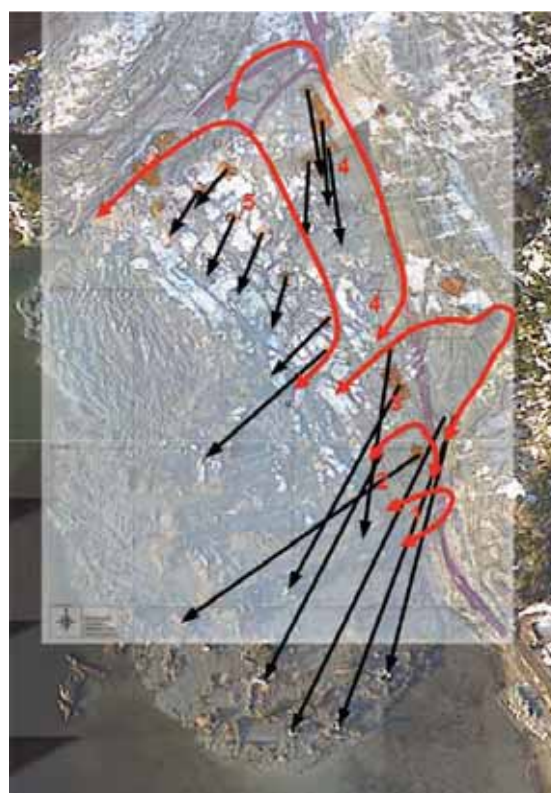
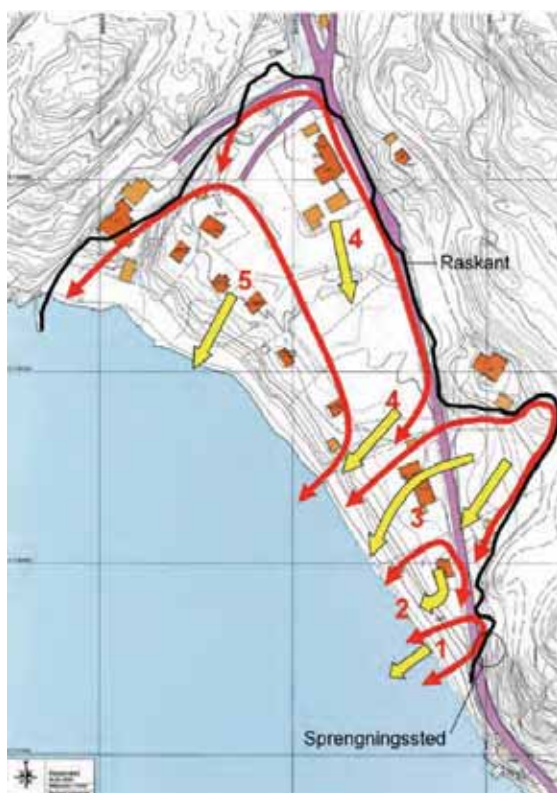


Fig. 2. Biletet til venstre viser rørsleretning og omfanget til skredet og biletet til høgre viser flytting av bygningar (svarte piler) (Nordal et al. 2009).

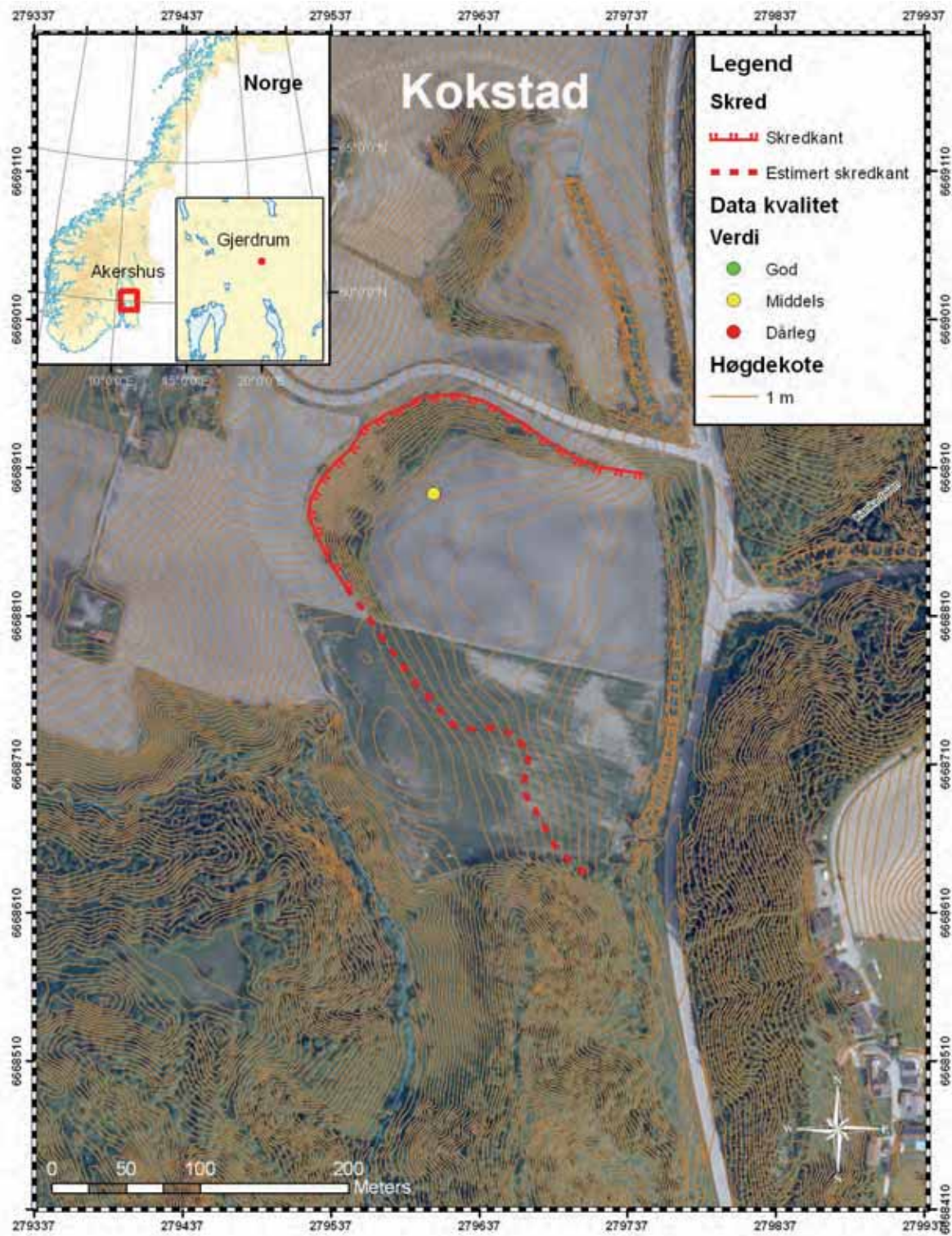
| Kokstad | |
|--|---|
| Fylke: Akershus Kommune: Gjerdrum Dato: 21.10.1924 Omkomne: 1 | Data kvalitet: 2 |
| | Skrednett ID: 234 |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 279606 Y: 6668892 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Ja, i nord og vest |
| Skredtype: Flow | Areal (m ²): 45 000 Volum (m ³): 400 000 |

Kommentar:

Skredforma er noko utradisjonell. Fjell er observert i skredgropa og dette kan vera ein av årsaka til den utypiske forma. Slik at målingar av "W₀" og "W_m" er utført, men er av derfor av mindre nytte. Skredkanten i sør er brukt til å estimere parametrane, men fordi område er sterkt prega av skredaktiviteten, er det vanskeleg å finne crest. Borehol i skredgropa avdekka lag av omrørt leire ned til 5m djup (Holmsen, 1929).

Skredområde var opphavleg ein stor terrasseflate, men bekkeerosjon har endra landskapet og nokre stadar er fast fjell eksponert. Terrasseflata låg 178 moh., men i skredområde nådde ikkje attståande ryggar heilt opp til dette nivået.

Nedbørmengda over Romerike i 1924 var 30 % over normalen. Det rant ein bekk inntil skråningsfoten og skredmassane gjekk først ut i denne, så ut i elva Gjermåa, slik at skredmassane blei frakta bort. Frå folk observerte at skredet gjekk, bakken rista, til skredmassane treffe husa ved Hellen tok det ca. 15 min (Holmsen, 1929).



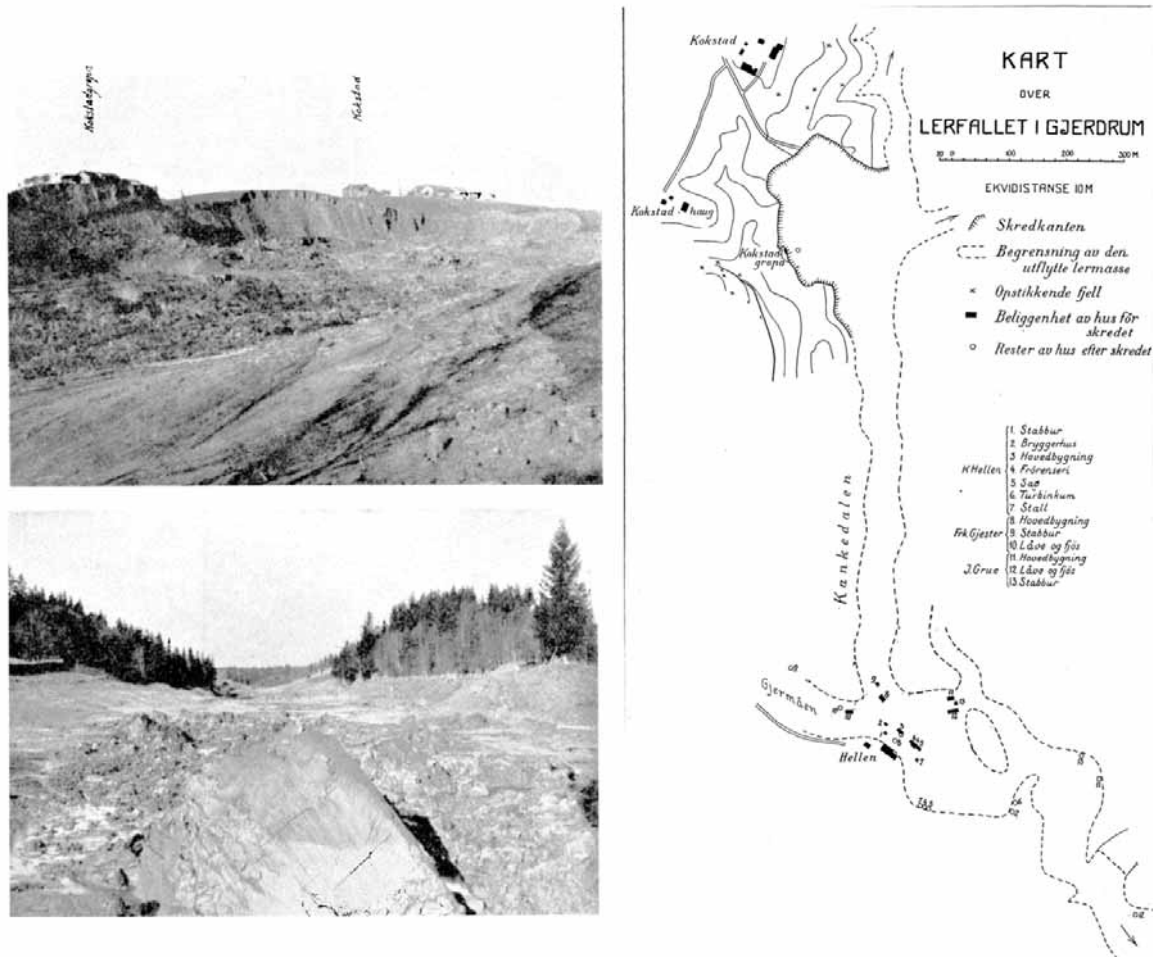


Fig. 1. Øvst til venstre: Skredgropa ved Kostad, foto G. Holmsen okt.1924. Nedst til venstre: Slamstraumen i Kankedalen. Foto G. Holmsen okt.1924. Kart over Gjerdrum (Kokstad) som viser omfanget av kvikkleireskredet (Holmsen 1929).

| Lade 1 | |
|--|--|
| Fylke: Sør-Trøndelag Kommune: Trondheim Dato: 11.04.1944 Omkomne: 4 | Data kvalitet: 1 |
| | Skrednett ID: 36139 |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 272311 Y: 7043288 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Ja, i nord |
| Skredtype: Spread | Areal (m ²): 20 000 Volum (m ³): 50 000 |
| Lade 2 | |
| Fylke: Sør-Trøndelag Kommune: Trondheim Dato: 11.04.1944 Omkomne: | Data kvalitet: 1 |
| | Skrednett ID: 36139 |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 272299 Y: 7043328 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Ja, i nord |
| Skredtype: | Areal (m ²): 5 000 Volum (m ³): |

Info:

I 1944 gjekk det eit skred i to omganger i Ladedalen, rett sør for Ladehammeren. Undersøking av det første skredet (Lade 1) viste at leira faktisk var meir sensitiv 9-10 m under brotplanet. I austleg del av skredområdet blei det ikkje påvist kvikkleire. Både Lade 1 og Lade 2 følgde det same laget (Holmsen & Holmsen, 1946).

Lade 1

Terranget sank ned på begge sider av Lade allé og det gamle elveleiet blei heva 10 m. Skredmassane gjekk altså ned i Ladebekken og deretter opp 8 m på motsett elvebreidd. Terrangetoverflata blei etter skredet liggjande som trappetrinn, hellande innover mot skredkanten. Rørsleretninga til skredmassane var på skrå i forhold til høgdekotene. Leirskredet var ikkje flytande og det var kun langs glideplanet at kvikkleire vart observert (Holmsen & Holmsen, 1946).



Fig. 1. Skredet på Lade i 1944. Foto: NGU.

Vitneskildring av fru Olsen: "...at terrenget nede ved bekken i den vestlige del av raset kom i bølgeformet bevegelse og forplantet seg oppover slik at hele gressbakken bølget.." (Holmsen & Holmsen, 1946).

Hovudårsaka til skredet er antatt å vera tyskarane sin uforsiktige graving i bakken i forbindelse med etablering av nytt lagerrom og feil dimensjonering av ein skråning ifbm. etablering av ny brakke. Kulverten til Ladebekken gjekk også gjennom skråninga. Ein stor fylling i hjørnet på skråninga i nordaust, var årsaka til at skredet utvida seg så langt i austleg retning sjølv om det ikkje fantes kvikkleire i område (Holmsen & Holmsen, 1946).

Lade 2

Attstående steile skredkantar var ustabile og nye skred med framoverretta rørsleretning, gjekk 26. og 30.juli. Også her var det kun observert kvikkleire på glideflata.

Skredmassane frå Lade 2 sklei oppå massane frå Lade 1. Dette skapte små forskyvingar i dei første skredmassane og fremste kant av skredmassane rykka nokre meter fram. Vollen med høgdekote 13 var stabil under skred nr.2 og skredmassane blei avbøyd rundt denne (Holmsen & Holmsen, 1946).

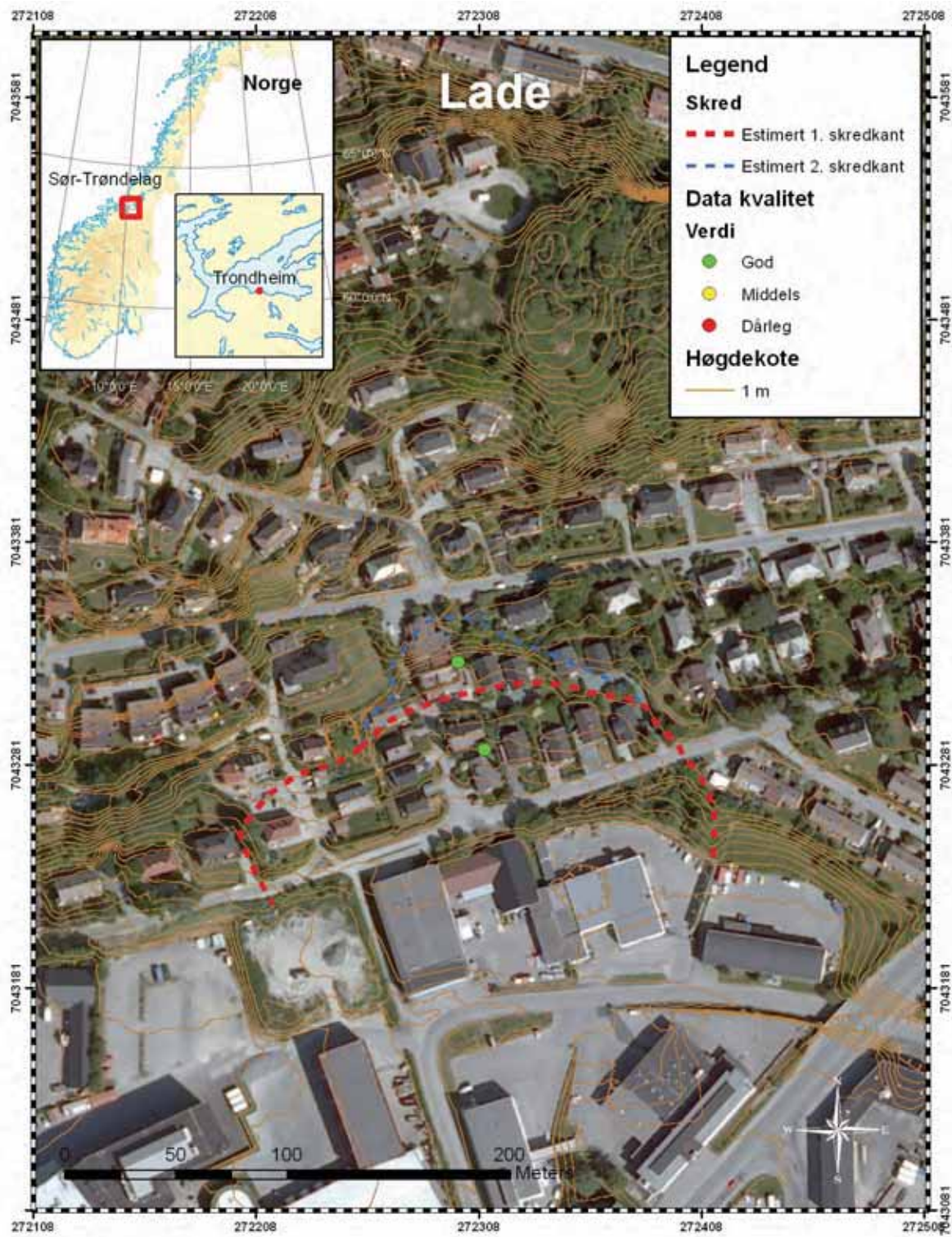
For å hindre nye skred vart område sikra ved å endre skråninga på skredkanten til 20° og 10 000 m³ jord vart lagt i foten av skråninga for stabilisering (Holmsen & Holmsen, 1946).

