

GEOLOGI FOR SAMFUNNET

GEOLOGY FOR SOCIETY





Brattøra, Trondheim 23. april 1888

(Foto: Hilfling-Rasmussen)

NGU Rapport 2012.046
Forebyggende kartlegging mot skred
langs strandsonen i Norge.
Oppsummering av erfaring og anbefalinger

Rapport nr.: 2012.046	ISSN 0800-3416	Gradering: Åpen
<p>Tittel:</p> <p style="text-align: center;">Forebyggende kartlegging mot skred langs strandsonen i Norge. Oppsummering av erfaring og anbefalinger</p>		
<p>Forfatter:</p> <p>Louise Hansen, Jean-Sebastien L'Heureux, Inger-Lise Solberg og Oddvar Longva</p>	<p>Oppdragsgiver:</p> <p>NGU, ICG, NVE, NIFS</p>	
<p>Prosjektnr.:</p> <p>281200, 301807, 301804, 300700, 323800, 300505, 300506, 333000, 345700, 344500, Sammenstilling av denne rapport: 348800</p> <p>Rapportdato: 28/11- 2012</p>	<p>Sidetall: 55 Pris: 300 NOK</p> <p>Ansvarlig:</p> <p style="text-align: center;"><i>Oystein Nordgulen</i></p>	
<p>Sammendrag:</p> <p>Denne rapporten oppsummerer de viktigste erfaringene som er gjort gjennom de siste årenes forsknings-, utviklings- og kartleggingsarbeid med henblikk på forebygging av skred langs strandsonen i Norge. Arbeidet har gitt en økt forståelse for skredprosesser både som del av den naturlige landskapsutviklingen og som et resultat av menneskelige inngrep. I rapporten sammenfattes kunnskap fra 29 historiske skred langs strandsonen i Norge, generelle karakteristika for slike skred som forhåndsbedingungen, utløsningsfaktorer, utvikling og konsekvenser gjennomgås. Betydningen av faktorer som sedimentasjon, vannstandsendringer, hydrologi/klima, erosjon, gass, svake lag og menneskelig aktivitet beskrives. Noen viktige metoder som kan brukes for kartlegging i strandsonen er kort oppsummert. Det gis eksempler på hvilke tilnærminger som til nå har vært gjort til forebyggende kartlegging i strandsonen på ulike nivåer. Detaljerte sjøbunnskart, hvor de er tilgjengelige, kan sammen med kvartærgeologiske kart på land brukes som generelle aktsomhetskart for skred i strandsonen. Slike data gir informasjon om tidligere skredhendelser, erosjonsprosesser forårsaket av bølger eller undergraving av strømmer, potensielt høye poretrykk (pockmarks) og stabiliserende elementer som fjell og morene. Tegn på destabiliserende forhold er av særlig betydning der det er tykke avsetninger av marine sedimenter i strandlinjen. Den batymetriske informasjonen gjør det mulig å utvide prosedyrene for faregradsvurderinger av kvikkleiresoner i strandsonen som tradisjonelt kun er basert på data fra land. 2D resistivitet langs strandsonen kan inkluderes som ny metodikk ved en revurdering av prosedyrene for faregradsvurdering. Seismiske metoder og eventuelt prøvetaking kan bidra til kartlegging av svake lag i sedimentene. Høyopløselig batymetrisk informasjon kan samles inn fra båt i synergi med andre kartleggingsprogrammer. Laserskanning i sjøen vil kunne gi nye muligheter for effektivt å framskaffe batymetriske data fra strandsonen over store områder. Annen ny teknologi, som for eksempel FF-CPTU, vil også potensielt kunne bidra i faresone- og stabilitetsvurderinger i strandsonen. Det anbefales at det etableres et system for prioritering av strandsoner for fare- og aktsomhetskartlegging, videre at det arbeides for at detaljerte batymetriske data blir mer tilgjengelige og at annen maringeologisk informasjon, for eksempel om landformer, blir langt ut på nett-tjenester slik at de kan komme til nytte for samfunnet.</p>		
Emneord: Strandsoner	Skred	Batymetri
Kvikkleire	Geofysikk	Stabilitet

Innhold

1. INNLEDNING	4
2. SKRED I STRANDSONEN I NORGE	4
2.1 SKRED I STRANDSONEN – ET GEOLOGISK PERSPEKTIV	5
2.2 HVOR FOREKOMMER DE HISTORISKE SKREDENE?.....	9
2.3 FOREKOMST OG STØRRELSE AV DE HISTORISKE SKREDENE.....	10
3. SKREDKARAKTERISTIKK	11
3.1 UNDERSJØISKE SKREDPROSESSER.....	11
3.2 SKREDMORFOLOGI.....	12
3.3 FORHÅNDSBETINGELSER OG UTLØSNINGSFAKTORER.....	16
3.3.1 <i>Sedimentasjon</i>	16
3.3.2 <i>Vannstandsendringer og hydrologi (klima)</i>	17
3.3.3 <i>Erosjon</i>	17
3.3.4 <i>Gass</i>	23
3.3.5 <i>Svake lag</i>	23
3.3.6 <i>Menneskelig aktivitet</i>	25
3.4 SKREDUTVIKLING OG KONSEKVENSER I STRANDSONEN	27
4. TESTEDE METODER TIL FOREBYGGENDE KARTLEGGING MOT SKRED I STRANDSONEN	29
4.1 TOPOGRAFISKE OG BATYMETRISKE MÅLINGER.....	29
4.2 REFLEKSJONSSEISMIKK.....	31
4.3 KJERNER.....	34
4.4 2D RESISTIVITETSMÅLINGER LANGS STRANDSONEN PÅ LAND.....	34
5. EKSEMPLER PÅ FOREBYGGENDE KARTLEGGING MOT SKRED LANGS STRANDSONEN	36
5.1 GENERELL AKTSOMHET LANGS STRANDSONEN I TRONDHEIMSFJORDEN OG DRAMMENSFJORDEN	36
5.2 SPESIELL AKTSOMHET FOR STORE KVIKKLEIRESKRED SETT FRA ET STRANDSONEPERSPEKTIV.....	37
5.3 EVALUERING AV EKSISTERENDE KVIKKLEIREFARESONE I STRANDSONEN MED TILLEGGSDATA FRA BATYMETRI OG 2D RESISTIVITET, EKSEMPEL SELVIKA.....	38
5.4 EVALUERING AV EKSISTERENDE KVIKKLEIREFARESONE I STRANDSONEN MED TILLEGGSDATA FRA 2D RESISTIVITET OG BATYMETRI, EKSEMPEL ØLSHOLM	41
5.5 KARTLEGGING AV <i>GULE, GRØNNE</i> OG <i>RØDE</i> SONER I STRANDSONEN	43
5.6 BRUK AV UNDERSJØISKE DATA TIL FAKTORKART MED HENBLIKK PÅ FAREVURDERING	43
6. VEIEN VIDERE	45
6.1 BATYMETRI ER VIKTIG FOR KARTLEGGING PÅ ALLE NIVÅER.....	45
6.2 METODER FOR PRIORITERING AV OMRÅDER FOR KARTLEGGING	45
6.3 AKTSOMHETSKARTLEGGING I SYNERGI MED ANDRE KARTLEGGINGSPROGRAMMER	46
6.4 UTTESTING OG BRUK AV NY TEKNOLOGI	46
6.5 KOMMUNIKASJON TIL BRUKERNE.....	48
7. KONKLUSJON	49
8. REFERANSER	50

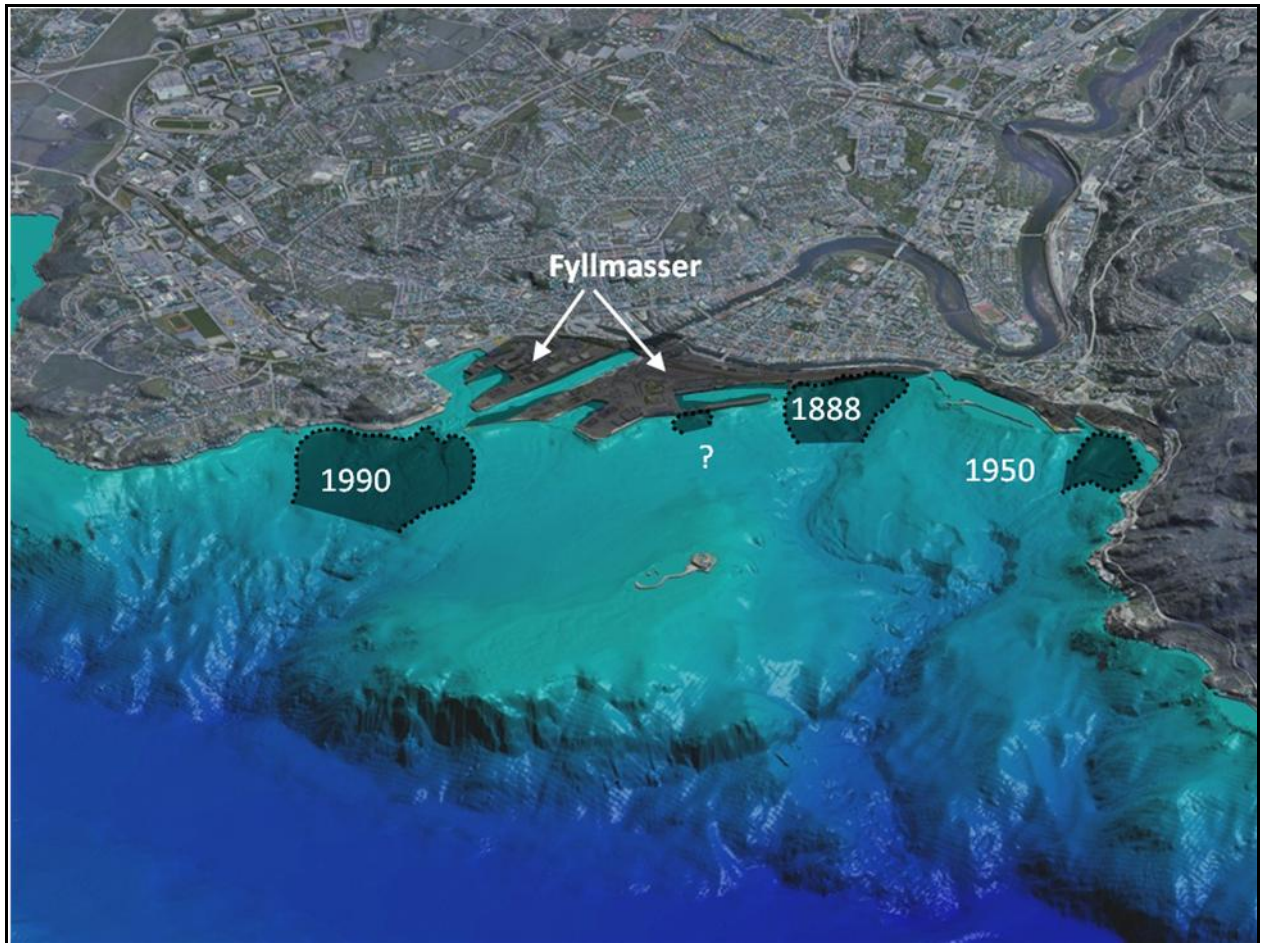
1. Innledning

Det finnes mange eksempler på skred i strandsonen langs norske fjorder (Skaven-Haug 1955, Bjerrum 1971, Rygg & Oset 1996, Emdal mfl. 1996, Longva mfl. 2003, L'Heureux mfl. 2007, 2010a, 2010b, 2011c). Områdene er ofte bebodd og i mange tilfeller har undersjøiske skred forplantet seg inn på land og ført til store ødeleggelser og tap av menneskeliv. Skredene kan bli spesielt omfattende når kvikkleire er involvert og noen av de meste dramatiske kvikkleireskredhendelsene de siste 50 årene inntruffet i strandsonen. Eksempler er Sokkelvik (1959), Gullaug (1974), Rissa (1978), Hyggen (1979), Balsfjord (1988), Finneidfjord (1996), Kattmarka (2009) og Lyngen-Solhov (2010). I tillegg kan skred i strandsonen utløse flodbølger som kan forårsake ødeleggelser på land (f.eks. skredet i Trondheim Havn i 1888 (L'Heureux mfl. 2011b) og Rissaraset i 1978 (L'Heureux mfl. 2012b)). Dette understreker at forholdene både under og over dagens havnivå har avgjørende betydning for stabiliteten og sikkerheten i strandsonen. Pr. idag finnes det ikke noen etablert metodikk for skredforebyggende kartlegging i strandsonen, og i NVEs nasjonale kartleggingsplan (Wiig mfl. 2011) blir det anbefalt å fokusere på dette.

Flere testprosjekter er gjennomført for å finne bedre rutiner for å forebygge og håndtere skred i strandsonen (Emdal mfl. 1997, Longva mfl. 1999, Gregersen & Sandersen 1999). Videre har flere forsknings-, utviklings- og kartleggingsprosjekter gjennom de siste tiårene bidratt til økt oversikt over og forståelse av skredprosesser i strandsonen. Dette er skjedd i regi av NGU og ICG (International Centre for Geohazards). Dagens teknologi gjør det mulig å gjennomføre integrert geologisk, geoteknisk og morfologisk kartlegging av sjøbunnen. Hensikten med denne rapporten er å oppsummere de seneste erfaringene, å komme med en oversikt over hva som er gjort og anbefalinger for framtidig skredforebyggende kartlegging i strandsonen.

2. Skred i strandsonen i Norge

Strandsonen er som regel definert som de land- og sjøområder som står i innbyrdes direkte samspill økologisk og/eller bruksmessig (Miljøverndepartementet 1993). Strandsonen vil dermed ha forskjellige utstrekning avhengig terreng, geologi og sedimentsegenskaper, og vil inkludere både land- og sjøområder (Fig. 1). I det følgende presenteres en kort oversikt over strandsoneskred i et geologisk perspektiv. Deretter gis en analyse av 29 historiske skredhendelser i strandsonen i Norge de siste 175 år.



Figur 1. Land og sjø sett i sammenheng langs strandsonen i Trondheim Havn. Fyllmassene viser der fjordbunnen er gjort til land under den generelle byutvikling. Kjente, historiske skred i strandsonen er tegnet inn (modifisert fra L'Heureux mfl. 2010a).

2.1 Skred i strandsonen – et geologisk perspektiv

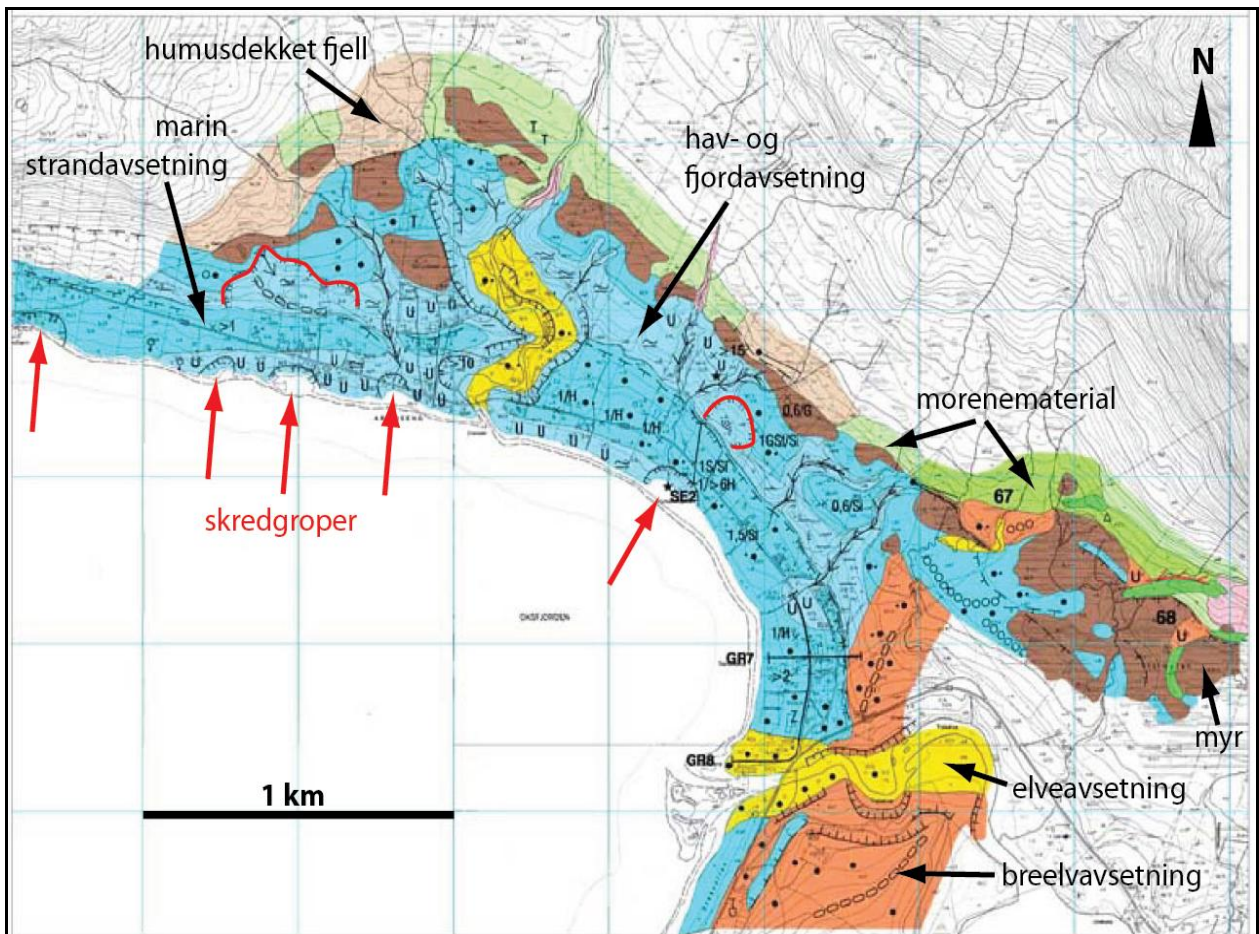
I geologisk perspektiv er skred en vanlig prosess. Det er mange spor etter forhistoriske skred i strandsonen uten at man kjenner de nærmere omstendigheter rundt hendelsene. Dette kommer for eksempel frem av kvartærgeologiske kart der det flere plasser er registrert skredgroper ut mot sjøen i finkornige hav- og fjordavsetninger (Fig. 2). Høyoppløselig batymetri langs land hvor slike data er tilgjengelige, viser at det også under vann finnes mange skredgroper og skredmasser av ukjent alder se eksempler på Figur 3A. De eldste sporene kan være ganske utydelige fordi de er drapert av yngre fjordsedimenter og mange skredhendelser kan kun påvises ved seismiske data som viser lagfølgene i tykke sedimenter under fjordbunnen. Dette viser at det har gått skred i fjordene helt siden fjordene ble isfri i slutten av siste istid.

Dagens strandsoner er et resultat av summen av geologiske prosesser over tid. Skred er bare en av mange naturlige prosesser som har satt sine spor. Det gjelder fordeling av avsetningstyper og ulike landformer. Dette vises når man kobler geologiske data fra både land og sjø (f.eks. Hansen mfl. 2005; Hansen mfl. 2011a). Slike sammenstillinger viser hvordan de naturlige forutsetninger for skred langs strandsonen varierer med geologien. Både fjellskred og ulike typer av løsmasseskred kan skje i strandsonen, men vanligst er skredtypene som

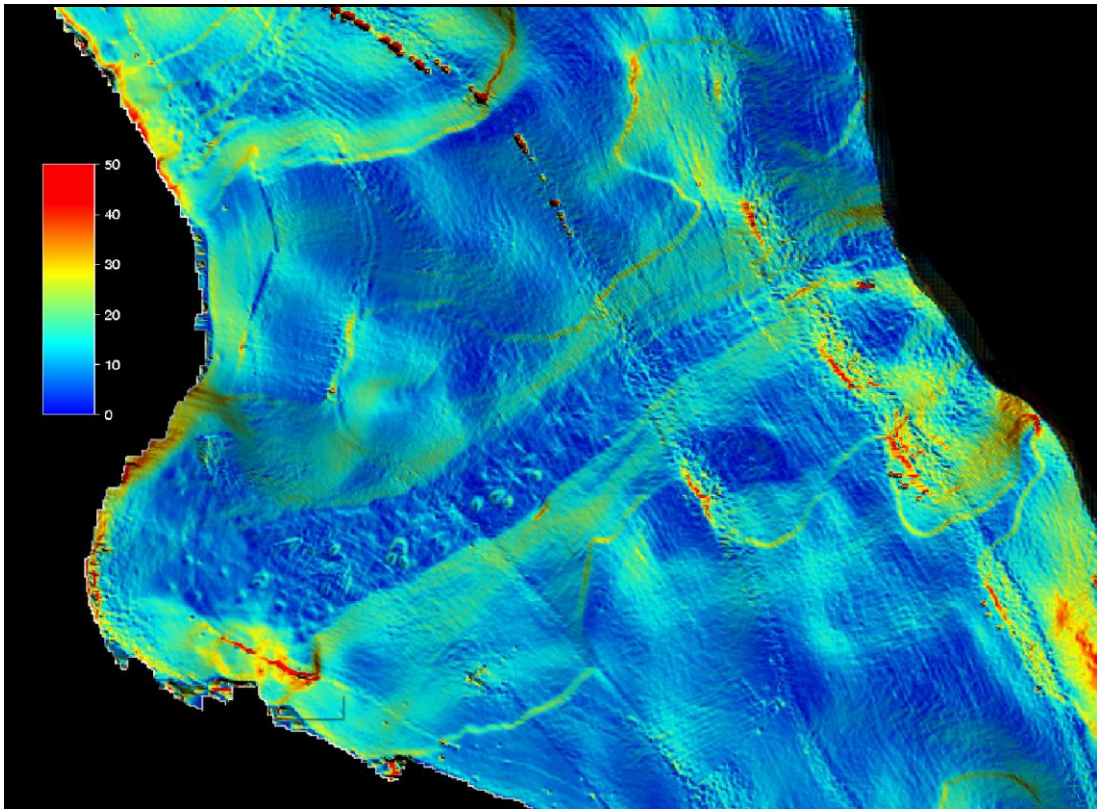
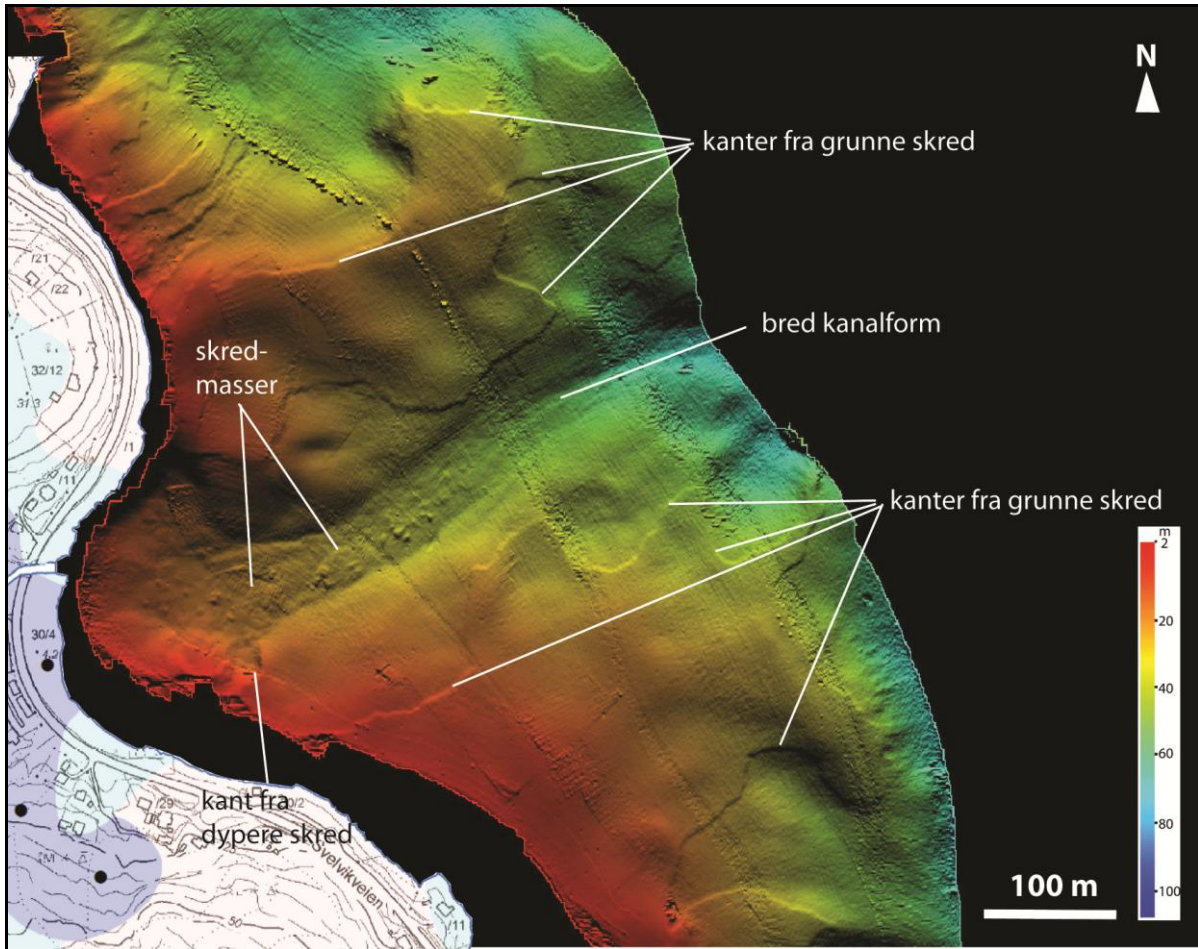
involverer finkornige, løst lagrede hav- og fjordavsetninger og delta- og elveavsetninger. Det slike skred som denne rapporten fokuserer på.

