



**GEO-3900**  
**Mastergradsoppgave i geologi**

---

**Fjellskred i Laksvatnfjellet, Balsfjord, Troms: indre struktur, morfologi og skredmekanismer**

Elisabeth Rasmussen  
Mai 2011



FAKULTET FOR NATURVITENSKAP OG TEKNOLOGI  
Institutt for geologi

Universitetet i Tromsø





**GEO-3900**  
**Mastergradsoppgave i geologi**

---

**Fjellskred i Laksvatnfjellet, Balsfjord, Troms: indre struktur, morfologi og skredmekanismer**

Elisabeth Rasmussen  
Mai 2011



FAKULTET FOR NATURVITENSKAP OG TEKNOLOGI  
Institutt for geologi

Universitetet i Tromsø

*Du bur under bergfall.  
Og du veit det.  
Men du sår din åker  
og trør trygt ditt tun  
og lèt dine born leika  
og legg deg som inkje var.*

*Det hender,  
når du stør deg på ljåen ein sumarkveld,  
at augo sviv som snarast  
yver bergsida  
der dei segjer  
sprekken  
skal vera,  
og det hender du vert liggjande vaken  
og lyda etter  
steinsprang  
ei natt.*

*Og kjem raset,  
kjem det ikkje uventa.  
Men du tek til å rydja  
den grønne boti  
under berget  
– um du då har livet.*

*Olav H. Hauge (1951)*

## Sammendrag

Forskning relatert til fjellskred har oftest fokusert på geomorfologiske fenomener og overflateprosesser, og i mindre grad den betydningen strukturen i berggrunnen kan ha for utrasning. Studiet av fjellskredet i Laksvatnfjellet er en kombinasjon av fagfeltene berggrunnsgeologi, strukturgeologi og geomorfologi. Til sammen har dette dannet grunnlaget for å kunne tolke blant annet skredmekanismer, kontrollerende faktorer og drivkrefter til skredet.

Skredet avgrenses i øvre del av en NNØ-SSV og NØ-SV strykende forkastning som er parallell med baks-krenten, og en ØNØ-VSV strykende forkastning som følger en linær elvedal i sør. I øvre deler av skredet er det opptreden av morfologiske rygger, som er tolket å skyldes rotasjon utover av berggrunnen, ved utglidning langs et plant hovedglideplan i baks-krenten. I nedre deler av skredet er det terrasser som er tolket å ha blitt rotert inn mot fjellsiden, ved utglidning langs listriske glideplan. Den indre strukturen i berggrunnen (foliasjon, krenulasjonskløv, sprekker og forkastninger) er viktige faktorer som har styrt utviklingen og lokaliseringen av skredet. Utglidning langs underliggende plan i berggrunnen er den viktigste skredmekanismen, og kan ha skjedd i form av *creep* langs glideplanene. Dette kan også være årsaken til bevegelse i skredet i dag, som blant annet er påvist av InSAR data.

Et eventuelt sammenhengende basalt glideplan i skredet er antatt å ha en rampe-flate geometri. Observasjoner på blotningsskala antyder også flere interne glideplan med trappetrinnsgeometri. En teori er derfor at det kan eksistere flere interne glideplan i skredet, istedenfor eller i tillegg til et sammenhengende basalt glideplan.

Ytre drivkrefter som kan ha medvirket til skredet er blant annet seismisk aktivitet knyttet til reaktivering av mesozoiske forkastninger på land og stressavlastning i berggrunnen som følge av deglasiasjon. Strøket til forkastningene som avgrenser skredet, samsvarer med trenden av mesozoiske regionale forkastninger på land i og på sokkelen utenfor Nord-Norge. Reaktivering av disse er derfor antatt og medvirket til initiering skredet i Laksvatnfjellet.



## Forord

Så var man endelig i mål. En fjellside i Laksvatnfjellet har blitt traversert utallige ganger, i sol, snø og regn, i løpet av sommeren 2010. Til slutt ble det faktisk en masteroppgave ut av det. Jeg må jo selvfølgelig rette en takk til entusiastiske feltassistenter, som pent gjorde det de ble bedt om, for det om vær og føreforhold ikke bestandig var det beste. Heldigvis var feltområdet velsignet med et utvalg av dype sprekker som gav god ly for vær og vind.

Flere uker med fast holdeplass på brakka er over, men takket være smilende fjes i gangene her, har det vært en fin tid! Det blir rart å gå tilbake til livet utenfor, som ikke innebærer kaffepauser i rødsofaen. Gode minner fra de 5 studieårene her, kan nevnes i fleng. Men det sies at en god latter forlenger livet, og da har det blitt bra mye lengre i løpet av årene her. Husmusa, Mariannus og P. Dahl: god og sær humor har høynet trivselen på utallige forelesninger og ekskursjoner. Og gjengen på kontor tolv: vi klarte det!! Tusen takk for all hjelp når PC-en ikke gjorde som jeg sa, og g skuffen i tyskerpulten som ofte hadde noe godt på lur. Oddisen som med sin avslappende innstilling til sort sett alt, fikk oss til å tro at dette måtte jo bare gå bra.

Tusen takk til hovedveileder Steffen Bergh, som iherdig har lest gjennom side etter side og gitt konstruktiv og gode tilbakemeldinger. Takk også til tålmodige Jon Are i tredje etasje, biveiledere Geoff og Per Terje, og resten av behjelpelige folk ved NGU. Og sist men ikke minst, takk til min kjære samboer, som har vært en glimrende støttespiller og korrekturleser. Nå skal vi på tur!

Takk for meg, og for at jeg holdt ut. Nå flakser jeg videre ut på nye eventyr.





# Innhold

Kapittel 1 – Innledning.....	1
1.1 Bakgrunn .....	1
1.2. Fjellskred i Troms .....	2
1.3 Problemstillinger og formål .....	6
1.4 Geografisk plassering, topografi og blotningsgrad .....	8
1.5 Regional geologi og tidligere arbeider .....	10
1.5.1 Oppbygningen av berggrunnen i sentrale Troms .....	10
1.5.2 Kwartærgeologi og geomorfologi i Troms .....	16
1.6 Definisjoner av begreper benyttet i oppgaven.....	20
Kapittel 2- Metoder .....	22
2.1 Feltarbeid og fremstilling av innsamlede data .....	22
2.2 Flyfoto og digitale elevasjonsmodeller .....	22
2.3 Programvare og kartanalyse .....	23
2.4 Kart.....	23
2.5 InSAR data .....	24
Kapittel 3 – Berggrunnen i skredet. ....	25
Kapittel 4 – Feltobservasjoner: Beskrivelse av indre struktur og morfologiske for­melementer i skredet .....	31
4.1 Innledning.....	31
4.2 Lineamentsobservasjoner i flybildet .....	34
4.3 Beskrivelse av berggrunnens indre strukturer i skredet .....	35
4.3.1 Hovedfoliasjon (S1) .....	36
4.3.2. Krenulasjonkløv (S2) .....	40
4.3.3. Sprø Forkastninger .....	42
4.3.4. Sprekker .....	46
4.3.4. Oppsummering .....	56
4. 4 Morfologiske for­melementer.....	57
4.4.1 Skreenter .....	57
4.4.2. Terrasser .....	63
4.4.3 Rygger .....	70
4.4.4 Synkehull.....	79
4.4.5. Løse blokker i skreenter .....	82
4.4.6 Oppsummering .....	84
4.5 Beskrivelse av InSAR data.....	85
Kapittel 5 - Diskusjon .....	87
5.1 Innledning.....	87
5.2 Diskusjon og tolkning av indre struktur og morfologiske for­melementer i skredet. ....	87
5.2.1 Øvre del: .....	87
5.2.2 Midtre deler: .....	93

5.2.3 Nedre del: .....	97
5.2.4 Oppsummering .....	100
5.3 Analyse av bevegelsesmønsteret i skredet (kinematikk).....	102
5.4 Skredmekanismer og klassifikasjon av skredet.....	107
5.5 Faktorer og drivkrefter for utrasning.....	114
5.6 Regional sammenheng .....	120
Kapittel 6 – Oppsummering og konklusjon .....	125
Referanser.....	128

# Kapittel 1 – Innledning

## 1.1 Bakgrunn

Norge er et land med alpin topografi, overfordypede daler og fjorder. Dessverre er disse landskapsformene svært gunstige for dannelsen av fjellskred, som har ført til noe av de verste naturkatastrofene vi kjenner til i Norge. NGU og NGI har kartlagt en rekke fjellskred i Norge, hvorav flere har ført til tap av menneskeliv. I følge disse institusjonene må det forventes 2-4 store fjellskred pr. århundre i Norge (Høst et al., 2006).

Fjellparti som er kommet i bevegelse og løsnet fra sine geologiske omgivelser benevnes som et ustabil fjellparti (Høst et al., 2006). Et ustabil fjellparti som til slutt kolliderer ved at steinmasser glir, flyter eller faller ned fjellsiden, omtales som et steinskred (*rock avalanche*) (Braathen et al., 2004). Når volumet av steinmasser overkommer 100 000 m<sup>3</sup>, kalles det for et fjellskred (Høst et al., 2006).

Offentligheten har de siste årene spesielt blitt oppmerksom på fjellskred som kan forårsake tsunamibølger i trange fjorder. Samfunnsutviklingen i dag har ført til en betydelig økning av bosetning og infrastruktur i strandsonen. Det gjør at skadeomfanget av en lignende ulykke som skjedde i Tafjord (1934) og Loen (1905 og 1936) (Høst et al., 2006), hvor flodbølger førte til at 175 mennesker til sammen omkom, vil ha mangedoblede konsekvenser. Spørsmålet om vi vet tilstrekkelig om skredrisikoen i Norge er derfor meget aktuelt. Et annet spørsmål er om eventuelle klimaendringer kan føre til økt skredaktivitet i tidligere stabile områder. For å kunne forutse slike hendelser trengs en bedre forståelse av hva som kan forårsake ustabile fjellpartier og senere kollaps av disse. Samtidig er det behov for en kartlegging av ustabile fjellpartier som kan føre til fjellskred, spesielt i områder der konsekvensene kan være tap av menneskeliv eller skade på bygninger eller infrastruktur.

I 2002 ble det etablert en nasjonal skreddatabase ([www.skrednett.no](http://www.skrednett.no)) i regi av NGU.

Tjenesten er et produkt av et samarbeid mellom NGU, Statens kartverk, NGI, NVE, NTNU, SINTEF, Statens vegvesen, Jernbaneverket, DSB, Forsvaret og flere kommuner. Her er all informasjon om alle typer historiske skred og risikoområder (ustabile fjellparti) samlet. I dag

er NVE ansvarlige for skrednett og har det overordna ansvaret for statlige forvaltingsoppgaver innen forebygging av skredulykker. Den geografiske fordelingen av registrerte ustabile fjellparti i Norge per i dag, viser en klar konsentrasjon av ustabile fjellparti i Sogn & Fjordane, Møre & Romsdal og Troms. I disse tre fylkene er det startet opp samarbeidsprosjekter mellom NGU og de kommunene som er involvert. Målet er å gjennomføre en risiko- og sårbarhetsanalyse (ROS-analyse). Som en del av denne analysen er det iverksatt regional kartlegging av skred og ustabile fjellsider i de tre fylkene, for å identifisere de områdene som utgjør den største trusselen mot samfunnet, og bestemme hvorvidt de er i bevegelse i dag (Høst et al., 2006).

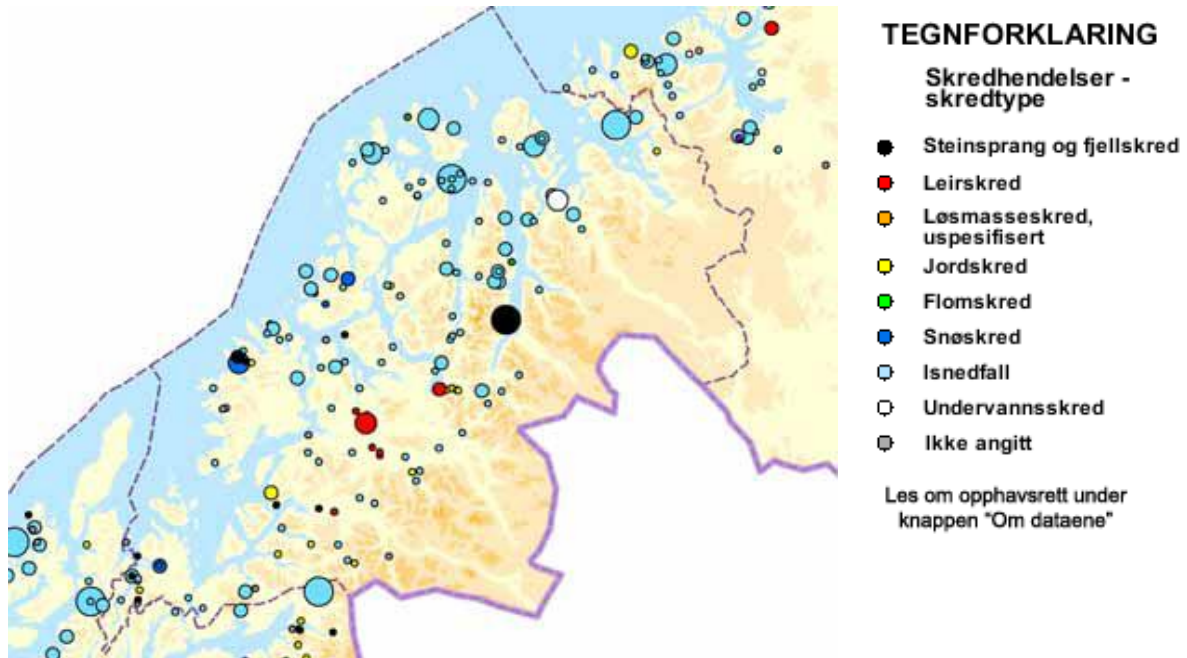
Vitenskapelige problemstillinger relatert til fjellskred og andre typer overflateskred har tidligere hovedsakelig fokusert på geomorfologiske aspekter og ytre (overflate) prosesser og i bare mindre grad på hvilken betydning strukturen i fjellet har hatt for utrasninger. UiT og NGUs forskning på fjellskred definert per i dag spenner faglig bredt, fra berggrunnsgeologi/strukturgeologi til kvartærgeologi og geomorfologi. NGU utprøver også forskjellige metoder og teknisk verktøy som GPS, LIDAR (*Light Detection And Ranging*) og InSAR (se kap. 2). En kobling mellom indre struktur, geomorfologi og fjernanalyse viser seg å være viktig for å få en bedre forståelse av skredprosessene.

I alpine fjellområder flere steder i verden er det gjort kartlegging av en form for gravitasjonsutglidninger langs strukturelt underliggende plan. Denne type deformasjon eller bevegelse i en fjellside kalles for *deep seated slope gravitational deformation*, og gir opphav til dannelsen av en rekke karakteristiske landformer og morfologiske formelementer (McCaplin et al., 1999; KinaKin et al., 2005; Ambrosi & Crosta, 2005; Agliarid et al., 2001, 2009).