Kommentar:

Det fantes eit kart over skredområde i målestokk 1:1000, slik at det var mogleg å konstruere terrengoverflata før og etter skredet nøyaktig (figur 2). Datakvaliteten er derfor vurdert til god. Volumanslaget er henta frå skrednett.

Det utførte sikringsarbeidet (skaving, flytting av massar) og etablering av hus har endra terrenget slik at skredkanten er heilt viska ut. Den innteikna skredkanten er derfor funnet ved hjelp av figur 2. Den raude, stipla linja viser omfanget til det første skredet, medan den blå, stipla linja viser omfanget av etterskreda.

“W₀” og “W_m” funnet i ArcMap samsvarar med karta, men “L” og “R” varierer. Målingar gjort på den estimerte skredkanten må derfor foretas med varsemd.



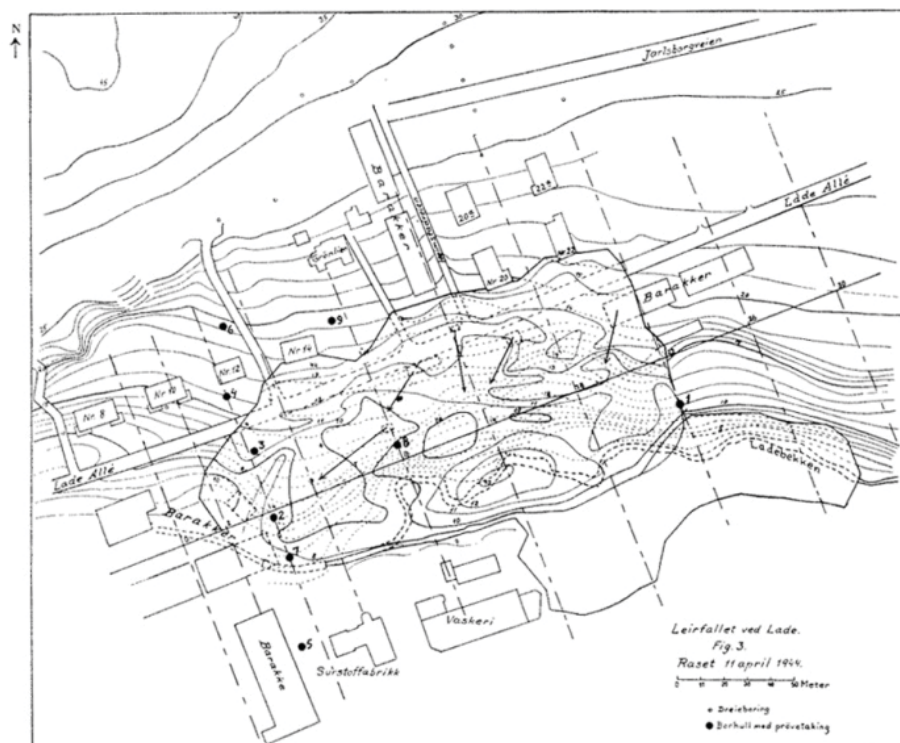


Fig. 2a. Kart over skredgropa "Lade 1" som også viser rørsleretning (Holmsen & Holmsen 1946).

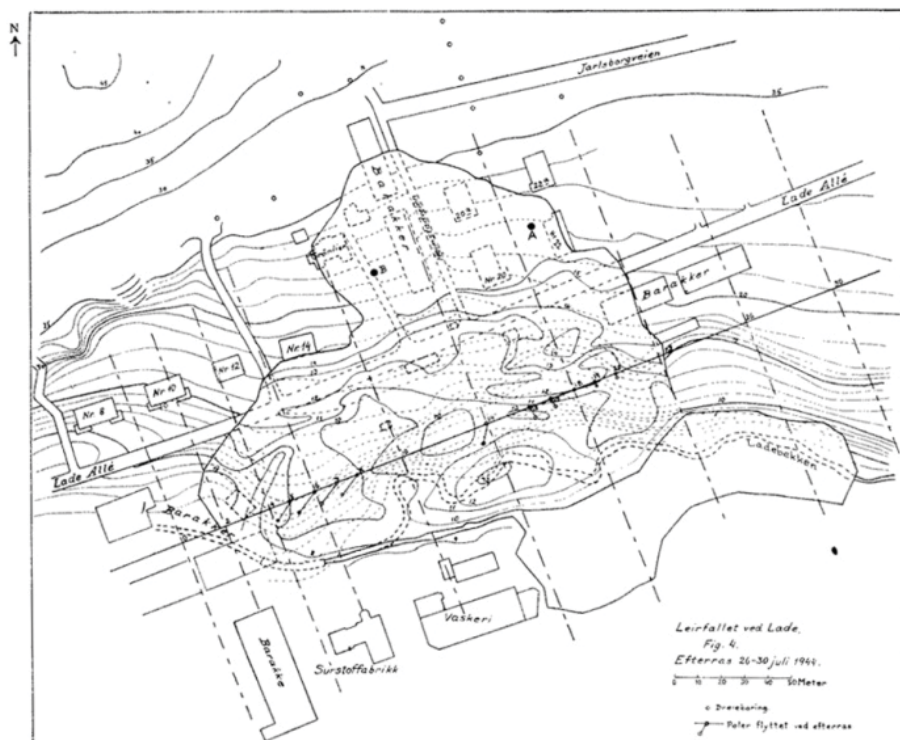


Fig. 2b. Kart over heile skredgropa etter skredet "Lade 2" gjekk, også med rørsleretning (Holmsen & Holmsen 1946).

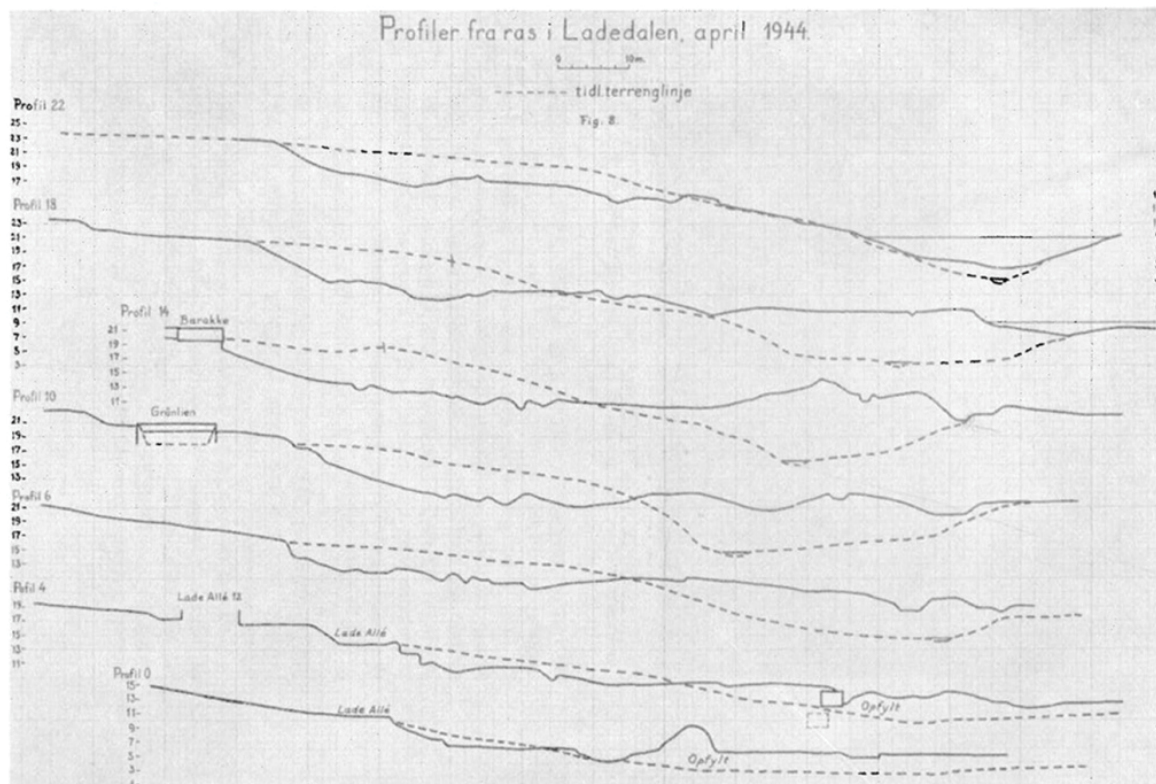


Fig. 2c. Profiler er nummeret på karta 2a og 2b (Holmsen & Holmsen 1946).

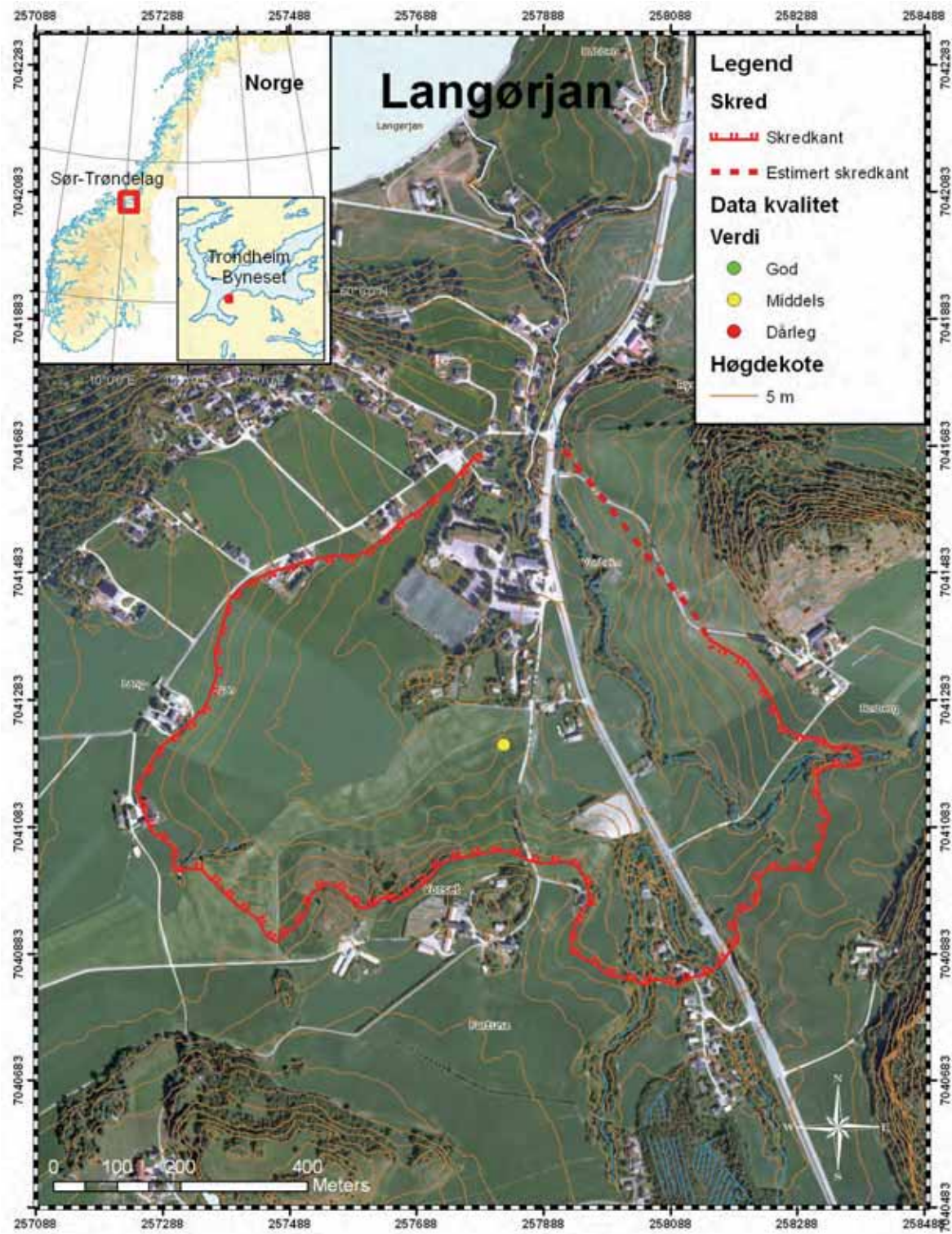
| Langørjan | |
|---|--|
| Fylke: Sør-Trøndelag Kommune: Trondheim Dato: ukjent Omkomne: ukjent | Data kvalitet: 2 |
| | Skrednett ID: ingen |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 257825 Y: 7041212 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Nei |
| Skredtype: Flow | Areal (m ²): 540 000 Volum (m ³): 11 000 000 |

Kommentar:

Lite informasjon om skredet finnes, men skredet er avmerka på kart (Reite et al, 1999) og vist i NGU (2011). Skredet er mest sannsynleg forhistorisk.

Område er i dag nytta til jordbruk og slik aktivitet viskar ut spor. Innteikna skredkant er forsøkt funnet ved å følgje terrasseflata ved ca. 100 moh. (Holmsen, 1929), men særleg siste del av skredkanten i aust er unøyaktig. Dette kjem av bilvegen som går der. Skredkanten måtte derfor estimerast og det blei beslutta å følgje skredkanten i NGU (2011).

Fordi det finne lite informasjon om skredet er ikkje utløysingsårsaka kjent, men litt kan seiast om skredområde for det. Område ligg nær fjellet opp til Bymarka i aust. Det kan derfor hende at det er artesisk grunnvatn i skredområde.



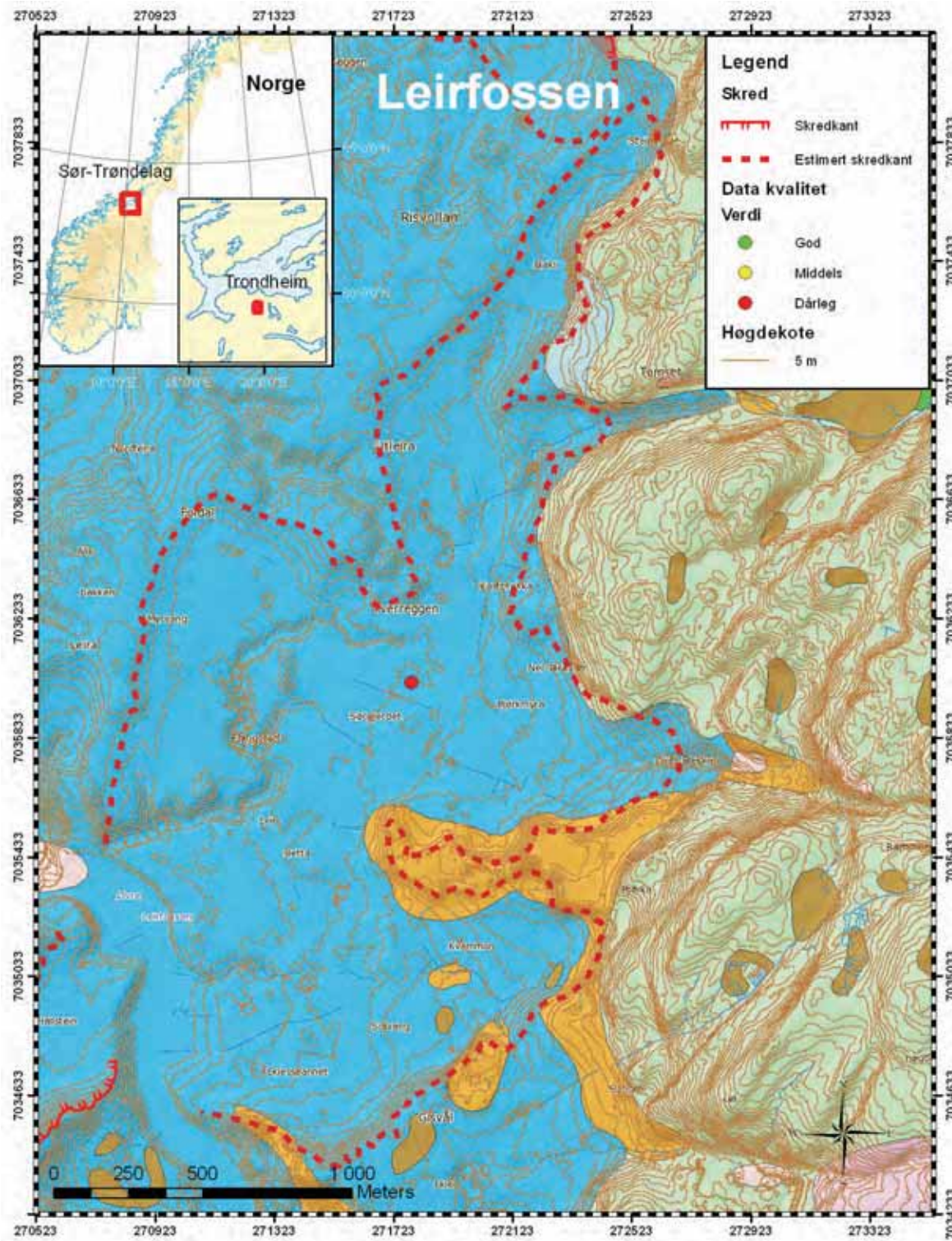
| Leirfossen | |
|---|--|
| Fylke: Sør-Trøndelag Kommune: Trondheim Dato: Forhistorisk Omkomne: ukjent | Data kvalitet: 3 |
| | Skrednett ID: ingen |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 271783 Y: 7036019 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Ja, langs kanten i aust |
| Skredtype: ? | Areal (m ²): 3 000 000 Volum (m ³): 75 000 000 |

Kommentar:

Lite informasjon om skredet finnes, men skredet er avmerka på kart (Reite et al, 1999) og vist i NGU (2011). Skredet er forhistorisk. Skredgropa er framleis synleg, men det finnes mykje busetnad i skredområde slik at det er umogleg å definere opphavlege skredkant og skredkanten er derfor estimert.