På grunn av landhevning etter istiden finnes det nå hav- og fjordavsetninger på land, i enkelte områder til over 200 m over dagens havnivå. Det betyr at strandsonen og tilhørende prosesser har forskjøvet seg over tid. Eksempler på to gamle skredgroper som idag ligger noe over havnivå er fremhevet med rød linje på Figur 2. Strandavsetninger ved foten av gropen viser at skredmassene er vasket av sjøen og at skredet dermed skjedde i en tidligere strandsonen. Hvis de marine avsetningene inneholder kvikkleire kan disse skredene bli svært omfattende. Forekomst av kvikkleire i sjøen er lite undersøkt, men det finnes eksempler på at kvikkleire er registrert over 100-150 m fra sjøkanten (SVV 2001). Helle (2006) gir en foreløpig oversikt over geotekniske rapporter med indikasjoner på kvikkleire fra ulike strandsoner i Norge. Skred i strandsonen kan også involvere relativt unge hav- og fjordavsetninger i sjøen og disse går ikke inn på land.

Landhevingen har avtatt i mange områder og det nåværende havnivået endrer seg derfor veldig lite. Imidlertid har menneskelig aktivitet økt og det gjenspeiles i at mange nyere skred har skjedd i forbindelse med for eksempel fyllinger i strandsonen (se neste avsnitt). Dette betyr at det er økt risiko for skred i strandsonen.



Figur 2. Kvartærgeologisk kart fra Oksfjordhamn i Nordreisa kommune (Sveian 2002). Kartleggingen er utført i målestokk 1: 20.000. Røde piler viser skredgroper i dagens strandlinje og røde linjer viser gamle skredgroper på land.



Figur 3. Øverst (A) Eksempel på skyggerelieff av høyoppløselig skyggerelieff av batymetri ved Sagbukta i Drammensfjorden. Skredkanter og skredmasser er markert (modifisert fra Hansen mfl. 2011a). Nederst (B) Hellingkart basert på høyoppløselig batymetri over. Skalaen er i grader.

Tabell 1. Oversikt over skred som er blitt utløst i strandsonen de siste 175 år i Norge (data fra L'Heureux mfl. 2011c).

Nr	Sted	Dato	Fylke	Omkomme	Utløsningsfaktor	Referanse
1	Gustad, Levanger	23.02.1835	Nord-Trøndelag	4		Furseth (2006)
2	Bursbukta, Ytterøya	23.04.1870	Nord-Trøndelag	7		Furseth (2006)
3	Staur, Frosta	22.08.1871	Nord-Trøndelag	0		Furseth (2006)
4	Trondheim	23.04.1888	Sør-Trøndelag	1	Fylling i strandkanten over lang tid	Bjerrum (1971); L'Heureux mfl. (2010a), (2011b)
5	Klungset, Fauske	30.10.1921	Nordland	2		Furseth (2006)
6	Orkdalsfjorden	02.05.1930	Sør-Trøndelag	0	Fylling i strandkanten	Bjerrum (1971); L'Heureux mfl. (2010b)
7	Borgenfjorden	24.04.1937	Nord-Trøndelag	0		Furseth (2006)
8	Finnvika	31.08.1940	Nordland	0		Bjerrum (1971)
9	Hommelvika	14.04.1942	Sør-Trøndelag	>2	Fylling i strandkanten	Bjerrum (1971), L'Heureux mfl. (2010b)
10	Bursbukta, Ytterøya	15.12.1943	Nord-Trøndelag	?		Furseth (2006)
11	Trondheim	08.10.1950	Sør-Trøndelag	0	Fylling i strandkanten	Skaven-Haug (1955); L'Heureux mfl. (2010a)
12	Follafjorden	09.01.1952	Nord-Trøndelag	0		Bjerrum (1971)
13	Sokkelvik	07.05.1959	Troms	9	?	Karlsruud (1979)
14	Muruvik	22.11.1961	Sør-Trøndelag	0	?	
15	Lillebukt	16.06.1962	Finnmark	0		Karlsruud (1979)
16	Sandnessjøen	01.06.1967	Nordland	0		Karlsruud (1979)
17	Gullaug, Drammen	29.11.1974	Buskerud	0	Fylling?	Karlsruud (1979), Hansen mfl. (2011a)
18	Store Lerresfjord	14.03.1975	Finnmark	3		Furseth (2006)
19	Misvær, Bodø	15.05.1976	Nordland	0		Furseth (2006)
20	Hyggen, Drammen	23.01.1978	Buskerud	0	Fylling?	Karlsruud (1979), Hansen mfl. (2011a)
21	Finneidfjord	16.02.1978	Nordland	0	Sprengning i strandkanten	L'Heureux mfl. (2010b)
22	Rissa	29.04.1978	Sør-Trøndelag	1	Fylling i strandkanten	Gregersen (1981), L'Heureux mfl. (2012b)
23	Lillebukt	07.05.1978	Finnmark	0		Karlsruud (1979)
24	Balsfjord	24.08.1988	Troms	2	Fylling/graving i strandkanten	Longva mfl. (1999)
25	Trondheim	25.04.1990	Sør-Trøndelag	0	Fylling/sprengning i strandkanten	Emdal mfl. (1996) L'Heureux mfl. (2007), (2010a)
26	Finneidfjord	20.06.1996	Nordland	4	Fylling/sprengning i strandkanten	Longva mfl. (2003); L'Heureux mfl. (2012c)
27	Finneidfjord	03.11.2006	Nordland	0	Sprengning i strandkanten	L'Heureux mfl. (2010b)
28	Kattmarka	13.03.2009	Nord-Trøndelag	0	Sprengning i strandkanten	Nordal mfl. (2009)
29	Lyngen	03.09.2010	Troms	0	Fylling i strandkanten	Skogholt & Roti (2010)

2.2 Hvor forekommer de historiske skredene?

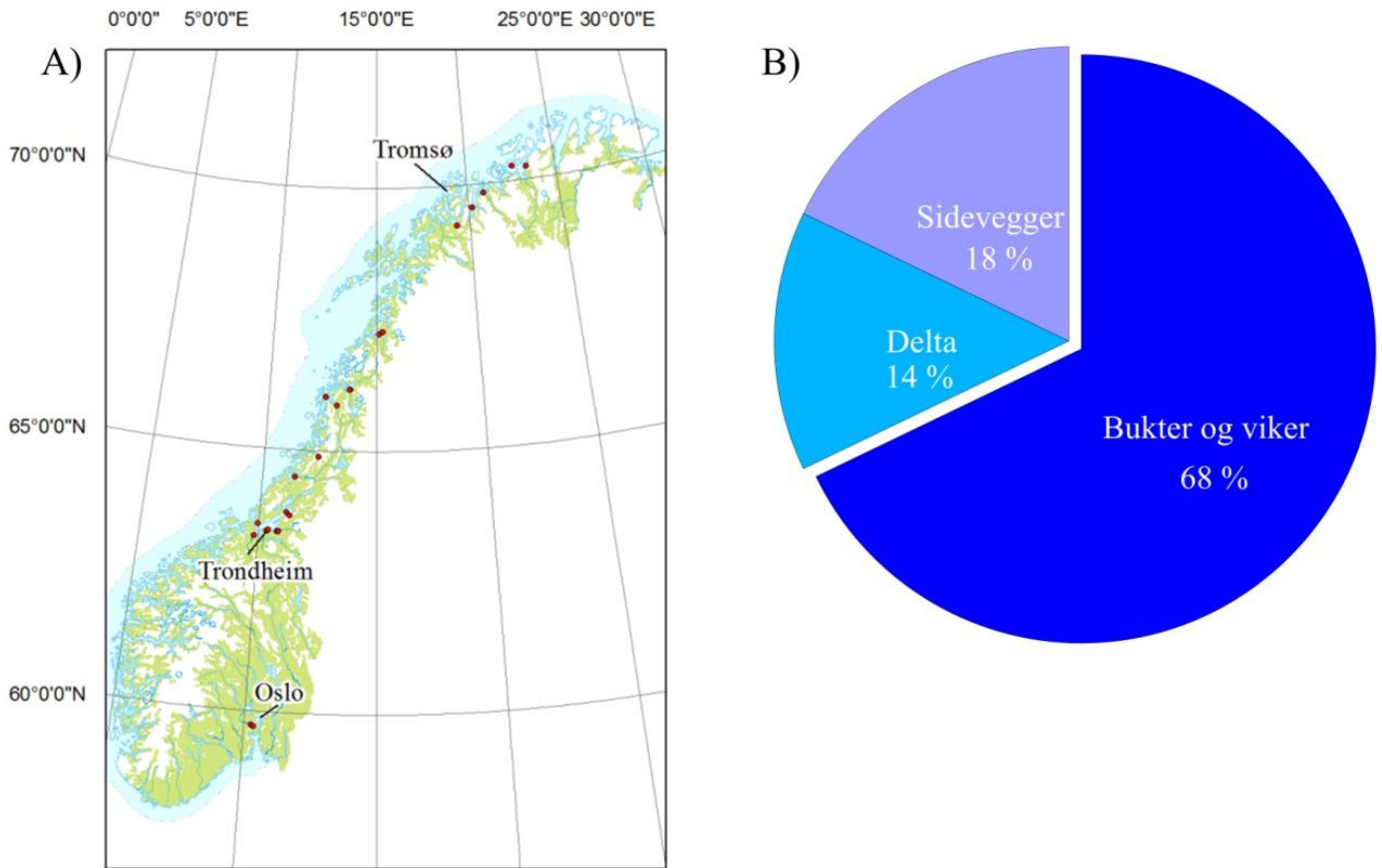
Et utvalg av historiske skred er presentert i Tabell 1. De er valgt på grunnlag av tilgjengelig geomorfologisk, geologisk og geoteknisk informasjon hentet fra litteratur, www.skrednett.no og fra nyere kartlegging utført av NGU og Sjøkartverket. Sammenstillingen er basert på L'Heureux mfl. (2011c). En tabell med mer detaljert informasjon om skredene finnes på: http://www.ngu.no/EMODNET/Submarine_Slides_F.html. Det finnes også en karttjeneste på <http://www.bgs.ac.uk/emodnet/home.html> (Geology portal). Alle skredene i tabellen har skjedd i løsmasser (dvs. leire, silt og/eller sand) og har enten blitt utløst rett ved strandlinjen, eller på sjøbunnen, og deretter forplantet seg inn på land. For de fleste skredene, gir datamaterialet muligheten til å beregne skredvolum, skråningsvinkel (før og etter skredet), utløpsdistanse, og retrogresjonslengde på land. Til sammen viser dataene at mer enn 24 personer er omkommet på grunn av skred i strandsonen i Norge de siste 175 år. Det er viktig å poengtere at dataene bare delvis representerer skredprosessene i strandsonen. Beskrivelse av en skredhendelse er ikke nødvendigvis fullstendig og noen områder er blitt bedre undersøkt i enn andre (for eksempel på grunn av økonomiske interesser). Skredhendelser som berører menneskelige aktiviteter er også mer grundig registrert enn andre. Skredet i Sokkelvik 1959 er vist i Figur 4.

Fordelingen av de 29 historiske skredhendelsene er vist på Figur 5A. Hendelsene er konsentrert fra Midt-Norge og nordover, og på Sør-Østlandet. Dette er områder med tykke marine avsetninger og forekomster av kvikkleire. De historiske skredene i strandsonen er ofte knyttet til kvikkleire.

I analysen er skredhendelsene inndelt ut fra type strandlinje (dvs. bukter, deltaer og bratte fjordvegger). De fleste skred i strandsonen forekommer i bukter og i viker (68 % av tilfellene) hvor man som regel finner de tykkeste marine avsetningene (Figur 5B). Skredprosesser er også vanlige på aktive deltaer (14 % av tilfellene), men her finnes det få eksempler på skred som har forplantet seg langt inn på land eller påvirket områder nær strandlinjen. I 20 % av tilfellene har skredene blitt utløst langs sidevegger til en fjord. Det er viktig å presisere at skillet mellom ulike typer strandlinjer kan være vanskelig å vurdere.



Figur 4. Skred i strandsonen i Sokkelvika 7. mai 1959 i Nordreisa i Troms. Skredet var ledsaget av flodbølger. Foto: Nord-Troms museum.

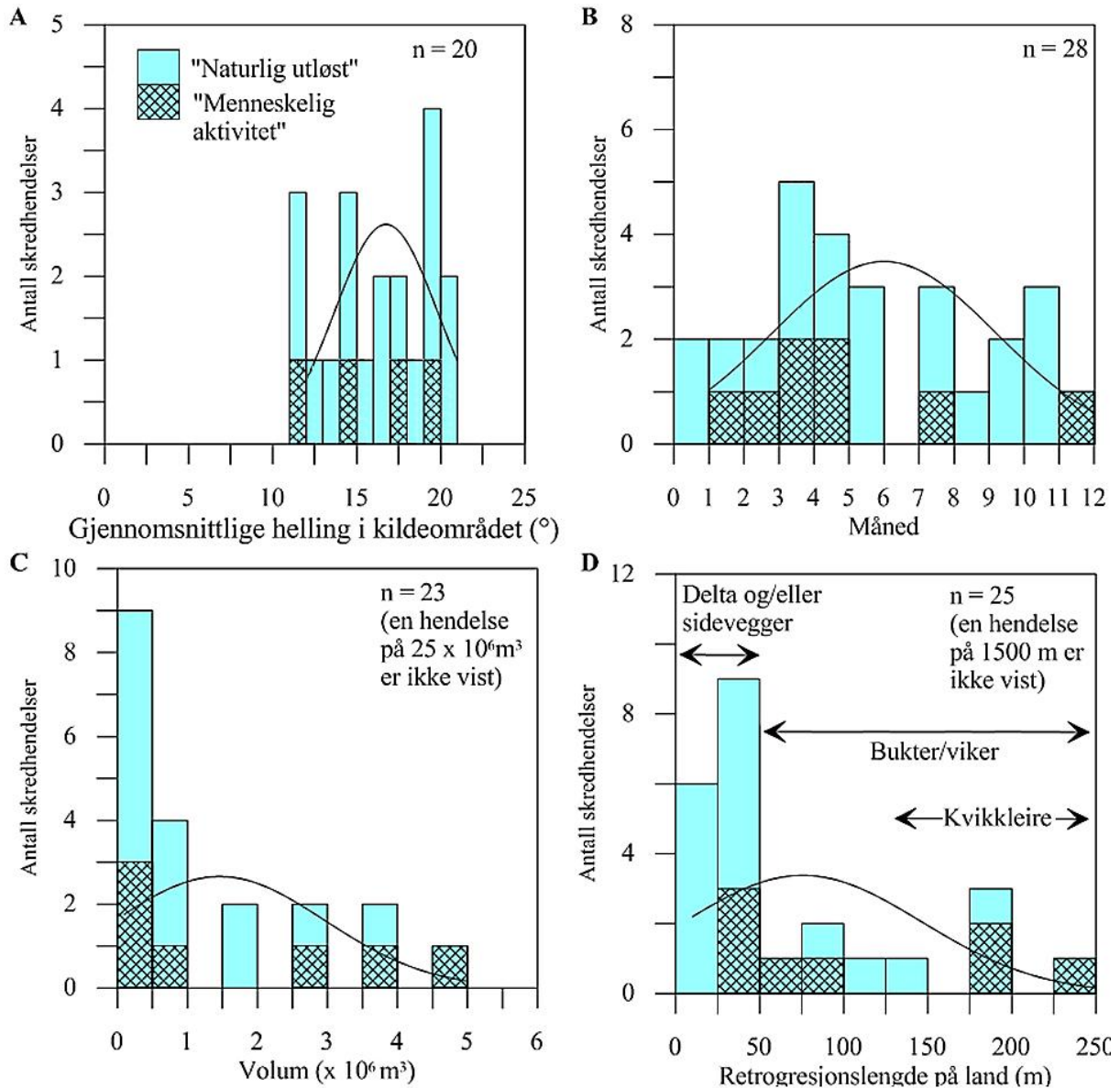


Figur 5. A) Kartoversikt over historiske skred i strandsonen i Norge, B) Skredhendelser fordelt på type strandlinje (modifisert fra L'Heureux mfl. 2011c)

2.3 Forekomst og størrelse av de historiske skredene

Forekomst og utbredelse av de historiske skredene langs fjordene synes til en viss grad å være kontrollert av skråningsvinkelen. Den gjennomsnittlige helningen målt over konturlinjene i kildeområdet for skredene varierer mellom 12° og 21° (Figur 6A). Informasjon om skråningsvinkel er tradisjonelt viktig for å vurdere områder som potensielt kan være utsatte for skred.

Størrelse på de historiske skredene presentert i Tabell 1 er i snitt $1,5 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Figur 6C). Skredvolumet varierer mye fra skred til skred avhengig av 1) morfologi og geometri i fjorden, 2) omfanget av svake lag i sedimentene (dette blir beskrevet senere), og 3) type avsetning ovenfor strandlinjen. De største skredene forekommer hvor kvikkleire strekker seg fra strandsonen og innover land.

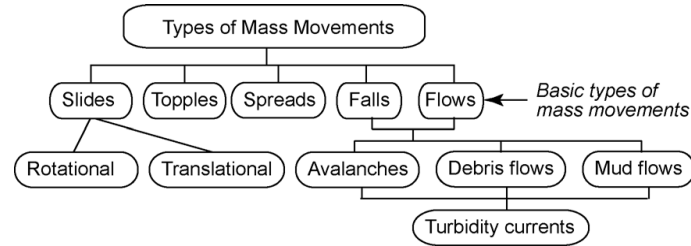


Figur 6. Histogrammer som viser A) gjennomsnittlig helling i kildeområdet, B) frekvensfordeling, C) volum og D) retrosjonslengde for historiske skred i strandsonen (modifisert fra L'Heureux mfl. 2011c).

3. Skredkarakteristikk

3.1 Undersjøiske skredprosesser

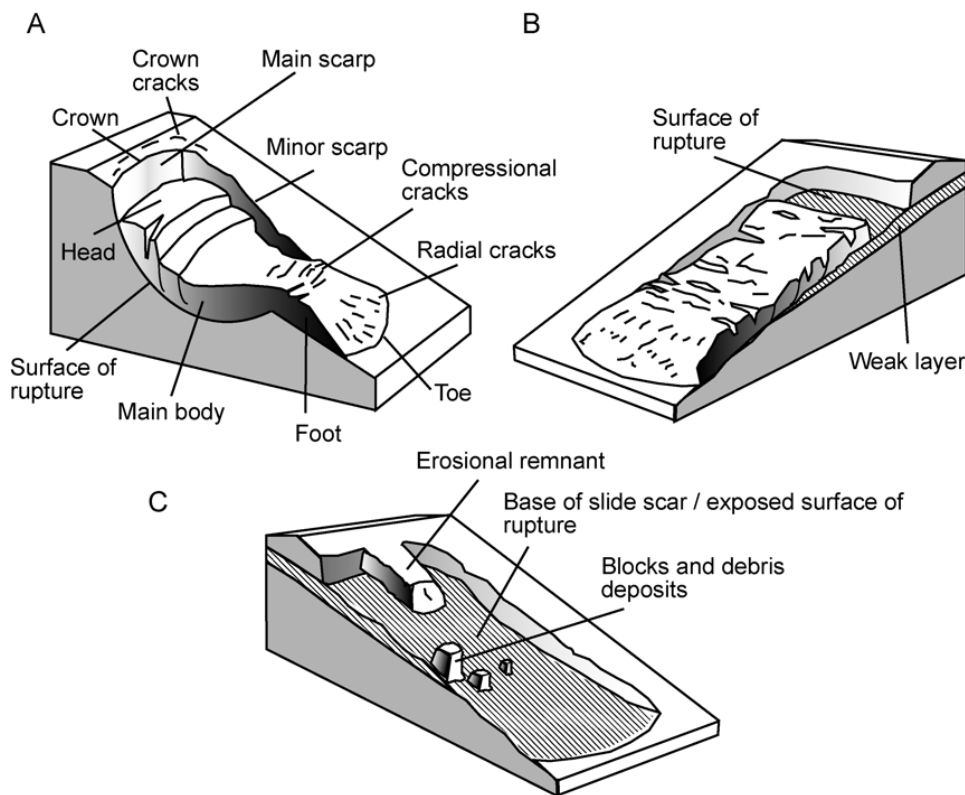
Skredprosessene i sjøen er ikke ulike prosessene på land. Dette fremgår av engelsk nomenklatur for undersjøisk massebevegelse (Fig. 7). Ett unntak er turbulente sedimentstrømmer (turbiditstrømmer, Eng: turbidity currents). Lignende strømmer forekommer på land kun i forbindelse med visse snøskred og ved vulkanisme. Under en skredhendelse settes det ofte gang i flere typer av massebevegelse. For eksempel kan en sammenhengende blokk av sediment ("slide") som sklir ut gå i oppløsning og fortsette som en massestrøm for så utvikle seg til en turbulent strøm. På denne måten kan en type massebevegelse endres til en annen under utvikling av et skred.



Figur 7. Generell klassifikasjon av undersjøiske massebevegelser (Locat & Lee 2002; 2009). Alle typer forekommer på land unntatt turbiditstrømmer (Eng: turbidity currents). Disse strømmer er helt vanlige i sjøen. Lignende strømmer på land forekommer i forbindelse med visse snøskred og ved vulkanisme.

3.2 Skredmorfologi

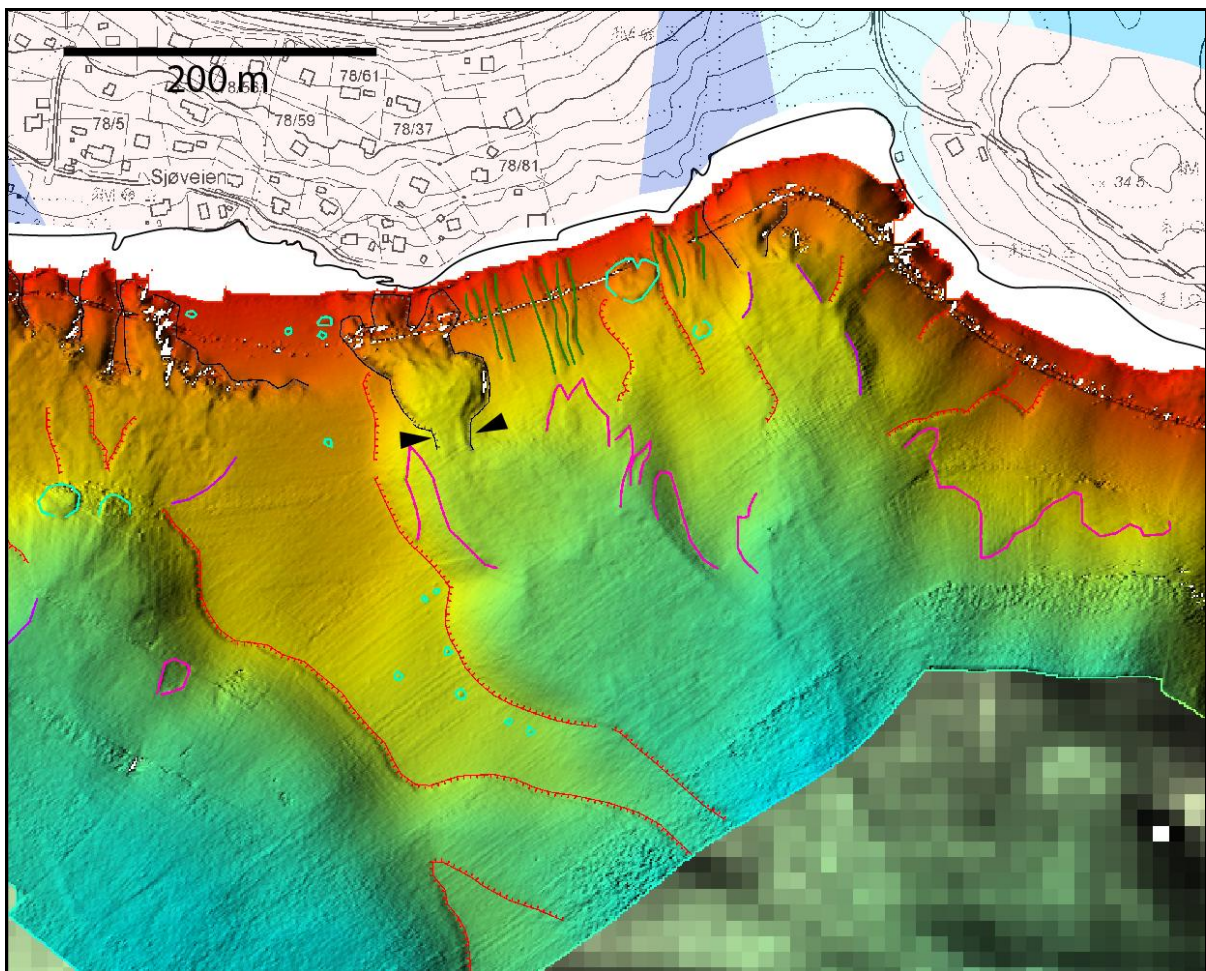
Som på land danner skred langs strandsonen og i vann forskjellige typer skredsår. Formen på skredgroper kan grovt sett deles inn i to hovedtyper, gropformete skredsår, som for eksempel dannes ved rotasjonsskred (Fig 8A), og flakformete skredsår som dannes ved translativ bevegelse av skredmasser langs et skredplan (Fig. 8B og 8C). Denne generelle inndelingen svarer i store trekk til den klassifisering som er brukt ved kartlegging i for eksempel Drammensfjorden av hhv dype og grunne skredgroper (Hansen mfl. 2011a, Fig. 9).