## 1.2. Fjellskred i Troms

Geologiske undersøkelser i Troms har påvist avsetninger fra stein og fjellskredhendelser både på land og i fjordene (Fig.1.1) (Corner 1972; Blikra et al., 2006a, 2006b). Det er gjort flere forsøk på å datere hendelsene, ved blant annet seismiske undersøkelser på et skred i Sørfjorden, og radikarbondateringer av skjell som er yngre enn et skred i Balsfjord. Forsøkene viste at hendelsen i Sørfjorden har funnet sted ca. 10.000-9500 C<sup>14</sup> år BP, og i Baldsfjord ca. 9500-9600 C<sup>14</sup> år BP, altså like etter siste deglasiasjon (se kap. 1.5.2.) (Dehls et

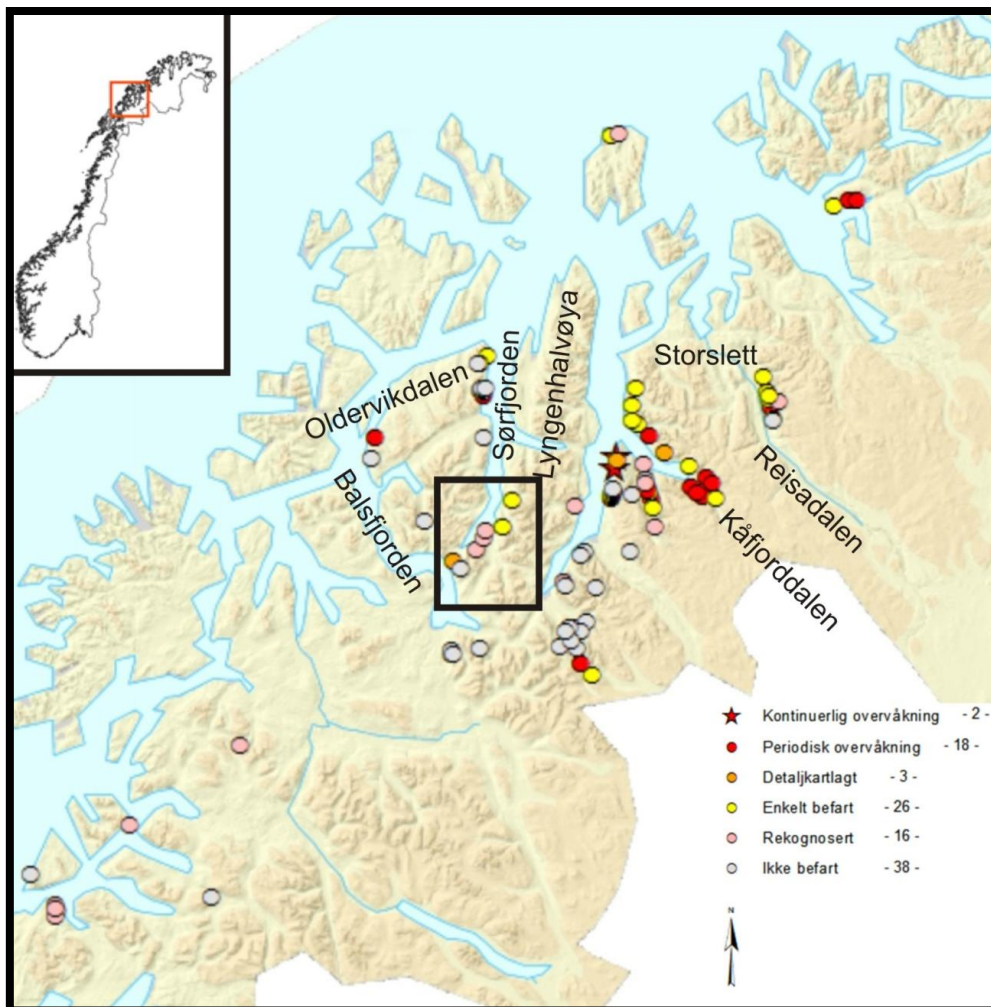
al., 2000). I historisk tid er det få dokumenterte hendelser i Troms. Det mest kjente er skredet i Pollfjellet i Lyngen i 1814, hvor en flodbølge førte til at 14 mennesker mistet livet (Blikra et al., 2006b).



**Fig 1.1:** Kartet viser en oversikt over skredhendelsene i Troms som er registrert i den nasjonale skred databasen ([www.skrednett.no](http://www.skrednett.no)) De sorte sirkelene representerer steinskred som er antatt å ha et volum på mer enn 10 000 m<sup>3</sup>, og størrelsen på sirkelen angir antall omkomne. (Henderson et al. 2007.041)

NGU har siden 2003 påvist og kartlagt ustabile fjellpartier i Troms, og per 1. desember 2010 er det registrert 103 potensielle ustabile fjellpartier ved hjelp av blant annet InSAR data (Fig. 1.2) (Bunkholt et al., 2011). Antallet ustabile fjellpartier kan imidlertid justeres i fremtiden. For eksempel kan det ved senere rekognosering og befaring i felt vise seg at fjellpartiet ikke er ustabil, og utvidet feltarbeid og leteområder kan føre til at det registreres flere ustabile partier. 26 av de 103 registrerte ustabile fjellpartiene er blitt enkelt befart i løpet feltsesongene (2003-2010). Det innebærer en begrenset innsamling av strukturelle data, og en overordnet forståelse av fjellsidens tilstand som muliggjør videre vurdering. Det utføres periodisk differensiell GPS overvåkning på 18 av de 26 områdene, som betyr at måledata samles inn periodisk (ett til flere års periode). I 2007 gjorde NGU en første gangs befaring av Laksvatnfjellet i Balsfjord, med noe oppfølgingsarbeid i 2008. Deler av fjellsidens ble ansett for å være et ustabil fjellparti i bevegelse, med en ganske kompleks geometri og oppdeling (Henderson et al., 2009). For å bedre forstå geologien i fjellet ble det utført LiDAR-scanning av fjellet i løpet av 2008 og 2009.

Både de tidligere skredhendelsene og de ustabile fjellpartiene i Troms grupperer seg i enkelte soner. Den største konsentrasjonen finnes i en sone fra Balsfjorden i sør til Oldervikdalen og Storslett i nord, og fra Lavangsdalen i vest til Reisadalen i øst (Fig. 1.2). Flest fjellskred er det registrert i Kåfjorddalen (Blikra et al., 2006a). Laksvatnfjellet befinner seg sør i en NØ-SV strykende sone med potensielle ustabile fjellpartier på østsiden av indre deler av Sørfjorden, og er det eneste av disse områdene som er detaljkartlagt (Fig. 1.2)



**Figur. 1.2:** Modifisert kart (Bunkholt et al., 2011) som viser områder i Troms som per dags dato er registrert som potensielle ustabile fjellpartier. Områdene kan følges i soner fra Balsfjord i sør til Oldervikdalen og Storslett i nord. Fjellpartiene er klassifisert etter hvor mye videre undersøkelser og arbeid som har blitt gjort (ikke befart, rekognosert, enkelt befart, detaljkartlagt, periodisk overvåkning, kontinuerlig overvåkning). Innrammet område er en sone av potensielle ustabile fjellparti på østsiden av indre deler av Sørfjorden. Laksvatnfjellet er det av disse områdene som er klassifisert som detaljkartlagt.

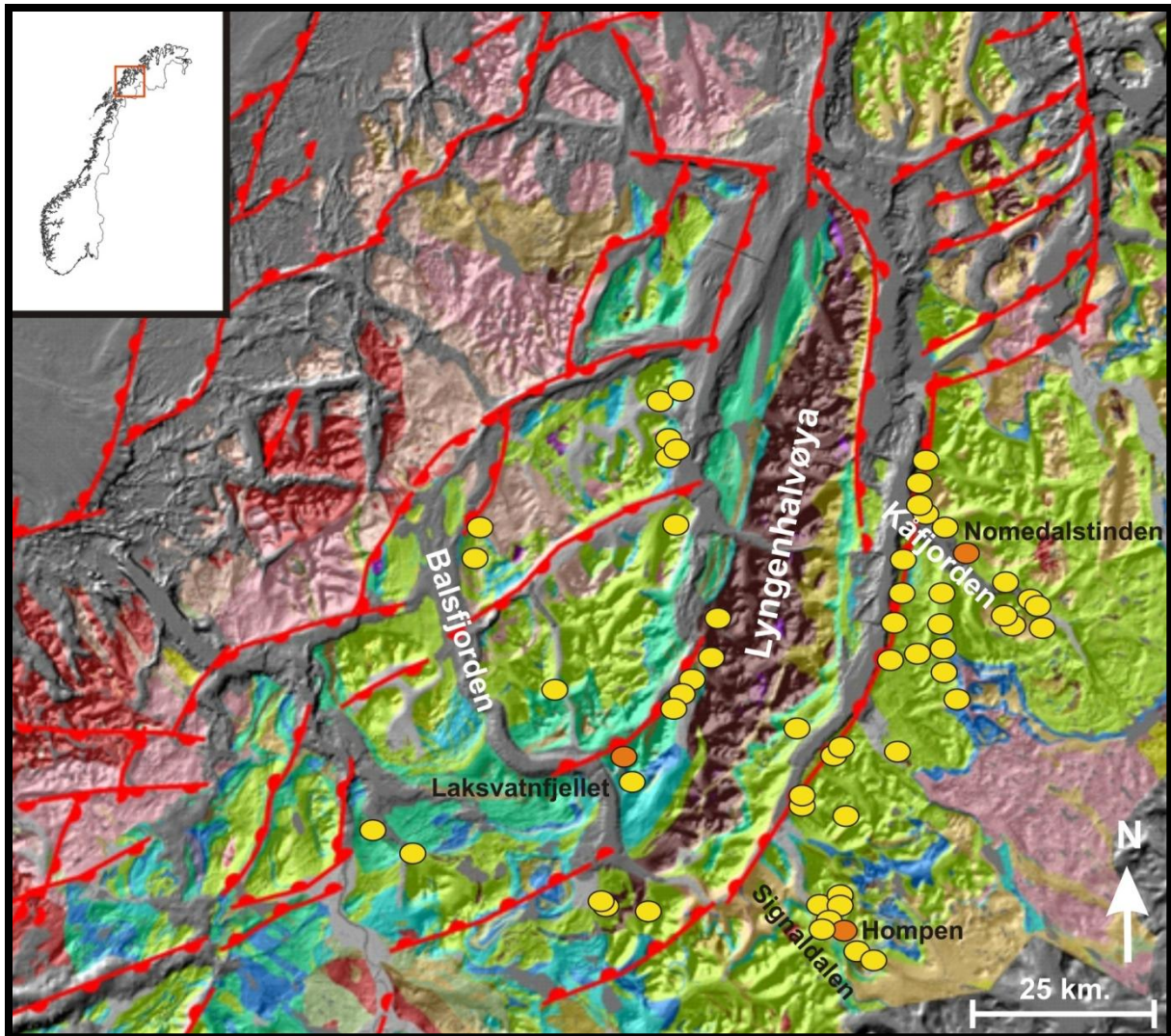
Kartleggingen av ustabile fjellpartier i Troms inngår i prosjektet "ROS Fjellskred i Troms", som er et samarbeidsprosjekt mellom NGU og kommunene, Tromsø, Lyngen, Kåfjord, Storfjord, Kvæangen, Kvæfjord, Nordreisa, Universitetet i Tromsø (UiT) og Norut IT.

Hovedmålet er å kartlegge og avdekke bevegelser i fast fjell på fylkesbasis å dokumentere den regionale skredfaren ved bruk av avanserte måleteknikker (GPS, LIDAR og InSAR). Norut IT i samarbeid med NGU er i gang med å utprøve InSAR for å kartlegge og overvåke rasutsatte områder i Norge. Målsettingen med forskningsprosjektet er å teste om satellitt kan brukes i tillegg til tradisjonelle målemetoder slik som GPS og landmålinger. Dette blir kombinert med kartlegging av skredstrukturer i felt og den geomorfologiske responsen på deformasjon.

Etter at det er blitt påvist bevegelse i fjellsiden på et økende antall lokaliteter, er behovet for å øke kapasiteten i skredovervåkingen blitt aktualisert. Samtidig er det et økende behov for å styrke kunnskap og kompetanseoppbygning på fjellskred i det lokale fagmiljøet i Troms. Det blir nå sett på som viktig å utvikle og forbedre metodene som brukes i kartlegging av fjellskred og ustabile fjellpartier. Dette kan øke detaljgraden i vår forståelse av skredenes interne oppbygning og ikke minst av selve skredprosessen. NGU og UIT har derfor inngått et samarbeid om problemorienterte studier av fjellskred og ustabile fjellpartier i form av masteroppgaver, hvor studentene skal utføre en detaljert kartlegging og strukturgeologisk og geomorfologisk analyse av utvalgte ustabile fjellpartier. Denne masteoppgaven inngår i dette samarbeidet i regi av "ROS Fjellskred i Troms" og er et pilotprosjekt ved UiT.

Utpekte lokaliteter i pilotprosjektet ved UIT er Nomedalstinden i Kåfjord, Hompen i Signaldalen og Laksvatnfjellet (Thomasjordtinden) i Balsfjord (Fig. 1.4). Det er flere grunner til at disse lokalitetene ble valgt ut for detaljerte undersøkelser. Utplassering av GPS ikke er mulig på noen av de tre lokalitetene på grunn av fjellets beskaffenhet i området.

Lokalitetene er svært ulike med hensyn på bergartssammensetning, indre struktur og morfologi. Det er derfor sannsynlig at de faller innenfor ulike kategorier av strukturstyrte fjellskred, og representerer ulike stadier i fjellskredsutviklingen. Studie særlig av den strukturelle utviklingen og sammenhengen mellom strukturgeologi og geomorfologi ved disse tre forskjellige lokalitetene vil være med på å øke forståelsen av hvordan fjellskred utvikler seg og de forskjellige prosessene som medvirker (Henderson et al., 2010). Samtidig er det viktig å utvikle nye metoder og fremgangsmåter for kartlegging og analyser av ustabile fjellparti som kan føre til et eventuelt fjellskred.



Figur 1.4: Modifisert berggrunnskart med tolkede lineamenter (Hansen et al., 2011) over sentrale deler av Troms. Flere potensielle ustabile fjellpartier (gule punkt) er anriket langs de tolkede lineamentene. Laksvatnfjellet, Nomedalstinden og Hompen er merket som oransje punkter.

### 1.3 Problemstillinger og formål

Studien av fjellskredet i Laksvatnfjellet er basert på at det er styrt og/eller forårsaket av faktorer som berggrunns sammensetning og indre struktur. Eksempler på slike faktorer er foliasjon i bergartene og dens helning i forhold til skråningen og opptreden av svakhetssoner, som sprekker og forkastninger, regionalt som lokalt. Ytre drivkrefter kan være frostvitring, sirkulasjon av vann og seismisk aktivitet (Ambrosi & Crosta et al., 2005; Agliardi et al., 2001 & 2009; Henderson et al., 2010; Saintot et al., 2011; Blikra et al., 2006b). Deler av fjellsiden i Laksvatnfjellet er klassifisert som potensielt ustabil, på bakgrunn av InSAR data som har påvist nylig resistent bevegelse i deler av berggrunnen og opptreden av karakteristiske strukturer i fjellsiden (Henderson et al., 2009, 2008a). Definisjon av *rock*

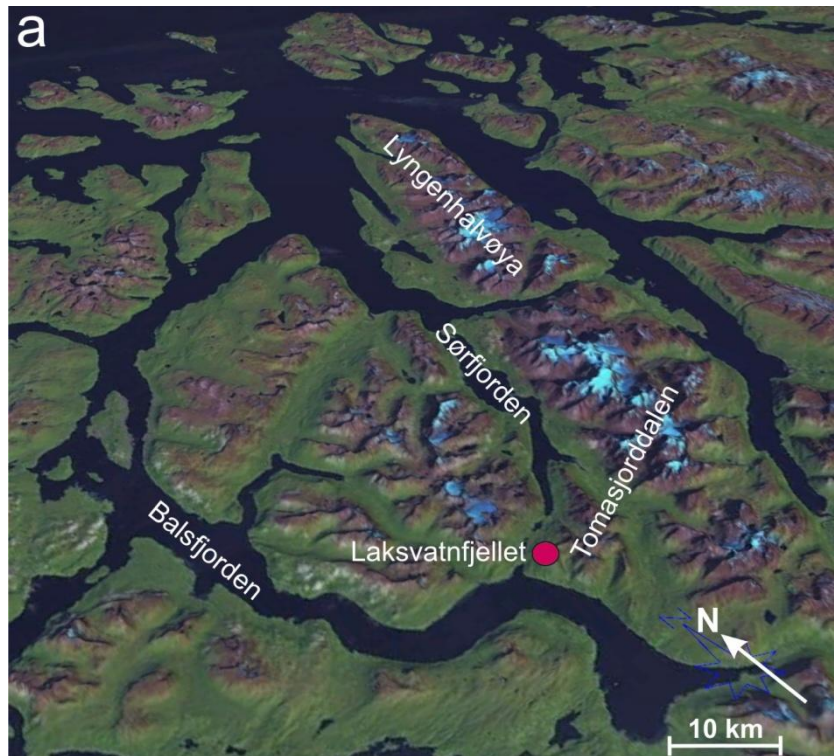


*avalanche* (stein/fjellskred) er ofte en hurtig massebevegelse (Braathen et al., 2004), men det kan også brukes om en mer saktegående utglidning (Blikra et al., 2006b). Det potensielle ustabile området i Laksvatnfjellet er derfor omtalt som et skred i oppgaven. Hovedmålet med denne oppgaven er å kartlegge/beskrive og analysere indre struktur og morfologiske formelementer, samt utbredelse av skredet i Laksvatnfjellet. Med bakgrunn i feltarbeid, fly- og satellitt foto, digitale terrengmodeller og InSAR data, er mer konkrete mål for oppgaven som følger:

1. Kartlegge indre struktur ved innsamling av orienteringsdata (foliasjon, sprekker, forkastninger) fra berggrunn i fast fjell og i utrast delvis intakt berggrunn innad i skredet.
2. Morfologisk kartlegging og beskrivelse av skredet, med inndeling i ulike formelementer, ved hjelp av fly- og satellittfoto, digitale høydemodeller og feltarbeid.
3. Ved å sammenligne indre struktur og morfologi skal skredet klassifiseres innenfor en av de tre ulike kategoriene av kildeområder til skred, slik de er beskrevet av Braathen (2004).
4. Gjøre en kinematisk analyse ved å vurdere forskjellige kinematiske indikatorer i skredet, samt bruke InSAR data til å dokumentere bevegelsesmønsteret og bevegelsesforskjellene i skredet.
5. Diskutere skredmekanismer, kontrollerende faktorer og eventuelle drivkrefter.
6. Vurdere sammenhengen mellom regionale sprø forkastninger/sprekker fra kyst- og landområdene i Nord-Norge (mesozoisk alder) og strukturetninger i skredet.