På grunn av forma blir det antatt at skredet gjekk i fleire omgangar. Den lange og smale delen i nord har mest sannsynleg blitt utløyst av ustabil skredkant som oppstod på grunn av den retrogressive rørsla til hovudskredet. Dette kan forklare kvifor skredet endra retning på den måten det har gjort. Legg merke til at det er ulik djupn i skredgropa.

Fordi skredet er veldig stort og har utradisjonell form, i tillegg til at det er forhistorisk, er det vanskeleg å finne parametrar som representerer skredet godt.

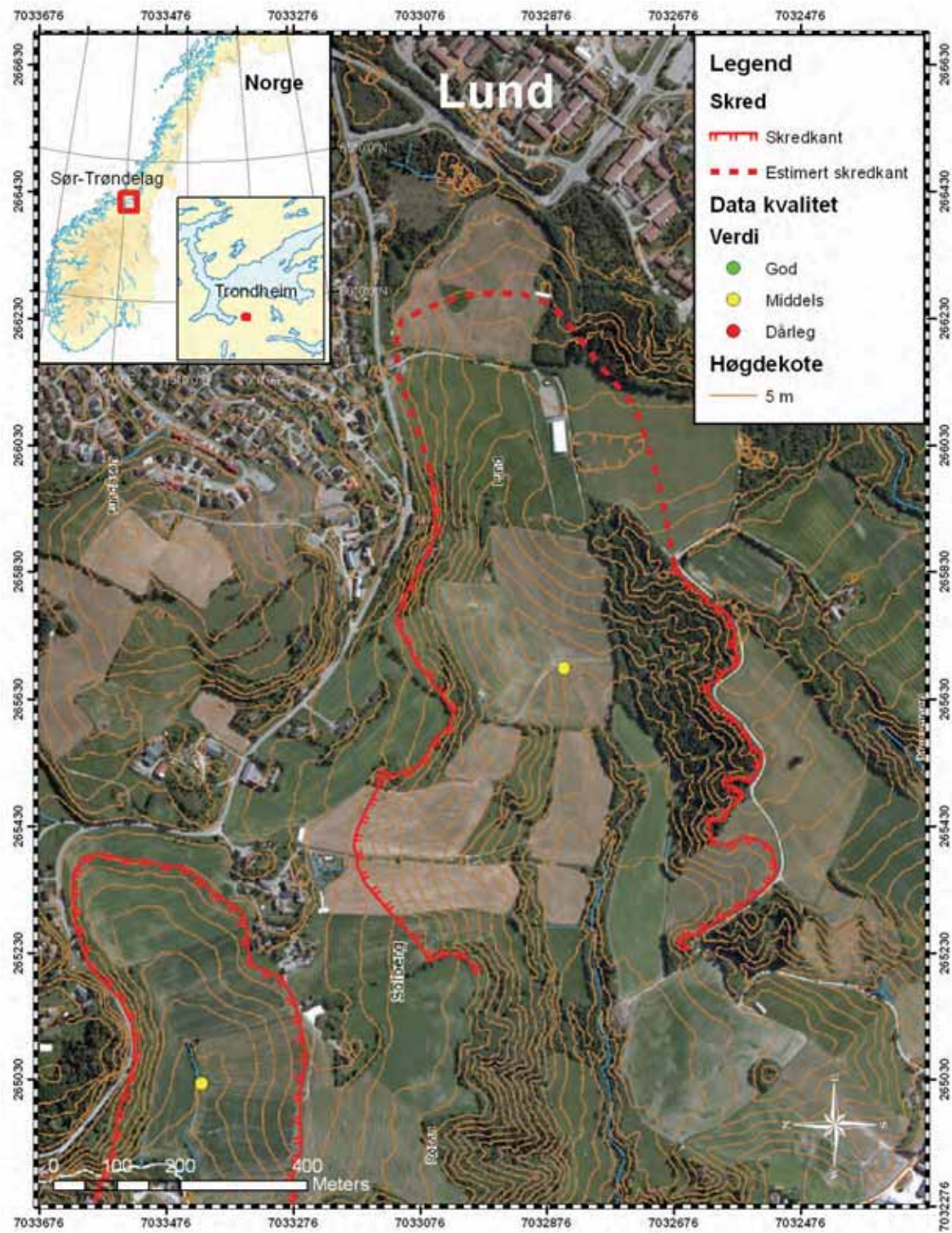


| Lund | |
|---|---|
| Fylke: Sør-Trøndelag Kommune: Trondheim Dato: Forhistorisk Omkomne: ukjent | Data kvalitet: 2 |
| | Skrednett ID: ingen |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 265680 Y: 7032848 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Nei |
| Skredtype: Flow | Areal (m ²): 460 000 Volum (m ³): 4 600 000 |

Kommentar:

Lite informasjon om skredet finnes, men skredet er avmerka på kart (Reite et al, 1999) og vist i NGU (2011).

Den innteikna skredkanten er basert på skredkanten i NGU (2011), men flytta inntil terrenget der det oppstod usemje mellom innteikna skredkant og høgdekoter. Det er jordbruksaktivitet i skredområde og det må antas at dette har viska bort opphavlege trekk. Volumanslaget er basert på innteikna skredkant i ArcMap.



Olderdalen

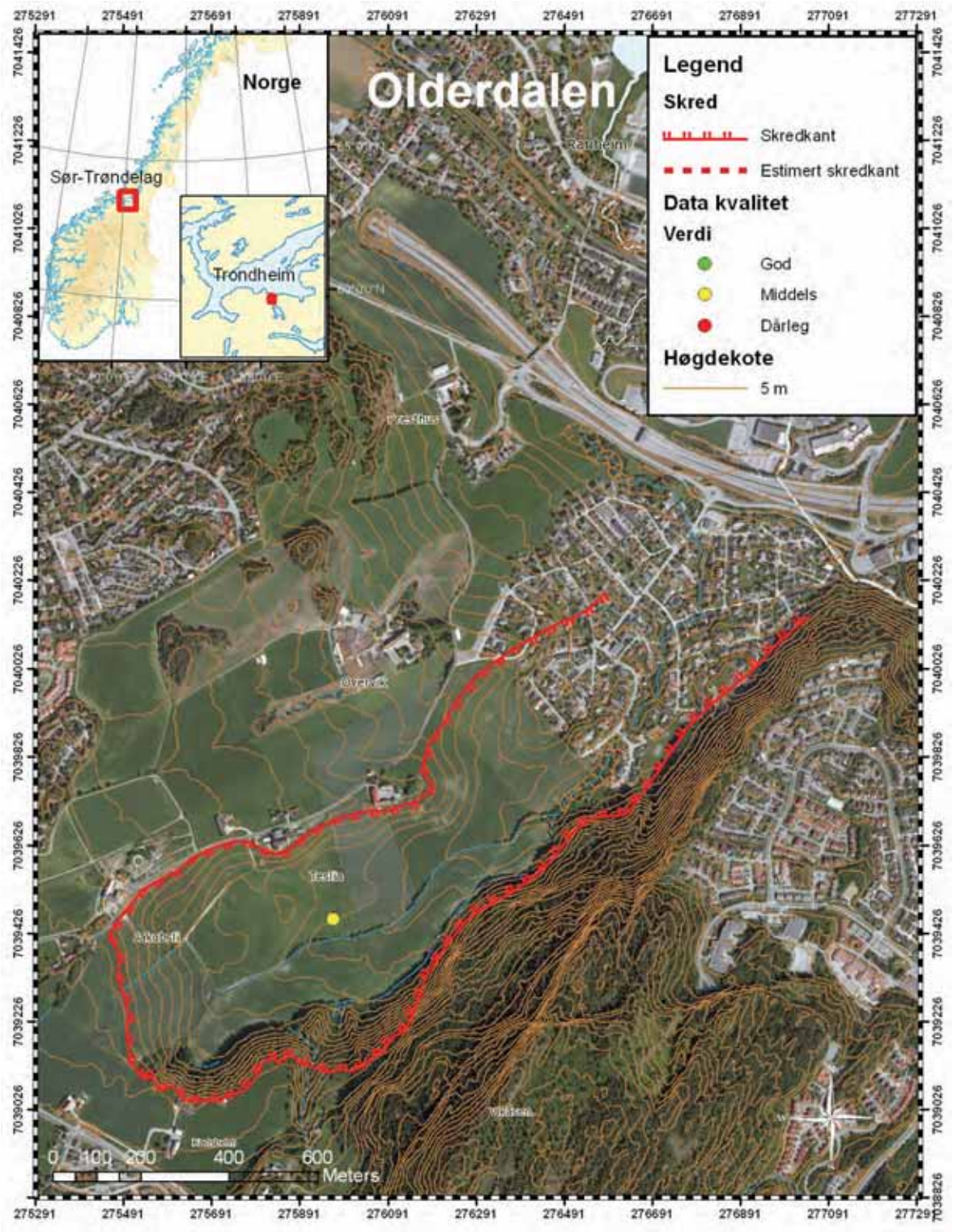
| | |
|---|--|
| Fylke: Sør-Trøndelag Kommune: Trondheim Dato: Forhistorisk Omkomne: ukjent | Data kvalitet: 2 |
| | Skrednett ID: 36159 |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 275966 Y: 7039457 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Ja, langs kanten i søraust |
| Skredtype: Flow | Areal (m ²): 600 000 Volum (m ³): 25 000 000 |

Kommentar:

Lite informasjon om skredet finnes, men skredet er avmerka på kart (Reite et al, 1999) og vist i NGU (2011).

Skredgropa er framleis godt synleg sjølv om skredet er forhistorisk. Den estimerte skredkanten er den same som den innteikna skredkanten i NGU (2011), men modifisert etter høgdekotene for å unngå unormal kryssing av desse.

Skredet har fleire likskapar med Rissaraset og då særleg skredforma. Ved Rissa vart det påvist ei lomme med kvikk leire nær fjellet. Tilsvarande kvikkeleiredanning kan ha skjedd i Olderdalen på grunn av den relativt like fjellkontakten.



| Othilienborg | |
|---|--|
| Fylke: Sør-Trøndelag Kommune: Trondheim Dato: Forhistorisk Omkomne: ukjent | Data kvalitet: 3 |
| | Skrednett ID: ingen |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 271873 Y: 7038763 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Ja, i søraust |
| Skredtype: Flow | Areal (m ²): 2 330 000 Volum (m ³): 70 000 000 |

Info:

I Othilienborg i Trondheim gjekk det i forhistorisk tid eit stort kvikkleireskred. Nidelva sitt meanderande elvelaup har skjert seg ned i terrenget og att står elveterrassar som vitnar om korleis landskapet såg ut for mange år sidan.

Erosjon i skråningsfoten ein vanleg utløsningsfaktor for kvikkleireskred, og Nidelva sin erosjonsaktivitet har difor heilt sikkert redusert stabiliteten til skredområdet. Skredmassane blei frakta bort med elva.

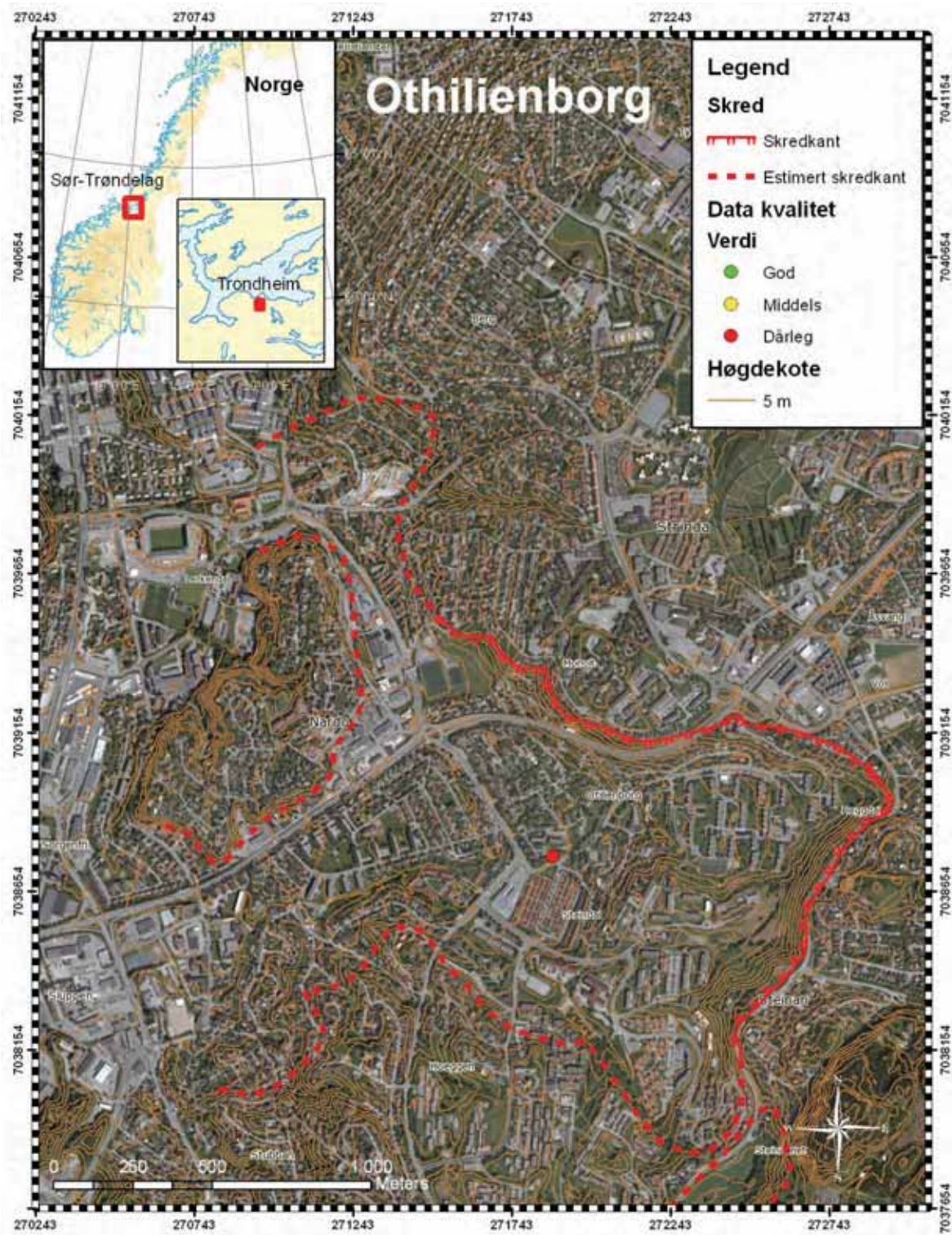
Grunnundersøkingar nord for skredgropa fortel om leirmektigheit større enn 30 m, mens inne i gropa, ikkje langt frå Steindal, er det registrert leirmektigheit på 6 m.

Kommentar:

Store deler av skredgropa er framleis godt definert, slik som kanten i aust og deler av kanten i nord. Desse er funnet mha. "FKB hogdekurver 5m". Som vanleg finnes det område der det ikkje er mogleg å finne skredkanten. Her er den innteikna estimerte skredkanten den same som skredkanten i NGU (2011).

Skredgropa er noko utypisk, slik at målingar av "W₀" og "W_m" er av mindre verdi. Det kan nemnast at "W₀" er målt på den smalast breidda og "W_m" er målt innerst i skredgropa.

Skråninga i nord er nytta til å definere parametrane, men det er likevel vanskeleg å anta korrekt plassering av crest. På grunn av usikkerheita om parametrane, og at skredkanten i stor grad er estimert, er datakvaliteten vurdert til dårleg.



| Rissa 1 | |
|--|--|
| Fylke: Sør-Trøndelag Kommune: Rissa Dato: 29.04.1978 Omkomme: 0 | Data kvalitet: 1 |
| | Skrednett ID: 36151 |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 249566 Y: 7057735 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Ja, i aust |
| Skredtype: Flake and flow | Areal (m ²): 30 000 Volum (m ³): 150 000 |
| Rissa 2 | |
| Fylke: Sør-Trøndelag Kommune: Rissa Dato: 29.04.1978 Omkomme: 1 | Data kvalitet: 1 |
| | Skrednett ID: 36151 |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 248899 Y: 7057302 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Ja, i aust |
| Skredtype: Flake and flow | Areal (m ²): 330 000 Volum (m ³): 5 000 000 |

Info:

Rissa ligg mellom Trondheimsfjorden og brakkvannssjøen Botnen. Område består av 20-30 m med leiravsetningar, avsett oppå ein randås som blei danna når isrørsla var frå nordaust mot sørvest. Kvartærgeologien er skildra i detalj av Løfdali et al (1981). Skredmassane hadde ein hastigheit på 30-40 km/t (Gregersen, 1981) og forårsaka ei flodbølge med høgd på 1-7 m (Larsen & Lied, 1978).