Figur 8. Eksempel på vanlig engelsk nomenklatur for skredmorfologi fra L'Heureux (2009) etter Varnes (1978) A) "Rotational slide" (eller "slump"), B) "Translational slide" and C) Tømt skredsår etter "translational slide".

Flakformete skredsår har et ”glatt” og plant senter som i bakkant grenser mot en skarp skredkant (Fig. 8B and 8C). Skredkanten kan være opp til 20 m høy, men er ofte bare noen få meter (Fig. 3A). Skredmassene er gjerne transportert bort fra gropen, men det avhenger av forholdene. Skråningsbevegelsen i slike skred følger bestemte lag eller ”svakere” lag i fjordsedimentene og kalles flakskred. Gradienter av skredplanet på ned til 5 grader er registrert i Drammensfjorden (Hansen mfl. 2011a, Fig. 3B). Hvis skredmassene blir flytende kalles dette et flyteskred.

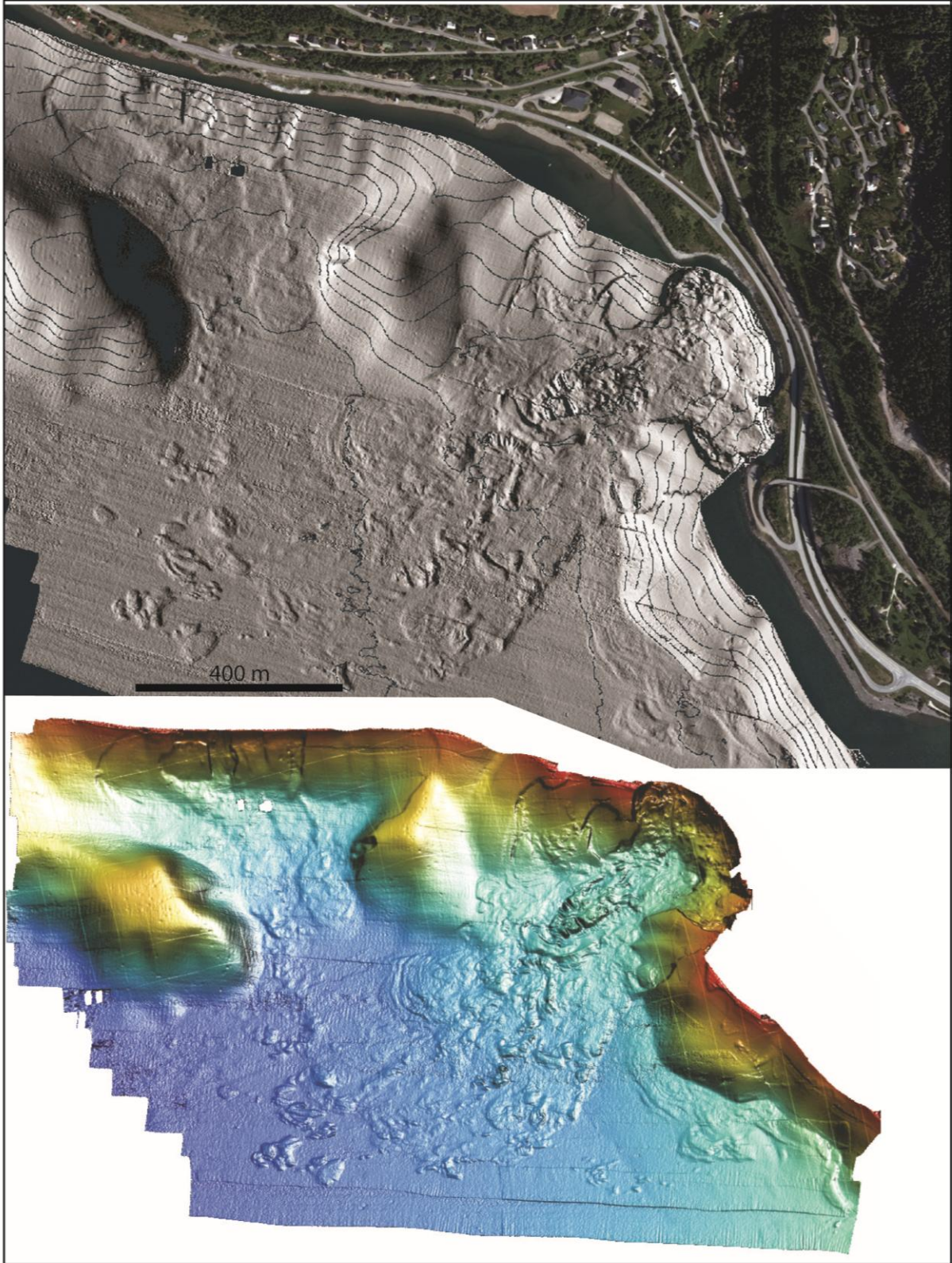
Gropformete skredsår har et konkavt eller sirkulært glideplan og er ofte relativt dype. Slike skredsår forekommer sannsynligvis i mer homogene avsetninger enn tilfellet er for flakskred som følger en lagdeling. Enkelte undersjøiske skredgroper har en snever skredport og kan minne om kvikkleireskred på land, men om kvikkleire har vært involvert er ikke alltid bekreftet (Fig. 9). Imidlertid har flere store, kjente kvikkleireskred forplantet seg fra sjøen og inn på land og her gjenkjennes den karakteristiske gropformen. Dette gjelder for eksempel for skredet på Lyngseide i 2010 og for Finneidfjord-skredet i 1996 (Fig. 10). Finneidfjord-skredet viser et eksempel på at større skredhendelser ofte er sammensatt og inneholder elementer av både grop- og flak-lignende skredformer (Fig. 10).



Figur 9. Skredgroper og andre landformer i sjøen ved Kinnartangen i Drammensfjorden (Hansen mfl. 2011a). Røde linjer med tenner viser skredkanten av grunne, flakformete skredsår, mens svarte kanter viser dypere gropen. Pilene viser den smale porten til en kvikkleirelignende skredgrop. Her er ingen tydelige spor av skredmasser som tilsier at massene var flytende og ble fordelt over et større område. Om kvikkleire var involvert i hendelsen vites ikke. Rosa linjer viser mulige skredmasser. Grønne linjer viser kanaler mens blå sirkler er pockmarks som er sirkulære spor i fjordbunnen etter utsivende gass eller veske.

Hvor vidt skredgropene er blitt tømt eller er delvis fylt av skredmasser avhenger av batymetrien. Hvis fjordbunnen er bratt nok og det er mulighet for skredmassene til å akselerere og transporteres bort under skredhendelsen, vil gropen ligge igjen uten skredmasser. Her spiller egenskapene til skredmassene også inn, for eksempel om de under bevegelsen brytes opp og går i oppløsning og forsvinner i en sedimentstrøm. Slike sedimentstrømmer kan forme kanaler på sjøbunnen. Flak av skredmasser kan transporteres langt gjennom vannplaning (Longva mfl. 2003, Canals mfl. 2004). Hvis fjordbunnen er mindre bratt og sedimentene ikke desintegreres kan skredmassene bli liggende igjen som flak, rygger og/eller hauger inne i eller ved foten av skredgropen (Fig. 3A, 8B, 9 og 10). Skredmasser som ligger igjen kan hindre videre skredutvikling. I motsatt fall kan metastabile brattkanter stå igjen.

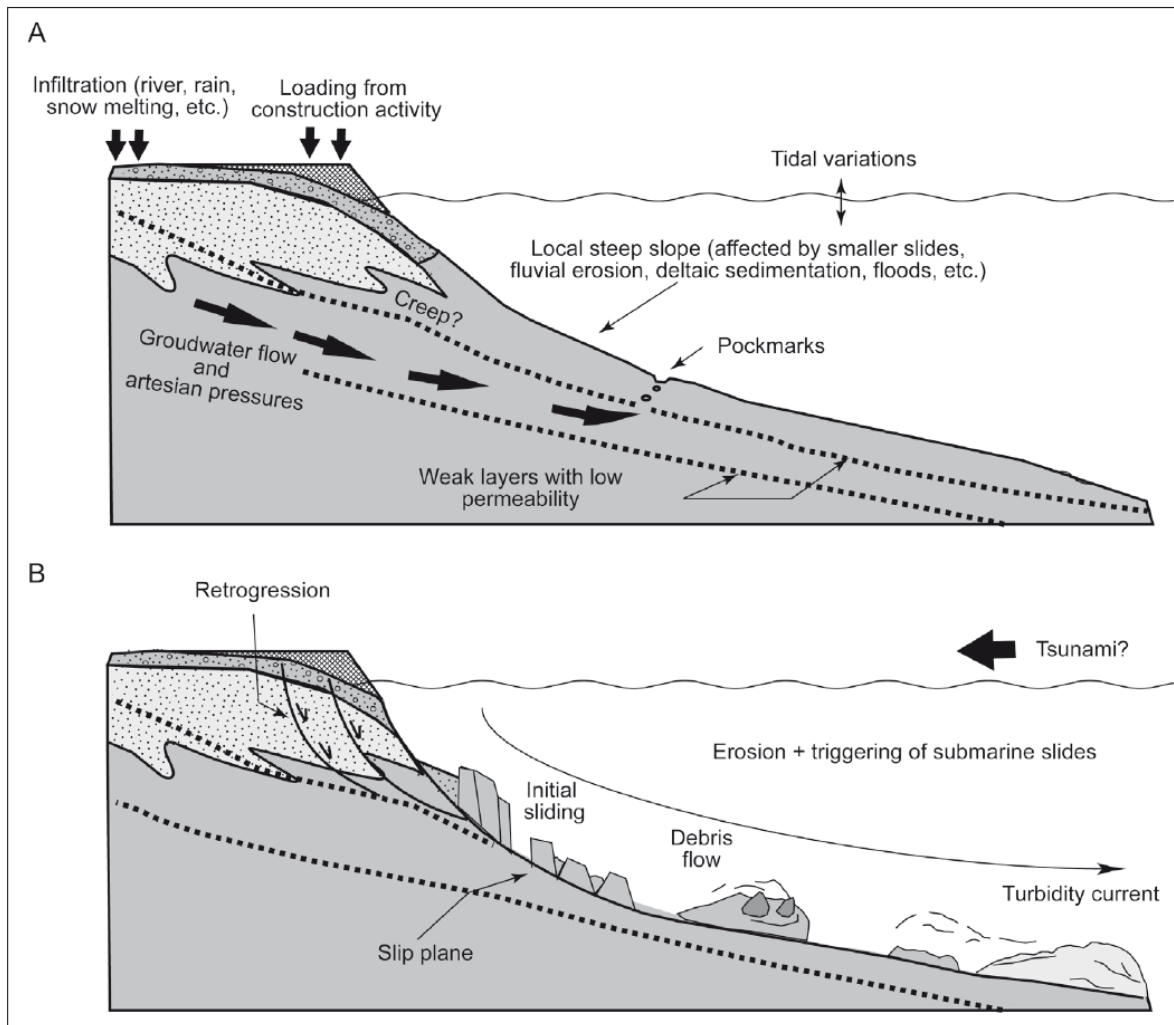
Studier av skredgroper, skredmasser og relasjonen til andre landformer i strandsonen, er et sentralt utgangspunkt for å forstå årsaken til skred og skredmekanismene. Dette gjelder også for hvor og hvorfor flodbølger utvikler seg i noen tilfeller. For eksempel viser tilstedeværelsen av skredgroper og pockmarks, som er sirkulære spor i fjordbunnen etter utsivende gass eller veske, at høye poretrykk kan være en medvirkende årsak for skred som for eksempel ved Kinnartangen i Drammensfjorden (Fig. 9). Kanalformer i et skredsår kan indikere at skredmassene bestod av lett likvifiserbare sedimenter.



Figur 10. 1996-skredet i Finneidfjord var et kombinert flakskred/kvikkleireskred. Skredforløpet er tolket på basis av vitnebeskrivelser, på skredmassenes fordeling på sjøbunnen og på resultater av seismiske undersøkelser og borkjerner. Skredet utløstes på grunn av poreovertrykk i et svakt lag i 2-3 meter under bunnen og flak av sedimenter skled ned de undersjøiske skråningene. Dermed punkterte kvikkleirelommen, som gikk langt ut fra land, og skredet utviklet seg som et vanlig kvikkleireskred. Det gikk over 100 m inn over land og hovedveien i området og flere hus forsvant i sjøen. Fire mennesker omkom (modifisert fra Longva mfl. 2003).

3.3 Forhåndsbedingungen og utløsningsfaktorer

Før et skred utløses er det ofte flere forhold som ligger bak og stabiliteten kan være nedsatt over tid (Fig. 11A). Den utløsende årsak er den siste påkjenningen som betinget at skredet skjedde. Det er mange naturlige faktorer som kan føre til skred under vann og i strandsonen, for eksempel rask sedimentasjon, jordskjelv, tidevann, bølger og erosjon (Hampton mfl. 1996, Locat & Lee 2002; 2009). Menneskelig aktivitet er også blitt stadig mer viktig, jamfør tabell 1.



Figur 11. Skjematisk illustrasjon som viser A) eksempler på faktorer som påvirker stabilitet i strandsonen, og B) ulike prosesser og stadier i skredutvikling (L'Heureux et al. 2010a).

3.3.1 Sedimentasjon

Rask sedimentasjon kan forårsake poretrykksoppbygning i undersjøiske sedimenter som blir hurtig begravd. Dette skjer for eksempel i et delta. Det finnes dessverre lite informasjon om effekten av sedimentasjon på skråningsstabilitet langs norske fjorder, men internasjonalt finnes det noen gode eksempler. Blant annet har Clarke (2012) utført en serie av gjentatte oppmålinger med multistråleekkolodd av et delta i Canada. Det viser at alle prosesser skjer hurtig. Dype kanaler eroderes og kan flytte seg raskt over deltaskråningen og tykke

sedimentpakker kan avsettes på kort tid. Utglidninger er vanlig i deltaer og dette tilskrives ofte høye sedimentasjonsrater og økt skråningsvinkel.

De fleste større elver i Norge er påvirket av menneskelig aktivitet (f.eks. ved oppdemming) og dette har betydning både for vannføring og sedimenttransport. Dette vil i regulerte elver føre til redusert sedimenttransport og lavere akkumulasjonsrater i deltaet. Sedimentasjonshastigheten i fjorden for øvrig avhenger også av sedimenttilførsel fra elvene. Den er generelt høyest nærmest deltaet og avtar utover i fjorden men dette avhenger også av sirkulasjonsmønsteret i fjorden.

3.3.2 Vannstandsendringer og hydrologi (klima)

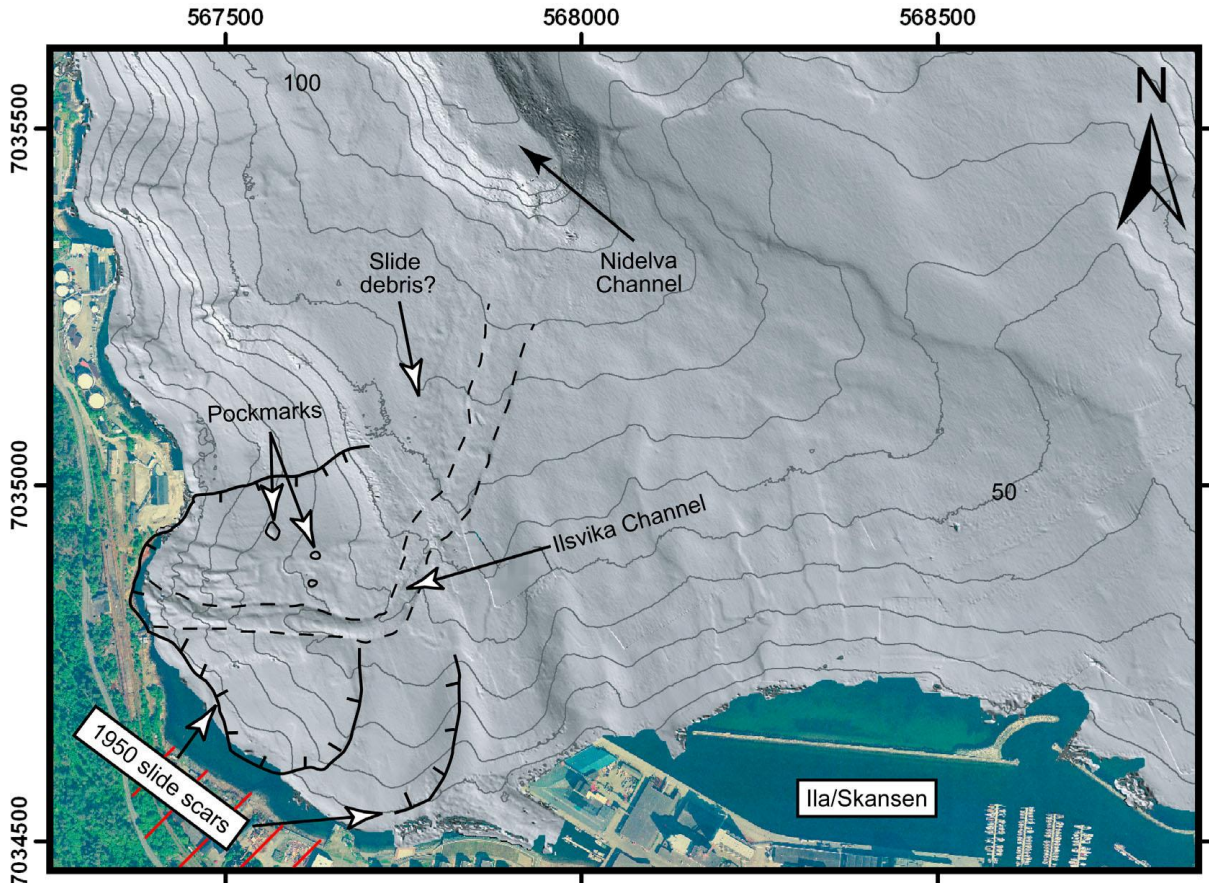
Vannstandsendringer, for eksempel på grunn av tidevann, vil påvirke stabiliteten i strandsonen. Flere skred utløses under lav vannstand enn ved høyvann (Kramer 1988). Økning i grunnvannsstanden, for eksempel på grunn av store flomhendelser eller intens nedbør, kan føre til økt poretrykk og ustabile skråninger. Dette gjelder også for tunge dekker med våt snø. Impermeable lag i sedimentene kan gi artesiske forhold og økt poretrykk (L'Heureux mfl. 2010a, Figur 11). I Finneidfjord tolkes initialskredet i 1996 til å skyldes poreovertrykk i et svakt lag (se avsnitt 3.3.5). I 2004 utplasserte ICG en poretrykksmåler like under eller i kontakt med det svake laget i en periode på 100 dager og målte et gjennomsnittlig poreovertrykk på 8 kpcal. For å se hvordan nedbør og tidevann innvirker på poretrykket i sedimentene har man som en del av ICG plassert ut 4 poretrykksmålere utenfor stranden i skredområdet Finneid 1996. Målerne er forsøkt drevet ned i sjøbunnen for å komme i nærheten av sandlaget i det svake laget. Det antas at dette står i forbindelse med grunnvann på land. Målerne skal stå ute et helt år og endringene i poretrykk følges online.

3.3.3 Erosjon

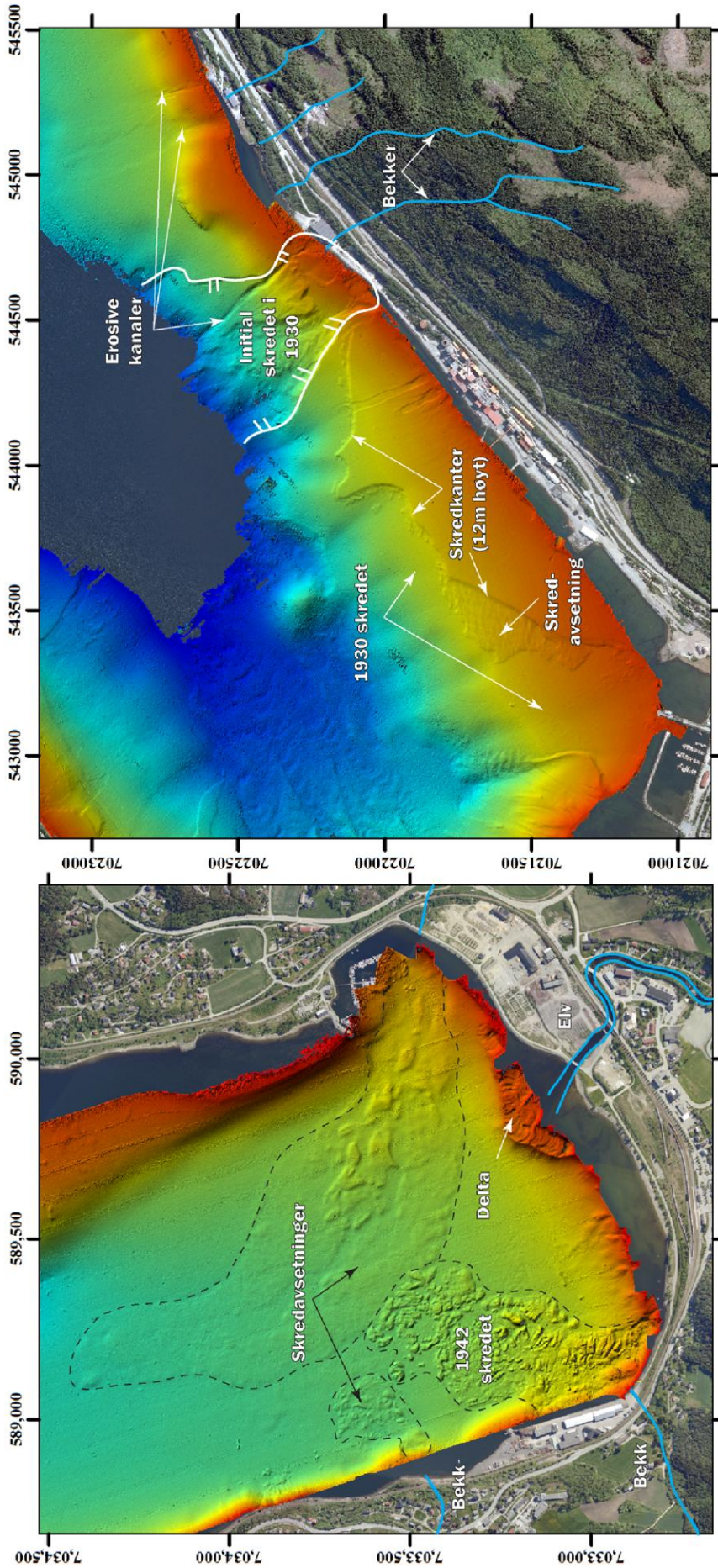
Fra land vet vi at erosjon ved foten av en skråning er en viktig destabiliserende faktor og skred for eksempel langs elve- og bekkedar er vanlig. Erosjon forekommer også i strandsonen og under vann. Erosjon fra strømmer i undersjøiske kanaler kan forekomme hvor elver/bekker munner ut i en innsjø eller i en fjord og/eller hvor skredmasser flyter som en massestrøm (Fig. 12). I skredtilfellene listet opp i Tabell 1, ser man at over halvparten (55 %) av skredene har forekommet nettopp ved munningen av elver/bekker. Her kan erosjon fra strømmer i undersjøiske kanaler, rask sedimentasjon eller poretrykksoppbygging i grunnvann ha spilt en rolle for utløsning av skred (se også Figur 13). Undersjøiske strømmer kan påvirke områder som ligger et godt stykke unna kildeområdet. Dette vises for eksempel i Drammensfjorden der undersjøiske strømmer fra en del av en bukt undergraver skråninger i andre deler av samme bukt (Fig. 14). Skred i seg selv er en erosjonsprosess og skredhendelser under vann, kan føre til at stabiliteten langs strandsonen reduseres (se for eksempel strandsonen mellom Gullaugbukta og Engersandbukta, Fig. 15). Dette har man ingen mulighet til å vite om uten dybdekartlegging.