## 1.4 Geografisk plassering, topografi og blotningsgrad

Laksvatnfjellet ligger langs østsiden av Balsfjorden i Balsfjord kommune (Fig.1.5). Det er en del av et mindre fjellmassiv rett vest for den sørligste delen av Lyngsalpene, som er kjent for sitt alpine landskap (Corner, 2005) med opptreden av formelementer som blant annet spisse egger, dype botner, bratte skråninger og høyt relieff.

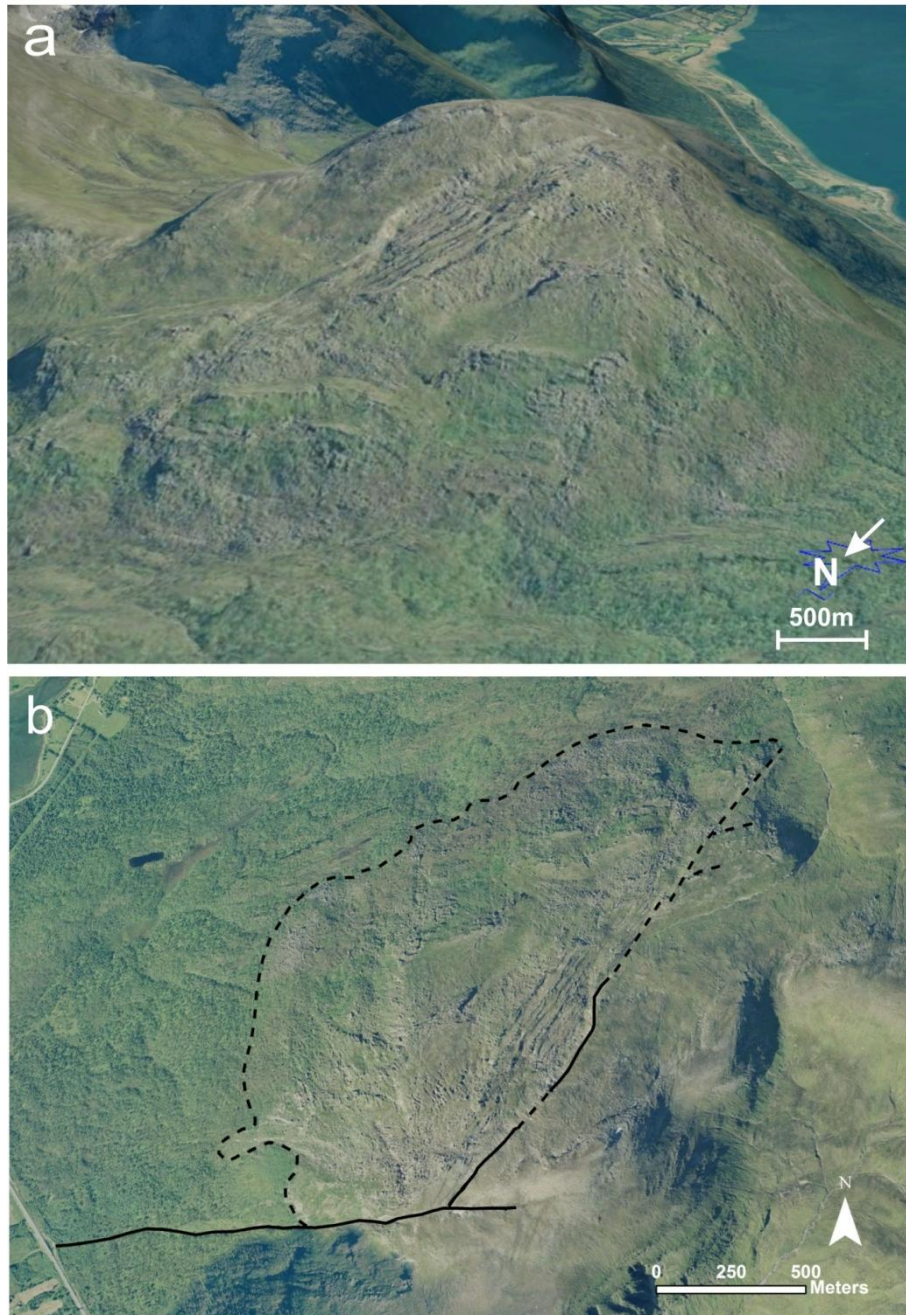


Figur 1.5: Digital terrengmodell ([www.norgei3d.no](http://www.norgei3d.no)) som viser den geografiske plassering av Laksvatnfjellet, som en del av et mindre fjellmassiv som ligger vest for den sørligste delen av Lyngsalpene.

Høyden på fjellet er 876 m.o.h, og toppen av fjellet er stort flatt platå. Østsiden av fjellet er brattere og mer ulent enn vestsiden. Deler av østsiden er en ca. 200 m. høy, nesten loddrett fjellvegg som stuper ned mot Tomasjorddalen. Den nordvestvendte siden er betydelig slakere med en gjennomsnittlig overflatehelning på  $20^{\circ}$ - $30^{\circ}$ , og det er her skredet ligger (Fig. 1.6a)

Skredet omfatter et areal på ca. 1,5 -2 km<sup>2</sup> i den NV og V vendte siden av Laksvatnfjellet (Fig. 1.6b), og kan derfor defineres som et fjellskred (>100 000 m<sup>3</sup>). I øvre del avgrenses skredet av en NØ-SV og NNØ-SSV strykende baks trent (se kap. 4.4.1) som og er tolket som en forkastning. Nedre ytterkant av skredeområder er der hvor fjellsiden blir betydelig slakere (ca. 200 m.o.h.) og hvor opptreden av blokkmateriale avsluttes. I sør avgrenses skredet av en

VSV-ØSØ strykende elvedal, som tidligere er tolket som en forkastning (Zwaan et al., 1998). Skoggrensen i området er på ca. 400 m.o.h. Fra denne og opp til toppen er berggrunnen godt blottlagt. Langs E8 på sørsiden av fjellet er det flere veiskjæringer med gode blotninger av berggrunnen og strukturer i berggrunnen (som omfatter området utenfor skredet).



Figur 1.6: (a) 3D-modell ([www.norgei3d.no](http://www.norgei3d.no)) som viser den NV og V vendte siden av Laksvatnfjellet hvor skredet ligger. (b) Flyfoto over Laksvatnfjellet, som viser avgrensningen til skredet. De tydeligste grensene er den NØ-SV og NNØ-SSV strykende baks-krenten i øvre del og den ØNØ-VSV strykende elvedalen i sør av skredet.

## 1.5 Regional geologi og tidligere arbeider

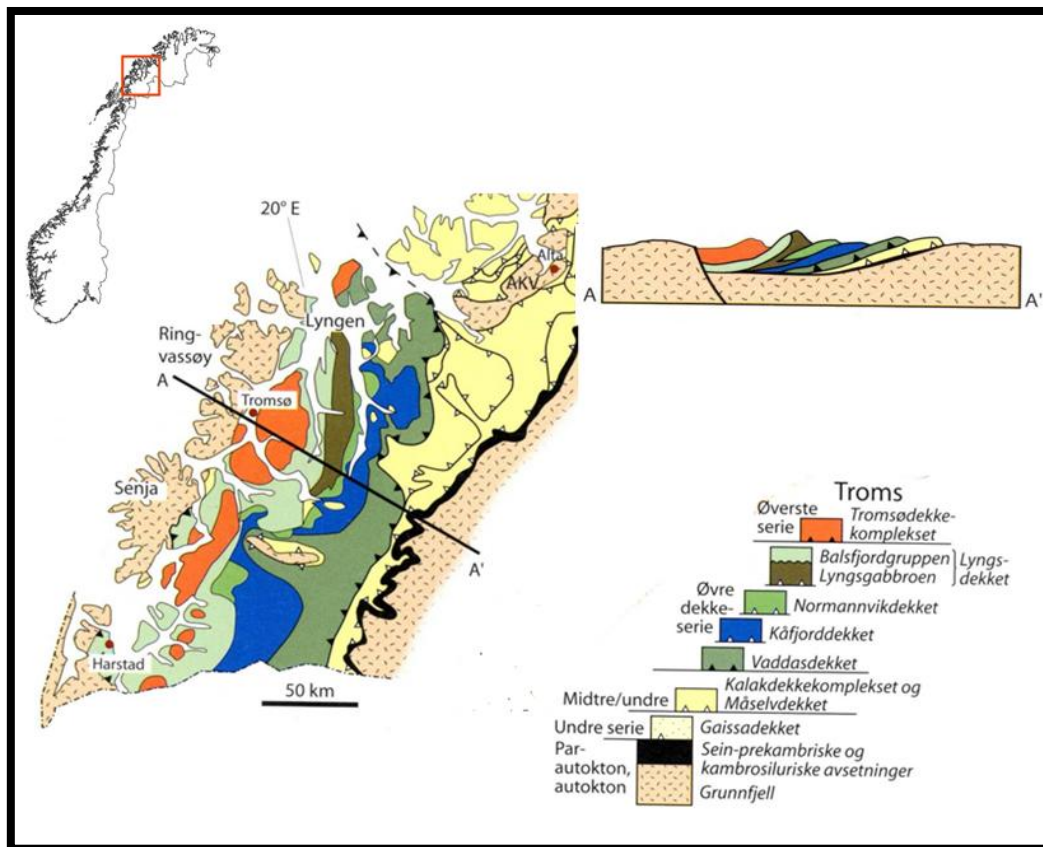
Potensielle ustabile fjellparti i sentrale deler av Troms er kartlagt i ulike bergarter i de kaledonske skyvedekkene. Bergartene har gjennomgått lav-høy grads metamorfose, som har ført til varierende litologiske og strukturelle egenskaper i berggrunnen. Istider har senere vært med på å utforme det landskapet vi ser i Troms i dag. Faktorer som deformasjon av bergarter samt de påvirkningene glasiasjon og deglasiasjon har på et landskap, kan være viktige faktorer som er med på å styre lokaliseringen av ustabile fjellparti.

### 1.5.1 Oppbygningen av berggrunnen i sentrale Troms

Berggrunnen i de sentrale deler av Troms tilhører den kaledonske dekkeserien som ligger over det prekambriske grunnfjellet (Fig. 1.7). I Troms er hele dekkeserien representert. Underst og lengst øst opptrer autoktone umetamorfe bergarter fra sen prekambrium/tidlig paleozoikum, som kalles Dividalsgruppen. Videre vestover følger overliggende alloktone skyvedekker, som er delt inn i fire dekkeserier av ulik alder og metamorfosegrad (undre, midtre, øvre og øverste). Undre og midtre dekkeserie (Målselvdekket og Kalakdekkekompleks) består av feltspatrike metasandsteiner og skifre som antas å være avsatt på den fennoskandiske marginen i sen-prekambrisk tid (Gee & Sturt, 1985; Ramberg et al., 2006). Undre dekkeserie (Målselvdekket) er omdannet under relativt lave trykk- og temperaturforhold, og antas og være sedimenter avsatt langs den baltiske randen før kontinent-kontinent kollisjonen mellom Laurentia og Baltika. Den midtre dekkeserien (Kalakdekkekompleks) har høyere omdanningsgrad enn den undre, og antas å representere rester av den baltiske randen, alternativt mikrokontinenter/grunnfjellsøyer fra havområdet mellom Laurentia og Baltika. (Gee & Strurt, 1985; Ramberg et al., 2006).

Øvre og øverste dekkeserie inneholder varierte eksotiske bergarter. De eksotiske dekkene kommer mest sannsynlig fra de dypeste delene av Iapetushavet samt Laurentia, og omfatter både rester av prekambriske skorpebergarter (plutonske og metamorfe bergarter), havbunnskorpe (Lyngsgabbroen) og eklogitter (Tromsødekkekomplekset), sannsynligvis fra subduksjonssoner der omdannelsen startet lenge før selve kontinent-kontinent kollisjonen i silurtiden (Ramberg et al., 2006). Den fullstendige dekkeserien ble samlet skjøvet på plass under den kaledonske fjellkjededannelsen i silurtiden. Den komplekse sammensetningen og flere faser med deformasjon knyttet til lukningen av Iapetushavet, underbygges også ved at

metamorfosegraden øker oppover i dekkeseriene fra den undre til den øverste (Zwaan et al., 1998).

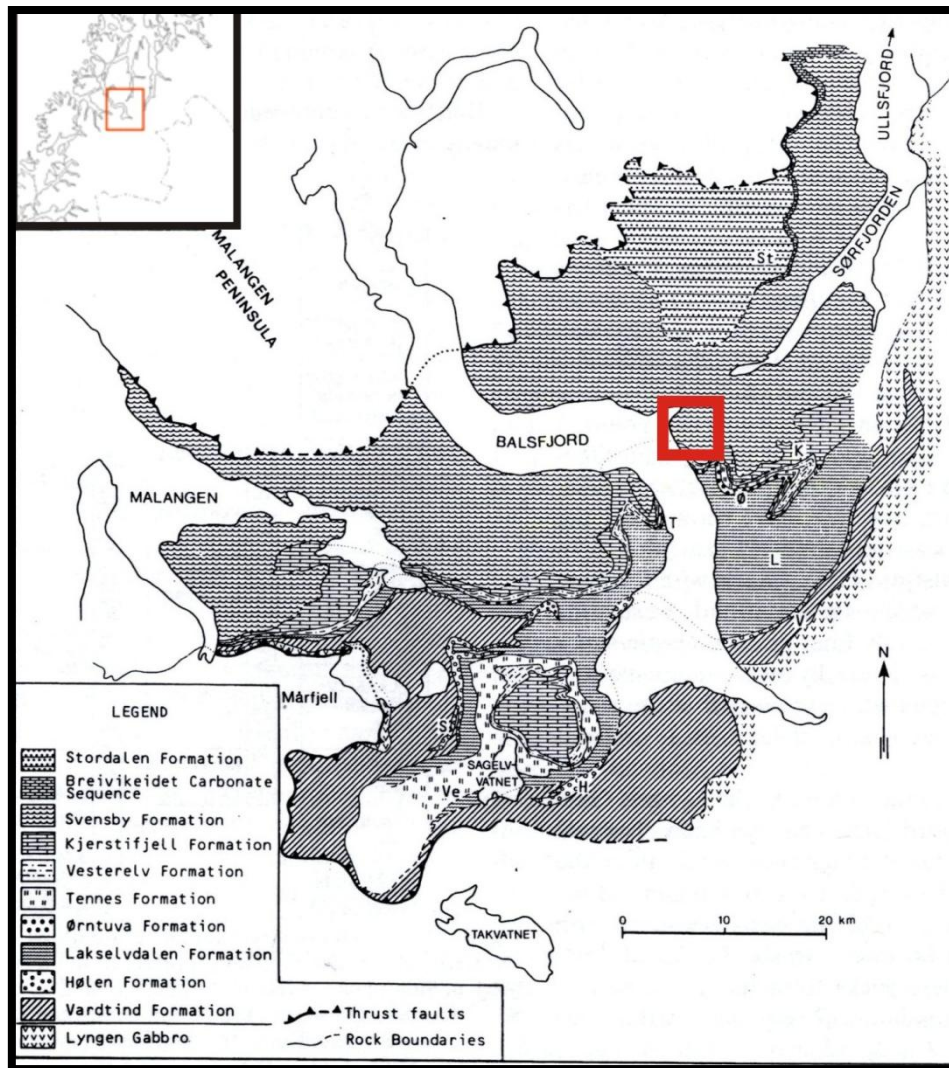


Figur 1.7: Tektonisk kart som viser dekkeoppbyggingen i Troms, med tolket profil (Ramberg et al., 2006) De kaledonske bergartene ligger over det prekambriske grunnfjellet.