700 m³ jord vart tatt ut i forbindelse med utbygging av ein fjøs og plassert langs strandkanten til Botnen (Gregersen, 1981). Fjellet i sør og ikkje sensitiv leire i vestleg skredkant, er årsaka til den noko spesielle forma til skredet. Glidelaget falt delvis saman med opphavleg lagdeling. Løfdali et al (1981) nemner at artesisk grunnvatn frå den bratte fjellsida i søraust, hadde utvaska leira og dermed gjort den sensitiv.

Rissa 1

Den nordlegaste grøne prikken representerer "Rissa 1". Skredet vart utløyst to dagar etter at fyllmassane vart lagd på strandkanten, og dette er nok den utløysande årsaka. Gregersen (1981) fortel at 70-90 m av strandkanten sklei ut i

Botnen, inkludert halvparten av den nye fyllinga. Skredkantar var 5-6 m høg og strakte seg 15-25 m innover land. Dei neste 40 minuttane utvikla skredet seg retrogressivt 450 m mot sørvest, fig.3.

Rissa 2

Den sørlegaste, grøne prikken (data kvalitet), representerer "Rissa 2". Fig.3 viser korleis skredet utvikla seg. Eit stort flak, B, lausna og sklei ut i Botnen. Flaket hadde ein fart på 10-20 km/t. Deretter lausna eit anna stort flak, C, med retning parallelt med fjellet. Huset som stod på flak C, vart filma medan det segler på omrørt kvikkleire mot Botnen med ein fart 30-40 km/t. Til sist gjekk det ei rekkje små skred som forplanta seg langs fjellryggen og opp til punkt D.

Kommentar:

Skredkanten er basert på skredkanten som er registrert i NGU (2011). Fordi område i dag er planert ut og nytta til jordbruk, er det ingen spor etter skredet. Nøyaktig plassering er derfor funnet ved å studere Aftenposten sitt bilde av skredgropa (Aftenposten, 2008).

Gravimetrisk målingar i Botn (L'Heureux et al,2011) i kombinasjon med mykje litteratur om skredet gjer at skredet er svært godt dokumentert og datakvaliteten blir god.

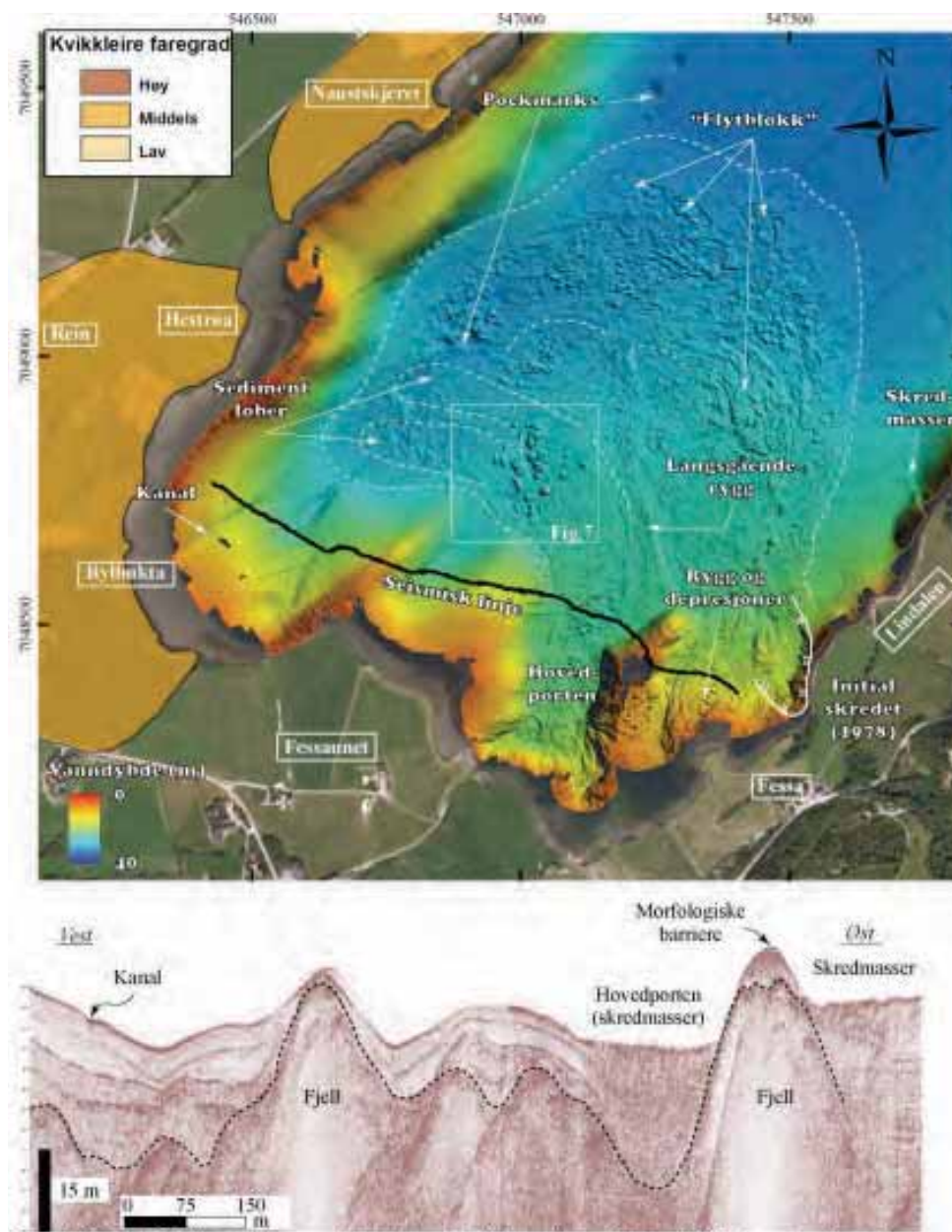
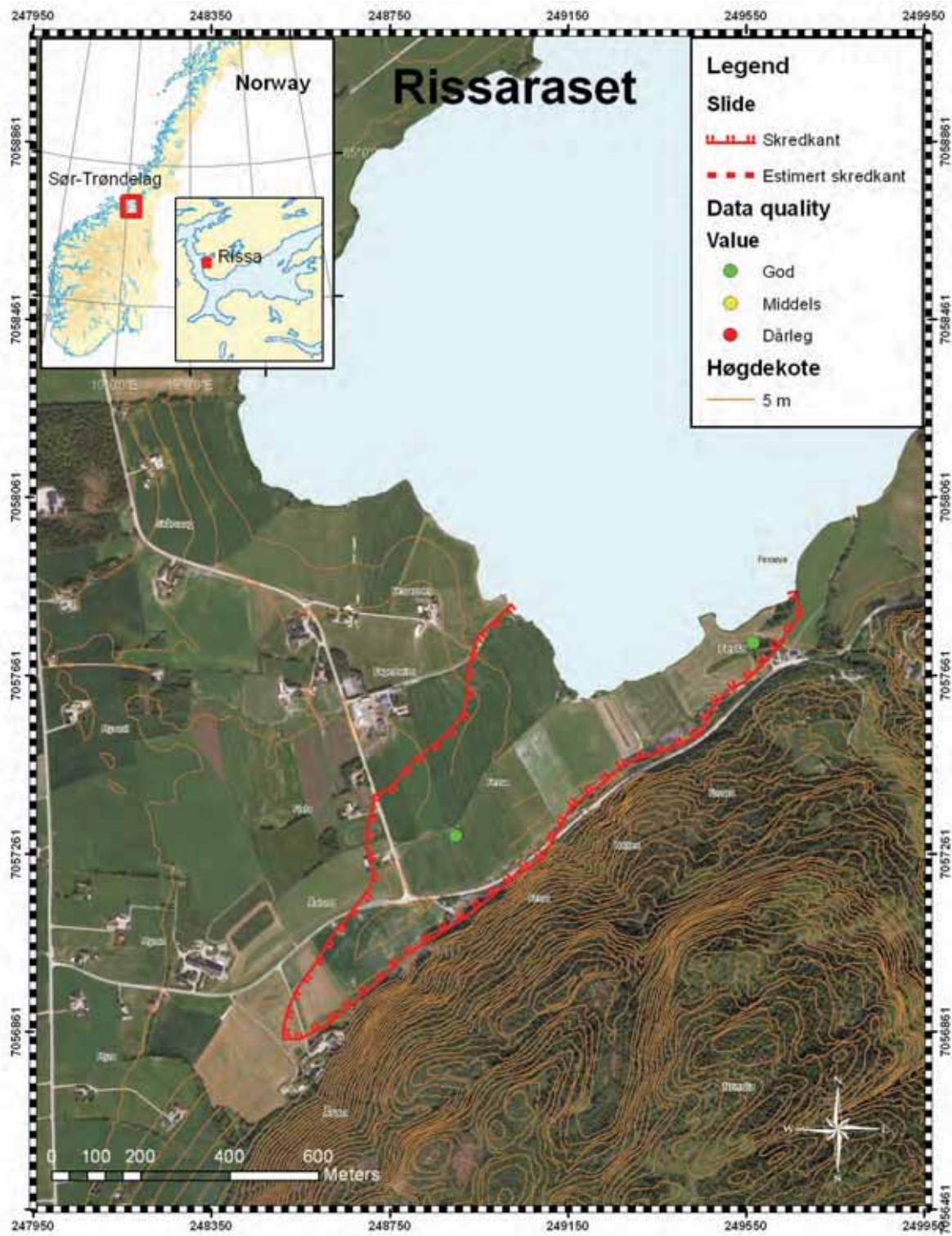


Fig. 1. Øvst: Detaljert morfologi av sjøbotnen i sørleg del av Botn. Skredmassane frå Rissa er svært synleg. Nedst: Profil av sjøbotnen i sørleg del av Botn som viser fjelltopografien saman med skredavsetningar frå Rissaraset i 1978 (L'Heureux et al. 2011).



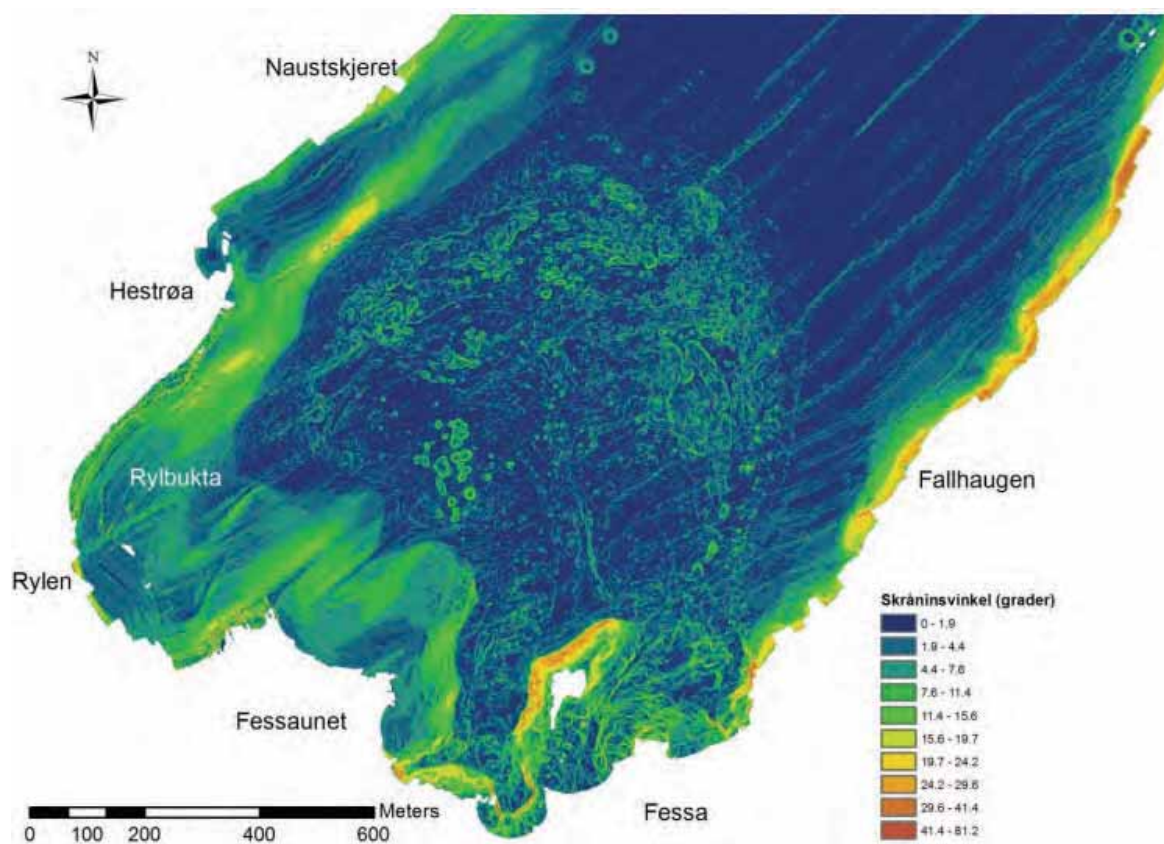


Fig. 2. Kart over sørleg del av Botn som viser skråningsvinkel (L'Heureux et al. 2011).

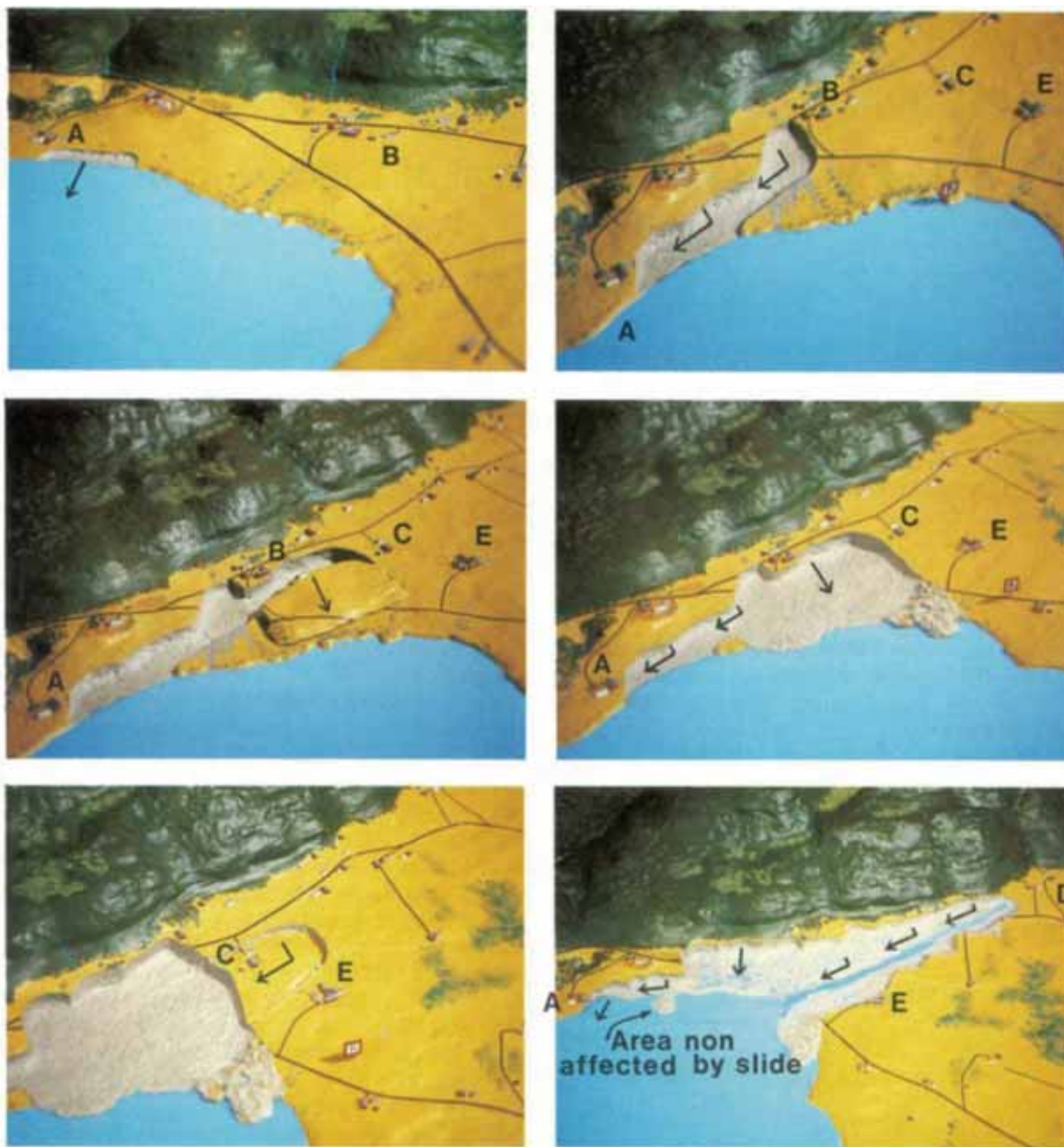


Fig. 3. Hendelsesforløpet til Rissaraset (Gregersen 1981).