Bølgeerosjon og strømerosjon langs land kan over tid skjære inn i skråningene og redusere stabiliteten i strandsonen. Erosjon av strøm og bølger kan sees på land ved at det dannes en skrent ut mot havet/fjorden, men kan også identifiseres på batymetridata (Fig. 16).

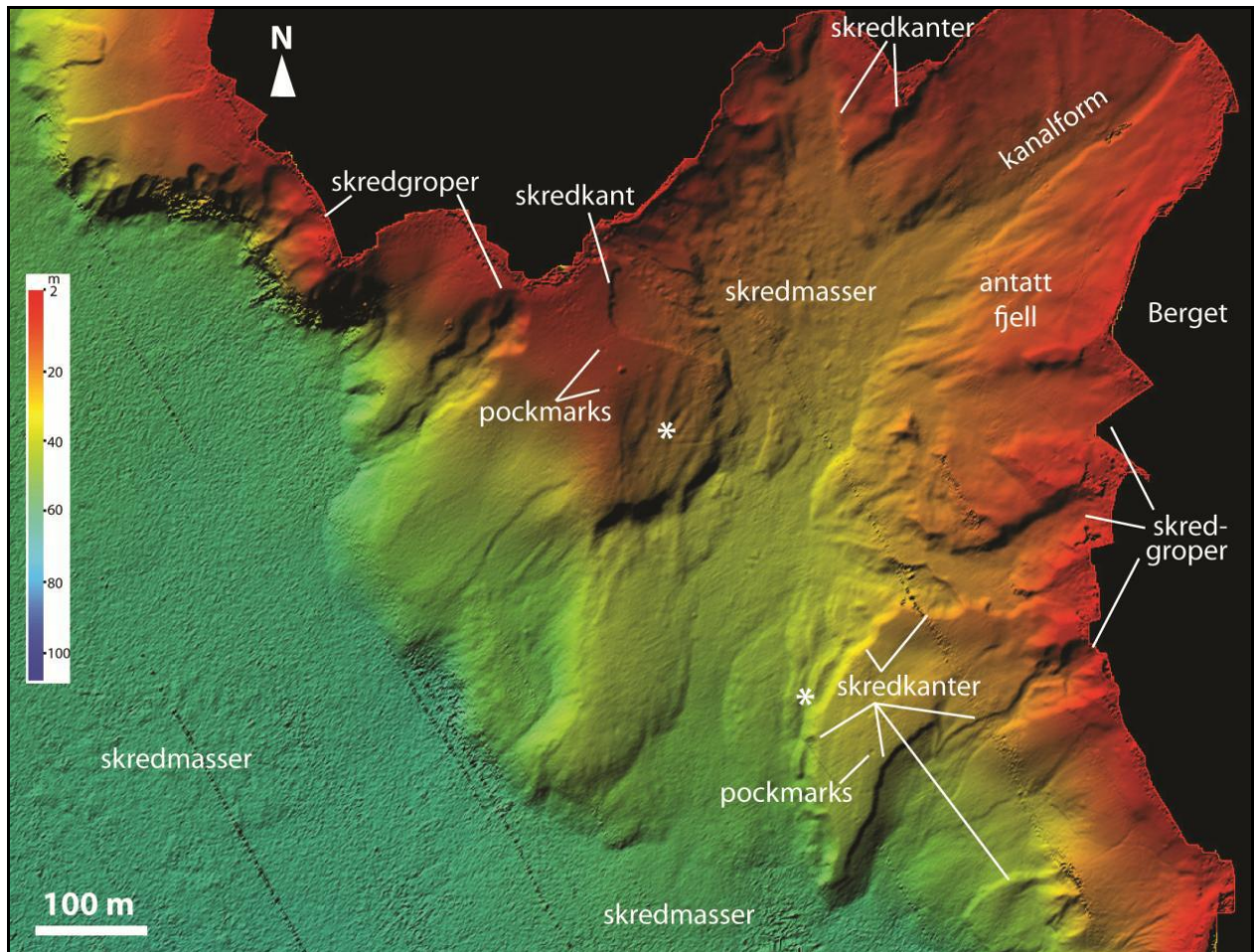
Figuren viser en platform langs land som er erodert inn i sedimentene. På denne flaten ligger sandbølger som er orientert vinkelrett på stranden og som er tydelig dannet av strøm langs land. Backscatterdata viser at sedimentene langs land er grove. Finmateriale er vasket ut og ført ut på dypere vann. Denne type data kan vise at det skjer utglidning i mykt materiale under det grovere materialet langs strandsonen. Dette ville ikke være mulig å konkludere alene ut fra batymetridata.



Figur 12. Markant, undersjøisk kanalstruktur i Ilsvika ved Trondheim. Kanalen er maksimalt 40-50 m bred og 3-5 m dyp og ligger i forlengelsen av en mindre bekk på land. Store pockmarks og skredsår fra 1950 er indikert. Rød skravur indikerer plasseringen av en registrert kvikkleiresone (modifisert fra L'Heureux mfl. 2010a).

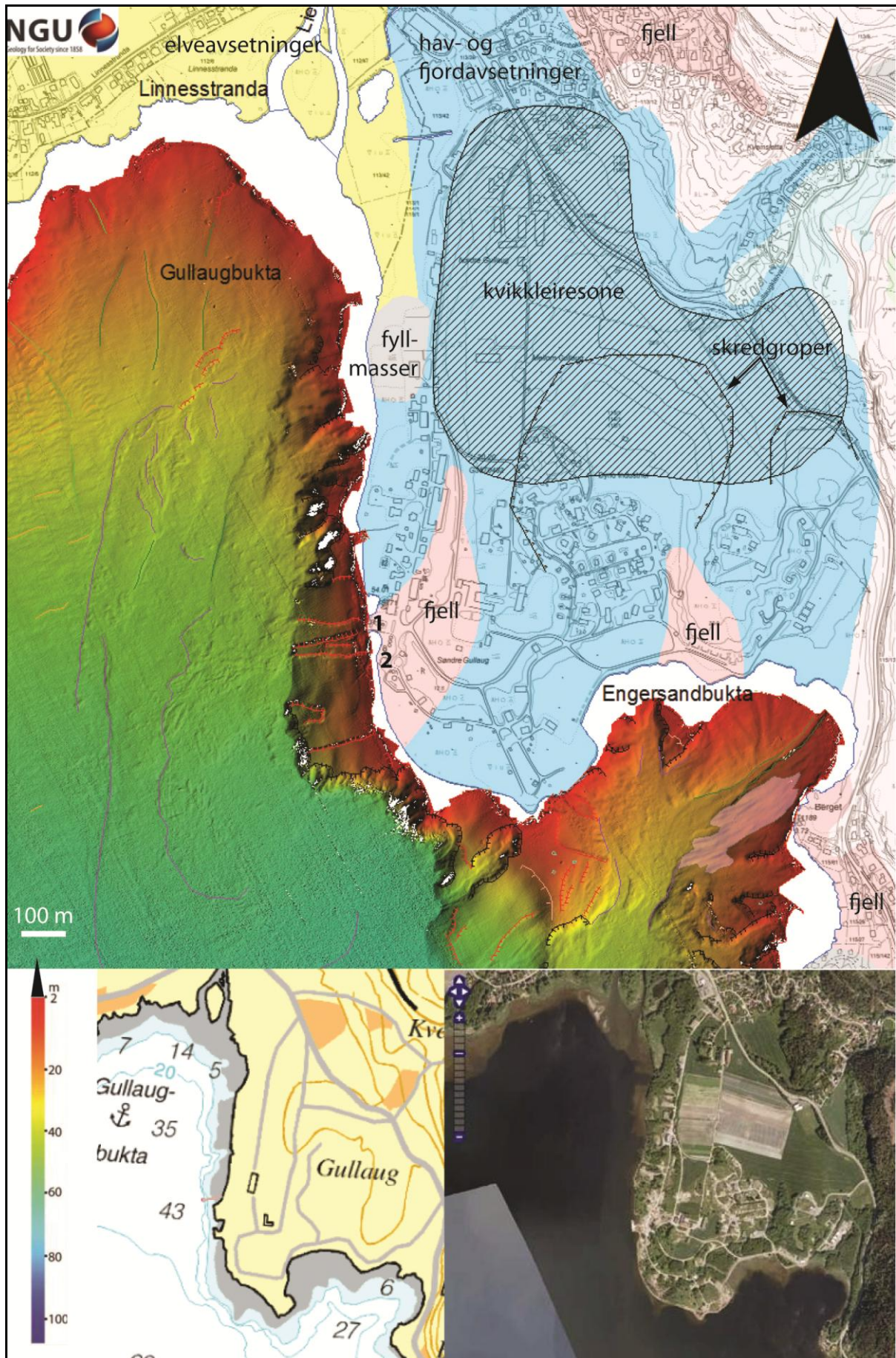


Figur 13. Eksempler på historiske skred i Hommelvika (venstre) og i Orkdalsfjorden (høyre), som viser at initialskredet ofte forekommer der hvor små bekker har sitt utløp i fjorden (fra L'Heureux mfl. 2011c). Skredet fra 1942 ble utløst av fylling i strandsonen (Tabell 1).

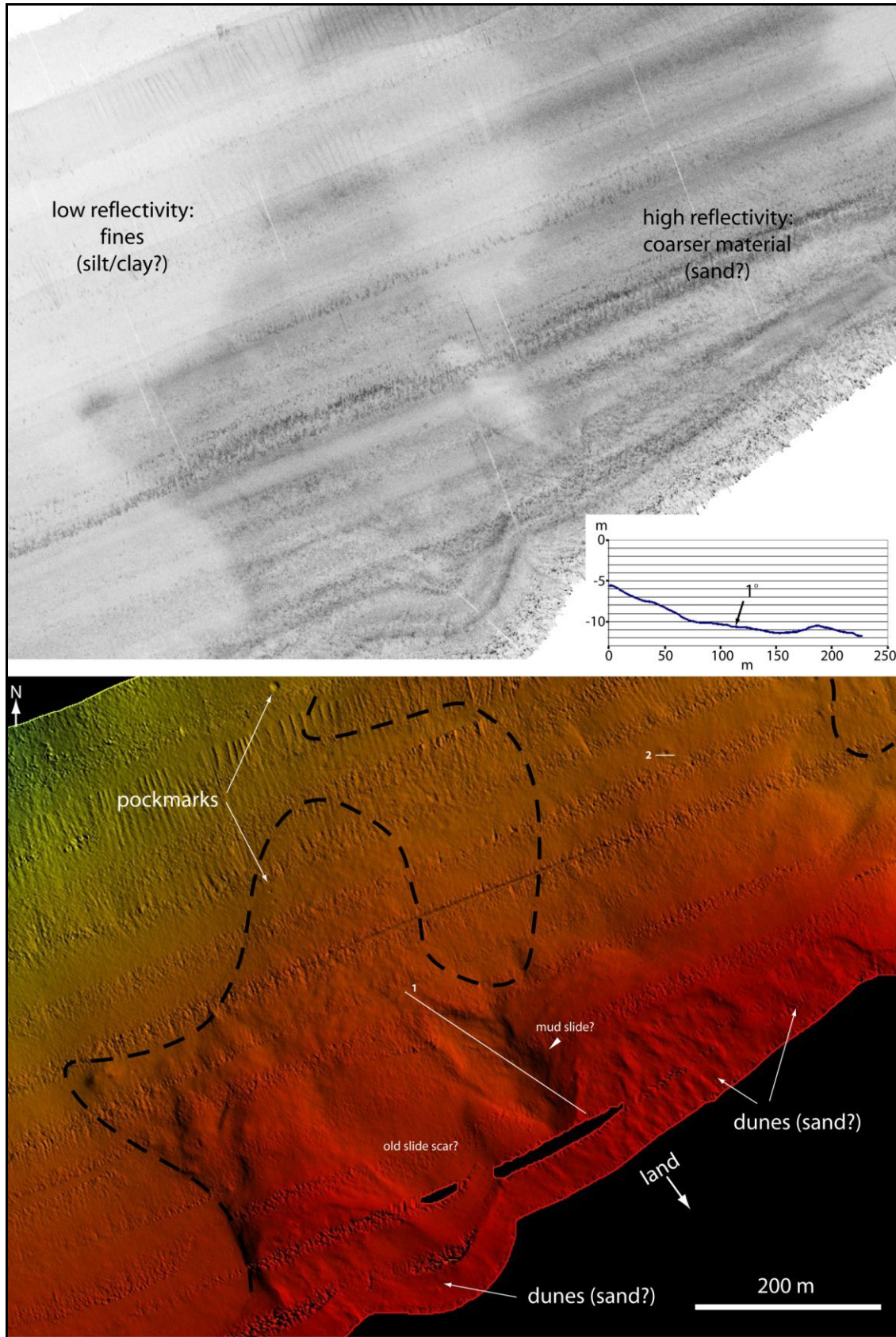


Figur 14. Skyggerelieff av høyopløselig batymetri fra Engersandbukta i Drammensfjorden. Ulike skredkanter og pockmarks er markert. Kanalen i den nordlige del av bukten fortsetter mot sør i en fordypning med skredmasser. Skredkanter/skredmasser ved stjernene viser at massebevegelse er skjedd inn mot fordypningen. Dette viser hvordan prosesser som starter en plass kan ha innvirkning på prosesser andre steder. I dette tilfellet resulterte strømmer fra innerst i bukten undergraving av skråninger på dypere vann. For plassering av området i forhold til land, se Figur 15. Fra Hansen mfl. (2011a).

Figur 15. Skyggerelieff av høyopløselig batymetri fra innerste delen av Drammensfjorden med landdata. Nederst er sjøkart og flyfoto (fra Norge digital) til sammenligning. For flere detaljer fra Engersandbukta, se Figur 14. I Gullaugbukta sees undersjøiske sedimentbølger (gule linjer i vest), kanaler og utbredt skredaktivitet. Landformene er fremhevet med linjer: Rød: grunne skredgroper, sort: dype skredgroper, grønn: kanaler, lilla: skredmasser, blå: pockmarks, rosa areal: antatt fjell. Tallet 1 angir eksisterende kaianlegg ved Gullaug mens 2 angir plassen der det er gikk skred under fylling av masser i strandsonen i 1974 (Tabell 1). De grunne skredgropene ved 1 og 2 er sannsynligvis dannet på grunn av disse fyllingene. Figuren er modifisert fra Hansen mfl. (2011a) og Hansen mfl. (2011b).



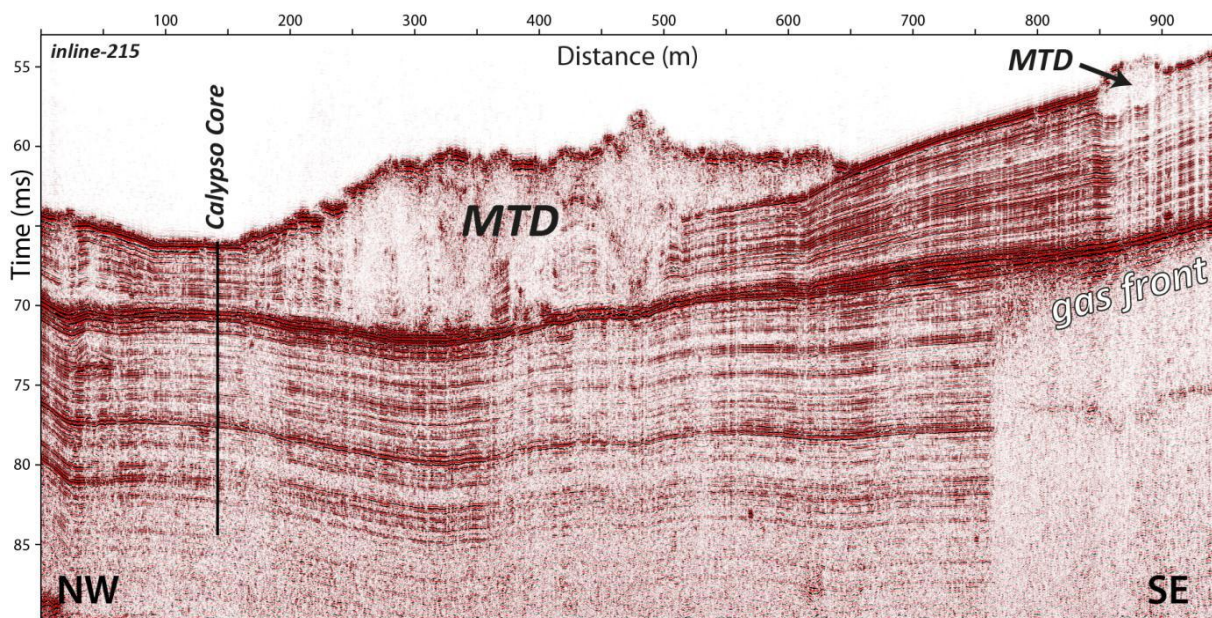
Figur 15. Tekst: Se forrige side



Figur 16. Skyggerelieff fra høyoppløselig batymetri (nederst) og "backscatter" (øverst) fra strandsonen ved Ranheim i Trondheimsfjorden (fra Hansen mfl. 2005). Den stiplede linjen (ca. 15 meters dyp) skiller områder med høy refleksivitet (mørk) og grove sedimenttyper, og områder med lav refleksivitet og finkornet sediment. Legg merke til flatene med dyneformer på grunt vann (rød, ca. 5 meters vanddyp) som er dannet av bølger og kyststrømmer. Gropformen med inntegnet profil avspeiler muligvis et mudderskred på slakt hellende sjøbunn (se innfelt profil). Bunnen av gropen har lav refleksivitet.

3.3.4 Gass

Det er vanlig å finne gass i marine sedimenter inklusive strandsonen (f. eks. Best mfl. 2003), og dette kan endre de geotekniske egenskapene til sedimentene betydelig ved å gi økt kompressibilitet og redusert udrenert skjærstyrke (f.eks. Sills & Wheeler 1992). I Sørfjorden, utenfor skredet i Finneidfjord i 1996, er det en sone med gass i sedimentene. Vi har imidlertid ikke påvist noen skredaktivitet tilknyttet dette gassområdet. Derimot ser vi at gassen blokkeres av et spesielt lag i sedimentene, det samme laget som fungerer som glideplan for mange av flaskredene i fjorden (Fig. 17). I sedimentkjerner gjennom det svake laget inntil skredkanten fra 1996 har vi sett blærerom i leira, som vi tolker som gassblærer (Figur 19 D) uten at vi kan se gassblokkering i de seismiske registreringene. Det tyder på at mengden av gass i området i så fall ikke stor nok til å blokkere det seismiske signalet. Det er mulig at gassen fører til forhøyede poretrykksverdier i dette laget (Morgan mfl. 2009). Det kreves videre undersøkelser om rollen gass spiller som skredmekanisme.

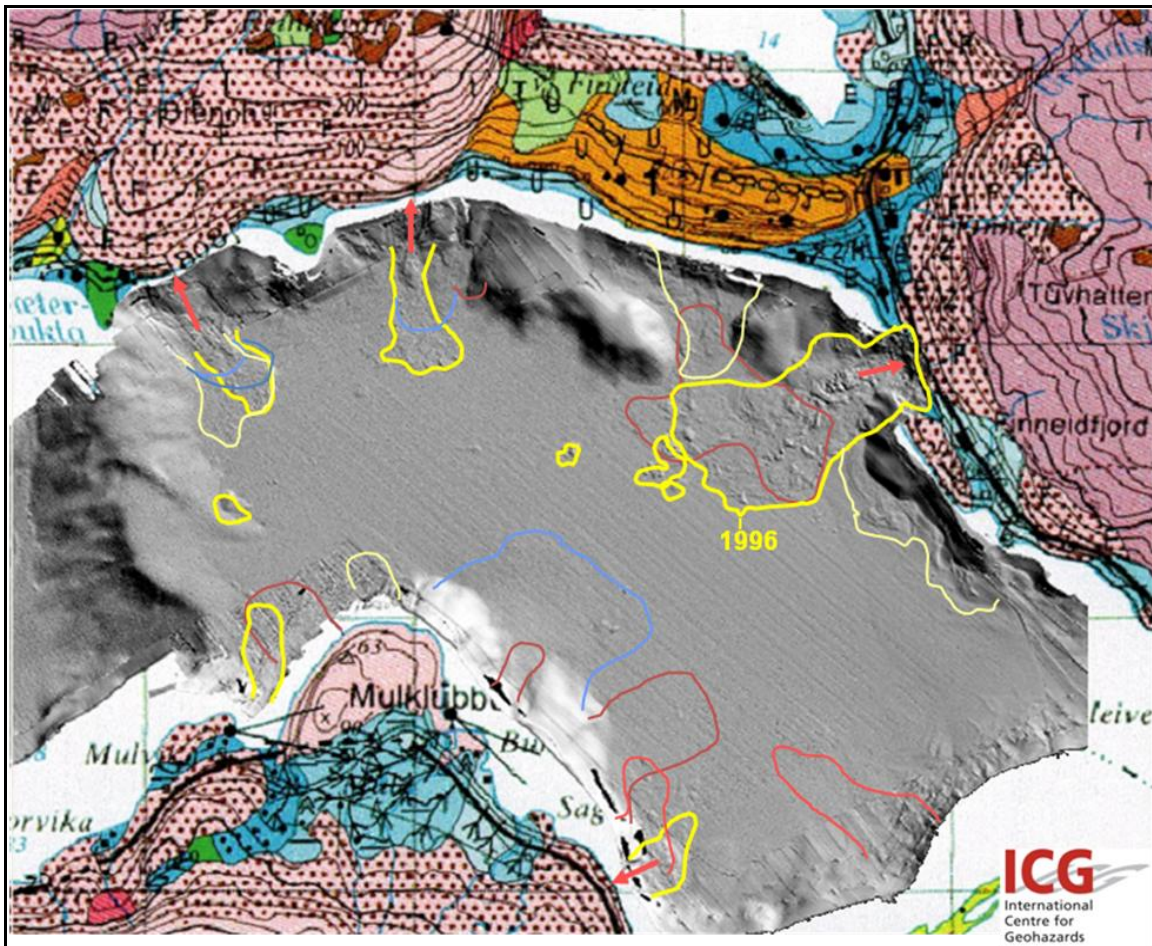


Figur 17. Seismisk profil fra Finneidfjord. Gas er indikert under markerte refleksjoner som representerer et spesielt leirlag i fjordbunnen (dokumentert av kjerne (calypso core: GS10-163-02), se også Figur 25). Skredavsetninger er indikert (MTD: mass transport deposit). Omarbeidet fra Vanneste m.fl. (2012).

3.3.5 Svake lag

Studier i norske fjorder viser at svake lag i sedimentene er ofte nødvendig for at skred skal utløses (Longva mfl. 2003, L'Heureux mfl. 2010b, 2012c, Hansen mfl. 2011c). Ved Finneidfjord i Sørfjorden i Hemnes kommune har vi veldig gode eksempler på dette. I fjorden har det gått undersjøiske skred siden istiden og fram til nå, men frekvensen av skred har økt kraftig i historisk tid. Figur 18 viser en tolkning av skredmasser på sjøbunnen og i sedimentene under (Longva mfl. 1999). Skredlobene er vist med linjer med forskjellig farge. Dateringer av en 14 m lang kjerne (Figur 17 viser kjernen tegnet inn på et seismisk profil) antyder at de blå skredene er mellom 3000 - 6000 år gamle, de røde mellom 500 og 2000 år gamle og de gule yngre enn 500 år (upubliserte data). Alle skredene med gult omriss på Figur 18 er knyttet til ett og samme svake lag som kan følges som en kraftig reflektor på seismikk

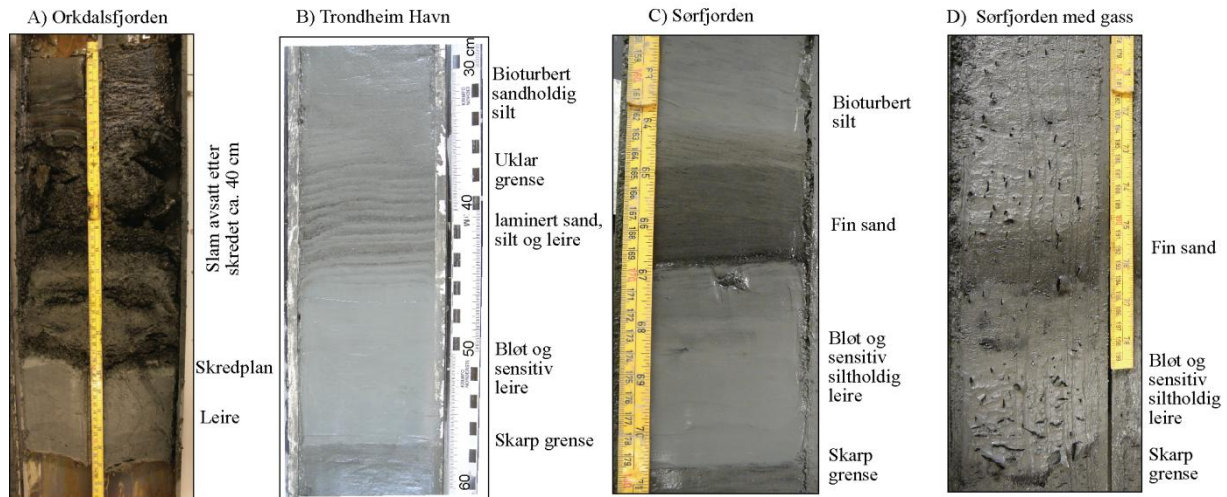
over hele fjordbassenget. Dette laget er datert til å være 500 år gammelt. Borkjerner og trykksonderinger gjennom dette laget, som utgjør glideplanet for disse skredene, er et tynt, laminert og bløtt leirlag med et internt sandlag, i de ellers bioturberte silt- og sandholdige Holocene avsetningene (Fig. 18). Samme type svake leirlag har vi funnet i andre fjorder som Trondheimsfjorden og Orkdalsfjorden (Fig. 18). Som regel viser disse leirlagene lavere udrenert skjærstyrke, lavere omrørt skjærstyrke, høyere sensitivitet, høyere vanninnhold og lavere permeabilitet enn de omkringliggende sedimentene (L'Heureux mfl. 2010b; 2012c).