I øvre dekkeserie opptrer fire dekkeenheter, Vaddas- og Kåfjorddekkene (glimmerskifer, marmor, kvartsitt og amfibolitt), Nordmannvikdekket (granat-kyanitt-gneiser, mylonitter, sagvanditt) og Lyngsfjelldekket (gabbro og metasedimenter) (Andresen & Bergh, 1985; Ramberg et al., 2006). Lyngsfjelldekket utgjør Lyngengabbroen og den overliggende Balsfjordgruppen de viktigste elementene i berggrunnen (Andresen & Bergh, 1985; Bergh & Andresen, 1985). Tromsødekkekomplekset representerer et eksotisk fragment som kan stamme fra den delen av det laurentiske skjold som kolliderte med Baltika. Underst består dekket av mylonittiske gneiser, videre følger amfibolittiske gneiser og øverst kalkrike metasedimentære bergarter med innslag av blant annet eklogitter og ultramafiske bergarter (Ramberg et al., 2006).

Det undersøkte fjellskredet i Laksvatnfjellet ligger i Balsfjordgruppen som hører inn under Lyngsfjelldekket i øvre allokton (Fig. 1.8). Balsfjordgruppen ligger tektonisk over, men stedvis med direkte avsetningskontakt på den underliggende Lyngengabbroen, som også er en del av Lyngsfjelldekket og består av friske og omdannede størkningsbergarter fra tidlig ordovicisk tid (Andersen & Bergh, 1985). Studier langs den nordvestre marginen av Lyngengabbroen (Minsaas, 1979, 1981; Minsaas & Sturt, 1981) og i området mellom Ullsfjorden og Balsfjorden (Olsen 1982), viser at Balsfjordgruppen her har avsetningskontakt til den underliggende Lyngengabbroen. I dette området består Balsfjordgruppen av en grov klastisk metapsamitt sekvens nederst, som videre oppover og vestover går over i mer finkornige bergarter som leirskifer (fyllitt) og glimmerskifer. Med basis i sedimentære strukturer har det blitt dokumentert at ikke hele Balsfjordgruppa ligger den veien de ble avsatt, men at store deler av den er invertert (Binns & Matthews, 1981). Men siden ingen av de store formasjonene i Balsfjordgruppa er repetert blir inverteringen sett på som lokal. Balsfjordgruppa blir likevel på regional skala sett på som en koherent gruppe med de eldste formasjonene som grenser til Lyngen gabbroen og de yngste formasjonene suksessivt lengre mot vest (Andresen & Bergh, 1985). Over Balsfjordgruppen ligger Stordalsformasjonen, som muligens tilhører Nakkedalsdekket og derfor er fra tidlig silursk tid og eldre (Zwaan et al., 1998).

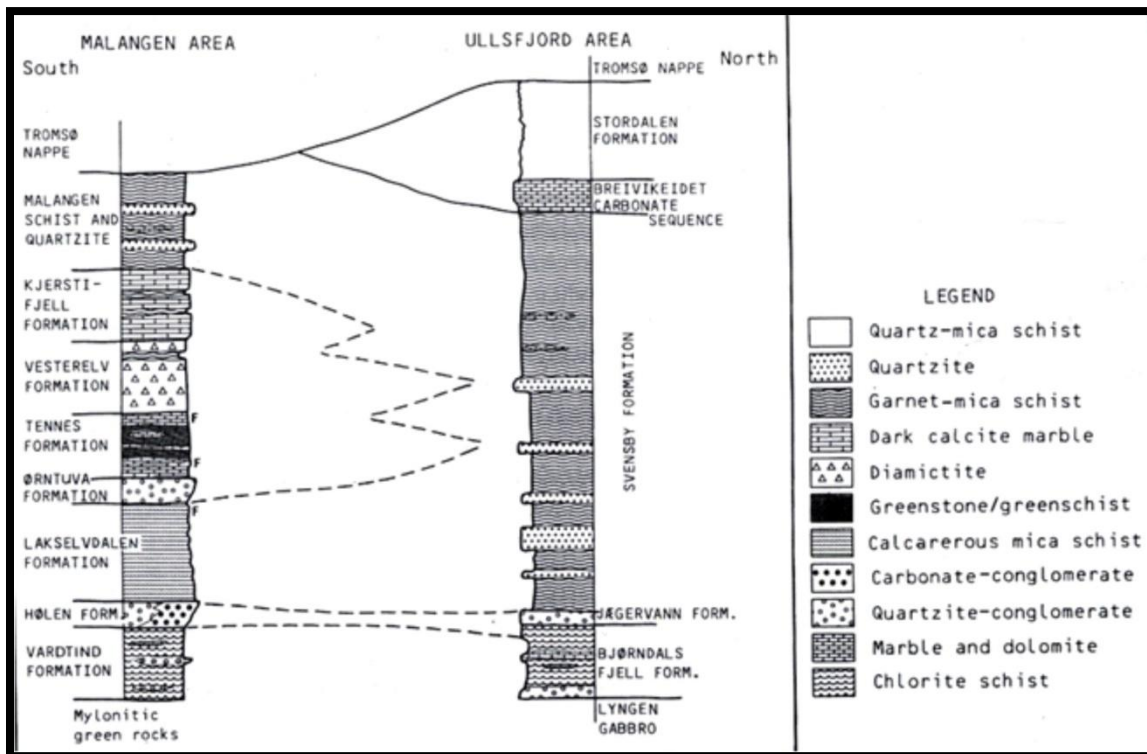
Balsfjordgruppen består av lavmetamorfe bergarter som leirskifre, konglomerater og kalkstein/dolomitt med varierende sammensetning og struktur, og det er påvist fossiler fra øvre ordovicium og silur (Olaussen, 1976). Balsfjordgruppen opptrer på hver side av Balsfjorden (Fig.1.8), og er omgitt av skyvedekker med en betydelig høyere metamorfosegrad (Andresen & Bergh, 1985). Langs strøket til Balsfjordgruppen varierer metamorfosegraden fra kloritt grad i nordøst til granat-almandin grad i sørvest. I tillegg har det blitt observert en distinkt økning i metamorfosegrad oppover, mot kontakten til det overliggende Nakkedalsdekket. Den litologiske mektigheten varierer, så vel som størrelsen på klastene i konglomeratet, og indikerer avsetning i et kontinentalt forkastningskontrollert basseng (Andresen & Bergh, 1985).



Figur 1.8: Generalisert geologisk kart som viser de ulike litologiske enhetene i Balsfjordgruppen i Malangen-Balsfjord- Ullsfjord regionen (Andresen & Bergh, 1985). Det undersøkte området i Laksvatnfjellet er innrammet i rødt, og ligger i det som i følge kartet blir kalt Svendsby formasjonen, også omtalt som Malangen skifre og kvartsitter i Andresen & Bergh (1985) & Bergh & Andresen (1985).

Forskjellige stratigrafiske terminologier er brukt for Balsfjordgruppen. Figur 1.9 viser stratigrafien i Malangenområdet og Ullsfjordområdet tolket av Andresen & Bergh (1985) og Bergh & Andresen (1985). Terminologien i Malangenområdet er basert på detaljert kartlegging av enheter på begge sider av Balsfjorden og formasjonsnavn introdusert av Randall (1971) og Bjørlykke & Olausson (1981). Dataene fra Ullsfjord området er hentet fra Munday (1970), Randall (1971), Andresen & Bergh (1985) og Coker-Dewey (2000). Skredet i Laksvatnfjellet ligger i den øvre delen av Balsfjordgruppen, i det som i Malangen området blir kalt for Malangen skifre og kvartsitt. Mektigheten på formasjonen antas å være ca. 1000 m. Formasjonen inneholder hovedsakelig granatglimmerskifer og kvartsitt (Fig. 1.9), i tillegg til klorittglimmerskifer og mindre deler av amfibolitt- og garbenskifer (Andersen & Bergh,

1985). I en hvit kvartsittforekomst ved Laksvatn er det blitt observert primær lagning, men skifrene i samme formasjon er generelt sterkt foldet og krenulert, og ingen sedimentære strukturer er bevart. Kontakten til den underliggende Kjerstifjell formasjonen på vestsiden av Balsfjorden, tolkes å være primær (Olsen, 1982).



Figur 1.9: Kolonner som viser de litologiske enhetene i Balsfjordgruppen i Malangen/Balsfjord- og Ullsfjord området etter Andresen & Bergh (1985). Skredet i Laksvatnfjellet ligger i Malangen skifre og kvartsitter, kalt Svensby formasjon i Ullsfjordområdet, og består av granat-glimmerskifer og kvartsitt.

På midten av 80-tallet ble det av en gruppe ved Universitetet i Tromsø gjennomført berggrunnsgeologiske undersøkelser i Balsfjordgruppen (Olsen, 1982; Andresen & Bergh, 1985; Bergh & Andersen, 1985). Olsen (1982) vektla i sin hovedfagsoppgave sedimentologiske og strukturelle undersøkelser av de metasedimentære bergartene på østsiden av Balsfjorden. Området han kartla dekker ca. 130 km<sup>2</sup>, og strekker seg fra Kvitberg i sør til Laksvatn i nord og inn til Ellendalen i nordøst, og omfatter området hvor skredet i Laksvatnfjellet ligger.

I følge de berggrunnsgeologiske undersøkelsene har hele Lyngsfjelldekket undergått en flerfasert deformasjon i sen silur – devon, og tre grupper av strukturelementer (tilhørende deformasjonsepisoder D<sub>1</sub>-D<sub>3</sub>) er blitt observert i Balsfjordgruppen (Olsen, 1982; Andresen &



Bergh, 1985; Bergh & Andresen, 1985). Alle deformasjonsepisodene fant sted under forhold som tilsvarer midtre til øvre grønnskiferfacies metamorfose. Tette og isoklinale folder (F1) ble utviklet under D1. Lagdeling S0 er subparallel med hovedfoliasjon (S1) som er parallel med akseplanet til de isoklinale foldene (Andresen & Bergh, 1985). Disse eldste isoklinale foldene og den dominerende skifriheten (S1) i bergartene i hele lyngsfjelldекket ble dannet som følge av en kompresjon ved dekkeinnskyvning og som virket normalt på lagflatene. F1 foldene i området rundt Laksvatnfjellet har akseretning som varierer fra Ø-V til VNV-ØSØ, med foldeakser som er horisontale eller stuper slakt VNV-ØSØ (Olsen, 1982). Under D2 episoden ble den regionale skifriheten foldet av asymmetriske åpne til tette folder (F2), med en F2-hovedakseretning NØ-SV. I samme område som Laksvatnfjellet er det påvist geologiske storstrukturer som Kistefjell antiformen og Lakselvdalen synformen som begge har samme akseorientering (NØ-SV), og mest sannsynlig ble dannet under D2.

Deformasjonen under D2 førte dessuten og til dannelse av bratt hellende krenulasjonskløv (S2) parallelt med akseplanet til F2 foldene. En penetrativ S2 skifrihet er registrert lokalt (Olsen, 1982). Strukturelle elementer relatert til D1 og D2 viser stor variasjon i orientering, i motsetning til et yngre kløvsett (S3) som viser en mer kontinuerlig steil orientering (Andresen & Bergh, 1985). D3 deformasjonen førte også til dannelsen mesoskopiske fleksurfolder (F3), krenulasjonskløv (S3) og lineasjoner (Olsen, 1982; Andresen & Bergh, 1985). Nærmere omtale av bergartene i selve skredet følger i kapittel 3.

Sprekkemønsteret i området rundt Laksvatnfjellet er tidligere kartlagt av Olsen (1982) og er basert på feltundersøkelser og tolkninger fra flyfoto. Sprekkene varierer i lengde fra 3-4 cm. og opp til 3-4 km. og har to dominerende strøkretninger ØNØ-VSV og NØ-SV, som faller vertikalt til moderat mot NV. Lenger sør for Laksvatnfjellet er dominerende strøkretningen til sprekker VNV-ØSØ, ØNØ-VSV og NV-SØ. I området hvor Laksvatnfjellet ligger opptrer også 10-30 cm. lange tensjonssprekker, som stryker NNØ-SSV, og er innfylt av sekundær kvarts. Flere steder er disse parallelle med F2 akseretningen. De mest dominerende sprekkeretningene kutter gjennom strukturelementene tilknyttet de tre deformasjonsepisodene. De er derfor tolket til å være yngre (Olsen, 1982)

Hoveddriftsfasen i mesozoikum og åpning av Norske- og Grønlandshavet i sen kritt til kenozoisk tid, medførte dannelsen av flere populasjoner normalforkastninger på sokkelen

utenfor Norge (Ramberg et al., 2006). Lignende forkastningstrender er også kartlagt blant annet på land både i Lofoten og Troms (Bergh et al., 2007; Hansen, 2009; Eig, 2008; Olesen et al., 1997; Hansen et al., 2011, pågående arbeid). Flere av de store normalforkastningskompleksene i Barentshavet er og tolket og fortsette inn i fjordene blant annet i Troms (Sigmond et al., 1992).

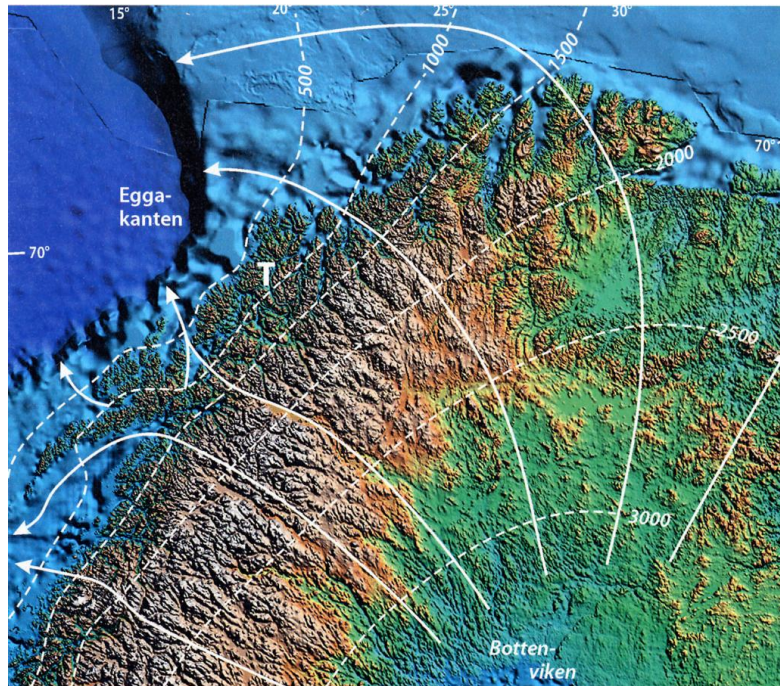
### 1.5.2 Kvartærgeologi og geomorfologi i Troms

Istidene har betydd mye for utviklingen av det landskapet vi ser i Troms i dag. Erosjon fra isdekket har spesielt blitt konsentrert langs bergartsgrenser, forkastningssoner og elvedaler som var til stede før istidene. Det har ført til dannelsen av dype daler og fjorder. Spesielt utsatt var også berggrunn med mindre resistente bergarter (Dahl & Sveian, 2004). Generelt så er dalene i Norge i vest bratte og dype, og har et rektangulært eller angulært mønster. Daler i østlig deler av landet er slakere, ikke så dype og har generelt et parallelt mønster (Corner, 2005). Dette mønsteret og formen på daler kan også sies å gjelde for Troms. I indre Troms stryker store daler som Dividalen, Signaldalen, Skibotndalen og Reisadalen NV-SØ. I ytre deler av Troms stryker to store fjorder (Ullsfjorden og Lyngenfjorden) NNØ-SSV, i tillegg til flere av sundene som skiller øyene på yttersida fra fastlandet. Mindre daler hovedsakelig i ytre deler av Troms ser ut til å ha orientering som varierer fra N-S til NØ-SV ([www.norgei3d.no](http://www.norgei3d.no)).

I sen-weichsel, som varte fra 25.000 – 10.000 C<sup>14</sup> år BP (25.000 C<sup>14</sup> år BP = ca. 28.000 kal. år, 10.000 C<sup>14</sup> år BP = 11.500 kal. år, Stuiver M., 1998) var isens utbredelse i Skandinavia på sitt største. De høyeste fjelltoppene stakk opp som nunataker over isdekket, og ble ikke utsatt for erosjon i samme grad som resten av landskapet. De fremstår i dag som spisse tinder eller flate platåer. I blant annet Lyngsalpene, Kvængstindan og flere øyer utenfor Troms finnes alpine landformer, utformet på grunn av langvarig erosjon fra lokale botnbreer (Dahl & Sveian, 2004). I disse områdene er det opptreden av bergarter som granitt og gabbro, som er relativt motstandsdyktig mot forvitring og erosjon. (Corner, 2005).