| Rørdal | |
|---|--|
| Fylke: Sør-Trøndelag Kommune: Trondheim Dato: Forhistorisk Omkomne: ukjent | Data kvalitet: 2 |
| | Skrednett ID: ingen |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 265024 Y: 7033420 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Ja |
| Skredtype: ? | Areal (m ²): 270 000 Volum (m ³): 3 300 000 |

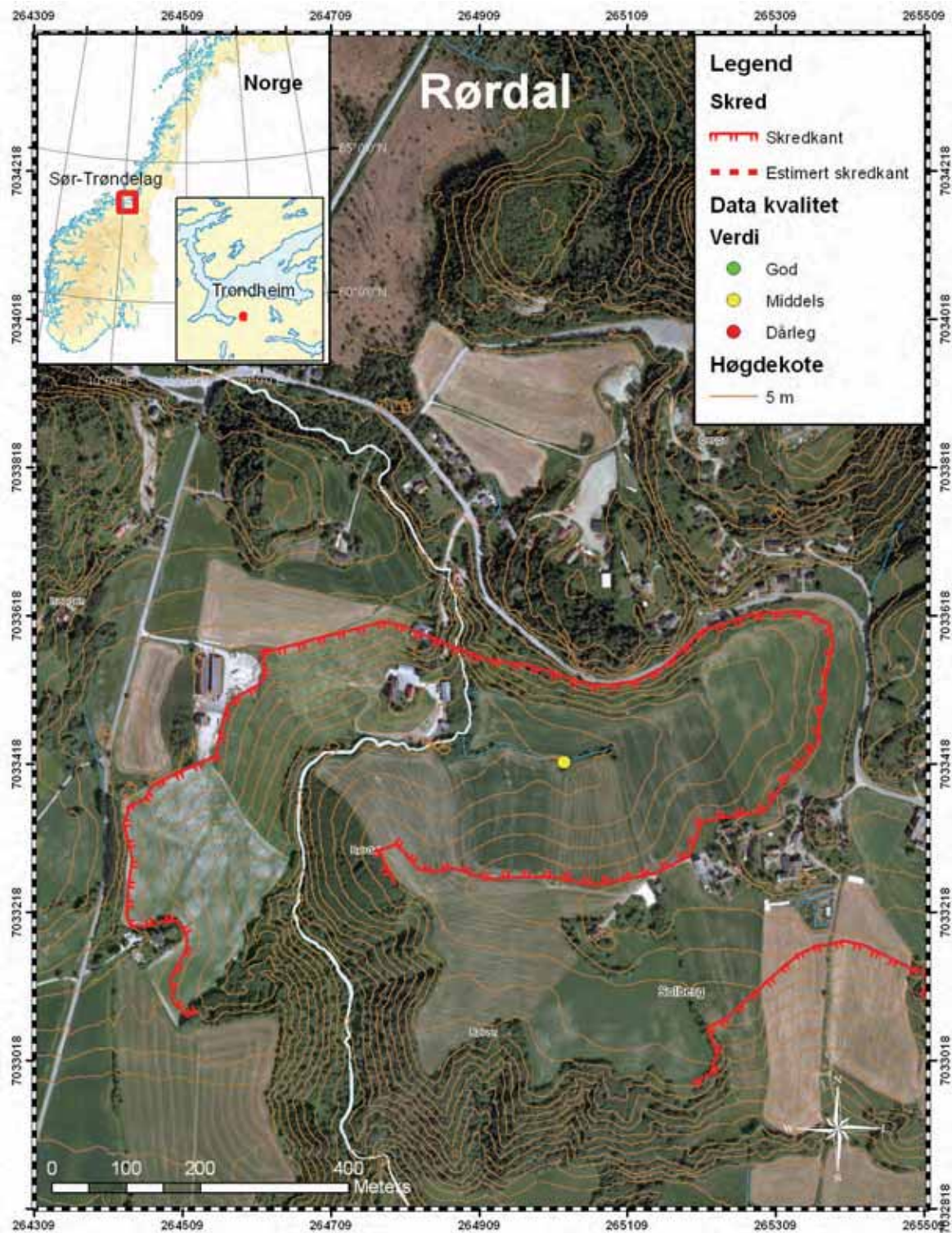
Kommentar:

Lite informasjon om skredet finnes, men skredet er avmerka på kart (Reite et al, 1999) og vist i NGU (2011).

Skredgropa er godt synleg, men fordi område er i dag nytta til jordbruk, det er lenge si skredet gjekk og det finnes fleire vegar i område, er skredkanten blitt utjamna.

Den innteikna skredkanten er i stor grad basert på skredkanten i NGU (2011), men den er flytta litt til slik at den føl terrenget og ikkje kryssar høgdekoter på ein unaturleg måte.

Alle parametarar er funnet i ArcMap, men på grunn av usikkerheita rundt skredkanten er parametrane vurdert til middels god kvalitet.



| Selnes | |
|--|---|
| Fylke: Nord-Trøndelag Kommune: Namsos Dato: 18.04.1965 Omkomne: 0 | Data kvalitet: 1 |
| | Skrednett ID: 36301 |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 328134 Y: 7149511 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Ja, langs bakkanten i sørvest |
| Skredtype: Flow | Areal (m ²): 18 000 Volum (m ³): 140 000 |

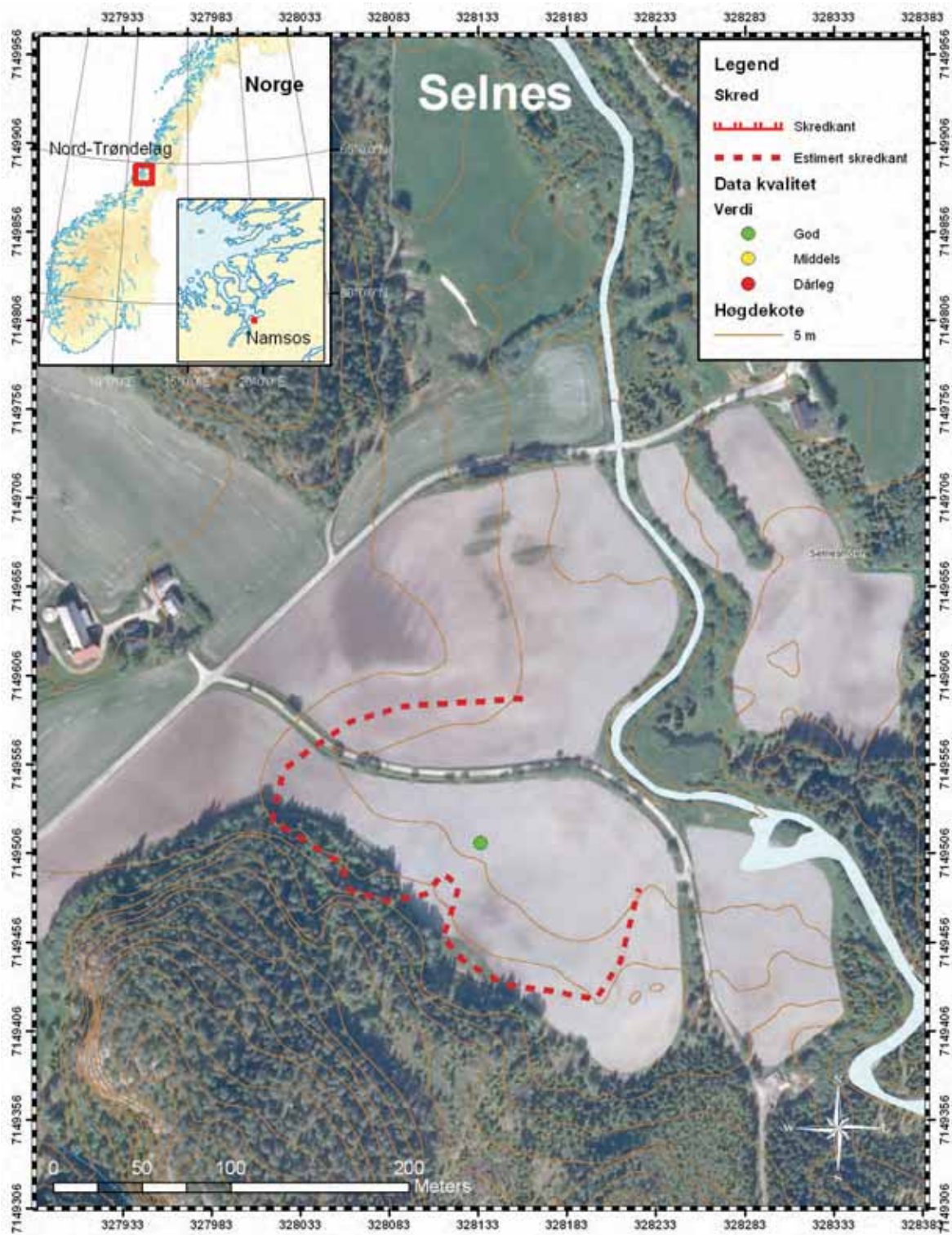
Kommentar:

I slutten av mars vart det oppdaga sprekkar i snøen (20 m lange og 2-3 tommer breie). Når skredet vart utløyst den 18.april, var det dette partiet som raste først, sjå figur 1. Deretter utvikla Selnesskredet seg retrogressivt bakover og til begge sider og deretter vidare mot skråninga til Johan Selnes sin gard, sjå figur 1. Til sist gjekk skredet retrogressivt mot uthuset til Johan Selnes. Heile hendinga tok kun få minutt (Rølfesen, 1966).

Det finnes så godt som ingen spor etter skredet og skredkantane er for lengst viska ut. Skredkanten er forsøkt likevel innteikna med hjelp av teikningar av Rølfesen (1966). Dette er for visualiseringa si del og det bør ikkje utførast målingar på den estimerte skredkanten.

”Trend I” viser i dette tilfellet retninga til initialskredet og ”Trend R” viser retninga til skredet når det bevegde seg retrogressivt mot garden til Johan Selnes.

Dølabekken buktet seg inntil skråningsfoten til skredområde og erosjon i foten kan dermed ha vore det som utløyste skredet.



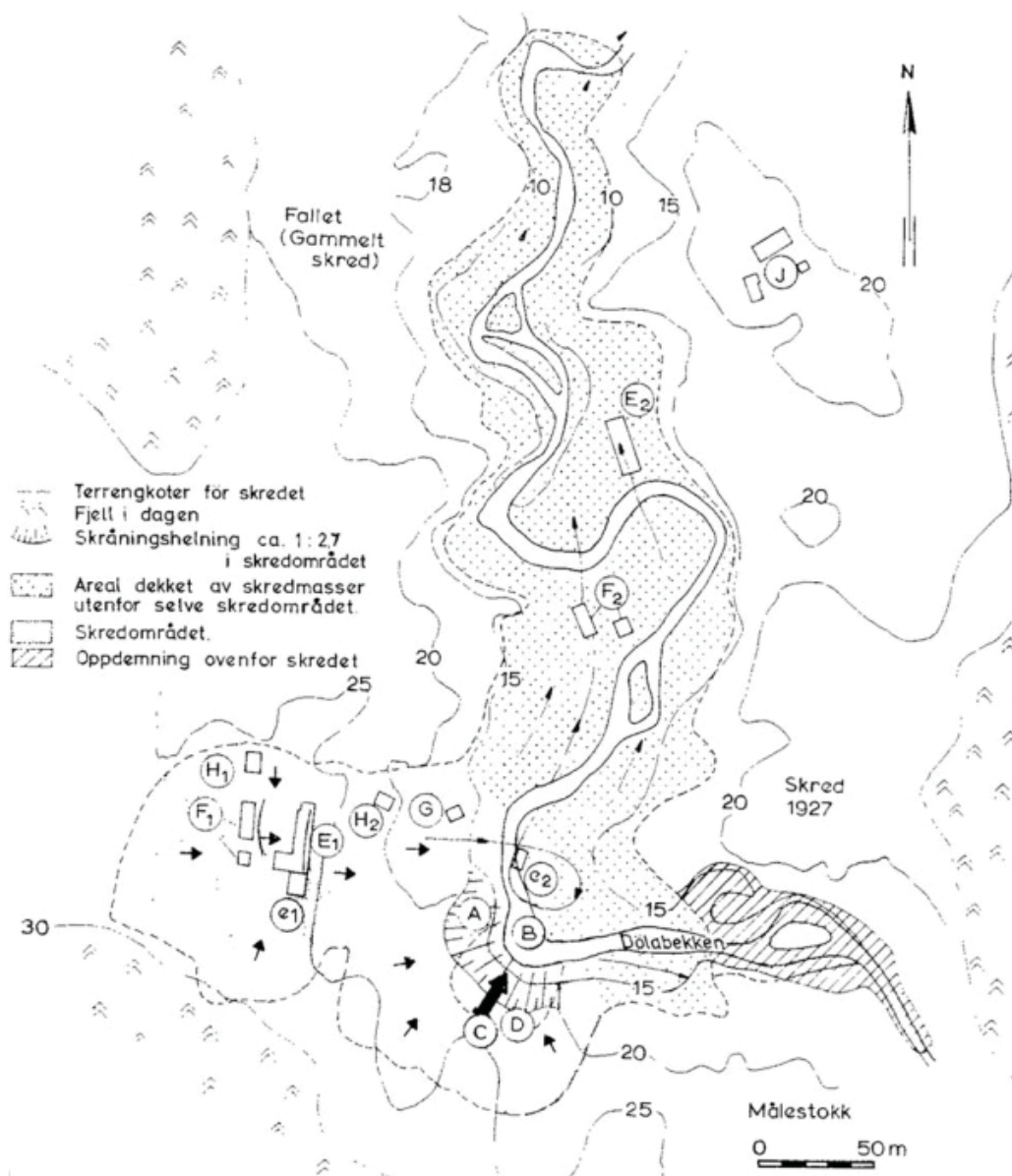


Fig. 1a. Oversiktskart over skredområdet. A. Utgliding i 1959. B. Skredmasser frå 1959, grove vekk av bekken i tida fram til 1965. C. Sprekk danna før skredet i 1965. D. Primærskredet. E-K. Husa til Johan Selnes sin gard. (E1 før og E2 etter skredet)- E. Uthus. F. Hovudbygg og stabbur. G. Sommarfjøs. H. Kårstue. J. Garden til Olai Selnes. Pilene angjev rørsleretninga til skredmassane (Rolfsen 1966).



Fig. 1b. Flyfoto av skredområde, teke den 27.april 1965 (Rolfsen1966).

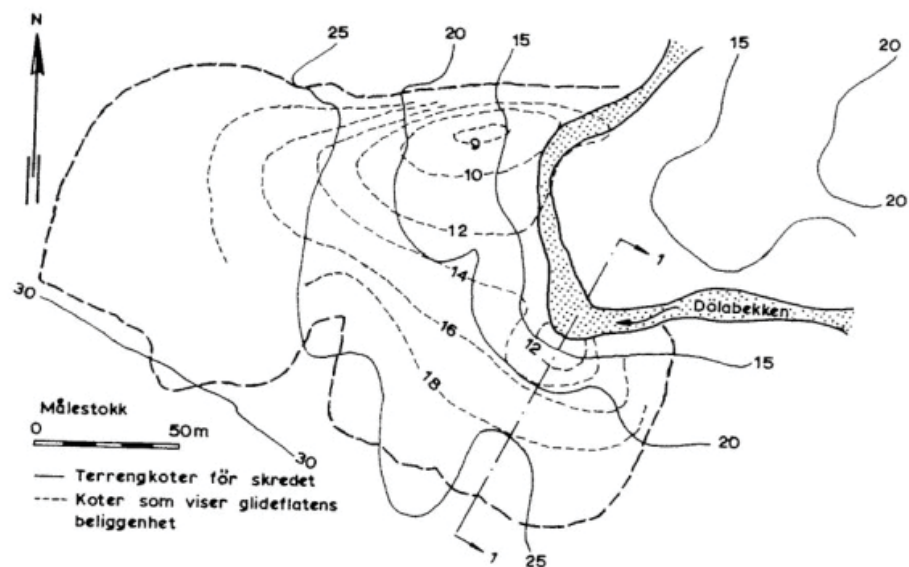


Fig. 1c. Kartet viser plassering og forma til glideflater eller grenseflater mellom skredmassar og intakt kvikkleire. Viser også plassering til registrert profil 1-1 (fig. 1d) (Rolfsen 1966).