Figur 18. Figuren viser omrisset av skredavsetninger i deler av Sørkjolen i Hemnes. Fargen på omrisset angir alder. Blå er mellom 3000 og 6000 år, rød mellom 2000 og 500 år og gul yngre enn 500 år. Skredene er tolket ut fra seimikk og plottet på et skyggerelieff over fjordbunnen som er kombinert med et kvartærgeologisk kart på land (Figuren er omarbeidet etter Longva mfl. 1999). Rosa farge er fjell, grønn farge morenemateriale, oransje er breelvmateriale, lys blå er hav- og fjordavsetning (de lyseste feltene angir tynt dekke over berggrunnen), mens mørk blå er strandavsetninger. Skredmassene i fjorden er markert med kraftig gule omrisset og alle skred ble utløst i områder der det har skjedd sprengning i forbindelse med vei- eller jernbaneskjæringer (røde piler). Rutenettet på det kvartærgeologiske kartet er 1x1km.

Den regionale utbredelsen og den lave permeabiliteten til disse lagene kan også føre til dannelse av artesiske trykk på ulike stratigrafiske nivåer og det kan redusere stabiliteten. L'Heureux mfl. (2009, 2012c) og Hansen mfl. (2011c) har vist at slike leirlag er avsatt i fjordene som følge av kvikkleireskred på land. Forutsetningen for å finne svake, leirholdige lag som beskrevet her, er derfor at det har gått kvikkleireskred i kildeområdet og at

fjordbunnen langs strandsonen skrår svakt nok til at sedimentene har kunnet bunnfelles (Hansen mfl. 2011c). Andre typer av finkornige lag, for eksempel flomlag, kan også være potensielt svake (Dan mfl. 2007). Bruk av høyoppløselige seismiske data med tilhørende grunnundersøkelser har vist seg å være nyttig i kartleggingen av slike lag i forskjellige fjordsystemer.

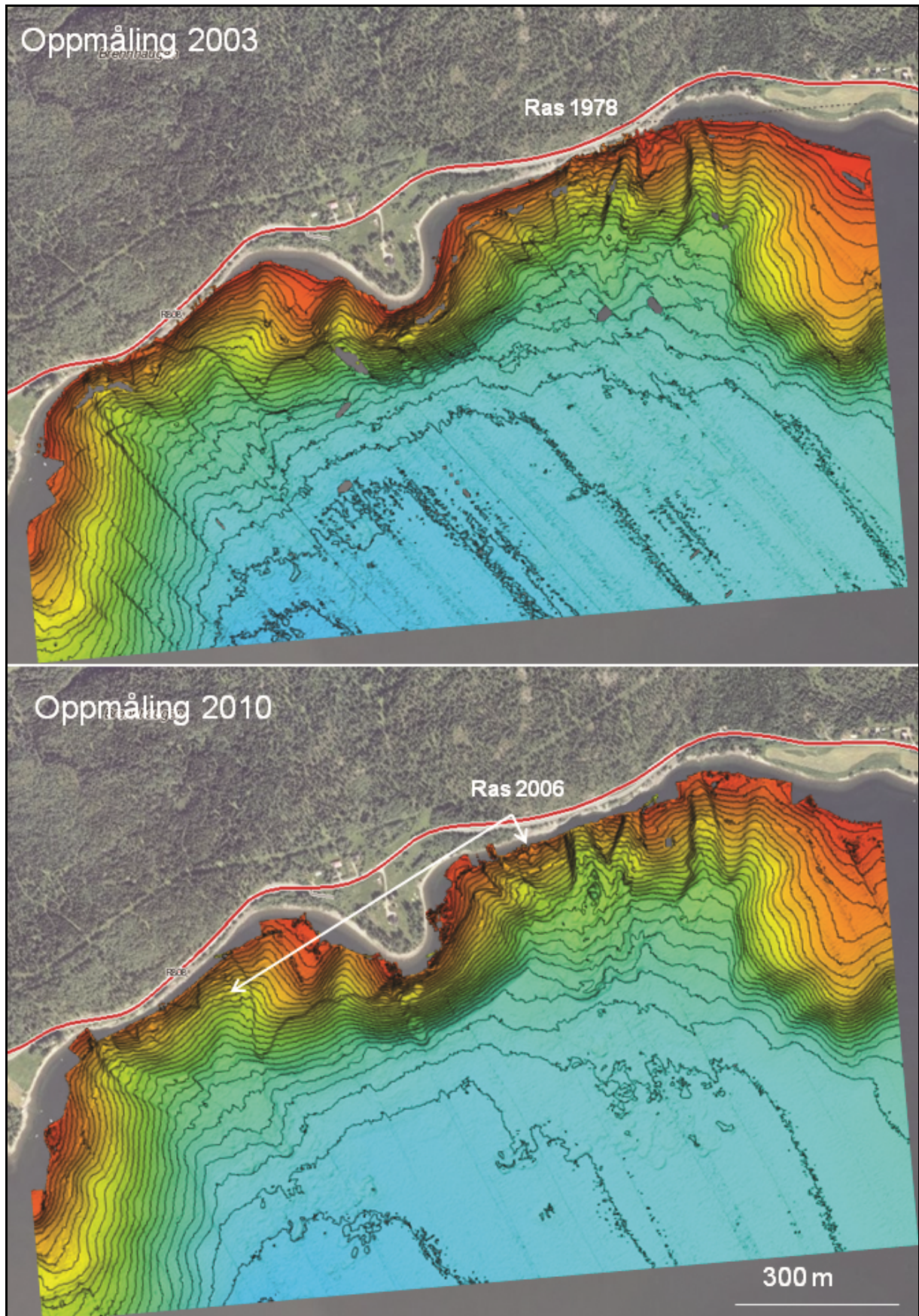


Figur 19. Sammenligning av leirlag som svarer til glideplan for skred i A) Orkdalsfjorden, B) Trondheim Havn og C) Sør fjorden. D) Leirlag fra Finneidfjord (Sør fjord) med gassblærer. Kjernen fra Orkdalsfjorden (A) er tatt innenfor skredgropen mens kjerne i B, C og D er tatt utenfor skredgropene (fra L'Heureux mfl. 2010b).

3.3.6 Menneskelig aktivitet

Menneskelige aktiviteter som utfylling, mudring og sprenging i strandsonen er vanlige årsaker til skred langs norske fjorder (Tabell 1). 15 (52 %) av de 29 registrerte skredhendelsene i studien kan knyttes opp mot menneskelige aktiviteter (L'Heureux mfl. 2011c). Som regel har skredene gått under, eller noen timer etter, arbeidet. En viktig observasjon er de mange skredene som vi finner i tilknytning til veg- eller jernbaneskjæringer. Ved Finneidfjord har sprengning i vegskjæringer utløst skred i sjøen både i 1978 og i 2006 (Fig. 20). Undersøkelser har vist at alle skredene gikk eller ble initiert i samme svake lag. Rystelser fra sprenging i fjell ser ut til å forplante seg i fjell og løsmasser og føre til utglidninger i skredfarlige skråninger under vann (Woldeselassie 2012). Hvis kvikkleirelommer punkteres, eller erosjon fra skredmasser utløser nye skred, kan dette få alvorlige konsekvenser. Rystelser kan også resultere i kollaps av kohesjonsløse sedimenter (Emdal mfl. 1996; L'Heureux mfl. 2007).

Som regel må de naturlige forholdene ligge til rette for at et skred skal igangsettes, selv for de som er utløst av menneskelig aktivitet. Tidligere studier har vist at skred i strandsonen ofte skjer på lavvann (Kramer 1988). Det regionale grunnvannsregimet i strandsonesedimentene spiller også en viktig rolle i skredprosessen. Faktisk, et stort flertall av de historiske skredene har vist seg å oppstå under tinesesongen om våren og i regntiden på høsten (Figur 6B). Det er likevel viktig å innse at menneskelig aktivitet også kan spille en viktig rolle her siden mange byggeprosjekter begynner på våren eller avsluttes på høsten. Mangel på menneskelig aktivitet i ferieperioden juli gjenspeiles kanskje også i Figur 6B, siden ingen skred er blitt registrert den måneden.

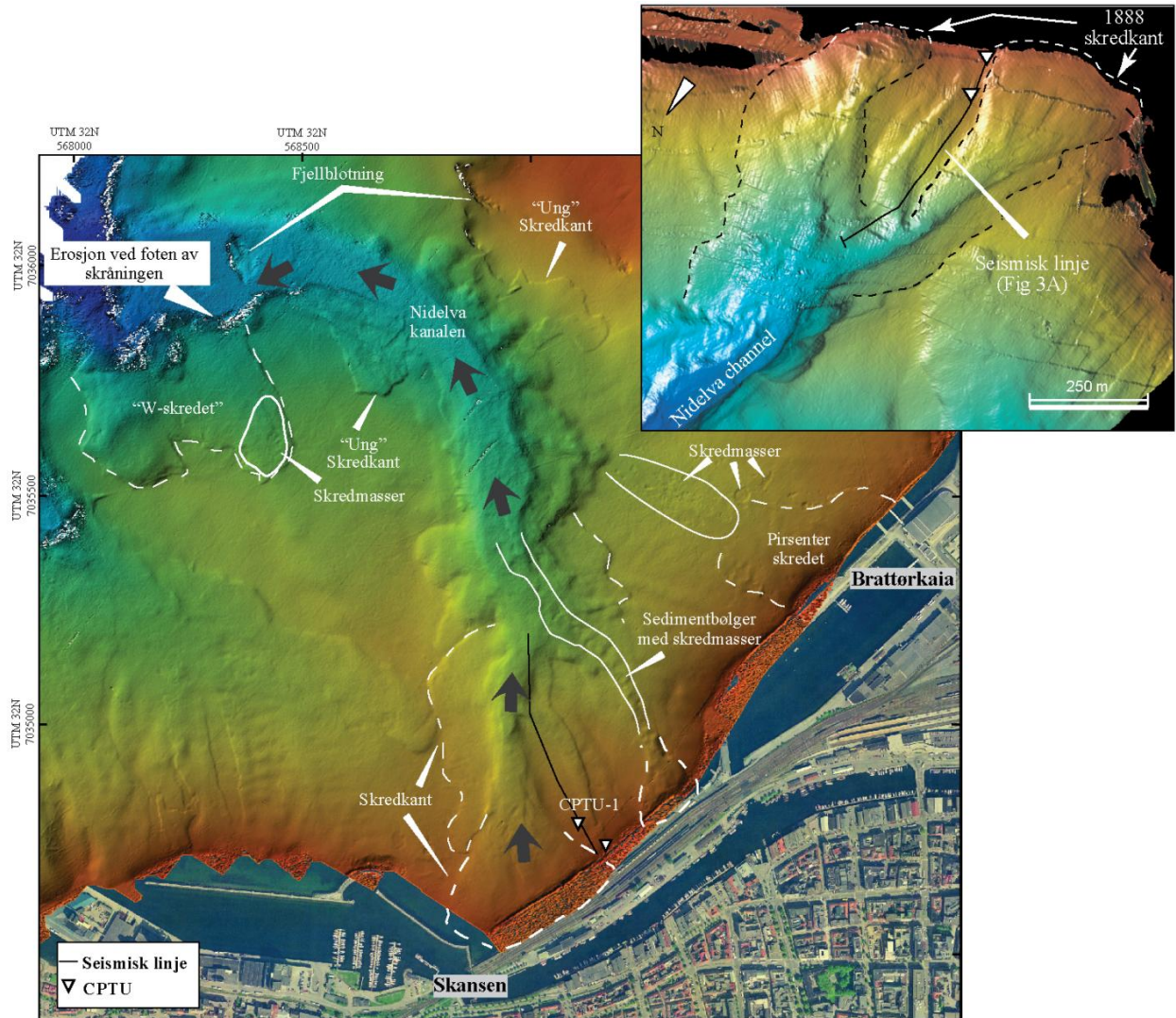


Figur 20. Skred ble registrerte kort tid etter sprengning i 1978, 1996 og i 2006 i Sørfjorden ved Finneidfjord. Figuren viser sjøbunns morfologien i 2003 og i 2010. Pilene på bildet under markerer hvor det gikk skred i 2006.

3.4 Skredutvikling og konsekvenser i strandsonen

Et skred utløst i strandsonen kan utvikle seg innover land (retrogresjon). Utviklingen av skredet vil fortsette så lenge ugunstige grunnforhold eksisterer. Omfanget av retrogresjon er styrt av flere faktorer, som f.eks. sensitivitet, topografi, skredmorfologi og potensialet leira har til å strømme ut av skredgropa (Tavenas mfl. 1983, L'Heureux 2012a). I deltaområder er retrogresjonslengden på land som regel mindre enn 50 m (Fig. 6D). Skredet stopper da i grovere materiale som sand og grus (Fig. 11B). I viker og bukter går den bakovergripende skredprosessen ofte mer enn 50 m, og i tilfeller hvor kvikkleire er til stede kan et undersjøisk skred forplante seg langt inn på land, som regel mer enn 125 m (Fig. 6D). Marine avsetninger langs fjordene (sidevegger) er også gunstig for en bakovergripende skredprosess, men avsetningene er som regel tynnere her og prosessen blir styrt av fjelltopografien.

Ikke bare selve skredprosessene, men også hvordan skredmassene oppfører seg er viktig. Som sett i mange fjordsystemer, kan et enkelt skred utvikle seg til en eroderende strøm av sedimenter. Dette kan påvirke store områder og til og med utløse tsunamier. I følge det historiske datasettet vist i Tabell 1, har opptil 45 % av de 29 registrerte skredhendelsene utløst flodbølger. Oppskyllingshøyde ble registrert i 29 % av tilfellene med verdier mellom 1 m og 7 m. Koblingene mellom skred og deres potensiale til å generere tsunamier er imidlertid ikke alltid klart. I Trondheim Havn, for eksempel, har bare ett av 3 historiske hendelser de siste hundre år utløst en flodbølge (1888-skredet). Grunnen til dette ligger i sjøbunns morfologien. Foran 1888-skredet ved Brattøra var det en dyp kanal som førte til at strømmen av skredmasser ble konsentrert, og erosjon i foten av kanalskråningen utløste et nytt skred i en bratt og høy skråning (L'Heureux mfl. 2011b). Dette skredet utløste en flodbølge.



Figur 21. Høyoppløsning batymetri foran Skansen og Brattøra i Trondheimhavn med morfologisk tolkning. Pilene viser retning av sedimentstrømmen etter initial undersjøiskskred ved Brattøra/Skansen i 1888. Denne strømmen førte til erosjon og utløsning av W-skredet hvorved en flodbølge ble utløst. Hvorvidt de andre "unge" skredene langs kanalen er en del av 1888 hendelsen, er ikke verifisert. Et 3D bilde av 1888 skredkanten ved Brattøra er også vedlagt (fra L'Heureux mfl. 2010b).

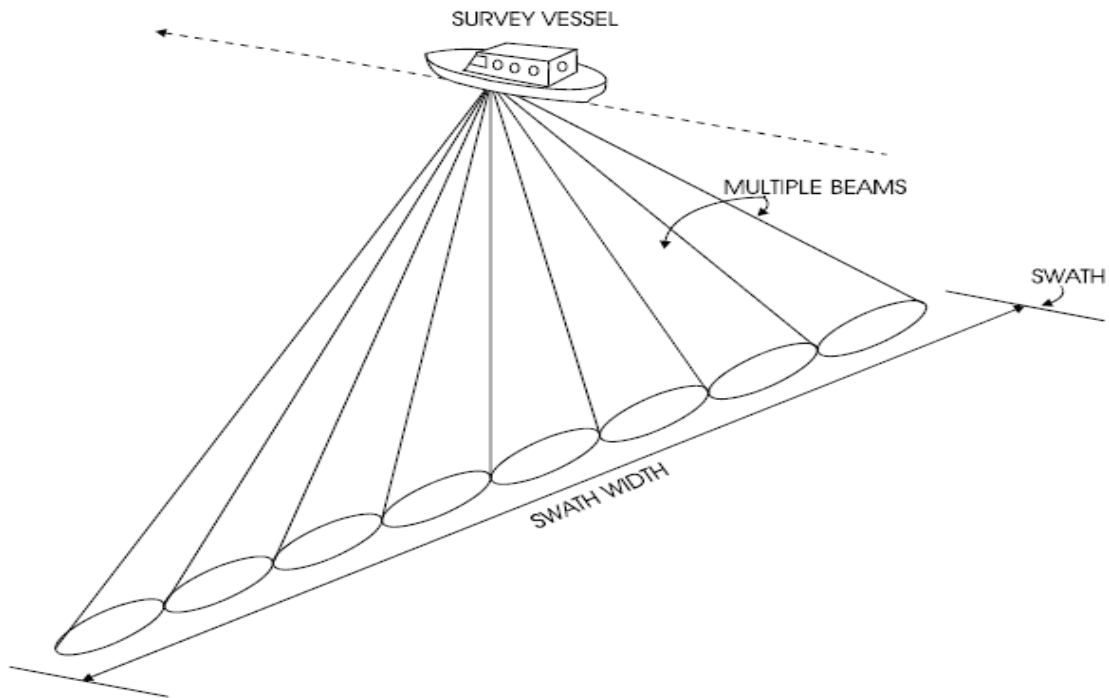
4. Testede metoder til forebyggende kartlegging mot skred i strandsonen

Resultatene ovenfor viser at data fra land og sjø er viktige ved skredforebyggende kartlegging i strandsonen. Det er mange metoder som per i dag er tilgjengelig og som kan brukes for slik kartlegging. Longva mfl. (1999) ga en første detaljert oversikt over forskjellige metoder for denne typen kartlegging i sjøen. I det følgende utdypes noen av metodene og nye metoder tilføyes. Kun enkelte landbaserte metoder omtales.

4.1 Topografiske og batymetriske målinger

Høyoppløselig batymetriske data gir viktig informasjon om skråningshøyde og helning. I tillegg kan landformer identifiseres, som for eksempel skredkanter og skredmasser, og prosesser kan tolkes, for eksempel tegn på erosjon. Data kan brukes til å produsere helningskart og til stabilitetsanalyser. På land kan slik informasjon hentes direkte fra flyfoto, topografiske og kvartærgeologiske kart for det meste av Norge. I sjøen kan topografiske informasjon samles inn ved hjelp av multitrålekkolodd eller interferometrisk sidesøkende sonar. De to metodene er forskjellige, men det endelige resultatet fra begge metoder er sammenlignbart. Metodene skaffer tett med data både langs skipets fartslinje og mellom linjene, slik at 100 % dekning av havbunnen vanligvis oppnås. Oppløsningen er avhengig av vanddyp, men i kystsonen er vanlig oppløsning på data 1- 5 m. I prinsippet gir data en flatedekkende beskrivelse av sjøbunnen som kan presenteres som skyggerelieff, som ligner flyfoto av landjorda i lav sol. Ved dybdemåling med multistrålekkolodd og interferometrisk sidesøkende sonar får man samtidig et relativt mål på bunnens hardhet eller ruhet ved at man måler styrken på det reflekterte lydsignalet, såkalt backscatter. Backscatter er et viktig hjelpemiddel for å tolke bunn sedimenter, men har begrenset verdi i vurdering av stabilitet. Imidlertid kan data hjelpe med å identifisere for typen av skred og deres relative alder (Fig. 16).

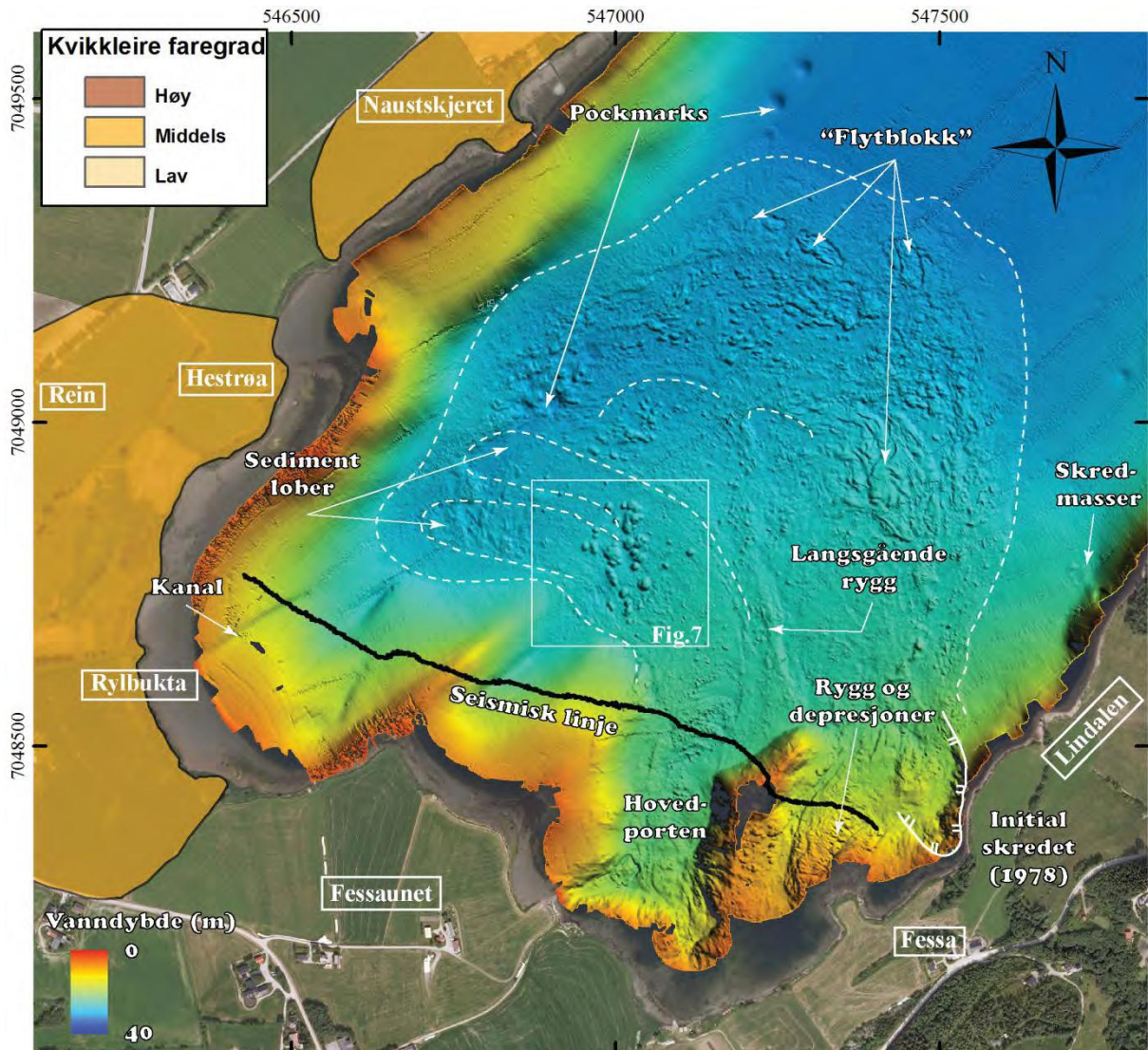
Å gjøre flatedekkende kartlegging på grunt vann er svært tidkrevende. Motsatsen til multistrålekkoloddet på land, er flybåren laser, såkalt LiDAR. Instrumentet har en innebygd laseravstandsmåler som skanner over terrenget etter hvert som flyet beveger seg framover. Skanneren måler avstander fra laseren til terrengoverflaten med en gitt sveipebredde under flyet. Avstandene bestemmes ved å måle tiden det tar for lyset å nå terrenget og reflekteres tilbake. Laserskanning bidrar til at høyoppløselig terrenginformasjon blir tilgjengelig for gradvis flere landområder inklusive strandsonen. Noen frekvenser laserlys penetrerer vann og LiDAR er med stort hell benyttet for å kartlegge strandsonen ned til ca 20 m vanddyp avhengig av sikten i vannet. LiDAR er testet ut av Kartverkets Sjødivisjon for batymetriske kartlegging, men er så lang ikke vurdert å være nøyaktig nok for kartlegging for navigasjonsformål. Derimot kan det være en effektiv måte å kartlegge morfologi i strandsonen.



Figur 22. Prinsipp for innsamling av sjøbunnsdata med multistråleekkolodd.