Da brefronten nådde ut til Eggakanten, nærmere bestemt for 26.000 kal. år og 18-19.000 kal. år siden, varierte istykkelsen i Troms fra 2500 m. inne med grensa mot Sverige og til 500 m

utenfor de ytterste øyene i Troms. I området hvor Laksvatnfjellet ligger var istykkelsen under denne perioden ca. mellom 1000 og 1500 m. (Fig.1.14) (Dahl & Sveian, 2004).

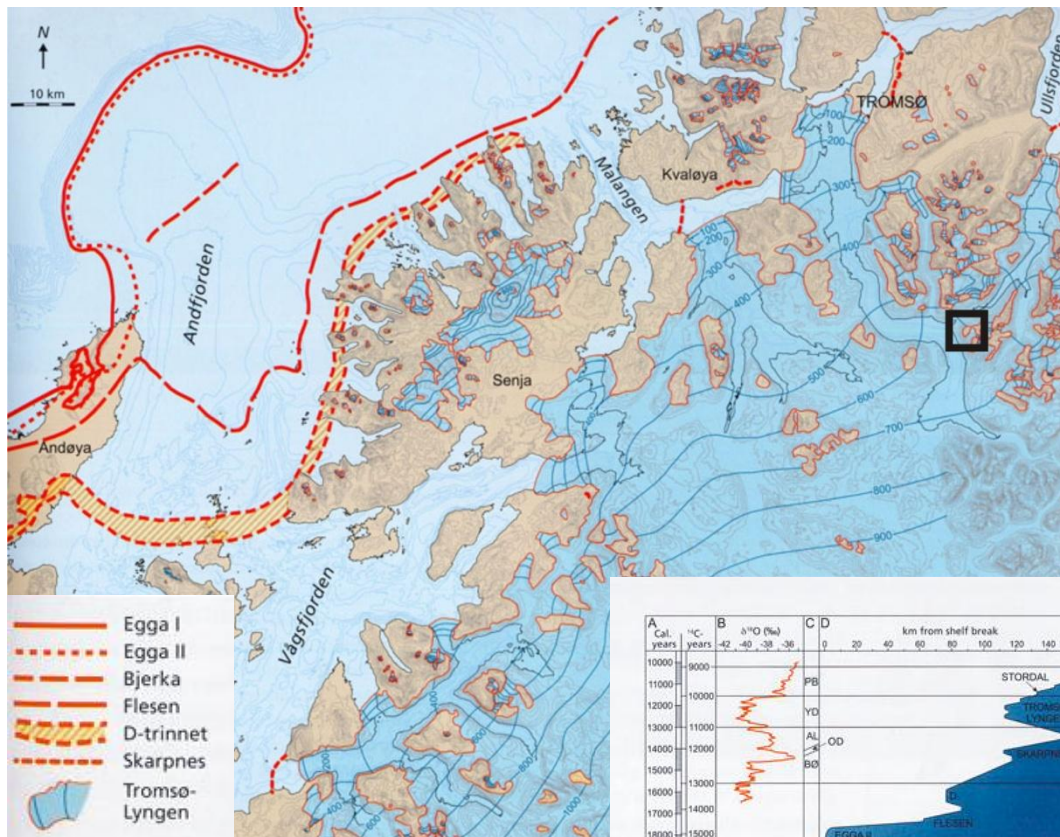


**Fig 1.14:** Kartet viser hovedstrømsretninger for isen ut mot Eggakanten (hvite piler) (Dahl & Sveian 2004). Høydekotene viser høyden på breoverflaten i forhold til dagens landskap. Landskapet lå i realiteten mye lavere fordi landet var nedpresset på grunn av det enorme trykket fra isen. Ved Bottenviken var isen omtrent 3000m. tykk, men terrenget lå ca. 1000m lavere enn i dag. Breoverflaten her var derfor ca. 2000 m.o.h. T = Tromsø

For 17.700 kal. år siden trakk iskanten seg tilbake, og i løpet av 3-4000 år hadde den trukket seg langt inn i fjordene og dalene i Troms. Tilbaketrekningen hadde flere opphold på grunn av kortvarige klimaforverring, som etterlot seg randtrinn på havbunnen, i fjordene og på land. Under Yngre Dryas (12.800-11.500 kal. år siden) var det et betydelig breframrykk, og randavsetninger fra denne hendelsen kalles i Troms for Tromsø-Lyngen trinnet (Dahl & Sveian, 2004). Toppen Laksvatnfjellet er en av flere nunatak som stakk opp over isdekket i Yngre Dryas (Fig. 1.15) (Vorren & Mangerud, 2006). De større nunatakområdene like i nærheten lå ned til 700-1000 m.o.h. Baskrenten til skredet i Laksvatnfjellet ligger ved ca. 760 m.o.h, som betyr at størsteparten av skredområdet mest sannsynlig var dekket av is under Yngre Dryas.

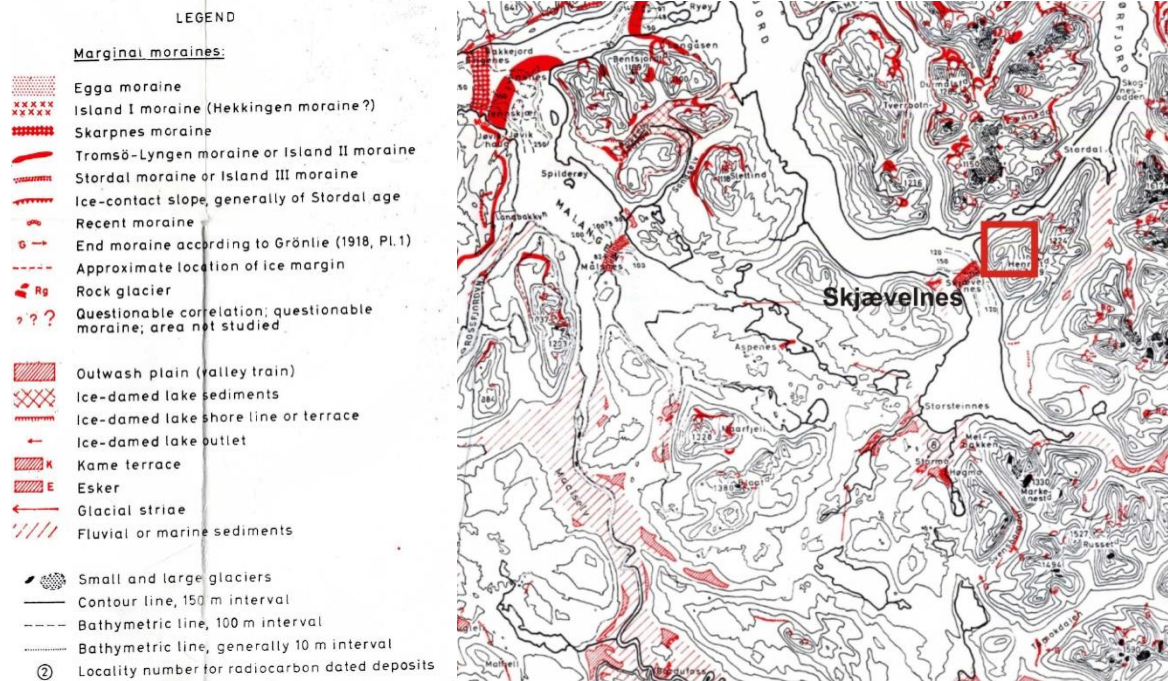
Inni Balsfjorden, rett nedenfor Laksvatnfjellet, er det identifisert en randavsetning, som har fått navnet Skjævelnes (Fig 1.16). Randavsetningen er en del av Stordal morenen (Island III), som ble dannet etter Yngre Dryas (Andersen, 1968). Skjævelnes kan korreleres opp mot

Ørnestrinnet (9900 C<sup>14</sup> år BP/ ca. 11300 kal. år) eller Skibotntrinnet (9600 C<sup>14</sup> år BP/ca. 11000 kal. år) (Corner pers. med., 2011). Det betyr at skredområdet i Laksvatnfjellet ble isfritt en gang mellom Tromsø-Lyngen- (12.800-11.500 kal. år) og Stordalstrinnet (11300 kal. år - 11000 kal. år).

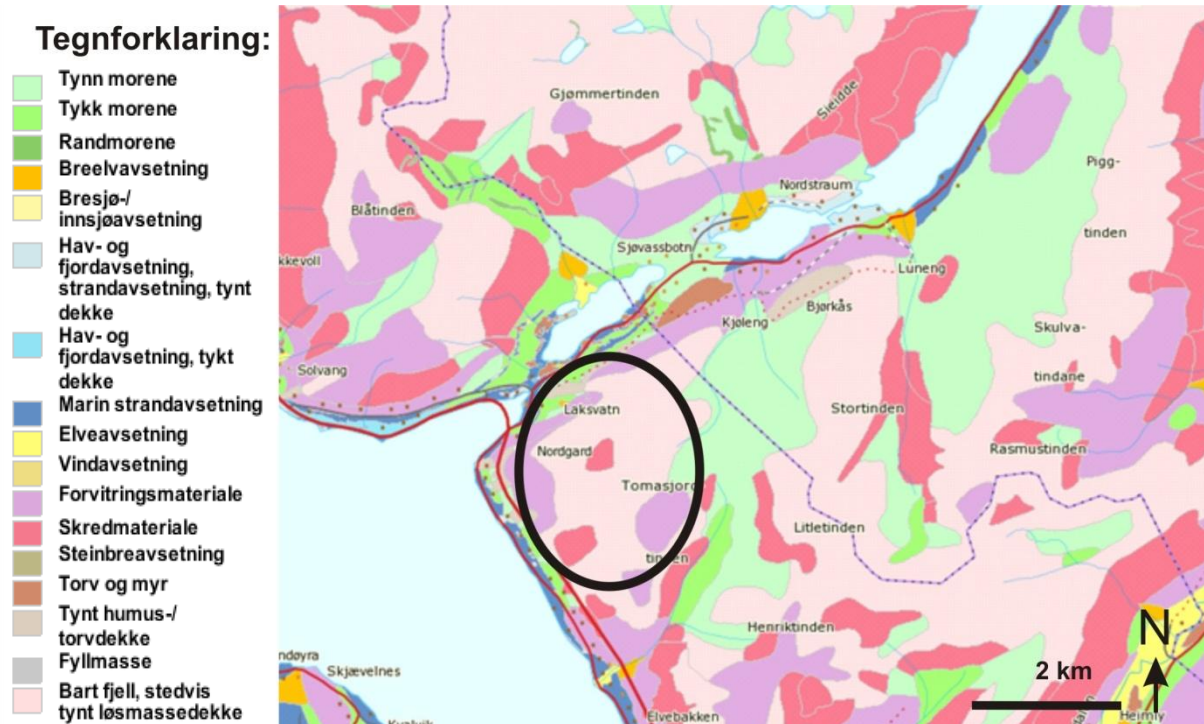


**Figur 1.15:** Kartet viser isen utbredelse i Yngre Dryas og eldre brerandtrinn i sentrale deler av Troms. (Vorren & Mangerud 2006). Merk at toppen av Laksvatnfjellet (svart kvadrat), stakk opp over isdekket som nuntak under Yngre Dryas, men selve skredområdet var mest sannsynlig dekket av is.

Smeltingen av de enorme ismassene førte til en kraftig vektavlastning på jordskorpa over relativt kort tid. Etter at trykket av de enorme ismassene forsvant har jordskorpa prøvd å gjenvinne likevekt, ved landheving. Langs kysten av Troms stiger landet fortsatt med 1-1,5 m.m. i året (Dehls et al., 2000). Innlandsisen og smeltevannet etterlot seg løsmasser som leir, stein, sand og grus. Flere steder på overflaten danner disse løsmassene løse jordlag over berggrunnen. De ulike avsetningene skilles fra hverandre etter hvordan de har blitt dannet. Over Laksvatnfjellet er det meste av overflatedekket klassifisert som bart fjell, men det er og områder hvor det er identifisert skredmateriale, og i nedre del og på toppflaten er det forvitningsmateriale (Fig.1.17) (<http://www.ngu.no/kart/losmasse/>).



Figur 1.16: Kart som viser randavsetninger i Balsfjorden og området rundt (Andersen 1968). I Balsfjorden, rett nedenfor Laksvatnfjellet (rød kvadrat), er det identifisert en randavsetning ved navnet Skjævelnes, som tilhører Stordalmorenen (Island III) (Andersen, 1968). Skjævelnes kan korreleres opp mot Ørnestrinnet (9900 C<sup>14</sup> år BP/ ca. 11300 kal år) eller Skibotntrinnet (9600 C<sup>14</sup> år BP/ca. 11000 kal. år) (Corner pers med., 2011).



Figur 1.17: Kart som viser løsmassedecket i skredet (svart sirkel) og området rundt (<http://www.ngu.no/kart/losmasse/>). Løsmasser i skredet er kartlagt som hovedsakelig bart fjell, men også forvittringsmateriale og skredmateriale.

## 1.6 Definisjoner av begreper benyttet i oppgaven

I oppgaven er det brukt definisjoner kjent fra litteraturen for å beskrive formelementer og strukturer som opptrer i skredet, mens noen er egendefinerte (Tabell 1.1). Generelt er det liten enighet om entydige begrepsforklaringer når det gjelder fjellskred.

Helningsgradierer (fall) er definert som slak ( $<20^\circ$ ), moderat ( $20-40^\circ$ ), bratt ( $40-60^\circ$ ) og meget bratt ( $> 60^\circ$ ).

<p><b><u>Antiskrent (<i>aniscarp/counterscarp</i>)</u></b> Skrent hvor selve skrenten faller inn mot fjellsiden (<i>uphill facing scarp</i>) (McCalpin, 1999; Agliardi et al., 2001, 2009; Ambrosi &amp; Crosta, 2005, Kinakin et al., 2005)</p>
<p><b><u>Bakskrent (<i>backscarp</i>)</u></b> Skrent som avgrenser skredet i øvre del, og øvre grense mellom inntakt fast fjell og uintakt berggrunn i skredområdet.</p>
<p><b><u>Blokker</u></b> Isolerte steiner som er større enn 20 cm i diameter, i følge Atterbergsskala. Utraste blokker er gjerne begrenset av sprekkeflater og kan ha meget store dimensjoner (GeoLeksi).</p>
<p><b><u>BSL (<i>basal sliding plane</i>)</u></b> Selve bevegelsessålen til skredet (Braathen et al., 2004), og grensen mellom berggrunn berggrunnen som er i bevegelse og upåvirket berggrunn. I oppgaven er bevegelsessålen (<i>basal sliding plane</i>) omtalt som et sammenhengende basalt glideplan.</p>
<p><b><u>DSGSD (<i>deep-seated gravitational slope deformation</i>)</u></b> Deformasjon av berggrunnen i en fjellside, som resulterer i en gravitativ saktegående massebevegelse (McCalpin, 1999; Agliardi et al., 2001, 2009, Ambrosi &amp; Crosta, 2005; Kinakin et al., 2005).</p>
<p><b><u>Fjellskred</u></b> Gravitasjonsdrevet massebevegelse av steinmasser, hvor volumet av massene er <math>&gt; 100\,000\text{m}^3</math> (Høst et al., 2006). I oppgaven er definisjon fjellskred brukt om både hurtige og mer langsomme massebevegelser.</p>
<p><b><u>Forkastning</u></b> Bruddsone hvor det kan påvises at det har vært bevegelse langs sonen (Braathen et al., 2000).</p>
<p><b><u>Glideplan</u></b> Svakhetsplan i bergarten hvor blokker sklir i forhold til hverandre (GeoLeksi).</p>
<p><b><u>Lineament</u></b> Et lineært eller sublineært element på jordens overflate, som trolig representerer en svakhetszone i overflaten (O'Leary et al., 1976).</p>

<p><b><u>Papirskifer</u></b> Bergart med meget tett utviklet foliasjon, som gjør at den splittes opp i millimeter tynne flak, og det gjør den særdeles lite motstandsdyktig mot erosjon og forvitring.</p>
<p><b><u>Rygg</u></b> Morfologisk formelement som opptrer som langt smalt område som hever seg over omgivelsene (Geoleksi).</p>
<p><b><u>Skrent</u></b> Morfologisk formelement som opptrer som en skråning hvor overflatehelningen er <math>&gt; 25^\circ</math>.</p>
<p><b><u>Sprekk</u></b> En planar eller semiplanar diskontinuitet i en bergart, som kan sidestilles med tensjonsbrudd, hvor bevegelse har vært vinkelrett på brudd/sprekkeflatene og forårsaket en viss åpning mellom bruddveggene (Braathen et al., 2000).</p>
<p><b><u>Steinskred (rock avalanche)</u></b> Gravitasjonsdrevet massebevegelse av steinmasser som glider, flyter eller faller hurtig nedover fjellsiden (Braathen et al., 2004, Malgot &amp; Baliak, 2002).</p>
<p><b><u>Synkehull</u></b> Fordypning i terrenget hvor jordsmonnet har sunket inn, fordi oppløsning av kalkstein, marmor eller annet materiale gir underliggende hulrom i berggrunnen (GeoLeksi). I oppgaven er begrepet synkehull brukt om forsenkninger eller hull i berggrunnen som utvikles over aktive sprekker/forkastninger (Henderson et al., 2011b).</p>
<p><b><u>Talus</u></b> Løs masse (ur) av vanligvis grove og kantede steinstykker som har falt ned og hopet seg opp langs foten av en bratt bergskrent (GeoLeksi).</p>
<p><b><u>Terrasse</u></b> Morfologisk formelement som fremstår som horisontalt eller svakt hellende, planert, innskåret eller naturlig trappetrinsformet avsats i løsmasser eller fast berg (GeoLeksi). I oppgaven er området i skredet med overflatehelning <math>&lt; 25^\circ</math> definert som terrasser.</p>
<p><b><u>Ustabil fjellparti/fjellside (rock slope instability)</u></b> Et parti i fjellsiden som har løsnet fra sine geologiske omgivelser, og har kommet i bevegelse langs et svakere plan (glideplan) i berggrunnen. (Høst et al., 2006).</p>

Tabell 1.1: Liste over definisjoner.