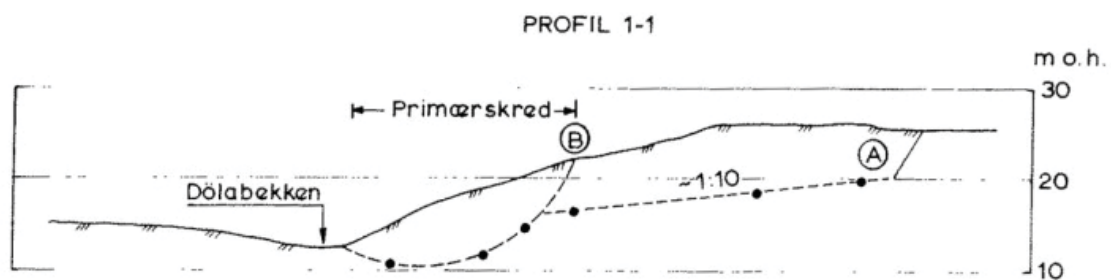


Fig. 1d. Profil 1-1 viser den registrerte glideflata i område kor initialskredet gjekk. Første glideflate var sirkulærsylindrisk. B viser antatt plassering til den observerte sprekken for skredet gjekk, mens A viser den plane glideflata kor skredet innanfor gjekk. Punkta angjev kor glideflata vart målt (Rolfsen 1966).

| Sjetnemarka | |
|---|--|
| Fylke: Sør-Trøndelag Kommune: Trondheim Dato: Forhistorisk Omkomne: ukjent | Data kvalitet: 2 |
| | Skrednett ID: ingen |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 270109 Y: 7034849 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Nei |
| Skredtype: Flow | Areal (m ²): 910 000 Volum (m ³): 30 000 000 |

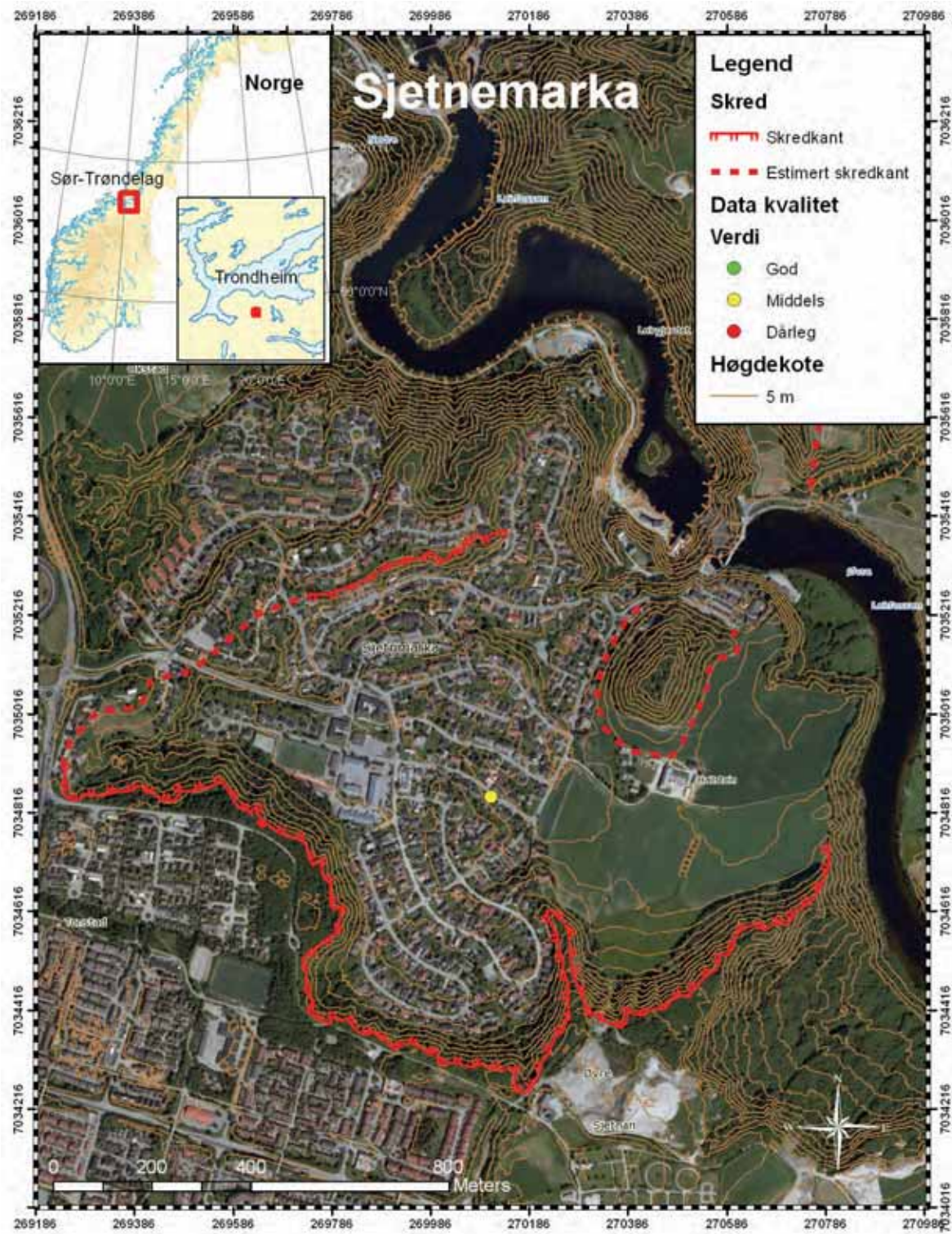
Kommentar:

Lite informasjon om skredet finnes, men skredet er avmerka på kart (Reite et al, 1999) og vist i NGU (2011).

Skredgropa er framleis godt synleg sjølv om skredet er gammalt. Der det var nødvendig å estimere skredkanten er den estimerte skredkanten den same som skredkanten i NGU (2011). Skredmassane er frakta bort med Nidelva.

Nidelva sin eroderande evne, har nok også i dette tilfellet fjerna stabiliserande masser i skråningsfoten og dermed vore med på å utløse skredet.

Sjølv om det finnes lite informasjon om skredet, er datakvaliteten likevel vurdert til middels basert på den relativt intakte skredforma.



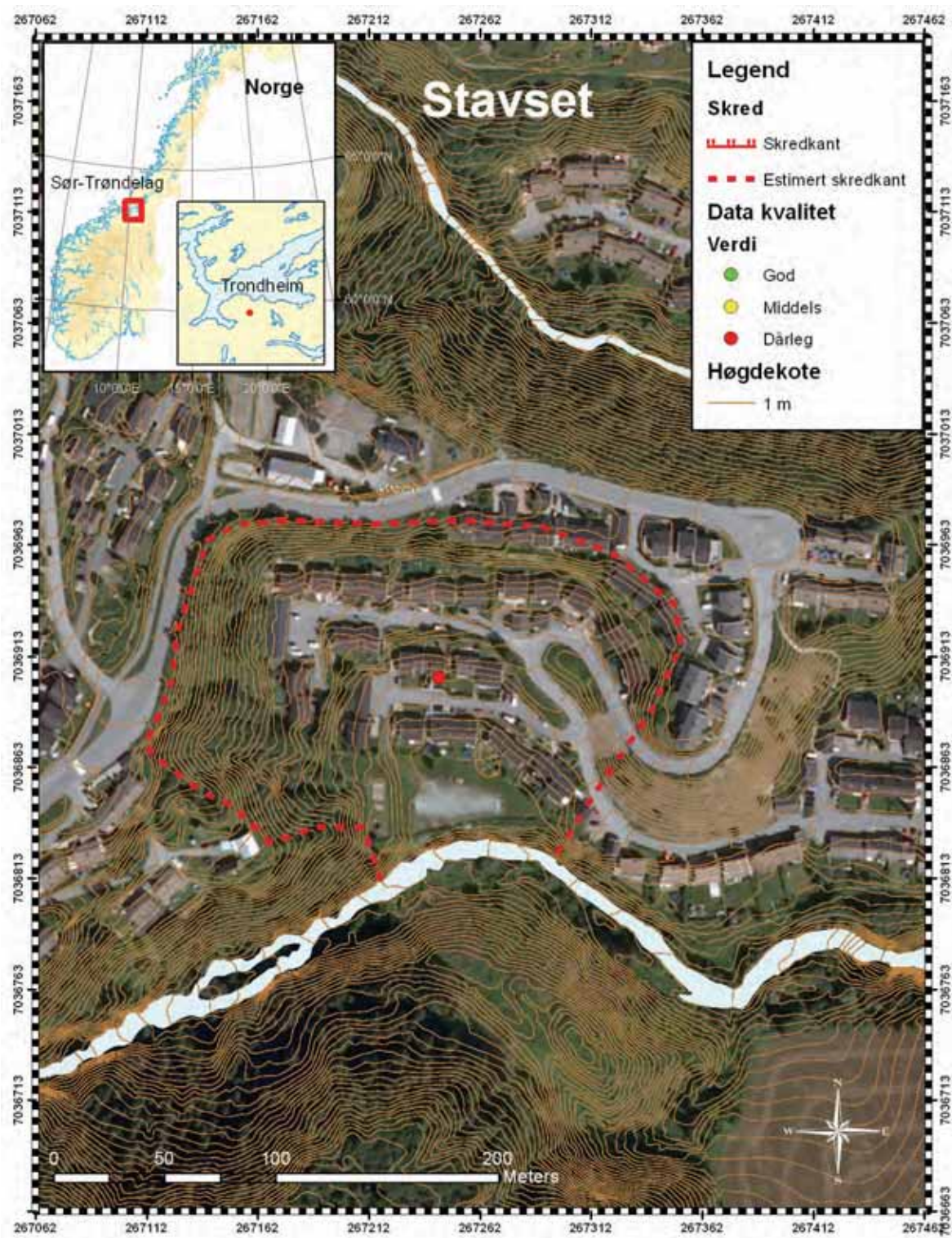
| Stavset | |
|---|---|
| Fylke: Sør-Trøndelag Kommune: Trondheim Dato: Forhistorisk Omkomne: ukjent | Data kvalitet: 3 |
| | Skrednett ID: ingen |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 267243 Y: 7036904 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Ja, i vest |
| Skredtype: Flow | Areal (m ²): 29 000 Volum (m ³): 800 000 |

Kommentar:

Lite informasjon om skredet finnes, men skredet er avmerka på kart (Reite et al, 1999) og vist i NGU (2011). Denne blei nytta når den skredkanten blei teikna i ArcMap.

Skredgropa er sterkt prega av antropogen aktivitet (mange hus og veger). Skredkantane er bratt og når opp til toppen av opphavleg skråning.

Data kvaliteten er vurdert til dårleg på grunn av lite informasjon og antropogen aktivitet. Skredet er likevel tatt med fordi skredkantane er bratt (ikkje skavet ned) og fordi dei har omtrent same høgd som når skredet gjekk. Dermed blir parametrane av tilfredstillande kvalitet.



| Tillerfallet | |
|---|--|
| Fylke: Sør-Trøndelag Kommune: Trondheim Dato: 07.03.1816 Omkomne: 15 | Data kvalitet: 2 |
| | Skrednett ID: 36104 |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 271321 Y: 7032500 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Nei |
| Skredtype: Flow | Areal (m ²): 290 000 Volum (m ³): 550 000 |

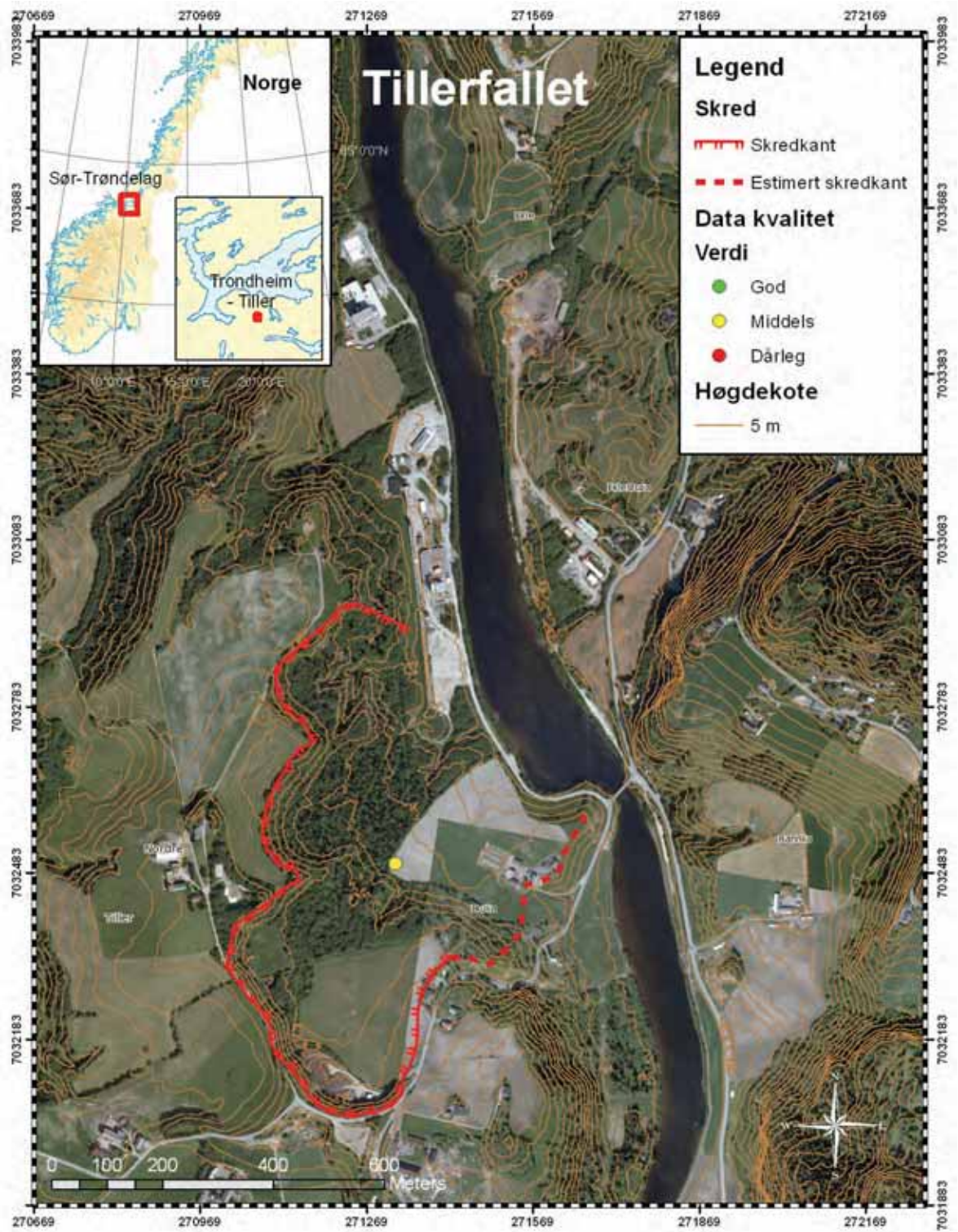
Kommentar:

Skredet på Tiller glei ut med eit voldsamt smell kl.17.30 og skredmassane for opp over elvebreidda på andre side og demma opp elva. Skredmassane øydela mange hus, fleire bruer, sagbruk, møller og til og med nye Tiller kyrkje (Furseth, 2006).

Den innteikna skredkanten er av god kvalitet og er funnet ved hjelp av "FKB høgdekurver 1m", men i søraust var det nødvendig å estimere ein del av skredkanten.

Volumanslaget er henta Furseth (2006). Når arealet blei estimert vart det antatt at elva låg lenger mot vest når skredet gjekk enn kva den gjer i dag. Det er antatt ein forskjell på ca. 70 m.

Skråninga i sør er antatt å representere opphavleg skråning på ein tilfredstillande måte. Målingar av "W₀" og "W_m" er av redusert nytte på grunn av skredforma. "W_m" er registrert på det breiaste punktet ytst i skredgropa. Målingar av H_B er utført ved bakkanten i sør for å unngå graveaktiviteten innerst i skredgropa.



| Ullensaker | | |
|--|--|----------------------------------|
| Fylke: Akershus Kommune: Ullensaker Dato: 23.12.1953 Omkomne: 1 | Data kvalitet: 1 | |
| | Skrednett ID: 33148 | |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 288848 Y: 6668388 | |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Nei | |
| Skredtype: Flow | Areal (m ²): 20 000 | Volum (m ³): 200 000 |

Info:

Eigaren av garden oppdaga eit lite lokalt skred i skråninga ned mot bekkene og evakuerte familien. Dagen etter var heile garden vekke. Rester etter garden vart funne 1,5 km nedstrøms, frakta på 5 m tjukke tørrskorpeflak som flaut på skredmassane. Leirmassane stoppa opp då dei møtte ein voll. Skredmassane vart her demma opp og det oppstod ein innsjø av leire.

Skredet var eit typisk kvikkleireskred med sirkulær skredkant og smal skredport, sjå flyfoto figur 1. Undersøkingar av skredgropa viser at det framleis er kvikk leire lenger ned og hadde elvenedskjeringa vore djupare ville også dette partiet sklidd ut. Det er dermed fare for nye skred dersom elveerosjonen fortsett (Longva, 1987).