Relevans av batymetrisk/topografisk informasjon i forhold til strandsoneproblematikken:

- Få fram detaljerte bilder av sjøbunnen utenfor strandlinjen
- Beregne helning og høyden til skråningene utenfor strandlinjen
- Påvise skredgroper og skredavsetninger
- Påvise tegn på erosjon i kanaler og undergraving
- Påvise andre landformer som er tegn på (de)stabiliserende forhold, herunder en kvalitativ vurdering av grunnvannforhold, se eksempel av pockmarks i Figur 23

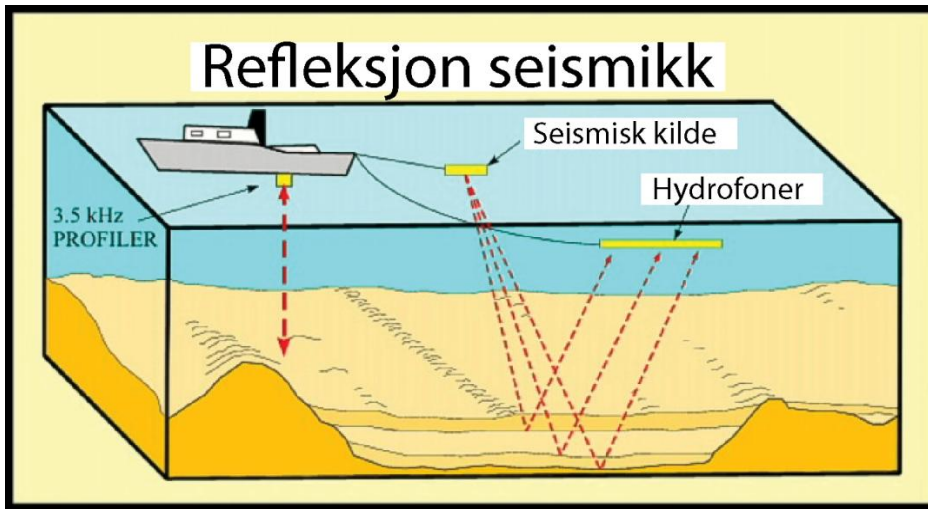


Figur 23. Skyggerelieffbilde av avsetningene etter Rissaraset i 1978 på bunnen av Botn i Rissa. Bildet viser også pockmarks på sjøbunnen som kan skyldes artesiske poretrykk (fra L'Heureux mfl. 2011a).

4.2 Refleksjonsseismikk

Refleksjonsseismikk brukes for å hente informasjon om sedimentene under sjøbunnen. Det sendes en seismisk bølge (lydpuls) ut fra ett punkt, og som mottas i et annet punkt. I praksis skjer dette ved at det sendes lyd signaler ut fra en signalkilde. Lyden vil forplante seg i det mediet den sendes ut i, for så å reflekteres ved overgangen til et annet medium. Når lyden treffer grenseflater, som overgangen fra vann til sediment, eller mellom forskjellige sediment med ulik tetthet eller seismisk hastighet, sendes det reflekser tilbake mot vannflaten. Mottak av det reflekterte signalet skjer ved hjelp av hydrofoner som enten taues i en kabel bak en båt eller er montert på skroget. Resultatet gir tverrsnitt gjennom sedimentene og ut fra erfaring kan man dele sedimentene inn etter avsetningsforhold, og tolke ut skredmasser og erosjonsflater eller skredsår som er dekket av yngre sedimenter. Rekkevidden av lydbølgene ned i sediment eller i fjell, og oppløsning av de detaljer man kan se på seismikken, avhenger av signalkilden og de lydfrekvenser som sendes ut.

Ved NGU er det vanlig å bruke et parametrisk system (TOPAS PS 40) som signalkilde. TOPAS har en vertikal oppløsning av detaljer i sedimentene fra 0,1-0,5 m. Penetrasjonen av lydbølgene fra instrumentet er begrenset i sedimenter og stopper mot fjell.

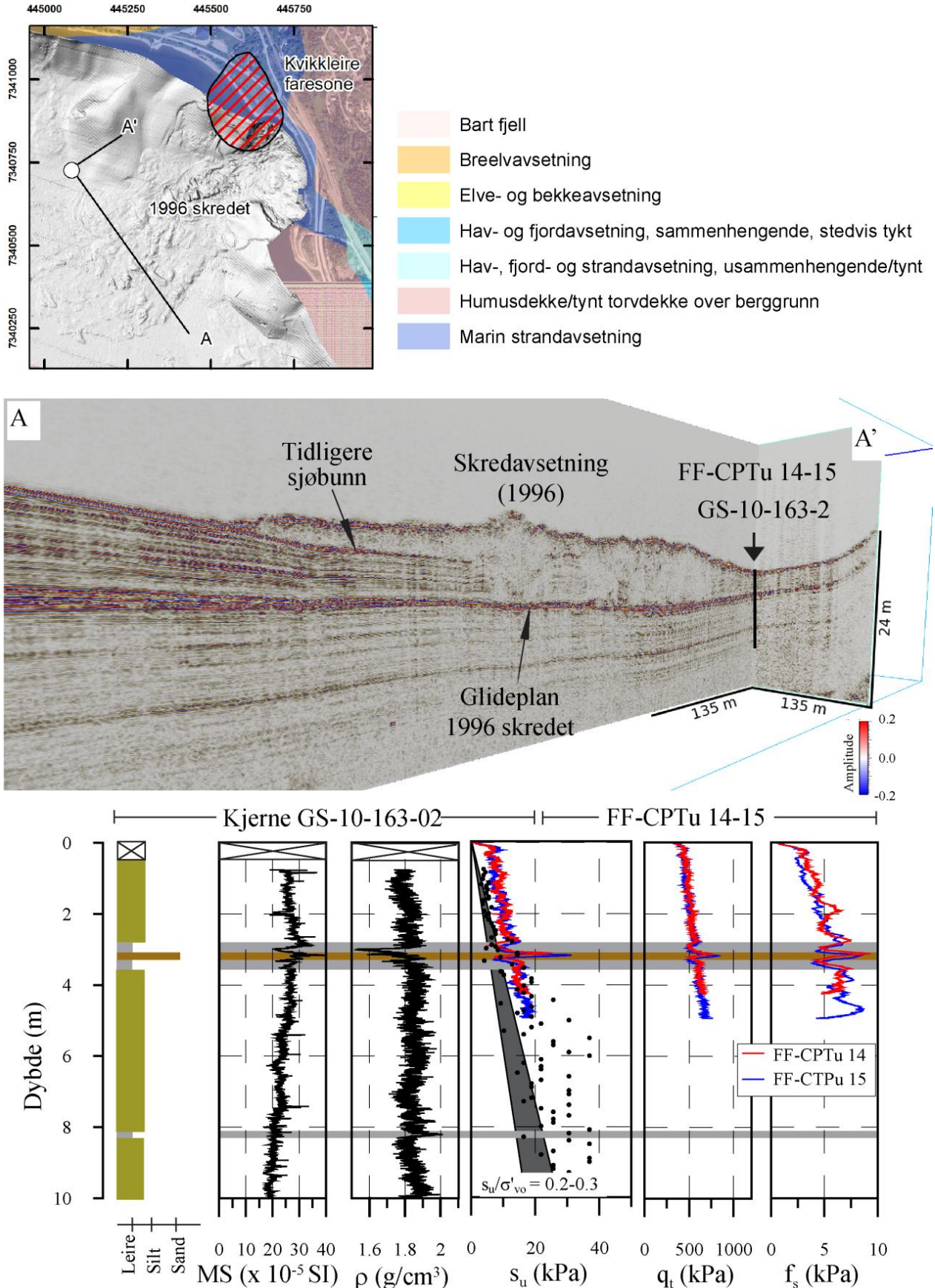


Figur 24. Eksempel på samling av refleksjonsseismiske data

Relevans av refleksjonsseismikk forhold til strandsoneproblematikk:

- Påvise unge skredmasser avsatt på sjøbunnen eller eldre skredmasser som er begravd av yngre sedimenter.
- Etablere en skredfrekvens for området.
- Påvise og kartlegge ustabile og mulige svake lag i stratigrafien, som kan fungere som glideplan for skred.
- Påvise tykkelse av finkornige sedimenter over fjelloverflaten.
- Kartlegge bergrunnsflaten og eventuelle terskler under marine avsetninger i strandsonen som kan fungere som en støtte mot utglidning.

Et eksempel på bruk av refleksjonsseismiske data i strandsonen er vist i Figur 25. Utsnittet viser den seismiske lagdeling i de øverste ca. 25 m av sedimentene utenfor avsetningen fra 1996-skredet i Finneidfjord. Glideplanet for skredet framstår som en tydelig og kraftig refleksjon på seismikken. Dette "svake" laget kan følges over flere kilometer og langs hele strandsonen i fjordbassenget. Grunnundersøkelser foretatt gjennom den akustiske refleksjonen viser et bløtt og laminert leirlag i kontrast med omkringliggende siltig leire.



Figur 25. Eksempel på kryssende refleksjonsseismiske profiler fra Finneidfjord med plassering av kjerne og fritt-fall trykksondering. Nederste figur viser at det er god overensstemmelse mellom resultatene fra de to metodene (Steiner mfl. 2012).

4.3 Kjerner

Prøvetaking er den eneste måten å få sikker informasjon om typen av sediment i fjordbunnen. Prøvetaking kan vise hvilken type sediment og lagfølge som vises på seismikk, og hvilke lag som har gitt opphav til spesifikke seismiske signaturer. Studier av lagfølgen i kjerneprøver kan gi informasjon om sedimentasjon, geotekniske egenskaper, genese og utbredelse av svake lag (Fig. 19). Suppleres kjernebeskrivelsene med dateringer, kan den geologiske historien utredes blant annet med hensyn til skredfrekvens. Datering gjør det også mulig å koble sedimentasjonsdata mot andre datasett, som for eksempel klimavariasjoner. Det finnes ulike typer kjerneprøvetakere, men generelt er prinsippet fallprøvetaking med eller uten stempel i prøverøret. Rene fallprøvetakere tar kjerner inntil ca. 6 m i finkornige sedimenter, mens stempelprøvetakere kan ta inntil ca. 25 m. For studier i strandsonen er begge typer nyttige, men rene fallprøvetakere er enklest å operere.

4.4 2D resistivitetsmålinger langs strandsonen på land

Resistivitetsmålinger i to dimensjoner (2D) utføres ved å legge ut kabler på bakken og knytte elektroder til disse. Avhengig av hvor stort område som ønskes undersøkt, kan det benyttes én eller flere kabler, og antall elektroder kan være fra 20 og opp til 80, gjerne flere.

Når utlegget er etablert, startes en automatisk styrt måleprosess der forskjellige elektrodepar benyttes som strømelektroder mens den oppsatte elektriske spenningen måles mellom to andre elektroder. Ved å la en slik elektrodekonfigurasjon vandre langs kabelutlegget kartlegges resistiviteten lateralt. Når elektrodeavstanden økes, trenger strømmen dypere ned i bakken. Da kan resistiviteten kartlegges mot dypet. Kombineres disse to teknikkene, kan kartleggingen skje i to dimensjoner. Ved å benytte parallelle målelinjer kan en 3D-modell av resistivitetsforholdene konstrueres.

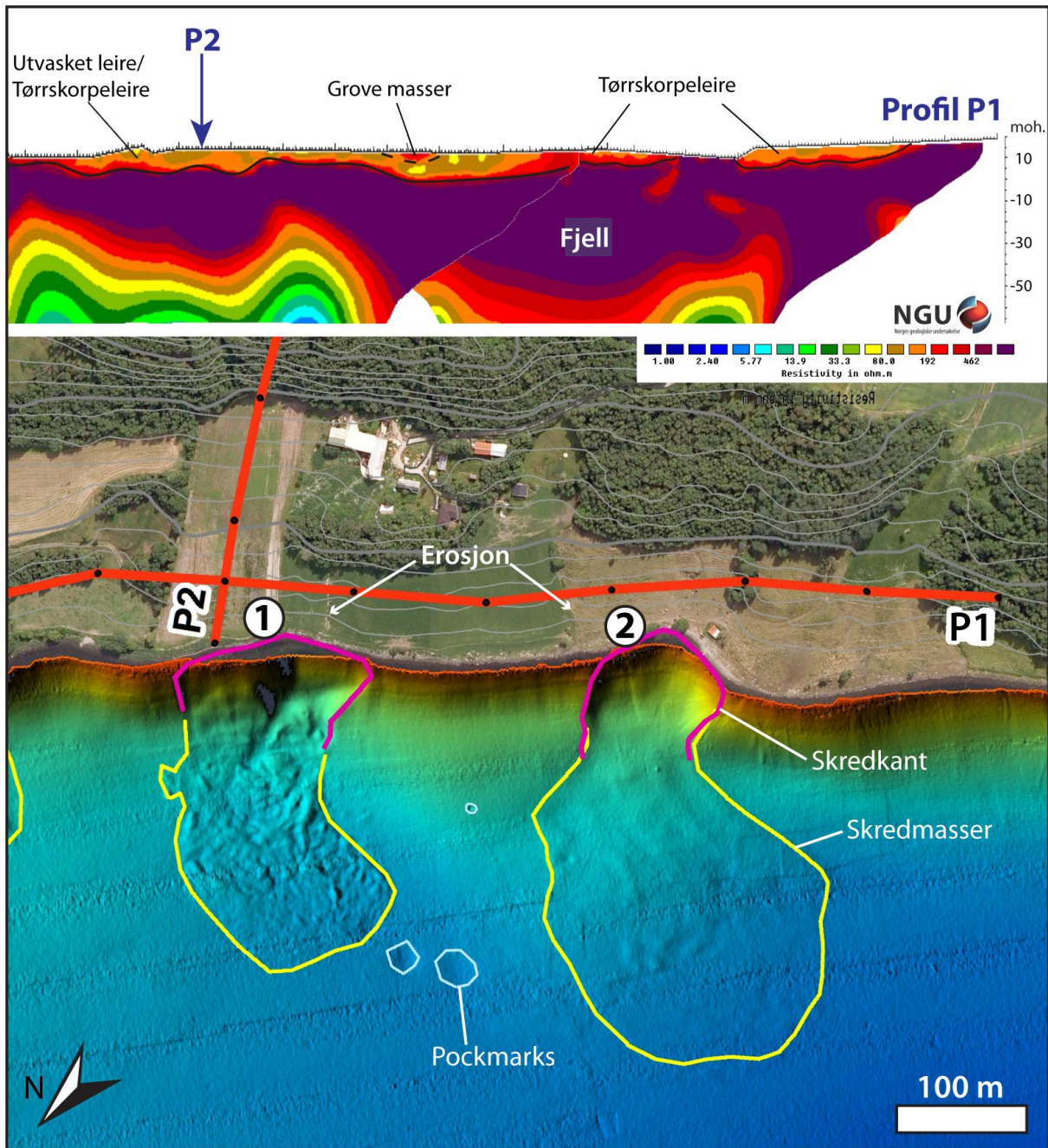
Alle registreringer representerer et veid middel av resistiviteten til alle jordarter som faller innenfor influensvolumet for en måling. Dette betyr at måleverdiene blir en tilsynelatende verdi, og måledata må inverteres for å finne frem til den ”sanne” resistivitet. Da er det mulig å finne frem til en fysisk modell av resistivitetsforholdene i bakken som kan forklare de målte data. For mer utfyllende beskrivelse av metoden, spesielt for bruk i kvikkleirekartlegging, se Solberg mfl. (2011).

Relevans i forhold til strandsone-problematikken:

- 2D resistivitetsmålinger kan brukes i strandsonen (på land) for å kartlegge sedimenter og fjell.
- Data kan vise potensielt skredfarlig materiale, og antyde dets tykkelse.
- Målingene kan indikere om og hvordan et eventuelt undersjøisk skred kan bre seg inn på land.

Et eksempel på bruk av 2D resistivitetsmålinger i strandsonen er vist i Figur 26. Dette er fra Sørbotn i Rissa (Solberg mfl. 2012). Figuren viser skredgroper med en form som minner om groper fra kvikkleireskred, og de har derfor trolig gått i kvikk leire/silt (L'Heureux mfl. 2011a). Ved innsamlingen av sjøbunnsdata ble det registrert aktiv erosjon på land. Profil P1 viser at sedimenttykkelsen er ca. 5-10 m på land innenfor den relativt ferske skredgrop 1.

Leira er utvasket, men har høy resistivitet så det er usikkert hvor sensitiv den er. Den høye resistiviteten kan også komme av grus/stein iblandet leira. Et kryssende profil (P2) går opp skråningen fra Botn ovenfor skredgrop 1. Det er trolig fjell nær dagen i strandkanten på østsiden av skredets bakkant, noe som vil forhindre en eventuell forplanting av skredgropas bakkant mot øst. For skredgrop 2 indikerer resistivitetsprofil P1 fjell og grove masser (evt. tørrskorpeleire) i bakkant av skredgropa. De dypeste delene av profilet viser lave resistivitetsverdier. Her er måledata påvirket av innsjø/sjøvannet (brakk).



Figur 26. Eksempel på bruk av 2D resistivitetmålinger i strandsonen fra Sørbotn i Rissa. Deler av profil P1 går langs strandsonen og ovenfor to skredgrop i Botn. Resistivetsprofil P1 viser at sedimenttykkelsen i bakkant av skredgrop 1 er 5-10 m. Et kryssende profil (P2) indikerer fjell i strandkanten, slik at skredgropa trolig ikke vil forplante seg mot øst. For skredgrop 2 indikerer resistivetsprofil P1 fjell og grove masser (evt. tørrskorpeleire) i bakkant av skredgropa. De dypeste delene av profilet har lave resistivitetsverdier på grunn av innvirkning fra innsjøen på målingene (fra Solberg mfl. 2012).

5. Eksempler på forebyggende kartlegging mot skred langs strandsonen

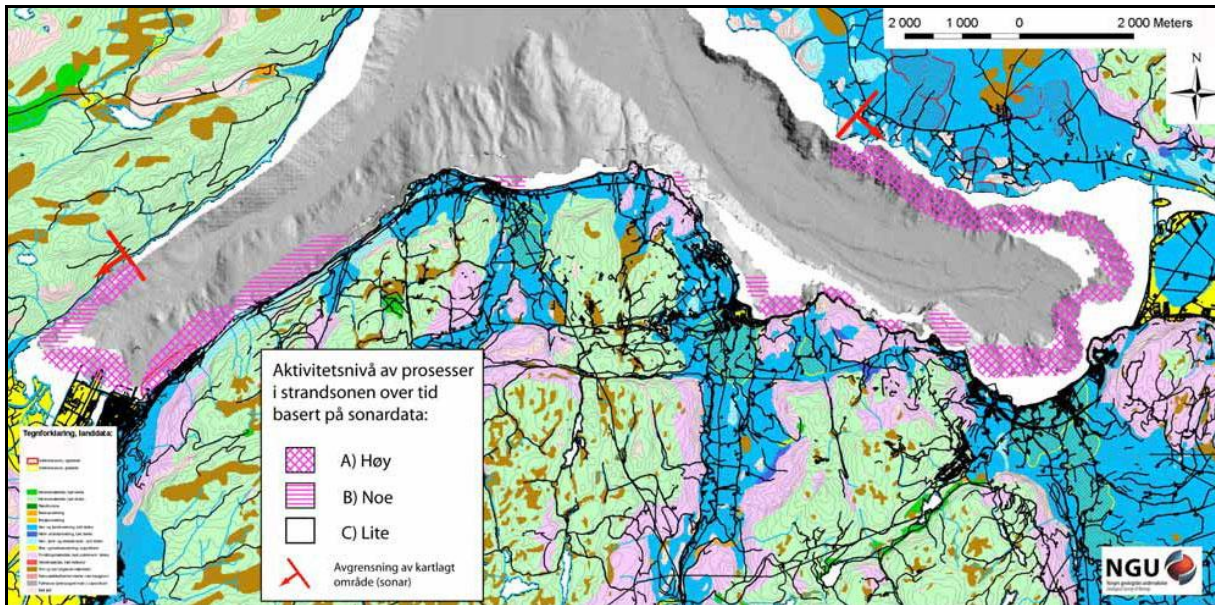
Det fremgår av oversikten over de historiske skredene at det går et stort skred i strandsonen i Norge omtrent hvert femte år, og stadig flere utløses av menneskelig aktivitet (Tabell 1). Dette viser at det er behov for forebyggende kartlegging av potensielt skredfarlige områder og formidling av resultatene til samfunnet. Per idag finnes det ikke noen etablert metodikk for kartlegging i strandsonen og det anbefales at det i framtiden fokuseres på dette (Wiig mfl. 2011). Generelt utføres skredforebyggende kartlegging i Norge på tre nivåer: aktsomhet, fare og risiko for skred (Øydvin mfl. 2011). Aktsomhetskart viser hvor skred potensielt kan forekomme. I noen sammenhenger graderes begrepet. Det tales for eksempel om generell og spesiell aktsomhet i forbindelse med kvikkleireskred (Wiig mfl. 2011). Per idag brukes kvartærgeologiske kart som grove, generelle aktsomhetskart for kvikkleireskred på land. Farekart viser sannsynlighet for skred, mens risikokart kombinerer informasjon om sannsynlighet for en hendelse og mulige konsekvenser. Imidlertid er det ikke mulig å vurdere reell sannsynlighet for kvikkleireskred. Derfor brukes beregningsmessig minste sikkerhet som et mål for fare. De eksisterende faregradskart angir egentlig soner der spesiell aktsomhet må utvises mht kvikkleireskred fordi de er basert på forholdsvis enkelte parametre (se sammenfatning i Wiig mfl. 2011).

Dette kapitlet oppsummerer de ulike tilnærminger innen for kartlegging i strandsonen som har vært testet/brukt i Norge de siste tiårene med fokus på aktsomhet og fare for skred.

5.1 Generell aktsomhet langs strandsonen i Trondheimsfjorden og Drammensfjorden

Undersjøiske kart, som viser fortsettelsen av geologiske forhold fra land og ut i sjøen, kan fungere som generelle aktsomhetskart. Her kan geologisk tolkning av batymetrien gi indikasjoner på hvilke områder som er potensielt mer utsatt for skred enn andre (Hansen mfl. 2011b). I Trondheimsfjorden og Drammensfjorden er tolkede høyoppløselige batymetriske data satt sammen med kvartærgeologisk kart og kvikkleiresoner på land, og noen enkeltområder er beskrevet i større detalj (Hansen mfl. 2005; Hansen mfl. 2011a). For Trondheimsfjorden er det gjort en første klassifisering av strandsonen ut fra de kartlagte landformene som et grovt mål for den samlede aktivitet av ulike prosesser i strandsonen over tid (Fig. 27). Strandsonen inndeles i tre typer: A) Områder der det er mange spor etter potensielt destabiliserende prosesser og/eller skred, B) Områder der det er noe spor etter skred eller potensielt destabiliserende prosesser, C) Områder uten eller med få spor av aktivitet. For eksempel er strandsonen nærmest deltaene i Orkanger og Gaulosen skredutsatt, mens aktiviteten avtar når man fjerner seg fra deltaområdet. Dette kan henge sammen med mindre sedimentasjon og mindre aktivitet av undersjøiske strømmer i områder i en viss avstand til de store deltaene. For Drammensfjorden er det også gjort en generell vurdering av områder som, basert på spor etter skred og erosjon, synes mer skredutsatt enn andre (Hansen mfl. 2011a). Denne informasjonen er spesielt viktig der det finnes tykke løsmasseavsetninger langs strandsonen på land, især hvis det er leire/kvikkleire. Men det også viktig å formidle at selv der det er fjell på land, kan det være spor etter flakskred i sjøen. Dette tilsier at svake lag finnes i fjordsedimentene og at området kan være skredutsatt ved fylling i strandsonen. Til sammen gir de kombinerte kartene av land- og sjødata en nyttig oversikt over skred- og

erosjonsprosesser i strandsonen for videre fare- og risikovurdering. Seismiske data kan supplere informasjonen om hvor skred forekommer hyppigst.



Figur 27. Oversikt over strandsonen mellom Orkdalsfjorden og Gaulosen med overordnet klassifisering av morfologi ut fra batymetriske data som et grovt mål for aktiviteten av ulike prosesser over tid med relevans for skredfarevurderinger Hansen mfl. (2005).