## Kapittel 2- Metoder

### 2.1 Feltarbeid og fremstilling av innsamlede data

Feltarbeid ble utført én uke sommeren 2009 (rekognosering), og til sammen ca. tre uker sommeren 2010. Det aktuelle området ble observert og fotografert. I tillegg ble det samlet inn strukturelle orienteringsdata av foliasjon, sprekker og forkastninger, ved bruk av Silva kompass med libelle og klinometer. Ved målinger av strøk og fall er det brukt høyre håndsregelen (360/90). Ved måling av lineasjoner på plan er det brukt lineasjons stupning i planet i 1. eller 2. kvadrant.

Foliasjon i berggrunnen er målt innad og utenfor skredet. Gjennomsnittet av et varierende antall målinger (10-20 stk.) innefor et område på ca. 10 m<sup>2</sup>, er bakgrunnen for hver foliasjonsmåling tilknyttet en koordinat (WGS 84, UTM 34), som senere er lagt inn i et foliasjonskart i Arc GIS. Målinger av sprekker i berggrunnen er gjort innad og utenfor skredet. Alle retninger på sprekker ble målt, for å få mest mulig riktig fremstilling av hovedtrender. Men kun ved observasjon i felt var det mulig å se at det var klare hovedtrender. Strukturgeologiske data (sprekker og foliasjon) er fremstilt som stereografisk projeksjon i stereoplott og roseplott. I stereoplott er dataene fremstilt som plottede todimensjonelle plan (storsirkler og/eller poler). Det ble benyttet Schmidts stereonett, hvor arealet på referansekulen er det samme som i diameterplanet (Marshak & Mitra, 1988). I rosedigram viser hver sektor 10 %, mens hver sirkel utgjør ulik % av det totale antallet. Programvaren som er brukt til fremstilling av stereoplott og roseplott er GEOrient ver. 4.1.5. utviklet av Dr. Rod Holcombe ved universitetet i Queensland. For plotting av slip-linear data er det brukt programvaren *StereoNet for Windows, version 3.01*, utviklet av Per Ivar Steinsund, Universitetet i Tromsø.

### 2.2 Flyfoto og digitale elevasjonsmodeller

Digitale georefererte flyfoto (UTM sone 34N) over det aktuelle området er fått fra NGU, og er tilgjengelig på "Norge i bilder" (<http://norgeibilder.no/>). Terrengmodeller over det kartlagte området er hentet fra "Norge i 3D" (<http://www.norgei3d.no/>). Programmet kombinerer forskjellige data for å lage 3D bilder, som gjør det mulig å få et visuelt bilde av



landskapet, slik at morfologien og strukturer i det aktuelle området kan studeres nærmere. Flyfoto og terrengmodeller er brukt til å forberede feltarbeidet, samt at flyfotos er brukt videre til analyser i Arc GIS.

Digitale elevasjonsmodeller (DEM) er hentet fra "Norge digitalt" ([www.statkart.no](http://www.statkart.no)) som er utarbeidet av Statens kartverk. Elevasjonsmodellen er en rutenettsmodell med rutenettsstørrelse (oppløsning) på 10×10 m. Den er i oppgaven blitt brukt til ulike former for terrengvisualisering i ArcGIS .

### 2.3 Programvare og kartanalyse

Dataprogrammene ArcGIS ver. 9.3 og CorelDRAW X4 er brukt til redigering og produksjon av kart, bilder og figurer.

ArcGIS er et geografisk informasjonssystem, utviklet av ESRI. Det består av to hoveddeler, ArcMap og ArcCatalog. ArcMap er blitt brukt til å behandle og lage ulike kart, ved å tegne inn tolkede elementer i flybildet, samt ved å legge inn felldata tilknyttet et UTM koordinat. I ArcCatalog er det produsert databaser, og *shapefiler* er opprettet og videre brukt i ArcMap. ArcMap inneholder forskjellige analyseverktøy som er brukt i oppgaven for å lage ulike terrengvisualiseringer. I kombinasjon med elevasjonsmodellen (DEM), er analyseverktøyene helnings (*slope*) og høydekoter (*counter*) under *Surface analysis*, brukt til å lage ulike kart. Ved bruk av tilleggsfunksjonen *3D analyst* i kombinasjon med elevasjonsmodellen er det beregnet terrengprofiler.

### 2.4 Kart

I oppgaven er det brukt topografisk kart 1: 50 000 (Lavangsdalen) og 1:5000 økonomiske kart fra Statens kartverk.

Andre kart som er brukt er berggrunnskart 1:250 000 for Tromsø (NGU), med beskrivelser av Zwaan (1998). I tillegg er det blitt brukt NGUs digitale berggrunns- og løsmassekart (<http://www.ngu.no/kart/bg250/> , <http://www.ngu.no/kart/bg250/>).

## 2.5 InSAR data

InSAR (*interferometric synthetic aperture radar*) er en relativt ny metode for å kartlegge bevegelse i ustabile fjellsider. Teknikken går ut på avstandsmålinger fra satellitter til reflekterende punkt på bakken, ved å sammenligne to eller flere radarbilder, tatt på forskjellige tidspunkt fra satellitten. Det vil si at dersom et punkt på jordoverflaten har forflyttet seg mellom to avbildninger, kan dette måles med nøyaktighet på centimeter-millimeter. Dette gir en unik mulighet til å utføre målinger av bevegelse over et langt tidspunkt for utvalgte områder, og konstruere et regionalt bilde over variasjon i innsynkning (Norut IT, Henderson et al., 2008b). InSAR dataene brukt i oppgaven er hentet fra ERS-1 og ERS-2 satellittene til ESA (European Space Agency). ERS satellittene har en bølgelengde på 5,66 cm og har en omløpstid på ca. 35 dager i en bane 800 km unna jorda. Radaren ser mot vest og har en vinkel på  $22^\circ$  i forhold til vertikalaksen på jordoverflaten. Den målte bevegelsen er derfor i direkte avstand fra satellitten, LOS (*line of sight*). Riktig horisontal og vertikal bevegelse er derfor ukjent (Henderson et al., 2011, Lauknes et al., 2010).

InSAR dataene fra ERS satellitten som er brukt for å regne ut bevegelseshastigheten til det kartlagte området i oppgaven, er 2204 \_mean\_velocity.ers (Track 251 Frame 2196) fra perioden 1992-1999.

## Kapittel 3 – Berggrunnen i skredet.

Bergartene i det undersøkte området i selve skredet består av metapelitter (fyllitt, glimmerskifer) og metapsamitter tilhørende Balsfjordgruppen (se kap. 1.5.1.). Bergartene har gjennomgått grønskiferfacies metamorfose (Andresen & Bergh, 1985), og er stedvis godt foliert. Rytmask veksling mellom kvarts/feltspatrike og glimmer/klorittrike lag indikerer at bergartene i området er omdannede leirskifre (metapelitter) og sandsteiner (metapsamitter) (Fig 3.1). Et karakteristisk trekk i bergartene er opptreden av kvartsårer enten som innfylt i åpne sprekker, eller tykke årer og linser både parallelt og kuttende på foliasjon (Fig.3.2 ).

Lokalt i øvre del av skredet forekommer vulkanske og/eller intrusive bergarter med en noe mer gabbroisk sammensetning (amfibolitt/metagabbro). Grensene til dem er vanskelig å kartlegge. I selve bakskrenten til fjellskredet er en øvre grense mellom den gabbroiske og en mer fyllittisk bergart eksponert (Fig. 3.3).

I veiskjæringer i fast fjell nedenfor fjellskredet sees kontakten mellom de fyllittiske bergartene i skredområdet og en underliggende dolomittisk bergart som kan være deler av Breivikeideformasjonen (Zwaan et al., 1998).



**Figur 3.1:** Bergartene i skredområdet veksler mellom godt folierte omdannede leirskifre (a) og omdannede sandsteiner med ikke er like godt utviklet foliasjon (b).



**Figur 3.2:** Berggrunnen i skredet, hvor flere generasjoner av kvartsutfelling opptrer som tykke eller tynne årer og lukkede linser.

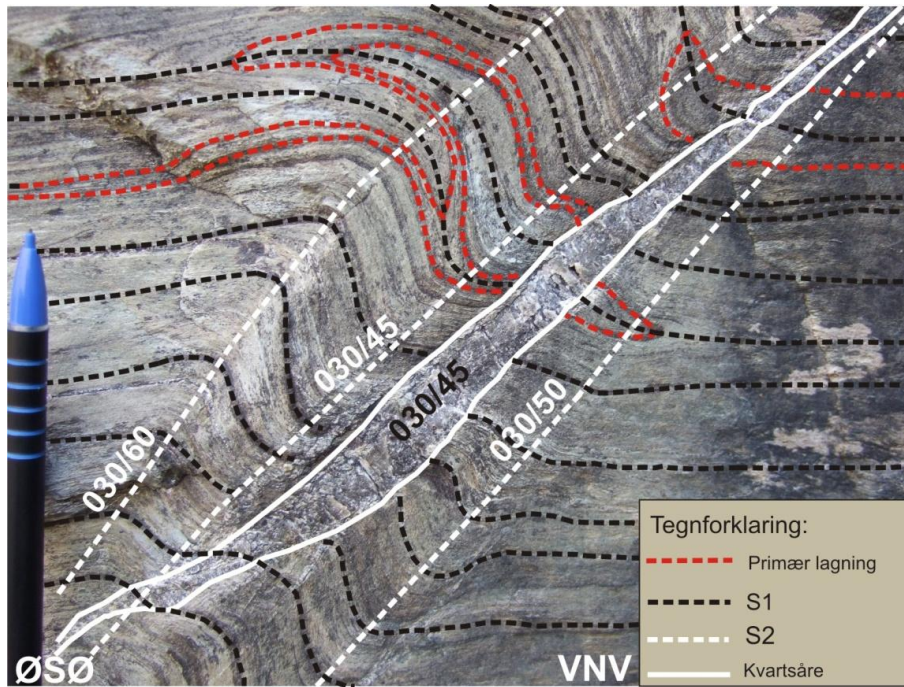


**Figur 3.3:** Foto fra sørlige deler av bakskrenten, som viser grensen mellom fyllitt og en bergart med en mer gabbroisk sammensetning, som forekommer lokalt i øvre deler av skredet.

Bergartene i skredområdet inneholder flere sett med planstrukturer og kløv, som skyldes blant annet flerfaset folding (Olsen, 1982; Andresen & Bergh, 1985; Bergh & Andresen, 1985). Observasjoner antyder at de primære lagene av leirskifer og sandstein har blitt foldet i tette isoklinale tilnærmet horisontale folder (F1), som har hovedfoliasjonen (S1) som akseplan (Fig. 3.4). Hovedfoliasjonen (S1) er variabelt utviklet i bergartene, fra penetrative tette kløvplan (*slaty cleavage*) i metapelittene til krenulasjonskløv i metapsamitten. De

isoklinale foldene og hovedfoliasjonen er i sin tur igjen blitt foldet i åpne asymmetriske folder (Fig. 3.4), med en amplitude på 2-4 cm og bølgelengde som varierer fra 10-20 cm. Disse foldene har akseplan som heller moderat mot ØSØ, og definerer ØSØ hellende kinksoner med krenulasjonskløv (S2) (Fig. 3.5 & 3.7). Avstanden mellom kinksonene varierer mellom 10-20 cm. Langs flere av kinksonene er det dannet åpne sprekker og kvartsinnfylte årer (Fig. 3.7). Kvartsårene opptrer i metaspamittene, hvor de åpne asymmetriske foldene ikke er observert. Kvartsårene er 10-30 cm lange og opptil 2 cm brede. Olsen (1982) omtaler en type 10-30 cm lange tensjonssprekker i metapsamitt i Lakselvdalformasjonen (Fig 1.8), innfylt med sekundær kvarts, og som er parallell med det han omtaler som F2 akseretningen (se kap. 1.5.1). Sprekkene antyder han å være dannet som avlastningssprekker etter hoveddeformasjonsepisodene.

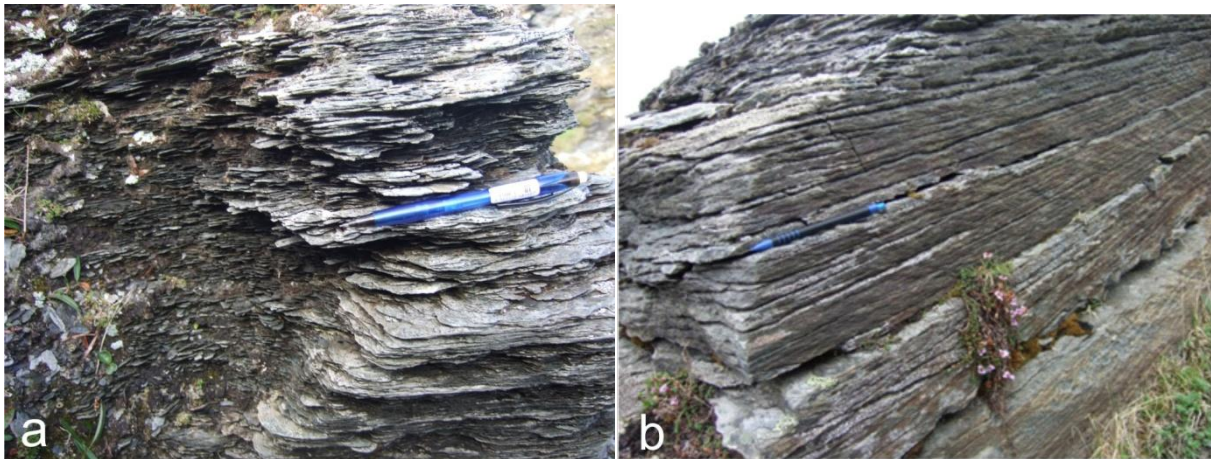
I øvre og stedvis i midtre deler av skredet, spesielt hvor det er opptreden av morfologiske rygger (se kap. 4.4.3), er det glimmerrike metapellittiske bergarter, med en godt utviklet foliasjon (S1). Den er klassifisert som penetrativ og tett utviklet kløv (*slaty cleavage*), hvor bergarten spalter i millimeter tynne flak (Fig. 3.6a). Dette gjør bergarten svært utsatt for erosjon og forvitring. I oppgaven er denne typen bergart kalt for papirskifer (se kap. 1.6). Andre observasjoner av S1 i de metapellittiske bergartene, viser en mindre tett utviklet og penetrativ kløv, som splitter bergarten i mer ujevne centimeter tykke flak (Fig. 3.6b) Variasjon i kløvtetthet kan være litologisk betinget (variasjon av mengde glimmer og kvarts/feltspat) eller et resultat av defomasjonslokalisering og etterfølgende retrogradering, i de sonene hvor bergarten har tette kløv. De isoklinale foldene fra første foldefase er ikke observerbare, trolig på grunn av at S1 foliasjon er så godt utviklet. De asymmetriske foldene med kinksoner og krenulasjonskløv, parallell med kvartsinnfylte sprekker, er derimot godt utviklet (Fig. 3.7). Disse forstyrrer hovedfoliasjonen i bergarten, og gir tidvis variabel orientering av S1.