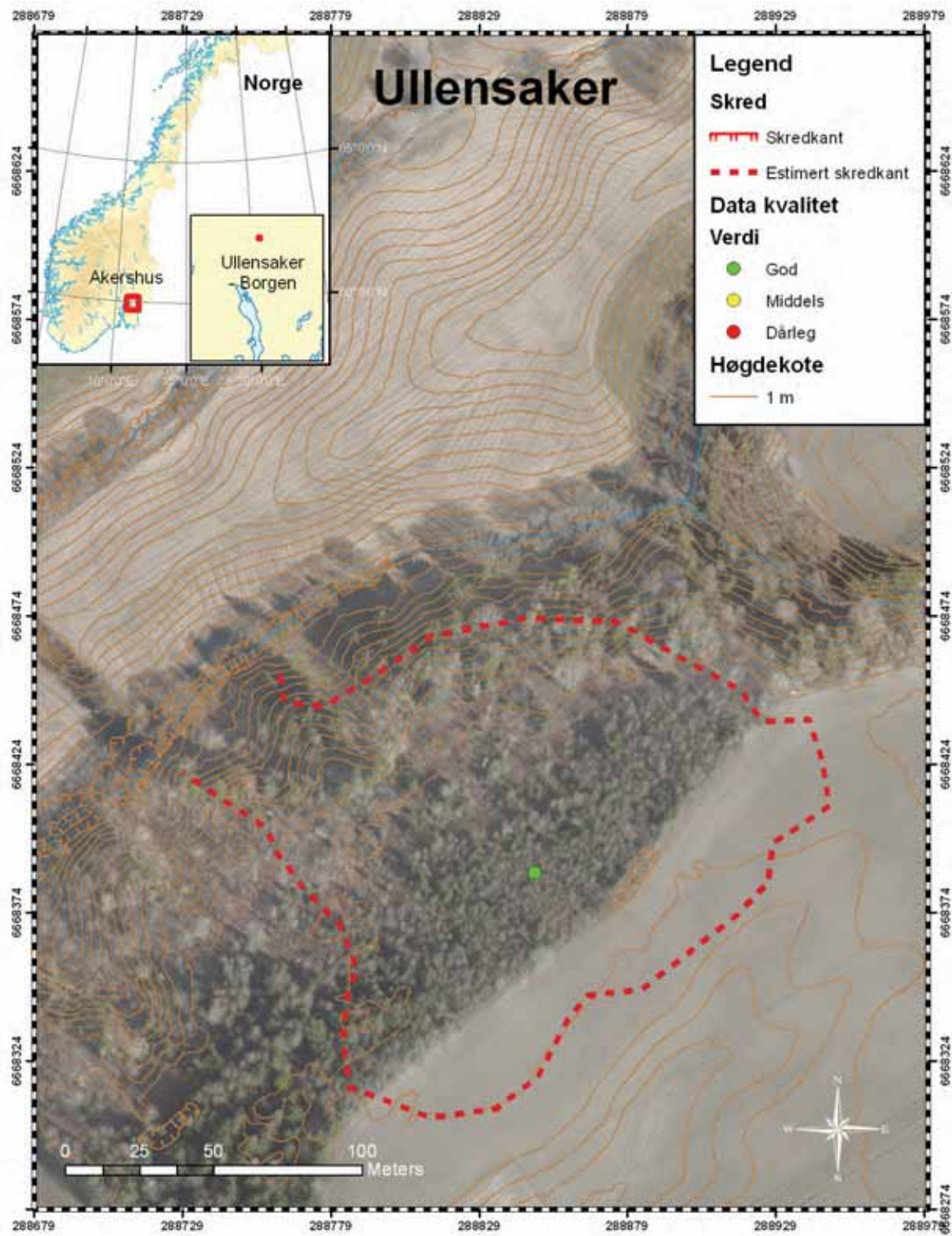
Skredet gjekk i eit skredutsett område på Romerike. Område vart havfritt for ca. 9 000 - 10 000 år sidan og ligg ca.165 moh. Opphavleg var område flatt, men i dag er det prega av elve- og bekkenedskjeringar. Typisk for den marine leira er vekslende lag av sand-, silt- og leire. Store mektigheitar med leire er registrert, opptil 60 m er ikkje uvanleg. Skred i fleire etasjar er påvist (Longva, 1987).

Kommentar:

Skredet er godt dokumentert i litteratur. Nøyaktig posisjon til skredet er oppgitt av Longva (1987). Fordi område er blitt planert, finnes det ingen spor att. Den innteikna skredkanten vart funnet mha. Bjerrum (1955) der avstanden til elva og den gamle hovudvegen var viktig.

Den typiske sirkulære skredforma med smal skredport gjev gode målingar av "W₀" og "W_m". Kalkulerte verdiar i ArcMap av "R", "W₀", "W_m" og "Trend R", samsvarar med verdiar funne i Jørstad (1968), Bjerrum (1955) og Longva (1987). Sjølv om innteikna skredkant i ArcMap tilsynelatande stemmer overeins med parametrane målt på figur 1, må det nyttast varsemd dersom inntekina skredkant skal nyttast.

Skredet er eit godt døme på at forskjellige personar kartlegg skred ulikt. Følgjande verdiar er registrert for volum (V) og areal (A) til Ullensakerskredet: - Jørstad (1968): A = 20 000 m² og V = 160 000 m³. - Quinn (2009): A = 50 000 m² og V = 200 000 m³. - Bjerrum (1955): V = 200 000 m³. Kven som har rett, må tolkast ut frå skjønn. Dessutan kan ulike kriteriar også ligge til grunn for kartlegginga.



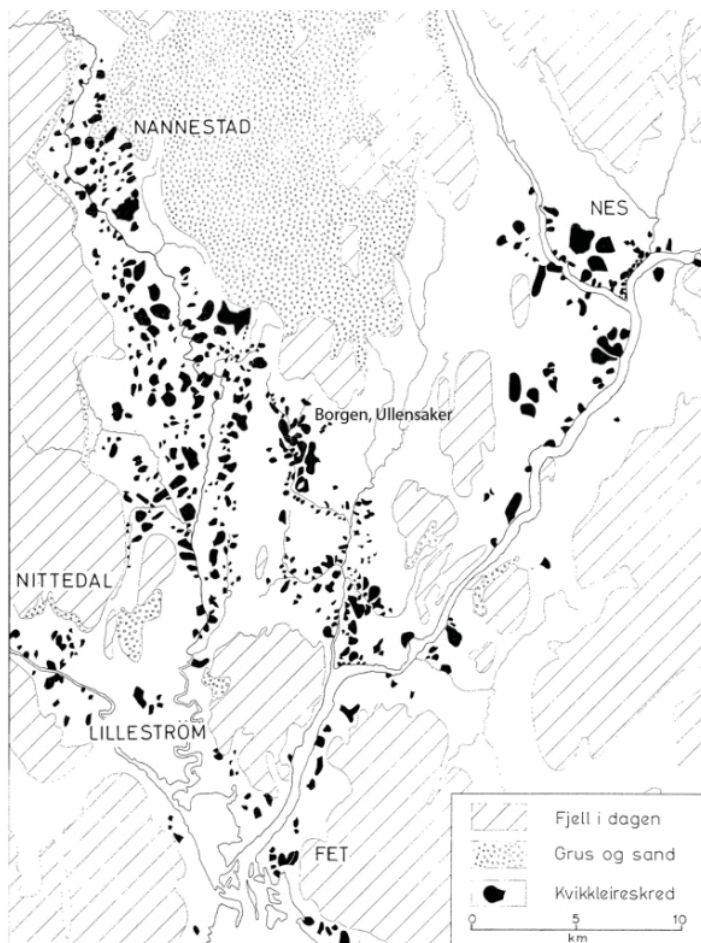


Fig. 1a. Skredkart over Romerike som også viser plassering til skredet på Ullensaker (Bjerrum 1971).

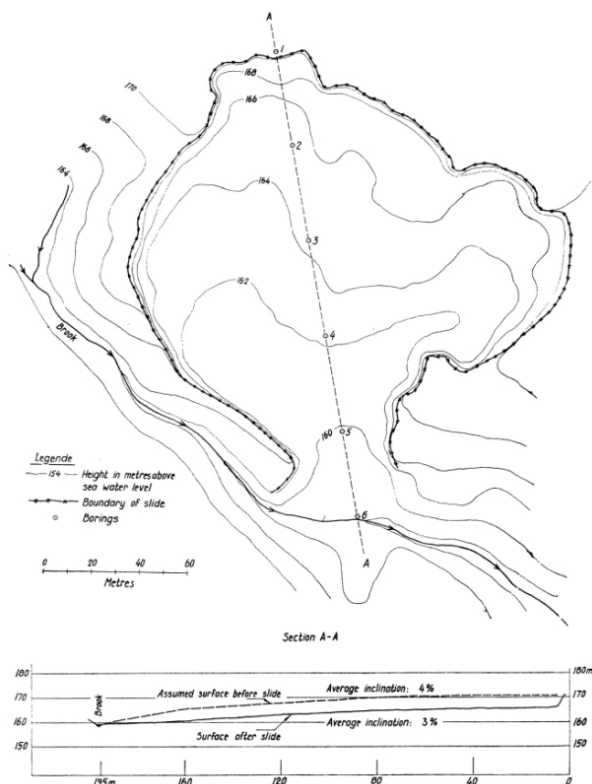


Fig. 1b. Kart over skredgropa (Bjerrum 1955).



Fig. 1c. Foto frå Fjellanger/ Widerøe, mai 1954, mot søraust.

| Verdalsraset | |
|--|--|
| Fylke: Nord-Trøndelag Kommune: Verdal Dato: 19.05.1893 Omkomne: 116 | Data kvalitet: 1 |
| | Skrednett ID: 36288 |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 333503 Y: 7077845 |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Ja, i nordaust |
| Skredtype: Flow | Areal (m ²): 3 100 000 Volum (m ³): 65 000 000 |

Info:

Verdalsraset er den nest største skredulykka i Noreg etter talet på omkomne. Skredet var svært stort og massane demma opp elva slik at heile 9 km² vart flauma. Innsjøen som oppstod fekk namnet Vukusjøen. Søket etter overlevande strekte seg frå Melbyberget i aust til Øra ved fjorden, 8 km i luftlinje (Furseth, 2006; Sveian, 1991).

Kvartærgeologien til Verdal er godt kjent (Sveian, 1991). Marin grense i område er 180 moh. og marin leire er avsett i heile område. Mo-Uglen terrassen, vest i skredgroppa, er ca. 7000-8000 år gammal og bygd opp til havnivå der Verdalselva møte havet. Strandvoller finnes oppå terrassen.

Ein skildring i Helland (1909) fortel om skredutviklinga: "Efter en beretning gik skredet i tre afdelinger. Først gik et mindre skred som tog gaarden Kraag straks østenfor Mo. Denne første del af skredet tog retning paa skraa opover dalen. En ganske kort stund efter gik et nyt skred, der tog med seg Follogrænden. Dette var større end det første og satte tvers over dalen og sprøitede høit op gjennom lierne paa den modsatte dalside, hvorefter den bløde masse seg ned gjennom dalen. Endelig gik den siste del af skredet. Det var den største og voldsomste. Det var Gjermsstadgrænden eller den østligste del som gik. Denne del tog retning paa skraa nedover dalen og gjorde den største skade paa gaardene i dalbunden..."

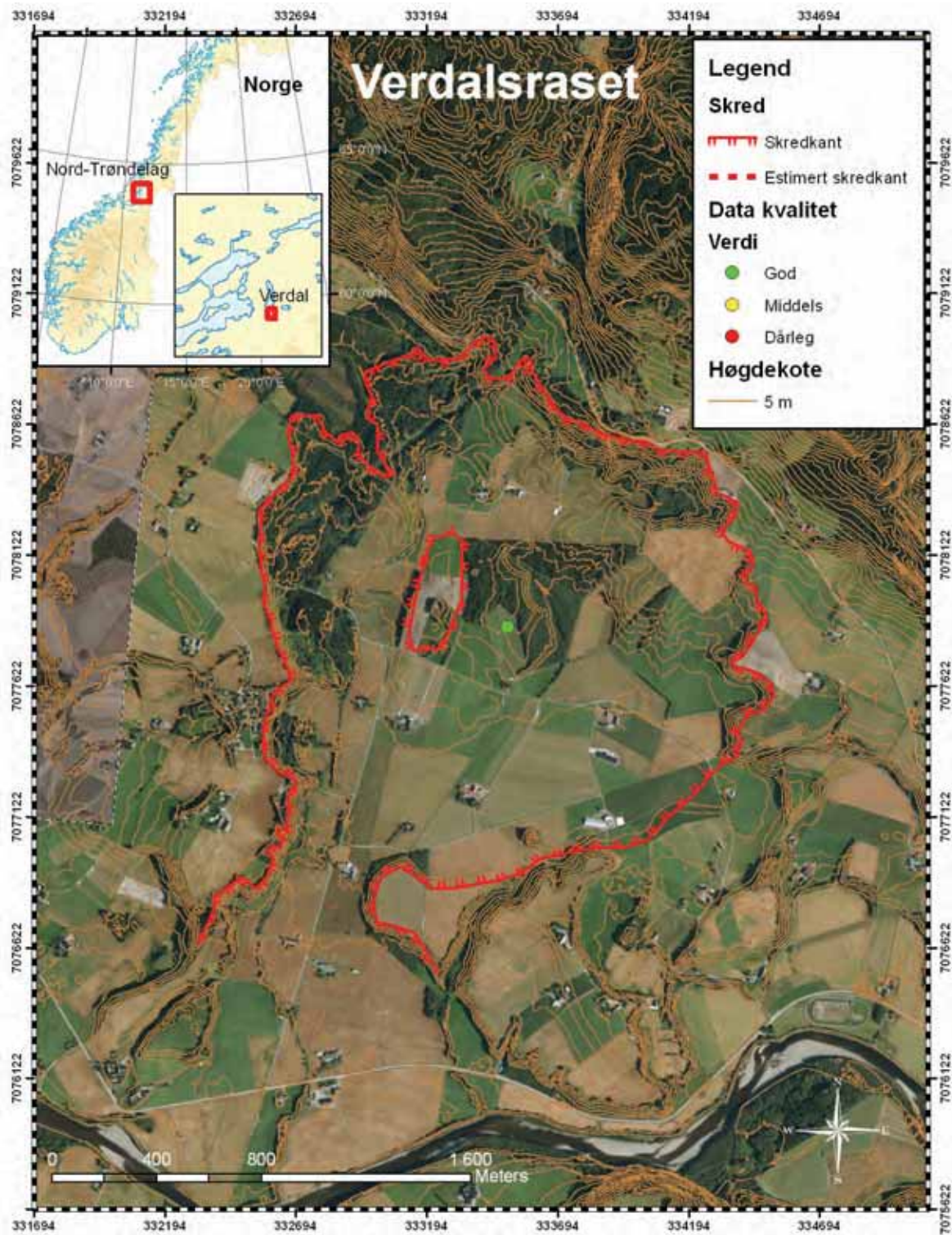
Årsakar til skredet er ein kombinasjon av fleire faktorar. Det rant ein bekk midt gjennom skredområde, Follobekken. Denne hadde skore seg djupt ned i terrenget og kom ut akkurat der Verdalselva svinga inntil skråningsfoten, figur 1. Furseth (2006) nemnar at store mengder snø kom om vinteren og både hausten og våren hadde vore nedbørsrik. Sjølv om det var fint vær i mai, var jorda framleis metta av vatn.

Kommentar:

Den innteikna skredkanten er funnet mha. skredkanten i NGU (2011) og "FKB høgdekurver 1m".

Skredet har den typisk pæreforma og gjev derfor gode målingar av "W₀" og "W_m". Volumet er frå Furseth (2006). Furseth skriv også at skredmassane hadde fleire meters tjukkeleik. Dersom heile skredvolumet vert fordelt utover det totale skredmassearealet vert gjennomsnitt tjukkeleik 5 m (Sveian, 1991). Anslår h_D 5 m. Det kan diskutertast om verdien i det heile bør registrerast i dette tilfellet.

Mo- Uglen terrassen vert antatt å atterspegle opphavleg skråning godt. I store skredgropper varierer målte parametarar stort. H_B varierte mellom 60 m - 25 m, der 50 m blei vald til å representere område godt. Bakkanten i nordaust vart tillagt størst vekt, fordi denne i minst grad var påverka av jordbruksaktivitet.



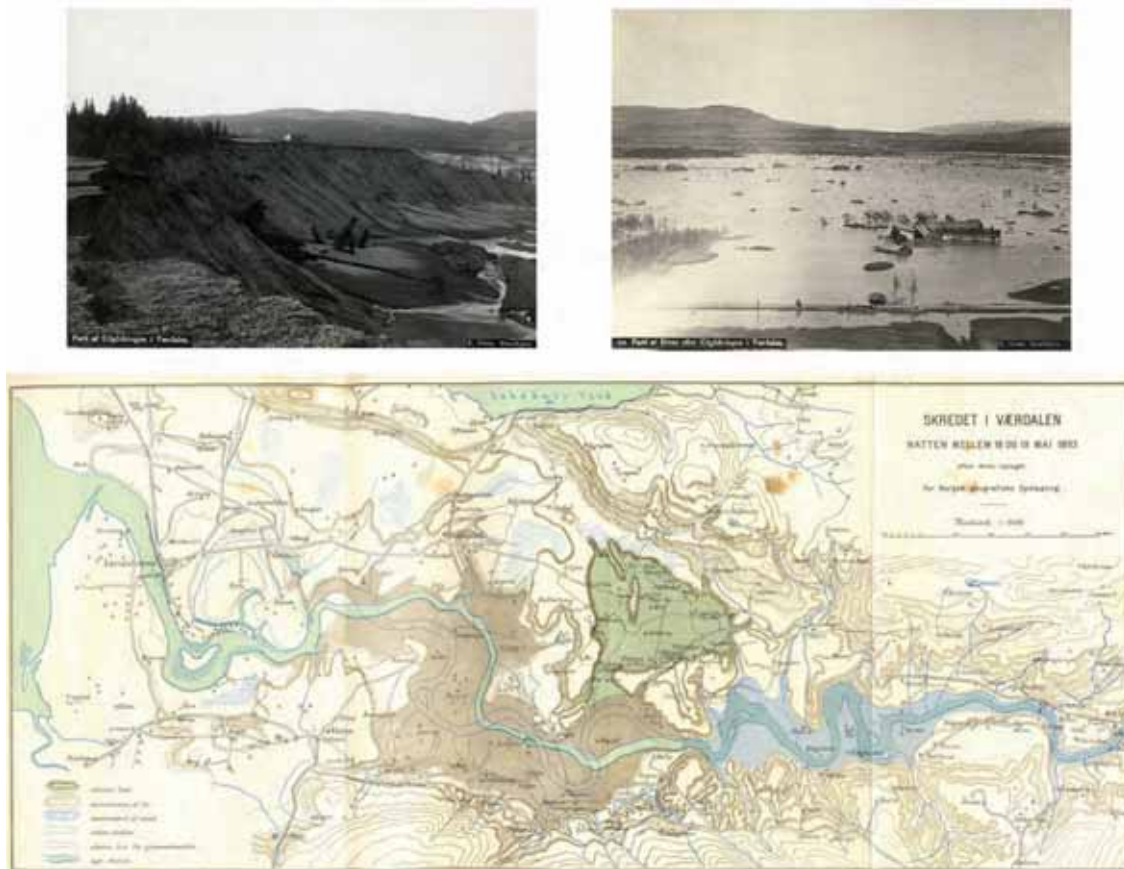


Fig. 1. Øvst til venstre: Skredkant ved Uglen. Foto: E. Olsen/ NGU. Øvst til høyre: Foto frå NGU som viser parti av utglidninga i elva. Nedst: Gammelt skredkart som viser skredgropa, elveleiet før og etter hendinga og område som vart flauma.

| Vibstad | | |
|--|--|------------------------------------|
| Fylke: Nord-Trøndelag Kommune: Overhalla Dato: 22.02.1959 Omkomne: ukjent | Data kvalitet: 1 | |
| | Skrednett ID: 158 | |
| | Koordinatar (UTM33N) X: 351883 Y: 7153678 | |
| Lausmassar: Hav- og fjordavsetninger | Fjell: Nei | |
| Skredtype: Spread | Areal (m ²): 70 000 | Volum (m ³): 1 400 000 |

Kommentar:

Vibstadskredet gjekk i ei allereie eksisterande skredgrop som var ca. 5 000-6 000 år gammal. Ingen såg når skredet gjekk kl.22.30, men det er likevel funnet at massane glei med ofseleg kraft og skredmassar vart funne fleire meter opp på elvebreidda midt imot. Denne krafta skapte ei flodbølgje som kasta ein båt 4 m opp på elvebreidda, så flodbølgja var minst 4 m høg. Namsen vart demma opp og fordi ein frykta konsekvensane av eit mogleg dambrot forsøkte ein å sprengje opning. Sprenginga var ikkje vellykka, men 23. og 24. februar klarte vatnet forsiktig å erodere veg. Vibstadkanalen var stengt heilt fram til flommen i september, då vart det ein delvis opning (Hutchinson, 1965).