5.2 Spesiell aktsomhet for store kvikkleireskred sett fra et strandsoneperspektiv

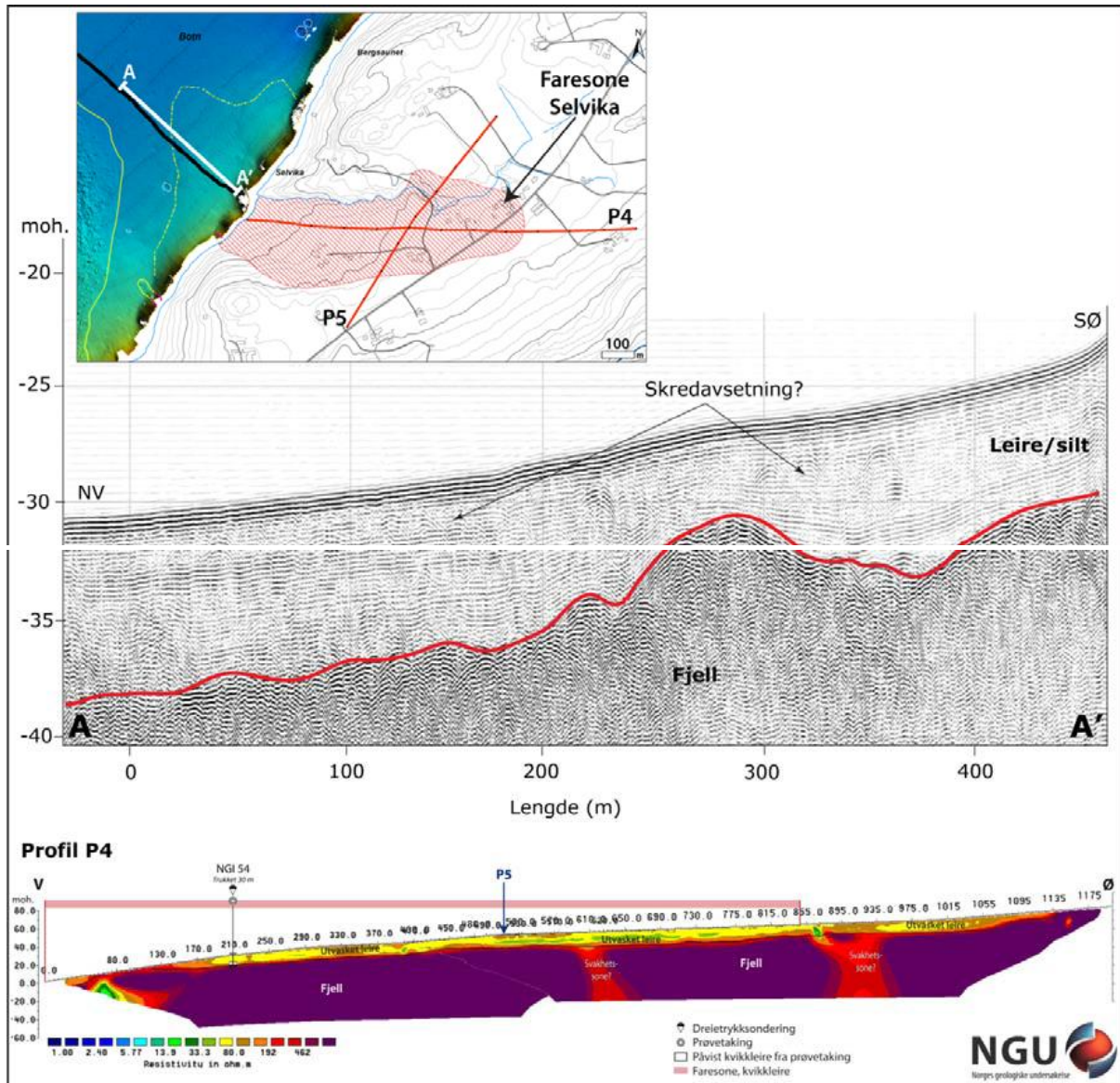
Det statlige programmet for kvikkleirekartlegging har eksistert i årtier og følger prosedyrer som er blant annet oppsummert av Wiig mfl. (2011). Der forklares det at "faregradskart" egentlig er en form for aktsomhetskart som viser soner på land hvor det må utvises spesiell aktsomhet med hensyn til kvikkleireskred. Kartleggingen har siden programmet startet tatt utgangspunkt i NGUs kvartærgeologiske kartbladserie i M 1:50.000 og flere soner er blitt registrert langs strandsonen på land. Dagens metodikk for kartlegging av kvikkleiresoner og utarbeidelse av faresonekart baserer seg på registreringer på land, med faktorer som topografiske forhold, geologiske/geotekniske forhold og terrengendringer som er observert/dokumentert (NGI 2008). Standardevurderingen av faregraden gjøres ved hjelp av en tabell hvor de viktigste faktorene som påvirker faregraden er vektlagt og summert (Tabell 2). Undersjøiske forhold er imidlertid ikke tatt med i denne metodikken. Der denne kartleggingen er utført viser det hvor kvikkleire er til stede på land og hvor skred i strandsonen har potensiale for å bli særlig omfattende. Forhold på land og i sjøen henger sammen og det bør spesielt fokuseres på strandsoner hvor det er tegn på destabiliserende forhold under havnivå og tilstedeværelsen av kvikkleire på land (Hansen mfl. 2005).

Tabell 2. Standardevaluering av faregrad for kvikkleireskred på land (NGI 2008)

Faktorer	Vekt tall	Faregrad, score				
		3	2	1	0	
Tidligere skredaktivitet	1	Høy	Noe	Lav	Ingen	
Skråningshøyde, meter	2	>30	20 – 30	15 – 20	<15	
Tidligere/nåværende terrengnivå (OCR)	2	1,0-1,2	1,2-1,5	1,5-2,0	>2,0	
Poretrykk	Overtrykk, kPa:	3	> + 30	10 – 30	0 – 10	Hydrostatisk
	Undertrykk, kPa:	-3	> - 50	-(20 – 50)	-(0 – 20)	
Kvikkleiremektighet	2	>H/2	H/2-H/4	<H/4	Tynt lag	
Sensitivitet	1	>100	30-100	20-30	<20	
Erosjon	3	Aktiv/glidn.	Noe	Lite	Ingen	
Inngrep:	forverring	3	Stor	Noe	Liten	Ingen
	forbedring	-3	Stor	Noe	Liten	
Sum		51	34	16	0	
% av maksimal poengsum		100 %	67 %	33 %	0 %	

5.3 Evaluering av eksisterende kvikkleirefasesone i strandsonen med tilleggsdata fra batymetri og 2D resistivitet, eksempel Selvika

Ved å knytte sammen kartlegging av kvikkleiresoner på land med data fra sjøen finnes det flere muligheter for utvidelse og forbedring av den etablerte metodikken for faresonekartlegging i strandsonen. Et forsøk på å ta inn de undersjøiske parametrene i faresoneevalueringer er utført av Solberg mfl. 2012 (Tabell 3). Her er det sett på faresone Selvika ved Botnen i Rissa (Fig. 27). Data fra multistråleekkolodd gir informasjon om både topografi (skråningshøyde, helning) og prosesser (skredaktivitet, erosjon, grunnvannsforhold, evt. gass vist ved pockmarks) rett utenfor strandlinjen som har direkte relevans for vurderingen av faregraden (se faktorene i Tabell 2). En forsøksvis alternativ evaluering av faresonen indikerer at utbredelsen av sonen kunne vært noe justert og at faregraden muligens kan oppjusteres fra middels til høy. Det understrekes at denne vurderingen skal sees som en del av et utviklingsarbeid, og at den tidligere definerte faregraden fremdeles er den som gjelder. Imidlertid tilsier disse undersøkelsene at prosedyrene for faresonevurderinger bør revideres slik at det tas hensyn til mulighetene i nye tilgjengelige metoder.



Figur 28. Kvikkleiresone Selvika ved Botnen i Rissa kommune har middels faregrad (www.skrednett.no). Sonen er vist sammen med skyggerelieffkart over Botnen, seismiske data fra innsjøen og 2D resistivitet på land (fra Solberg et al. 2012).

Tabell 3. Sammenligning av standard vurdering (NGI 2005) og foreslått nyvurdering av faregraden for faresone Selvika ved Botnen i Rissa. Den reviderte vurderingen viser et eksempel på hvordan mer detaljerte data og observasjoner kan gi ny informasjon om enkelte faktorer som inngår i den samlede farevurderingen. Den reviderte vurderingen er del av et utviklingsarbeid og det er fremdeles den tidligere definerte faregraden som gjelder. Tabellen er tatt direkte fra Solberg et al. (2012).

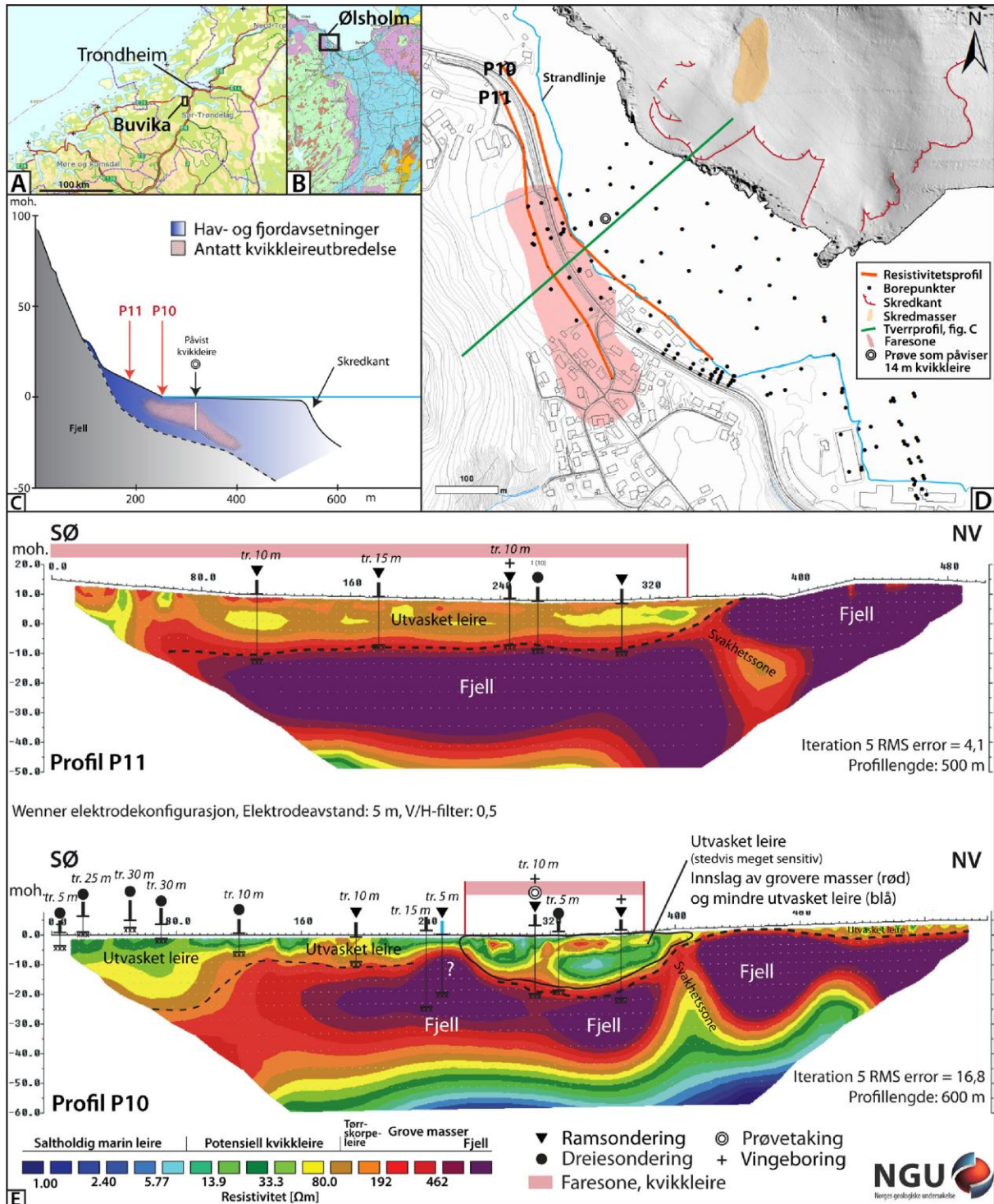
Faktorer	Vekt-tall	Standard vurdering. Faregrad score	Multi-disiplinær vurdering. Faregrad score	Kommentarer	Datatype (multi-disiplinær vurdering)
Tidligere skredaktivitet	1	3	3	Det har forekommet en del skredaktivitet med kvikkleire langs Botn og i Rissa kommune.	IIIa, IV, V
Skråningshøyde, meter	2	3	3	Terrenget på land er svakt hellende, men brattere foran strandlinja mot Botn (opp til 25°).	IV
Tidligere/nåværende terrengnivå (OCR)	2	3	3	Normalkonsolidert terreng.	V
Poretrykk Overtrykk, kPa Undertrykk, kPa	3 -3	0	2	Batymetrisk data viser flere store pockmarks ved foten av skråningen (fig. 4). Disse tolkes som grunnvannutslag p.g.a. artesisk trykk. Artesisk trykk er målt flere steder rundt Botn.	IIIa, V
Kvikkleire-mektighet	2	2	2	Prøvedata viser kvikkleire på 10-14 m dyp (4 m mektighet). Tolkning av 2D resistivitet viser opp til 15-20 m utvasket leire som potensielt kan være kvikk.	Ia, Ib, IIa
Sensitivitet	1	2	2	Antar at sensitivitet ligger i intervallet 30-100. Dette er basert på andre målinger rundt Botn (Rein kirke og ved Rissaraset).	V
Erosjon	3	1	2	Det er observert aktiv erosjon i Pølbekken (f.eks. fig. 2c).	IV
Inngrep: Forverring Forbedring	3 -3	0	0	Ingen inngrep registrert.	
Sum		24	33		
% av maksimal poengsum		47	65		
Faregrad		Middels	Høy		

Datatyper

I	Geotekniske undersøkelser	Ia	Sondering
		Ib	Prøvetaking med laboratorietester
II	Geofysiske undersøkelser (land)	IIa	2D resistivitet
		IIb	Seismikk eller andre metoder
III	Geofysiske undersøkelser (sjøen)	IIIa	Multi-stråleekkolodd
		IIIb	Seismikk eller andre metoder
IV	Befaring og kartstudier		
V	Artikler/rapporter/historiske dokumenter/annen litteratur		

5.4 Evaluering av eksisterende kvikkleirefaresone i strandsonen med tilleggsdata fra 2D resistivitet og batymetri, eksempel Ølsholm

Figur 29 viser enda et eksempel på hvordan 2D resistivitetsdata og batymetrisk informasjon kan brukes ved alternativ evaluering av kvikkleirefaresoner, her fra Ølsholm ved Buvika i Trøndelag. 2D resistivitetsprofiler gir informasjon om sedimentene og deres egenskaper, og vil således være et supplement til geotekniske undersøkelser i faresoneevalueringen. Batymetridata viser at det er en del spor etter skred på sjøbunnen utenfor Ølsholm (Hansen mfl. 2005). Geotekniske data på land ved Ølsholm indikerer lagdelte avsetninger med delvis kvikk og delvis mindre sensitiv leire. Mange av sonderingsprofilene fra sjøbunnen indikerer kvikkleire, og en prøvetaking påviser 14 m kvikkleire (sensitivitet varierer fra 52 til 212) (SVV 2001) (Fig. 29C, D). Resistivitetsprofilene viser at så å si all leira er utvasket, og potensielt kvikk (Fig. 29E). Det er målt artesisk trykk ved Ølsholm (SVV 1966). I tillegg er det svært bratt fjell i bakkant, noe som vil øke poretrykket i sedimentene. Setter man sammen alle disse opplysningene fra land og sjø vil faregraden for kvikkleiresona øke fra lav til middels. Det understrekes at denne vurderingen skal sees som en del av et utviklingsarbeid, og at den tidligere definerte faregraden fremdeles er den som gjelder. Imidlertid tilsier disse undersøkelsene at prosedyrene for faresonevurderinger bør revideres slik at det tas hensyn til mulighetene i nye tilgjengelige metoder.



5.5 Kartlegging av *gule*, *grønne* og *røde* soner i strandsonen

Emdal mfl. (1997) anbefalte en kartlegging av fare for løsmasseskred i tre faser. I fase 1 gjør man et regionalt utplukk av områder med potensiell skredfare og som kan betraktes som aktsomhetssoner - *gule* soner. Disse danner basis for videre skredfarevurderinger i fase 2 og 3.

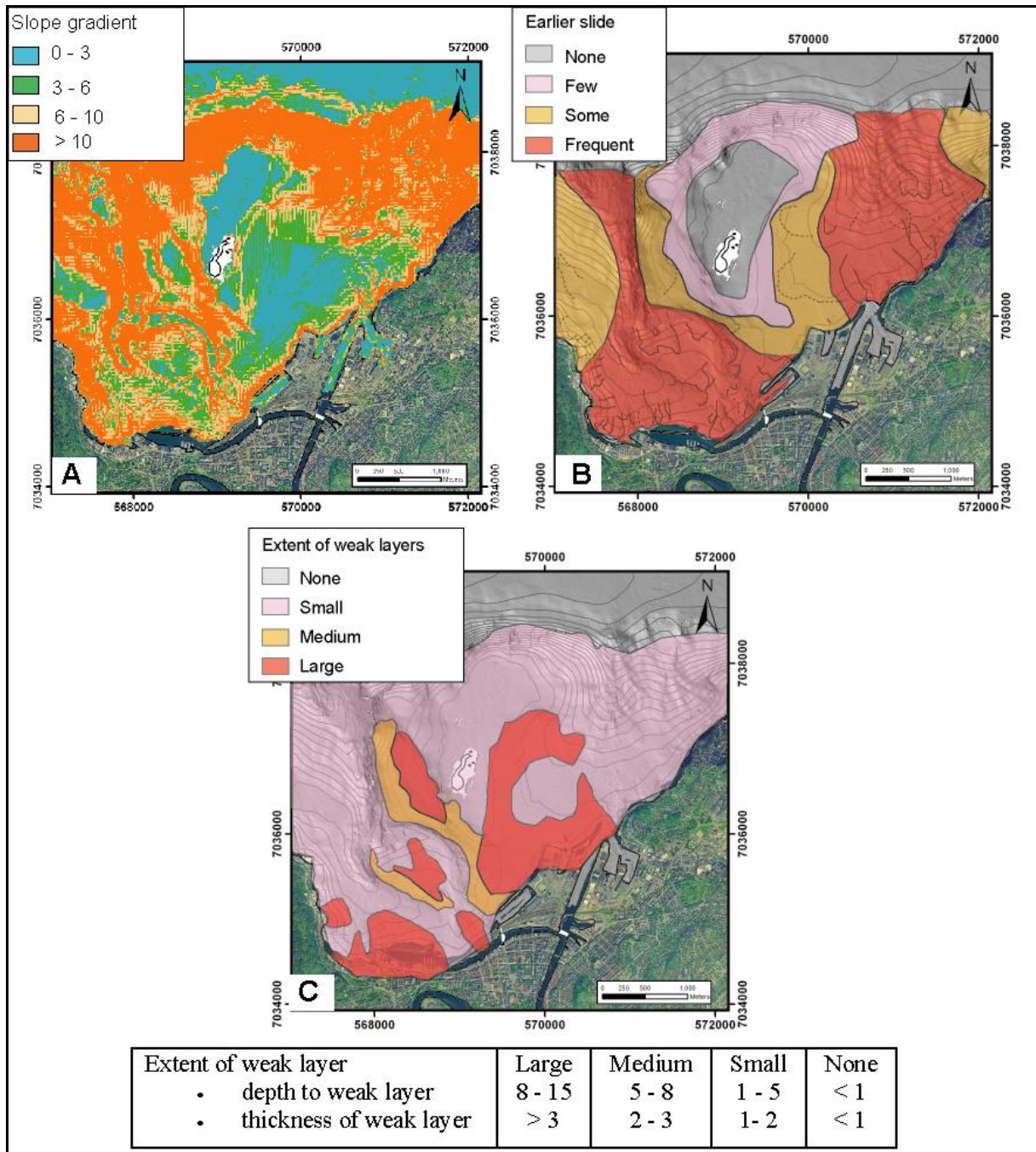
Longva mfl. (1999) fulgte opp tilnærmingen med kartlegging over flere faser. I "Testprosjekt Finneidfjord" testet man ut metoder for kartlegging både på land og i sjøen som ville muliggjøre en bedre skredfarevurdering og kom med anbefalinger både på hvordan man kunne dele strandlinjen inn i soner etter potensiell skredfare og hvordan de kunne følges opp. Konklusjonene var at gode kvartærgeologiske kart i målestokk 1:50.000 eller større er et nødvendig grunnlag for å plukke ut potensielt skredfarlige *gule* soner sammen med tilgjengelige geotekniske data og skråningsanalyser basert på best tilgjengelige batymetrisk grunnlag.

Gregersen & Sandersen (1999) brukte kartblad Tromsø ("Testprosjekt Tromsø") som utgangspunkt for å identifisere *gule* soner som strekker seg fra land ut i sjøen basert på topografisk informasjon fra land, kvartærgeologisk kart, Sjøkartverkets batymetriske informasjon og flyfotos av marbakken. Bebygde områder ville bli prioritert. Kartleggingen ble begrenset til områder av en viss størrelse, relieff og enkel geoteknisk informasjon på lignende måte som for den Statlige kvikkleirekartleggingen (se tidligere). Kartleggingsarbeidet var begrenset til områder hvor skred ville kunne gå innenfor nåværende strandlinje. Potensiell fare for undersjøiske skred ble altså ikke vurdert.

Gule aktsomhetssoner identifisert under fase 1 tas videre gjennom skredfarevurdering i fase 2 og evt fase 3 som beskrevet av Emdal mfl. (1997). I fase 2 gjør man oppfølgende undersøkelser av *gule* soner og deler de inn i *røde* (skredfarlige soner) soner og *grønne* - "friskmeldte *gule* soner". Fase 3 omfatter oppfølging av spesielt kritiske *røde* soner. I "Testprosjekt Finneidfjord" ble fase 2 anbefalt utført ved hjelp av seismiske data, gradientanalyse av detaljert batymetri og supplert med geoteknisk informasjon. I "Testprosjekt Tromsø" ble fase 2 anbefalt å inkludere alle eksisterende data om grunnforholdene samt mer detaljert informasjon om marbakken. I fase 3 følges de mest kritiske *røde* soner opp med ytterligere geotekniske og geologiske undersøkelser.

5.6 Bruk av undersjøiske data til faktorkart med henblikk på farevurdering

Forslag til en mulig måte å etablere "faktorkart" i undersjøiske områder med henblikk på farevurdering i fjorden ved Trondheim er kort beskrevet av L'Heureux (2009). Her er det lagt vekt på helning, spor etter tidligere skred og utbredelsen av svake lag (Fig. 30). Det er mulig å vekte de ulike faktorer og dermed etablere kart med lav, middels eller høy sannsynlighet for skred. Det krever mer arbeid å finne ut hvilke faktorkart som bør prioriteres og hvilken vekt disse bør ha. Kart over konsekvens/ risiko kan også utvikles (L'Heureux 2009).



Figur 30. Eksempel på faktorkart fra fjorden ved Trondheim (L'Heureux 2009). En sammenstilling av vektlagte faktorene kan brukes inn mot farevurdering av skred.

6. Veien videre

6.1 Batymetri er viktig for kartlegging på alle nivåer

Eksemplene i denne rapporten viser at høyoppløselig batymetri er eneste måten å få oversikt over prosesser og detaljerte skråningsgradienter av sjøbunnen i potensielt skredutsatte områder. Det advares mot kun å basere stabilitetsanalyser på data fra land og batymetrisk informasjon av lav oppløsning (L'Heureux mfl. 2010a). Høyoppløselige batymetriske data gjør det mulig å kartlegge spor etter tidligere skredaktivitet, erosjon av bølger eller strømmer, og spor etter utsivende grunnvann/gass (pockmarks) som kan tyde på høye poretrykk. Imidlertid er det også viktig å utpeke områder som er stabile som for eksempel morene eller fjell. Dagens sjøkart, hovedserien i M 1:50.000, er for grove til å gi noe av denne informasjonen og er derfor av begrenset verdi. Flybilder kan kun gi informasjon om de helt grunne områder. Denne rapporten viser eksempler på hvordan høyoppløselig batymetri kan brukes i skredfarevurderinger. Imidlertid mangler det gjennomarbeidede retningslinjer for dette.

Den totale lengden av Norges kystlinje er betydelig, og en fullstendig, høyoppløselig kartlegging med dagens kartleggingstakt ligger 30 år fram i tid i følge Kartverkets sjødivisjon. Imidlertid vil mengden av batymetriske datasett øke, og der høyoppløselig batymetri er tilgjengelige bør data benyttes i både generelle aktsomhetskart, faresoneutredninger og lokale stabilitetsvurderinger. Nykartlegging bør vurderes i spesielt utsatte områder. Kartverkets sjødivisjon har en dybdedatabase - **HYBAS** - som til enhver tid er oppdatert med eksisterende godkjente dybdedata.

- Oversikten over godkjente dybdedata er tilgjengelig på:
<http://www.mareano.no/kart/viewer.php>, velg dybdekart og dybdekartlagt område.
- Dekningskart som viser hvor NGU har samlet inn detaljert batymetrisk informasjon er vist på: <http://www.ngu.no/mareano/Prosjekt/kart/MALINKart.html>. I tema "Seismiske linjer og prøvepunkter" velges Geoswath. Dekning med NGU Multistråleekkolodd legges også ut etter hvert. Det må søkes om frigivelse av alle høyoppløselig batymetridata enten via Kartverkets sjødivisjon eller direkte til Forsvaret.