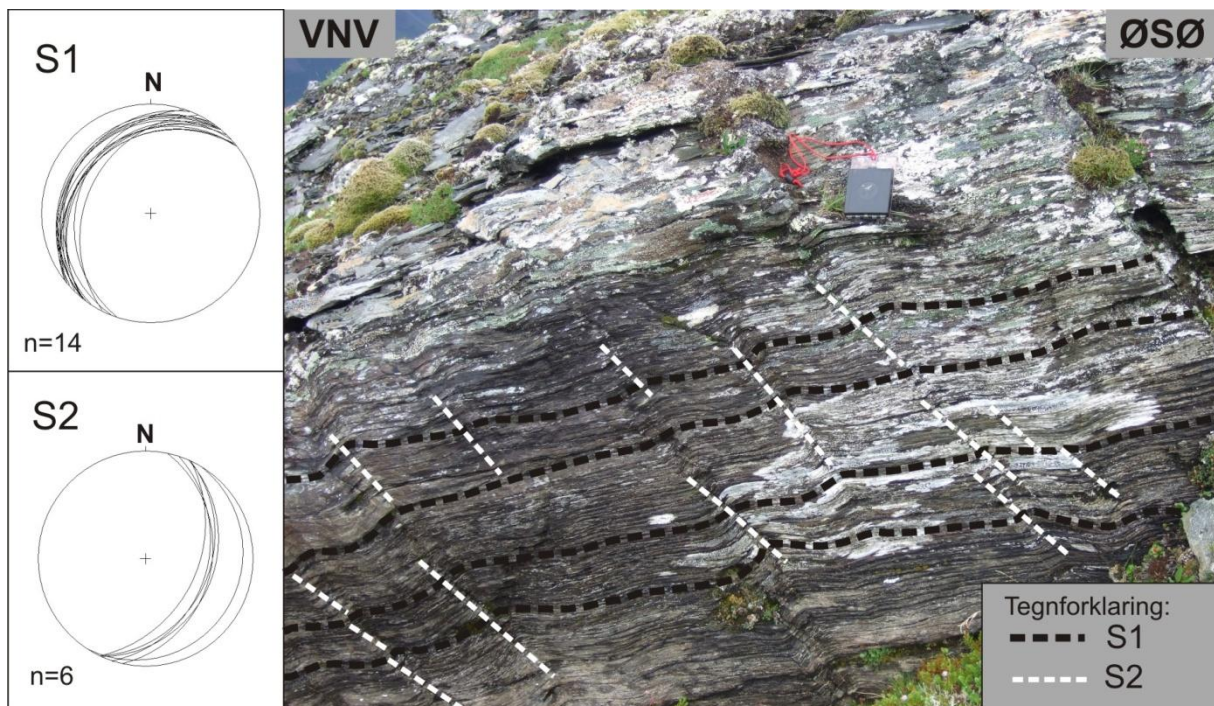
Figur 3.4: Foliert metapsammitt, som har vært utsatt for to foldefaser. Primære lag (rød linje) er foldet i tette isoklinale folder. Akseplanet til disse foldene er hovedfoliasjonen (S1), som igjen er blitt foldet i åpne asymmetriske folder med kinksoner og krenulasjonskløv (S2) som stryker NNØ-SSV og faller 40-60° ØSØ. Merk at kvartsåre er parallell med krenulasjonskløven (S2).



Figur 3.5: Foliert metapelitt, hvor det langs krenulasjonskløven (S2) som faller 50-60° mot ØSØ er det dannet åpne sprekker og kvartsinnfylte årer.



**Figur 3.6:** (a) Metapelittisk bergart (papirskifer) i øvre del av skredet, med tett og penetrativ utviklet kløv (slaty cleavage) som gjør at bergarten splittes opp i millimeter tynne flak. (b) Metapelittisk bergart i øvre deler av skredet med en mindre tett utviklet og penetrativ kløv.



**Figur 3.7:** Tverrsnitt gjennom en av de langsgående ryggene i øvre deler av skredområdet, hvor metapelittiske bergarter har utviklet en tydelig hovedfoliasjon (S1) og krenulasjonskløv (S2). Stereoplott viser at hovedfoliasjonen stryker NØ-SV og faller 20-35° mot NV og krenulasjonskløven (S2) stryker NNØ-SSV og faller 40-60° mot ØSØ.

Ellers i skredområdet er det en veksling mellom metapelittiske og metapsamittiske bergarter. Den tett folierte bergarten med innslag av papirskifer er kun observert i øvre deler og øverst i midtre deler av skredet. Det er derfor sannsynlig at denne bergarten opptrer som en sekvens med tett foliert metapelittiske bergarter over metapsamittene. I de metapsamittiske bergartene er hovedfoliasjonen (S1) ikke utviklet som penetrativt tett kløv i

bergarten. De opprinnelige sandlagene kan observeres foldet i tette folder. Hovedfoliasjonen (S1) er utviklet dårlig utviklet, men en krenulasjonskløv kan sies å ha utviklet seg parallelt med akseplanet til disse foldene (Fig. 3.8). Asymmetriske kinkfolder er ikke synlige i denne bergarten, men de kvartsfylte årene opptrer gjennomgående.



**Figur 3.8:** Metapsamitt hvor de opprinnelige sandlagene er foldet i tette isoklinale folder. Langs akseplanet til de isoklinale foldene er det utviklet krenulasjonskløv som faller slakt mot VNV (210/20), og kan korreleres med hovedfoliasjon (S1). Merk opptreden av kvartsårer med fall ca. 70° mot ØSØ.

I området ovenfor og langs elven nord for skredområdet, er det en tydelig foliasjon til stede i de metapelittiske bergartene. Nedenfor skredområdet er det opptreden av kvartsitt og kvartsittisk skifer som mangler tydelig foliasjon. I deler av veiskjæringene langs E8 som ligger SV for Laksvatnfjellet er foliasjonen i bergartene tett foldet av både isoklinale og åpne asymmetriske folder.

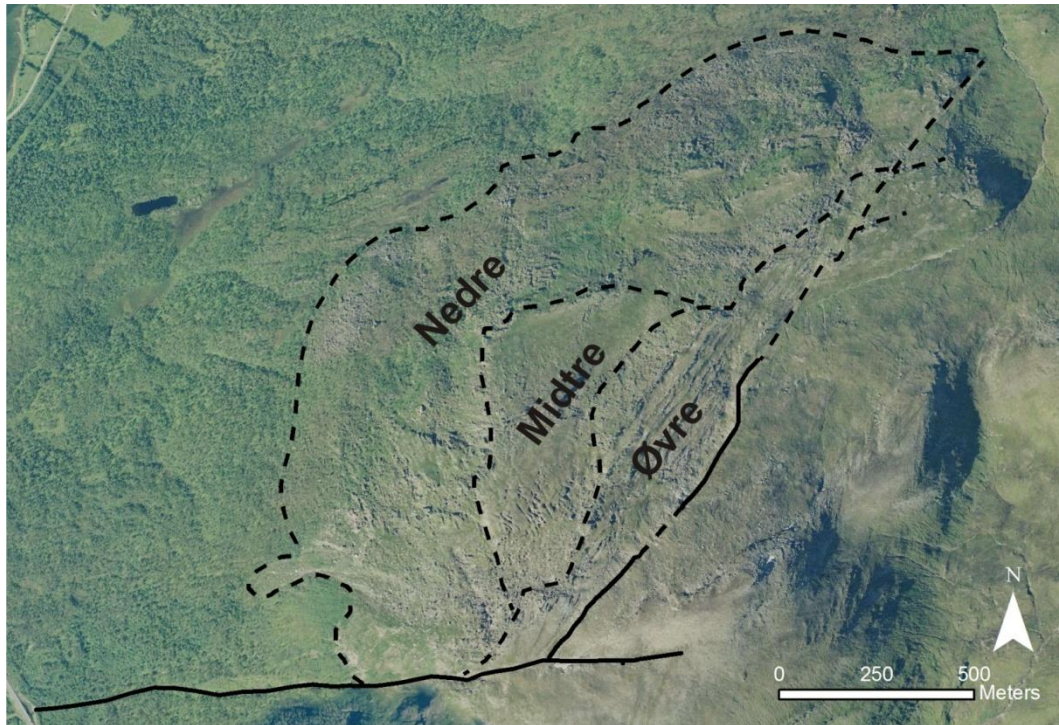


## **Kapittel 4 – Feltobservasjoner: Beskrivelse av indre struktur og morfologiske formelementer i skredet**

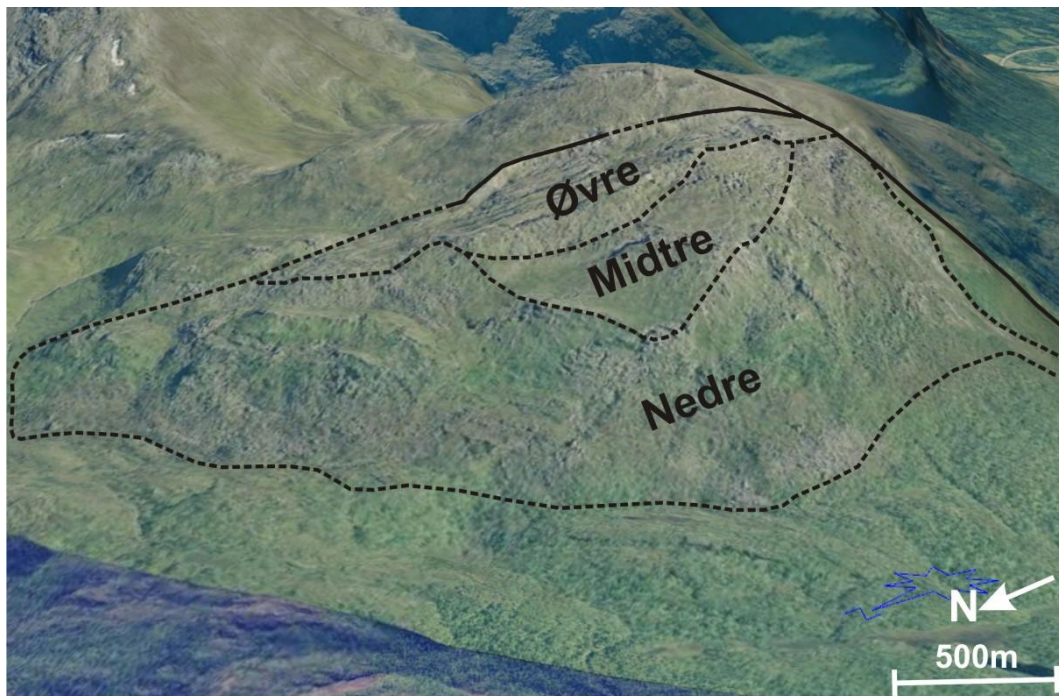
### **4.1 Innledning**

I dette kapitlet vil jeg først beskrive det studerte skredets indre struktur og morfologiske formelementer. Skredets indre struktur innebærer beskrivelse og orientering av foliasjon, sprekker og forkastninger i berggrunnen i fast fjell utenfor skredet og i berggrunnen i utrast fjell innad i skredet. Morfologiske formelementer som opptrer i skredet (skrenter, rygger, terrasser, synkehull og konsentrasjoner av løse blokker) er beskrevet ut fra observasjoner og målinger i felt og flybilder og terrengmodeller over Laksvatnfjellet. Til slutt følger en beskrivelse av InSAR data i skredet.

På grunnlag av opptreden av morfologiske formelementer, indre struktur og overflatehelning, er skredet i Laksvatnfjellet delt inn i øvre midtre og nedre del (Fig. 4.1 & 4.2). Berggrunnen i øvre del av skredet er delvis utrast og opptrer i langsgående rygger (se kap. 4.4.3) som gir en regelmessig overflatemorfologi (Fig. 4.3). I midtre deler av skredet er berggrunnen relativt intakt, med stedvis opptreden av åpne dype sprekker og synkehull (se kap. 4.4.4), som gir en ujevn overflatemorfologi. Overflatehelningen i midtre deler av skredet er gjennomsnittlig slak, og store deler av området er tolket som terrasser (se kap. 4.4.2). En svært markant rygg deler midtre deler av skredet opp i to deler, og i fremkant av denne ryggen er det en bratt skrent. Nedre deler av skredområdet består hovedsakelig av bratte skrenter (se kap. 4.4.1), med stedvis slakere områder som er tolket som terrasser. Overflatemorfologien i skrentene i nedre del av skredet er kaotisk fordi berggrunnen stedvis er utrast og løse blokker dekker store deler av skrentene.



Figur 4.1: Flyfoto over Laksvatnfjellet som viser inndelingen av skredområdet i øvre, midtre og nedre del.



Figur 4.2: 3D modell over Laksvatnfjellet ([www.norgei3d.no](http://www.norgei3d.no)) som viser terrenget i de forskjellige områdene i skredet. Berggrunnen i øvre del av skredet er delvis utrast, mens i midtre del er den mer intakt. Nedre del av skredet består hovedsakelig av bratte skrenter, som er dekket av løse blokker.



Figur 4.3: Øvre del av skredet hvor berggrunnen er delvis utrast og opptreden av morfologiske rygger gir relativt regelmessig overflatemorfologi.



Figur 4.4: Midtre deler av skredet hvor berggrunnen er relativt intakt, men opptreden av åpne dype sprekker og synkehull gir en stedvis ujevn overflatemorfologi.

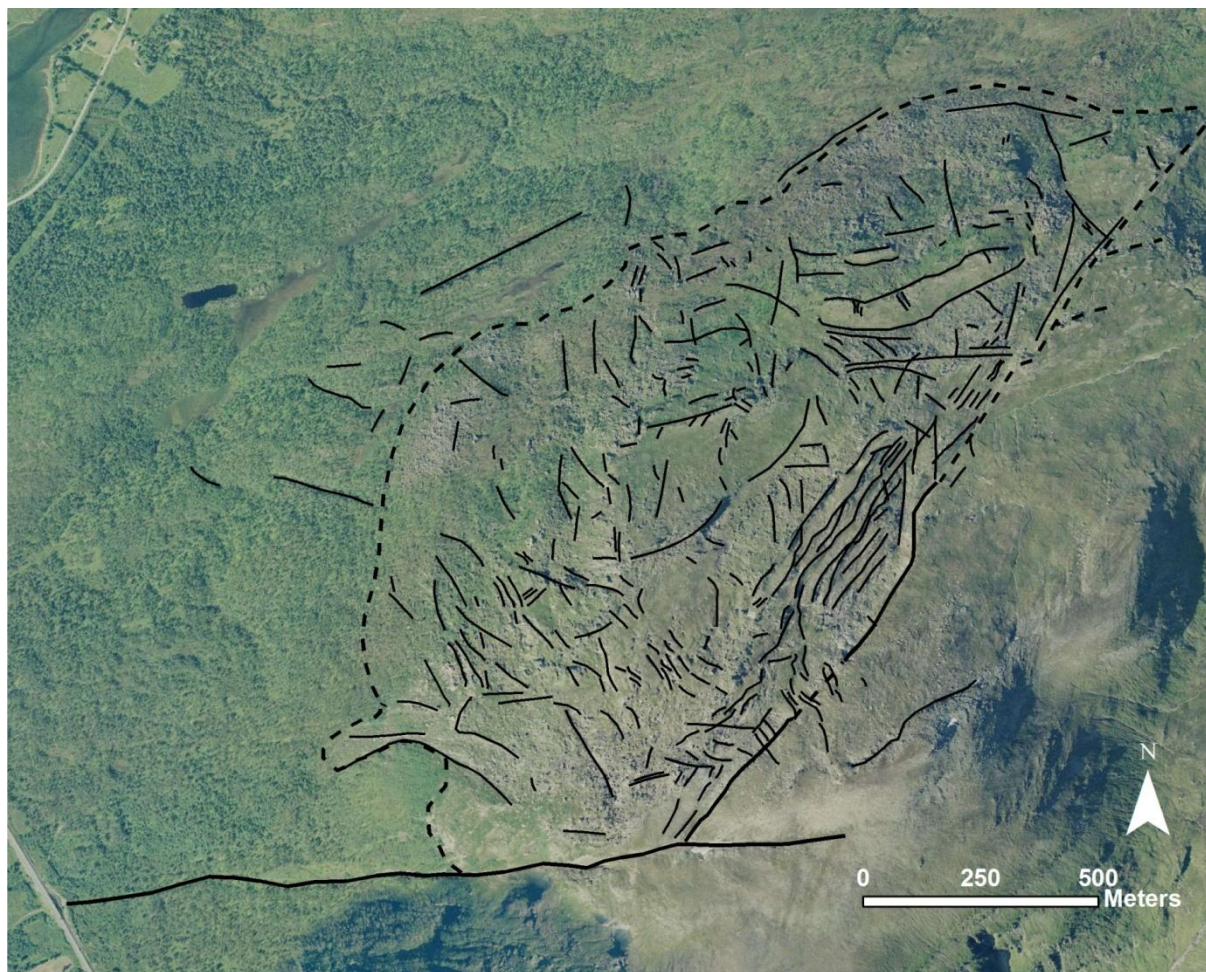


**Figur 4.5:** Bratt skrent i nedre del av skredet som er dekket av løse blokker, fordi store deler av berggrunnen er utrast.