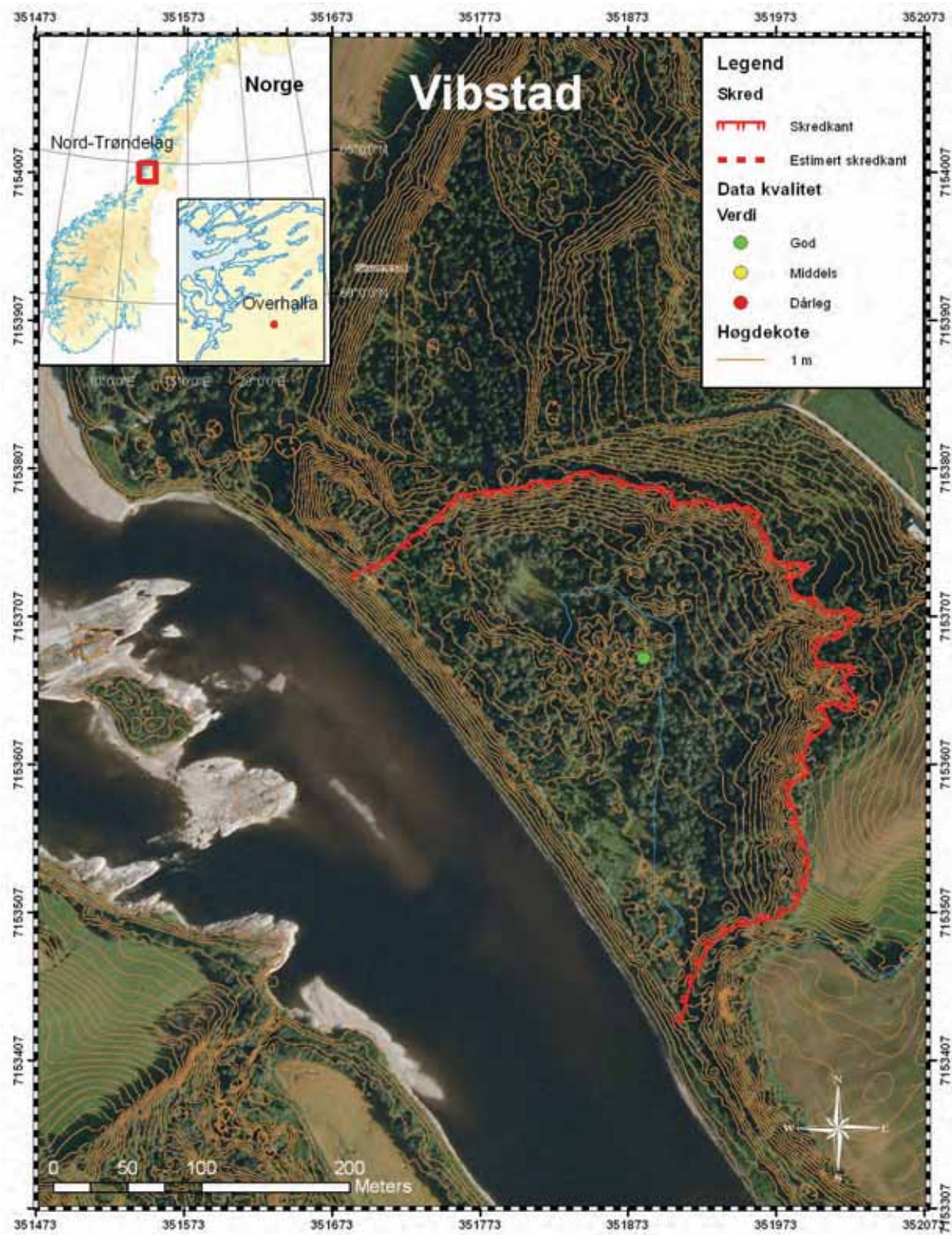
Glidleplanet bestod av lett overkonsolidert, kvikkaktig leirig silt. Glideflata til skredet falt saman med overgangen frå ein post-glacial mikropaleontologisk sone. Den same sona var involvert i skreda på Furre og Horka, to andre skred i Namdalen analysert av Hutchinson (1965).

Elva Namsen er den 4. største elva i Noreg. Elva er kjent for å ha stor erosjonsevne og elvebreidda er kjent for å vera lett eroderbar. Dette har utan tvil påverka heile område langs Namsen og dermed også Vibstad. Det er dermed grunn til å anta at erosjon i skråningsfoten er den utløysande årsaka til skredet.

Heknesskjæra delte Namsen i to ved Vibstad. Fordi fjell var blottlagt under Øysvollkanalen, blei vassføringa større gjennom kanalen nærmast Vibstad. Vinteren 1959 var nedbørsrik slik at vasstanden auka og ytterlegare meir vatn strøyma gjennom kanalen mot Vibstad. Erosjonen auka og siste rest av sikkerheit forsvann. Utløysingsårsaka til Vibstadskredet er dermed antatt å vera erosjonen i skråningsfoten på grunn av den auka vasstanden.



Fig. 1. Flyfoto av skredområdet på Vibstad. Foto: Widerøe.



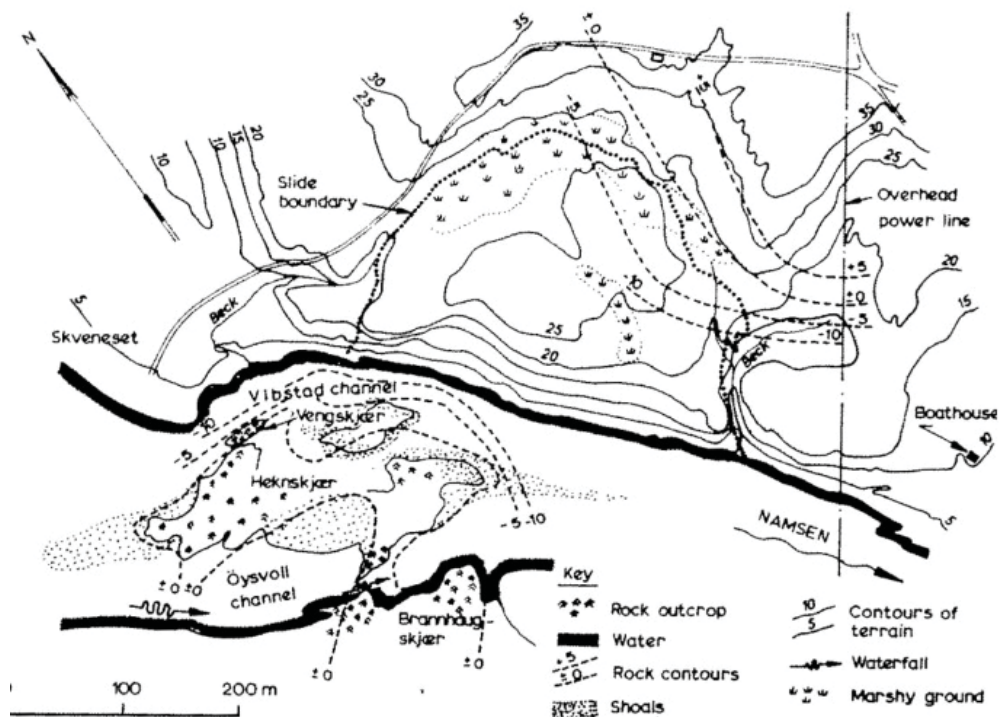


Fig. 2a. Vibstad før skredet (Hutchinson 1965).

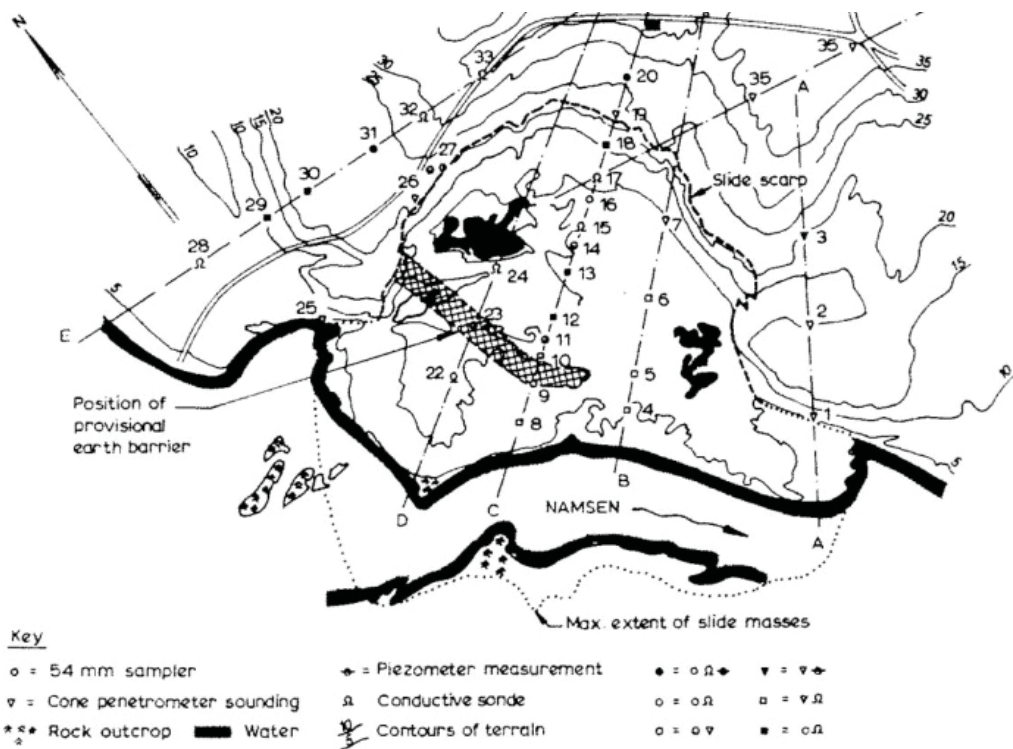


Fig. 2b. Vibstad etter skredet (Hutchinson 1965).

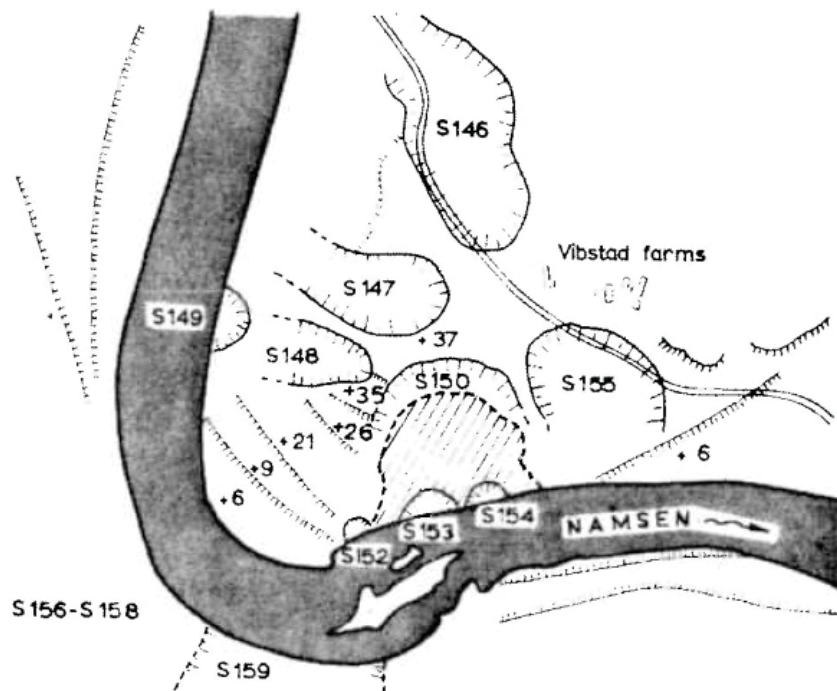


Fig. 2c. Oversikt over skredgroper i området (Hutchinson 1965).

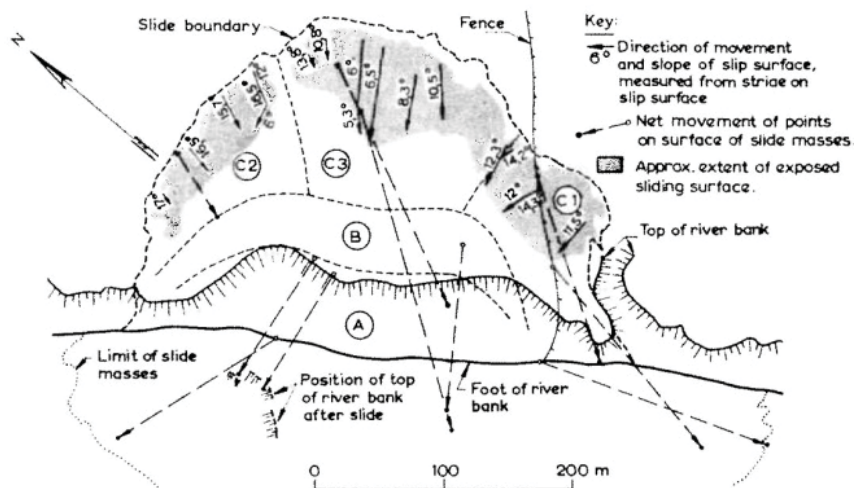


Fig. 2d. Piler viser skredrørslene. A, B og C er hovedtrinna i skredutviklinga, medan C1, C2 og C3 er mindre inndelingar (Hutchinson 1965).

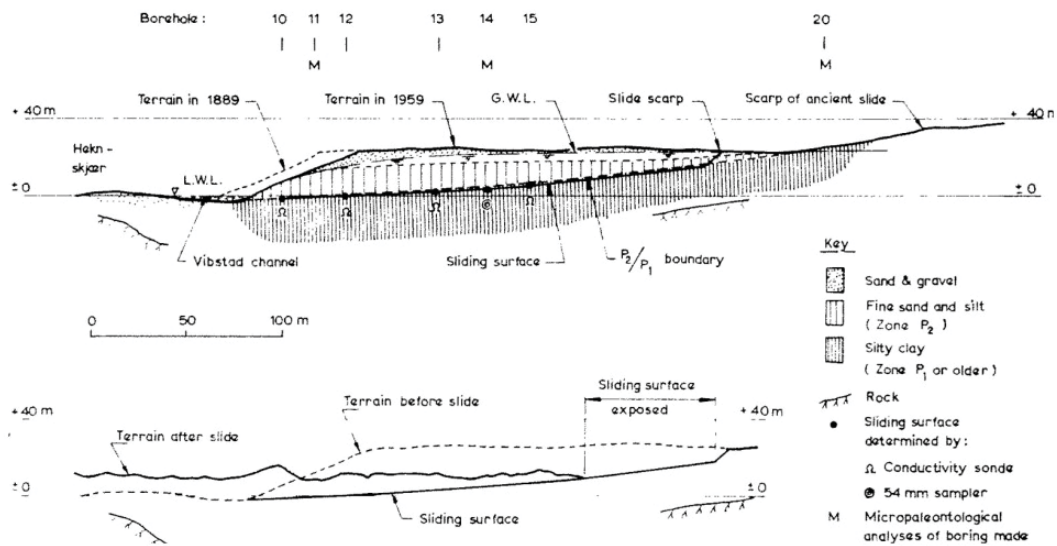


Fig. 2e. Profil C-C i skredgropa (fig. 2b) (Hutchinson 1965).



Norges geologiske undersøkelse
Postboks 6315, Sluppen
7491 Trondheim, Norge

Besøksadresse
Leiv Eirikssons vei 39, 7040 Trondheim

Telefon 73 90 40 00
Telefax 73 92 16 20
E-post ngu@ngu.no
Nettside www.ngu.no

*Geological Survey of Norway
PO Box 6315, Sluppen
7491 Trondheim, Norway*

*Visitor address
Leiv Eirikssons vei 39, 7040 Trondheim*

*Tel (+ 47) 73 90 40 00
Fax (+ 47) 73 92 16 20
E-mail ngu@ngu.no
Web www.ngu.no/en-gb/*