6.2 Metoder for prioritering av områder for kartlegging

Det mangler en metode for prioritering av hvilke strandsoner som potensielt er mer utsatt for skred enn andre. Foreløpig er det prioriteringene for den statlige kvikkleirekartleggingen som bestemmer hvilke områder som skal kartlegges på aktsomhets og/eller farenivå. Her er betraktninger om strandsonen ikke lagt inn. Kriterier som kan brukes i prioriteringer for strandsonen er for eksempel:

1) Tidligere skredaktivitet i eller langs sjøen. Her er informasjon om regional fordeling og type strandlinje for historiske skred av verdi (Fig. 4). Det er registrert flest skredhendelser mellom Trøndelag og Troms og på Østlandet. Dette har å gjøre med fordelingen av finkornede, marine sedimenter på land, som en funksjon av topografi, landheving og isavsmeltningshistorie. Spor etter forhistoriske skred kan også sees på kvartærgeologiske kart

og tolkede undersjøiske data fra NGU, men deknningen er ufullstendig. Se også www.skrednett.no og <http://www.bgs.ac.uk/emodnet/home.html> (Geology portal).

2) Tilstedeværelsen av løsmasser/fjell i strandlinjen. De eksisterende kvartærgeologiske kart kan brukes, men deknningen er ikke fullstendig, og tilgjengelige kart er av ulike målestokk. Høyoppløselige topografiske data basert på laseroppmåling av både land og sjø samt flyfotos fra for eksempel <http://www.norgebilder.no> og <http://www.norgei3d.no> kan være med til å gjøre et første skille mellom løsmasser og fjell i områder hvor det ennå ikke finnes detaljerte kvartærgeologiske kart.

3) Tilstedeværelse av bukter/viker og relativ bratte skråninger i løsmasser mot sjøen og/eller andre spor etter erosjon bør det fokuseres på.

4) Registrert kvikkleire nær/i sjøen.

5) Bratt helling av sjøbunnen, for eksempel hellinger på over 10 grader basert på kunnskap om de kjente historiske skredene (se avsnitt 2.4)

6) Marbakkens form/bredde.

7) Bebyggelse og infrastruktur. Dette er viktig å ha med for å sikre en risikobasert tilnærming.

Det viktigste er å fange opp områder der skred kan forplante seg inn på land og der store kvikkleireskred potensielt kan forekomme. Imidlertid kan mindre skred i strandsonen, for eksempel ved inngrep/fylling, også ha katastrofale konsekvenser. Dette gjelder også i de strandsoner der det finnes fjell i dagen. Under vann kan det finnes unge fjordsedimenter som kan skli ut ved fylling i strandsonen.

6.3 Aktsomhetskartlegging i synergi med andre kartleggingsprogrammer

Kartlegging i større omfang av den undersjøiske delen av strandsonen, bør fortrinnsvis skje i synergi med andre kartleggingsprosjekter for å oppnå størst mulig kost-nytte effekt. For eksempel tas det nå initiativ til et større kartleggingsprogram i kystsonen der NGU, Havforskningsinstituttet og Kartverket er sentrale aktører. Målet er å få fram kartmateriale som er nødvendig for å oppnå økosystembasert forvaltning og bærekraftig bruk av kystsonen med fokus på havbruk, infrastruktur, miljø med mer (Kyst-Mareano). Ved opprettelsen og gjennomføring av et slikt program vil geologi og undersjøiske landformer bli kartlagt. Slike kart kan fungere som generelle aktsomhetskart og dermed bidra til å trekke frem områder der skredproblematikk er særlig aktuell (Hansen mfl. 2011b). Supplerende finansiering kan trekkes inn der kartleggingsprogrammet dekker prioriterte områder (se ovenfor). I særlig utsatte områder kan mer detaljerte grunnundersøkelser også utføres i forbindelse med et generelt kartleggingsprogram. Gjentatte oppmålinger av presis, høyoppløselig batymetri kan være med til å overvåke særlig utsatte/kritiske skråninger over tid (se eksempel i Fig. 20).

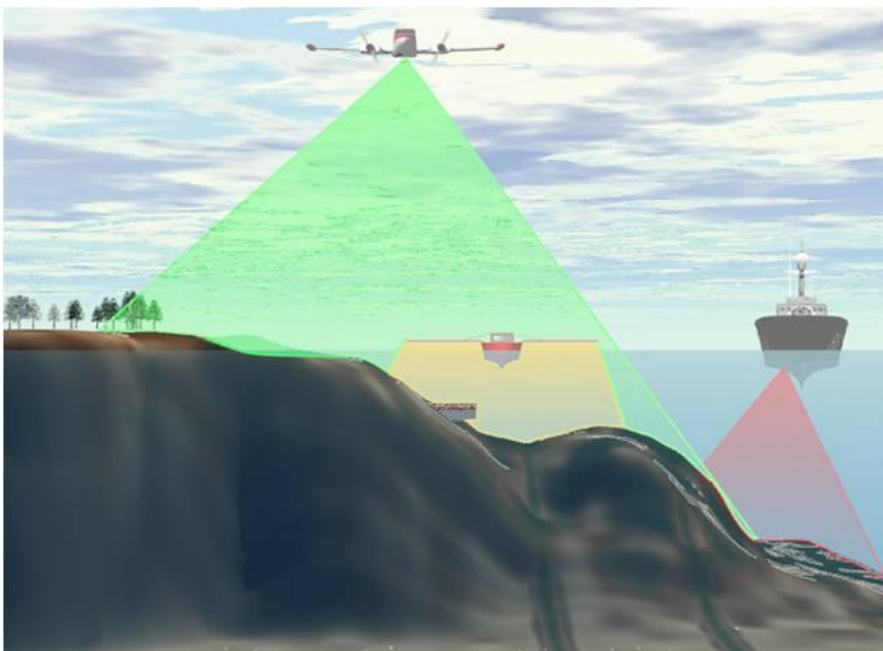
6.4 Uttesting og bruk av ny teknologi

Nye teknologier utvikles løpende og kan bidra til bedre og mer effektiv kartlegging i strandsonen. Luftbåren LiDAR, som kan penetrere vann, vil i framtiden kunne brukes til oversiktskartlegging (generell aktsomhet) og er i stigende grad i bruk internasjonalt. Dersom oppmålingen på land og i/langs sjøen gjøres samtidig vil dette være ekstra kostnadseffektivt (Fig. 31).

FF-CPTU ("free-fall" -CPTU) har vist seg å kunne gi viktige geotekniske data fra de øverste metrene av sedimentene på sjøbunnen, og å være effektiv i bruk og kan innsamles fra tokt i kobling med geofysiske data (multistrålebatymetri og høyoppløselige seismiske data). Derfor kan denne metoden være velegnet til stabilitets- og farevurderinger og lokal utredning av stabilitet (L'Heureux mfl. 2012c; Steiner mfl. 2012). Imidlertid er metoden ny og må undersøkes videre. Instrumentet består av en piezometerspiss på en inntil 7,5 m lang stang med vekt og et trykk-kammer med dataprosessor øverst på stangen. Instrumentet slippes i fritt fall noen meter over bunnen og måler spissmotstand, friksjon, penetrasjonsporetrykk bak spissen, tilt og temperatur under nedtrenging. Instrumentet ble testet i 2010 i Sørfjorden/Finneidfjord, og resultatene ble kalibrert mot tradisjonelle CPTU målinger fra Statens Vegvesen, kjerner og seismikk (2D og 3D). Seismikken ble brukt for orientering i stratigrafien for lettere å bestemme prøvelokaliteter. 38 FF-CPTU målinger ble gjennomført med suksess i løpet av 3 dagers tokt á 10 timer i Sørfjorden. Den store mengden data viser at metoden er relativt kostnadseffektiv. De svake lagene ble ikke bare identifisert, men karakterisert til å være laminert med et tynt lag av sand i de høyoppløselige FF-CPTU registreringene. Data er kompatible med både de tradisjonelle CPTU-målingene og de geotekniske data fra sedimentkjernene (Fig. 25).

Til en viss grad kan man tolke geotekniske egenskaper fra seismikk. I Finneidfjord har man sammenlignet detaljert seismikk med data fra lange kjerneprøver. Testene viser godt samsvar mellom sedimentprøve og resultatene fra tolkningen av seismikken. Dette arbeidet er fremdeles på forskningsstadiet, men man har godt håp om å finne akustiske metoder for direkte vurdering av geotekniske egenskaper (Vardy mfl. in press).

Oppmåling med 2D resistivitet på land har også vist seg å kunne gi nytting informasjon ved farevurderinger. Det finnes systemer for å måle resistivitet på sjøbunnen, og for tiden gjøres det teoretisk modellering ved NGU for vurdere disse mulighetene.



Figur 31. Oppmåling av batymetri fra skip (sonar og multistrålelekkolodd) og fra fly (LiDAR). Sistnevnte kan måle opp både på land og i sjøen og benytter en blå-grønn laser for å penetrere vann (fra Optech).

6.5 Kommunikasjon til brukerne

Det er kritisk at den eksisterende batymetriske informasjonen er tilgjengelig for de som skal utrede stabilitet i et område og til brukerne generelt. En revisjon av dagens regelverk for gradering av detaljerte dybde-data bør vurderes slik at informasjonen kan komme samfunnet til nytte på en best mulig måte. Eksisterende kart fra NGU med geologisk informasjon, og hvor dybdeinformasjon er frigitt, legges ut på **www.ngu.no** og **www.mareano.no**. Det arbeides også med å få detaljerte landformregistreringer i fjordene inn i den marin-geologiske databasen på NGU (f.eks. fra Drammenfjorden; Hansen mfl. 2011a). På sikt vil denne informasjonen bli gjort tilgjengelig på nett slik at den kan tas inn i andre nett-tjenester, for eksempel **www.skrednett.no**. Her er skredhendelser foreløpig registrerte som punkter. Det er viktig at land- og sjødata blir lagt tilrette slik at de kan presenteres sammen når det gjelder problemstillinger i strandsonen. Det bør utvikles veiledere og annen informasjon som hjelper brukerne til å benytte eksisterende informasjonen på aktsomhets- eller farenivå.

7. KONKLUSJON

Noen av de meste dramatiske kvikkleireskredhendelsene i Norge de siste 50 årene, har inntruffet i strandsonen. Dette viser at det er behov for forebyggende kartlegging av potensielt skredfarlig områder og formidling av resultatene til samfunnet. Kunnskapen om skred i strandsonen som er bygget opp de siste tiårene, og de nye teknikkene som er blitt tilgjengelige, gir økte muligheter for å etablere metodikker for skredforebyggende kartlegging. Denne rapporten viser at mye av det grunnleggende er gjort for å få dette til.

Erfaringen viser at det er stor forskjell på å gjøre aktsomhetsvurderinger med og uten sjødata. Aktsomhetsvurderinger kan gjøres uten batymetri, men detaljerte batymetridata bør brukes der de er tilgjengelige. Fare- og stabilitetsvurdering i strandsonen bør ikke gjøres uten bruk av detaljert batymetri. Derfor anbefales det at det satses på en effektiv innsamling av batymetrisk informasjon i strandsonen fra flybasert LiDAR. Detaljert kartlegging fra skip bør fortrinnsvis gjøres i synergi med andre kartleggingsformål. Det anbefales at det etableres et prioriteringssystem for hvilke områder som bør kartlegges og vurderes først mht skred i strandsonen. Denne prioriteringen må bygge på 1) tidligere skredaktivitet, 2) tilstedeværelsen av løsmasser/fjell i strandlinjen, 3) fokus på bukter/viker og relativ bratte skråninger i løsmasser mot sjøen og/eller andre spor etter erosjon, 4) registrert kvikkleire nær/i sjøen, 5) skråningsgradienter land/sjø, 6) form/bredde av marbakken og 7) bebyggelse og infrastruktur. Det viktigste er å fange opp områder der skred kan forplante seg inn på land og der store kvikkleireskred potensielt kan forekomme. Imidlertid kan mindre skred i strandsonen, for eksempel ved inngrep/fylling, også ha katastrofale konsekvenser. Det anbefales også at den eksisterende metodikken for kvikkleirekartlegging justeres slik at undersjøiske data, inklusive høyoppløselig batymetri og 2D resistivitetsmålinger på land inkluderes. Fritt-fall penetrometer-metoden (FF-CPTU) og annen teknologi bør testes ut videre for potensielt å kunne forbedre kartlegging av geologi og stabilitet på lokalt eller regionalt nivå. Informasjon til brukerne om data, karttjenester, metoder og generelt om skred i strandsonen er sentralt for det skredforebyggende arbeid.

8. Referanser

Best, A. I., Clayton, C. R. I., Longva, O. and Szuman, M. (2003) The role of free gas in the activation of submarine slides in Finneidfjord. In: J.Locat and J. Mienert(eds.), *Submarine Mass Movements and their Consequences. Proceedings First International Symposium*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 491-498.

Bjerrum, L. (1971) Subaqueous slope failures in Norwegian fjords. Norges Geotekniske Institutt. Publikasjon 88.

Dalsegg, E., Elvebakk, H., Rønning, J.S., Solberg, I.L., Solli, A. & Tønnesen, J.F. (2006) Geofysiske målinger for løsmassekartlegging i Buvika, Skaun kommune, Sør-Trøndelag. NGU Rapport 2006.006.

Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J.L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Batist, M., Haflidason, H., Imbo, Y., Laberg, J.S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, D.G., Sultan, N., Trincardi, F. & Bryn, P. (2004) Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. *Marine Geology*, Vol. 213, Pages 9-72, COSTA - Continental Slope Stability.

Clarke, J.E.H., Brucker, S., Muggah, J., Hamilton, T., Cartwright, D., Church, I., Kuus, P. (2012) Temporal progression and spatial extent of mass wasting events on the Squamish prodelta slope. In: *Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society through Improved Understanding – Eberhardt et al. (eds) © Taylor & Francis Group, London, ISBN 978-0-415-62123-6*

Dan, G., Sultan, N. & Savoye, B. (2007) The 1979 nice harbour catastrophe revisited: Trigger mechanism inferred from geotechnical measurements and numerical modelling. *Marine Geology* 245, 40-64.

Emdal, A., Janbu, N. & Sand, K. (1996) The shoreline slide at Lade. I. Senneset, K. (red.): *Landslides. Proceedings of the 7th International symposium on Landslides, Trondheim, Norway, vol. 1, 533-538.*

Emdal, A., Nordal, S. & Janbu, N. (1997) Videreføring av kartlegging av fare for løsmasseskred i Norge. Høringsutkast. Institutt for geoteknikk, NTNU. Rapport O.97.03-1.

Furseth, A. (2006) *Skredulykker i Norge*. Tun forlag, Oslo. 207 s.

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

Gregersen, O. & Sandersen, F. (1999) Testprosjekt Tromsø. Kartlegging av skredfare, Kartblad M711 1534 III. Norges Geotekniske Institutt Rapport 980074-1, 17.03.1999

Hansen, L., Eilertsen, R. & Longva, O. (2005) Skredkartlegging langs kystsonen i Trondheimsområdet, datagrunnlag og morfologi. NGU Rapport 2005.054.

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

Hansen, L., L'Heureux, J.S., Longva, O. & Eilertsen, R.S. (2011b): Mapping of subaqueous landforms for near-shore landslide susceptibility assessment in Norwegian fjords. Proceedings of the second world landslide forum, Rome, Italy, 3.-7. October 2011. Extended abstract in press by Springer.

Hansen, L., L'Heureux, J.-S. & Longva, O. (2011c) Turbiditic, clay-rich event beds in fjord-marine deposits caused by landslides in emerging clay deposits -paleoenvironmental interpretation and role for submarine mass-wasting. *Sedimentology* 58: 890–915. doi: 10.1111/j.1365-3091.2010.01188.x.

Helle, T. (2006) Kartlegging av kvikkleires utstrekning i strandsonen. Sammenstilling av innsamlede data. Forprosjekt. NGI Rapport 20061489-1.

Karlsrud, K. (1979) Undersjøiske utglidninger of skred. Forelesningsnoter til NIF-kurs. Norske sivilingeniørers forening i samarbeid med Norges geotekniske institutt (NGI). Skredfare og planlegging. Lofthus, Hardanger.

Kramer, S.L. (1988) Triggering of liquefaction flow slides in coastal soil deposits. *Engineering Geology* 26, 17-31.

Hampton, M.A., Lee, H.J. & Locat, J. (1996) Submarine landslides. *Review of geophysics* 34 (1), 33-59.

L'Heureux, J.S., Longva, O., Hansen, L. & Vingerhagen, G. (2007) The 1990 submarine slide outside the Nidelva River mouth, Trondheim, Norway. I: V. Lykousis, D. Sakellariou & Locat, J. (red.): *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Kluwer Series on Advances in Natural and Technological Hazards Research, vol. 27, 259-267.

L'Heureux, J.S. (2009) A multidisciplinary study of shoreline slides: From geological development to geohazard assessment in the bay of Trondheim, Mid-Norway. PhD-avhandling. Institutt for bygg, anlegg og transport, NTNU. 158 s.

L'Heureux, J.S., Hansen, L., Longva, O., Emdal, A. & Grande, L. (2010a) A multidisciplinary study of submarine landslides at the Nidelva fjord delta, Mid-Norway — Implications for geohazard assessments. *Norwegian Journal of Geology* 90, 1-20.

- L'Heureux, J.S., Longva, O. & Hansen, L. (2010b) Ny kunnskap om skredmekanisme langs norske fjorder: Eksempler fra Trondheimsfjorden og Sørfjorden i Hemnes. Fjellsprenningsteknikk, Bergmekanikk/Geoteknikk, Oslo, 25-26 nov. 2010, s. 20.1-20.15.
- L'Heureux, J.S., Eilertsen, R.S., Hansen, L. & Sletten, K. (2011a) Morfologi og skredkartlegging i Botn, Rissa, Sør-Trøndelag. NGU Rapport 2011.037.
- L'Heureux, J.S., Sylfest, S., Longva, O., Hansen, L. & Harbitz, C.B. (2011b) The 1888 shoreline landslide and tsunami in Trondheimsfjorden, central Norway. *Marine Geophysical Research* 32(1-2): 313-329.
- L'Heureux, J.S., Hansen, L., Longva, O., & Eilertsen, R.S. (2011c) Landslides along Norwegian fjords, processes, cause and hazard assessment. Proceedings of the second world landslide forum, Rome, Italy, 3.-7. October 2011. Extended abstract in press by Springer.
- L'Heureux, J.S. (2012a) 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., Glimstad, S., Issler, D., Solberg, I.L. & Harbitz, C.B. (2012b) The 1978 quick clay landslide at Rissa, mid-Norway: subaqueous morphology and tsunami simulations. I: Yamada mfl. (red.): Submarine Mass Movements and Their Consequences. *Advances in Natural and Technological Hazards Research Series*, Springer, Vol. 34, s. 507-516.
- L'Heureux, J.S., Longva, O., Steiner, A., Hansen, L., Vardy, M.E., Vanneste, M., Haflidason, H., Brendryen, J., Kvalstad, T.J., Forsberg, C.F., Chand, S. & Kopf, A. (2012c) Identification of weak layers and their role for the stability of slopes at Finneidfjord, northern Norway. I: Yamada mfl. (red.): *Advances in Natural and Technological Hazards Research Series*, Springer, Vol. 34, 321-330 (ISBN 978-94-007-2161-6).
- Locat J. & Lee, H.J. (2002) Submarine landslides: advances and challenges. *Canadian Geotechnical Journal* 39, 193-212.
- Locat J. & Lee, H.J. (2009) Submarine Mass Movements and Their Consequences: An overview. I: Sassa, K. & Canuti, P. (red.) *Landslides - Disaster Risk Reduction*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. s. 115-142.
- Longva, O., Blikra, L.H., Muring, E., Thorsnes, T. & Reither, E. (1999) Testprosjekt Finneidfjord – Integrert skredfarekartlegging og metodevurdering. NGU Rapport 99.051.

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 Publishers, Dordrecht, Netherlands, s. 531-538.

Morgan, E.C., Vanneste, M., Longva, L., Lecomte, I., McAdoo, B. & Baise, L. (2009) Evaluating gas-generated pore pressure with seismic reflection data in a slide-prone area: an example from Finneidfjord, Norway. I: Mosher, D. C., Shipp, R. C., Moscardelli, L., Chaytor, J. D., Baxter, C. D. P., Lee, H. J., Urgeles, R. (eds.). Submarine Mass Movements and Their Consequences, 4th International Symposium. Springer, Advances in Natural and Technological Hazard Research, Volume 28, 399-410. ISBN 978-90-481-3070-2.

NGI (1988) Kartlegging av områder med potensiell fare for kvikkleireskred. Kartblad Orkanger M=1:50 000. Norges Geotekniske Institutt Rapport 810074-1.

NGI (2005) Talldata fra evaluering av risiko for kvikkleireskred i Rissa kommune. Evaluering er omtalt i NGI rapport 20001008-30

NGI (2008) Program for økt sikkerhet mot leirskred. Metode for kartlegging og klassifisering av faresoner, kvikkleire. Norges Geotekniske Institutt Rapport 20001008-2, rev. 3. 08.10.2008.

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.

Rygg, N. & Oset, F. (1996) The Balsfjord landslide. I: Senneset, K. (red.): Landslides. Proceedings of the 7th International symposium on Landslides, Trondheim, Norway, vol. 1, 573-577.

Skaven-Haug, S. (1955) Undervannskred i Trondheimhavn området. Norges Geotekniske Institutt Publikasjon 7.

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

Sills, G.C. & Wheeler, S.J. (1992) The significance of gas for offshore operations. Continental Shelf Research 10:1239-1250.

Solberg, I.L., Dalsegg, E., L'Heureux, J.S. & Rønning, J.S. (2012) Resistivitetsmålinger for løsmasseutbredelse og skredproblematikk langs strandsonen ved Sørbotn i Rissa, Sør-Trøndelag. Data og tolkninger. NGU Rapport 2012.025.

Solberg, I.L., Hansen, L., Rønning, J.S. & Dalsegg, E. (2011) Veileder for bruk av resistivitetsmålinger i potensielle kvikkleireområder. Versjon 1.0. NGU Rapport 2010.048.

Steiner, A., L'Heureux, J.S., Kopf, A., Vanneste, M., Longva, O., Lange, M. & Haflidason, H. (2012) An In-Situ Free-Fall Piezocone Penetrometer for characterizing Soft and Sensitive Clays at Finneidfjord (Northern Norway). I: Yamada Y. mfl. (Eds), Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research Series, Springer, Vol. 34, 99-109 (ISBN 978-94-007-2161-6).

SVV (1966) Rapport geotekniske undersøkelser RV 65 ved Ølsholm i Buvik. Statens vegvesen Oppdrag 5/66-47 (B66-05).

SVV (2001) Grunnundersøkelser. E39 Øysand – Thamshavn. Datarapport sjødeponier. Statens vegvesen Ud 547 B, 22 B, 1.november 2001.

Sveian, H (2002) OKSFJORDHAMN, Nordreisa kommune, kvartærgeologisk kart M 1:20.000. Norges geologiske undersøkelse, rapport nr. 2001.120.

Tavenas, F., Flon, P., Leroueil, S. & Lebus, J. (1983) Remoulding energy and risk of slide retrogression in sensitive clays. I: Symposium on Slopes on Soft Clays. Linköping. Swedish Geotechnical Institute, Rapport 17, s. 423-45

Vanneste, M., L'Heureux, J. -S., Baeten, N., Brendryen, J., Vardy, M. E., Steiner, A., Forsberg, C. F., Kvalstad, T. J., Laberg, J. S., Chand, S., Longva, O., Rise, L., Haflidason, H., Hjelstuen, B. O., Forwick, M., Morgan, E., Lecomte, I., Kopf, A., Vorren, T. O. & Reichel, T. (2012) Shallow Landslides and Their Dynamics in Coastal and Deepwater Environments, Norway. In: Yamada Y. et al (Eds), Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research Series, Springer, Vol. 34, 29-41 (ISBN 978-94-007-2161-6).

Vardy, M.E., L'Heureux, J.-S., Vanneste, M., Longva, O., Steiner, A., Forsberg, C.F., Haflidason, H., Brendryen, J., Accepted for publication. Multidisciplinary investigation of a shallow, near-shore landslide, Finneidfjord, Norway. Near Surface Geophysics, Special Issue Applied Marine Geophysics.

Varnes, D.J. (1978) Slope movement types and processes, In Schuster, R.L., & Krizek, R.J., eds., Landslides—Analysis and control: National Research Council, Washington, D.C., Transportation Research Board, Special Report 176, p. 11–33.

Wiig, T. (red.) (2011) Plan for skredfarekartlegging. Delrapport kvikkleire. NVE rapport 17/2011. Norges vassdrags- og energidirektorat, Oslo.

Woldeselassie, B. H. (2012) The effect of blasting in layered soil, example from Finneidfjord, Norway. Master-avhandling. Fakultet for ingeniørvitenskap og teknologi. Institutt for bygg, anlegg og transport. Faggruppe for Geoteknikk. NTNU. 114 s.

Øydvin, E. K. (red.) (2011) Plan for skredfarekartlegging. Status og prioriteringer innen oversiktskartlegging og detaljert skredfarekartlegging i NVEs regi. NVE rapport 14/2011. Norges vassdrags- og energidirektorat, Oslo.



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/*