## 4.2 Lineamentsobservasjoner i flybildet

På flybilder over Laksvatnfjellet kan det observeres flere tydelige lineamenter i selve skredet og like utenfor. Strukturelle og morfologiske formelementer i skredet danner linære, forhøyninger, forsenkninger og skygger. Ikke alle lineamentene som opptrer i flybildet er mulig å kartlegge i felt eller å klassifisere som et spesifikt strukturelt eller morfologisk formelement. Disse er likevel tatt med i lineamentskartet over skredområdet (Fig. 4.6), fordi de kan være med på å styrke hovedtrender i skredet eller innenfor et eller flere avgrensede områder i skredet.

Noen av de mest fremtredende lineamentene i flybildet er bakskrenten (se kap. 4.4.1) og elvedalen i sør av skredet (se. kap. 1.4). Begge fremgår som en tydelig avgrensning mellom fast fjell og delvis utrast fjell. I øvre del av skredet er NNØ-SSV og NØ-SV strykende lineamenter, parallelle med bakskrenten, dominerende. Mindre dominerende lineamenter er orientert normalt eller skrått på disse. I nedre deler av skredet er lineamentene orientert diagonalt eller normalt på bakskrenten, det vil si at strøket varierer fra Ø-V til N-S.



**Figur 4.6:** Tolket flybilde over Laksvatnfjellet som viser utbredelse, avgrensning og linementener. Flere av linementene er lett gjenkjenkelig i felt, mens andre er vanskelig å identifisere og klassifisere. Merk at i øvre del av skredet så stryker hoveddelen av lineamentene parallelt med baks-krenten, mens lenger ned i skredet varierer strøket til lineamentene med strøk på tvers og diagonalt i forhold til baks-krenten.

### 4.3 Beskrivelse av berggrunnens indre strukturer i skredet

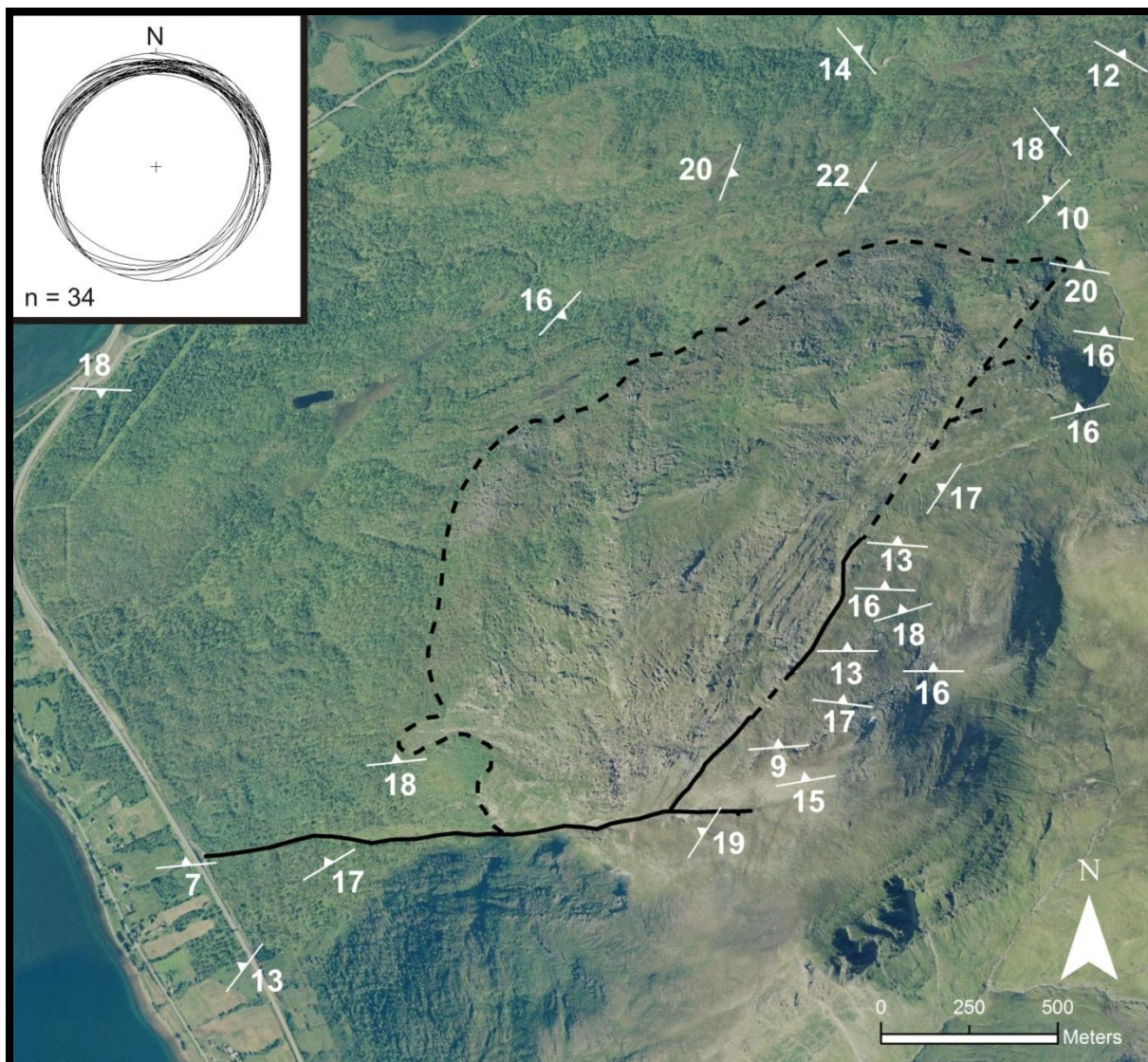
Bergartene i det undersøkte skredområdet i Laksvatnfjellet har vært utsatt for duktil deformasjon, ved blant annet flerfasert folding, som stedvis har skapt en godt utviklet akseplanparallell hovedfoliasjon i bergartene og en sekundær krenulasjonskløv (se kap. 3). Variasjonen i orienteringen til hovedfoliasjonen i de ulike delene av skredet i forhold til foliasjonen utenfor skredet kan være med på å underbygge bevegelsesretninger i skredet, som igjen kan knyttes opp mot forskjellige dannelsesmekanismer for skredet (se kap. 5.4). Variasjoner i foliasjonen kan også være primære, med tanke på at bergartene er foldet. Markante endringer i foliasjonen i sammenheng med rotasjon av overflaten kan tolkes å ha skjedd i tilknytning til skredet. I berggrunnen i området i og rundt Laksvatnfjellet er det også observert flere sprekkesett (se kap. 1.5.2. & 4.3.4), sprø forkastninger (se kap. 4.3.3), duktile

strukturer (foliasjon og kløv) som kan antas å ha hatt en betydning for lokaliseringen av skredet.

#### **4.3.1 Hovedfoliasjon (S1)**

Foliasjonsdata fra hovedfoliasjon (S1) er samlet inn fra fast fjell både utenfor selve skredet, og i intakte blokker innad i skredet. Dette fordi denne type data kan gi informasjon om graden av utrasning, rotasjon av blokker og kinematikken (bevegelsesmønsteret) i skredet (se kap. 5.3). Foliasjonens orientering i forhold til fjellsiden i fast fjell, kan også ha vært en medvirkende faktor til lokaliseringen av skredet. Foliasjonsmålingene i flybildene (Fig. 4.7 & 4.8) utgjør et gjennomsnitt av flere målinger som er tatt innenfor et område på ca. 10 m<sup>2</sup>. Antallet målinger varierer geografisk som følge av dårlig blotningsgrad av berggrunnen, foliasjonen kan være foldet, eller fordi foliasjonen er dårlig utviklet. Samtidig har det vært vanskelig å finne det reelle fallet når foliasjonen er relativt slak.

Orienteringsdata fra fast fjell nordøst og ovenfor selve skredområdet (Fig. 4.7) er tatt i blotninger langs et bekkefar oppover mot toppen av Laksvatnfjellet. Rett ovenfor skredområdet er orienteringsdata hentet fra selve bakscrenten, og flere screnter som befinner seg nærmere toppen, i tillegg til selve toppflaten. I området nedenfor skredet (vest og nordvest), er det mye vegetasjon og lite blotninger av berggrunnen. Foliasjon i dette området er målt i screnter og i blotninger langs en traktorvei, men er lokalt dårlig utviklet. Langs E8 er det en rekke gode blotninger av berggrunnen i veiskjæringer, men foliasjonen er sterkt foldet og dårlig utviklet. Generelt er det blitt tatt flere foliasjonsmålinger ovenfor (øst og sørøst) og nordøst for skredområdet, enn sør og nedenfor (vest og nordvest).

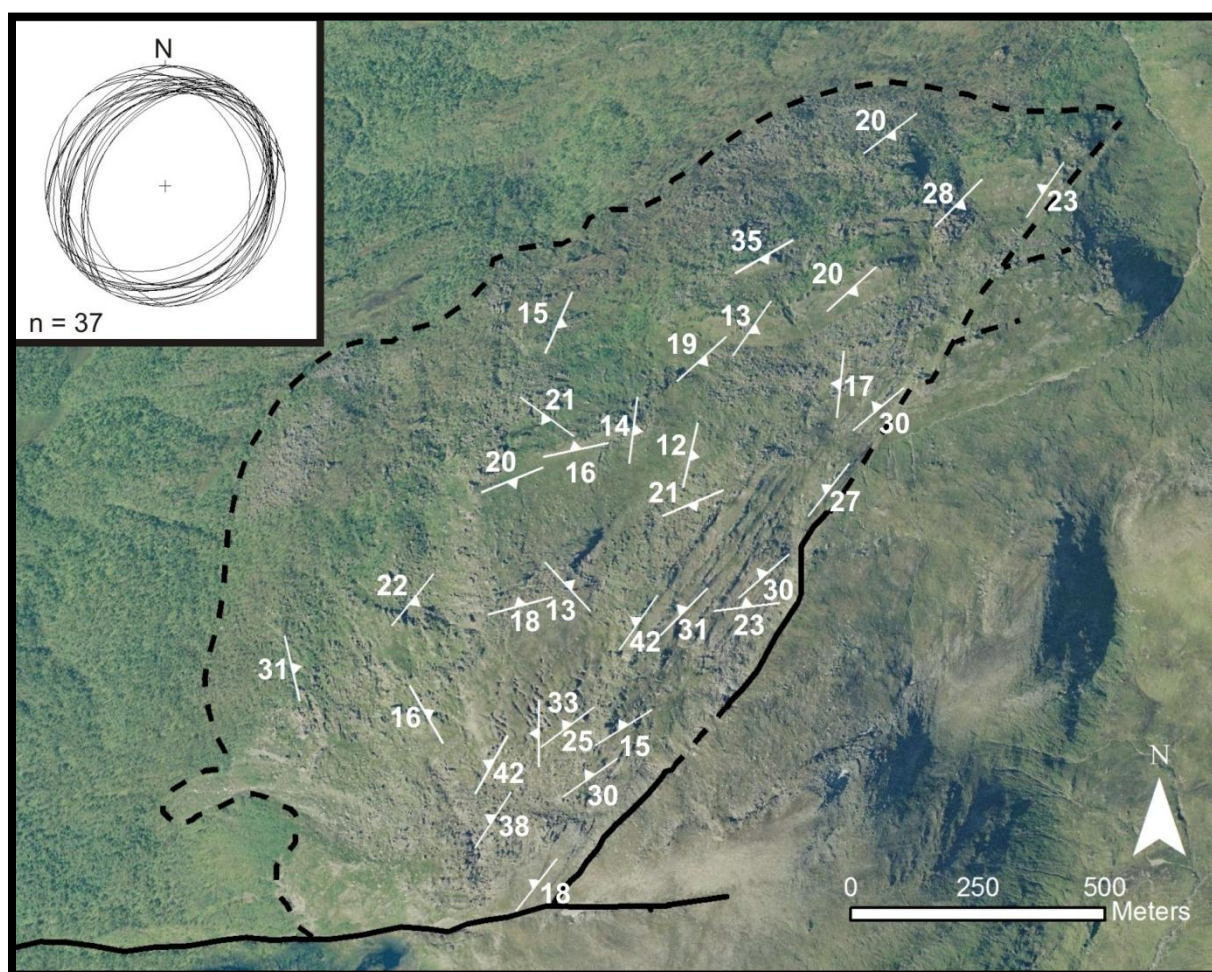


Figur 4.7: Flyfoto over Laksvatnfjellet som viser orienteringen av hovedfoliasjonen i berggrunnen i fast fjell utenfor skredområdet. Foliasjonsmålingene i flyfotoet er fremstilt i stereoplott, og hver foliasjonsmåling i flybildet er et gjennomsnitt av 10-20 målinger. Merk at ovenfor skredet (øst og sørøst) har foliasjonen nokså konstant fall (10-20°) mot NNV og N.

Foliasjonen i bergartene nordøst for skredområdet har gjennomsnittlig strøk NV-SØ og fall 10-20° mot NØ, med noen avvik (Fig. 4.7). Ovenfor skredområdet i øst og sørøst er foliasjonen nokså konstant med strøk som varierer mellom VSV-ØNØ til V-Ø og fall 10-20° mot NNV og N. Avvik forekommer i bergartene ovenfor den nordøstlige og den sørvestlige delen av bakscrenten, hvor strøket er NØ-SV og fallet 10-20° mot NV (Fig. 4.7). Generelt kan man si at foliasjonen i berggrunnen ovenfor skredet faller slakt (10-20°) på skrå ned fjellsiden.

Orientering av foliasjonen i fast fjell sør for skredområdet viser at strøket varierer fra VSV-ØNØ til NNØ-SSV og fall 10-20° mot NNV-VNV. I området nedenfor skredet i nordvest og vest, varierer strøket mellom NNØ-SSV til NØ-SV og fall 10-20° mot ØSØ til SØ. Det si at foliasjonen i berggrunnen nedenfor skredet faller inn mot fjellsiden (Fig. 4.7).

Foliasjonen i bergartene innad i skredet viser stor variasjon (Fig. 4.8). I øvre deler av skredet er foliasjonmålinger tatt i delvis utrast berggrunn. Foliasjonsmålinger er ellers hovedsakelig blitt gjort i delvis intakt berggrunnen langs skrenter og i terrasser.



**Figur 4.8:** Flyfoto over Laksvatnfjellet som viser orienteringen av foliasjon innad i skredområdet. Foliasjonsmålingene i flyfotoet er fremstilt i stereoplott, og hver foliasjonmåling i flybildet er et gjennomsnitt av 10-20 målinger. Orienteringen av foliasjonen innad i skredet varierer. I øvre deler av skredet er fallet til foliasjonen ned fjellsiden, mens den i nedre deler av skredet faller inn mot fjellsiden.

Foliasjonen i delvis utrast berggrunn i øvre del av skredet stryker NØ-SV med fall 20-30° mot NV, det vil si parallelt med fallet til fjellsiden. Lenger sør i øvre delen av skredet er berggrunnen mer intakt. En mer systematisk måling av foliasjon i dette område antyder en



antiklinalstruktur i berggrunnen med akseretning NØ-SV (se kap. 4.3.4). Foliajonsmålinger fra berggrunnen i midtre deler av skredet, avviker lite fra foliasjonsmålingene i fast fjell overfor skredet. I nedre deler av skredet avviker foliasjonen i berggrunnen i forhold til i øvre og midtre deler av skredet. Flere steder i berggrunnen i nedre del av skredet varierer strøket til foliasjonen fra NV-SØ til NØ-SV og fallet er 10-20° mot henholdsvis NØ og SØ (Fig. 4.8). En mer detaljert beskrivelse av foliasjonen i berggrunnen i selve skredet vil bli gitt i kapittel 4.4. under de enkelte morfologiske formelementene.

Flere steder i skredet er det observert blokker som har løsnet fra den omliggende berggrunnen langs plan som følger den lavvinklede foliasjonen og bratte sprekker i berggrunnen (Fig. 4.9). Det er også observert sammenhengende plan med trappetrinnsgeometri som følger steile sprekker i berggrunnen og avløses av lavvinklede foliasjonsplan (Fig.4.10). Dette planet ser ut til å fungere som et slags avlastningsplan og mulig glideplan for blokker, samtidig som de bratte segmentene deler berggrunnen opp i blokker.



**Figur 4.9:** Deler av berggrunnen er delt opp i blokker, adskilt av langsgående steile sprekker og slake sprekker som følger den lavvinklede foliasjonen i bergarten.

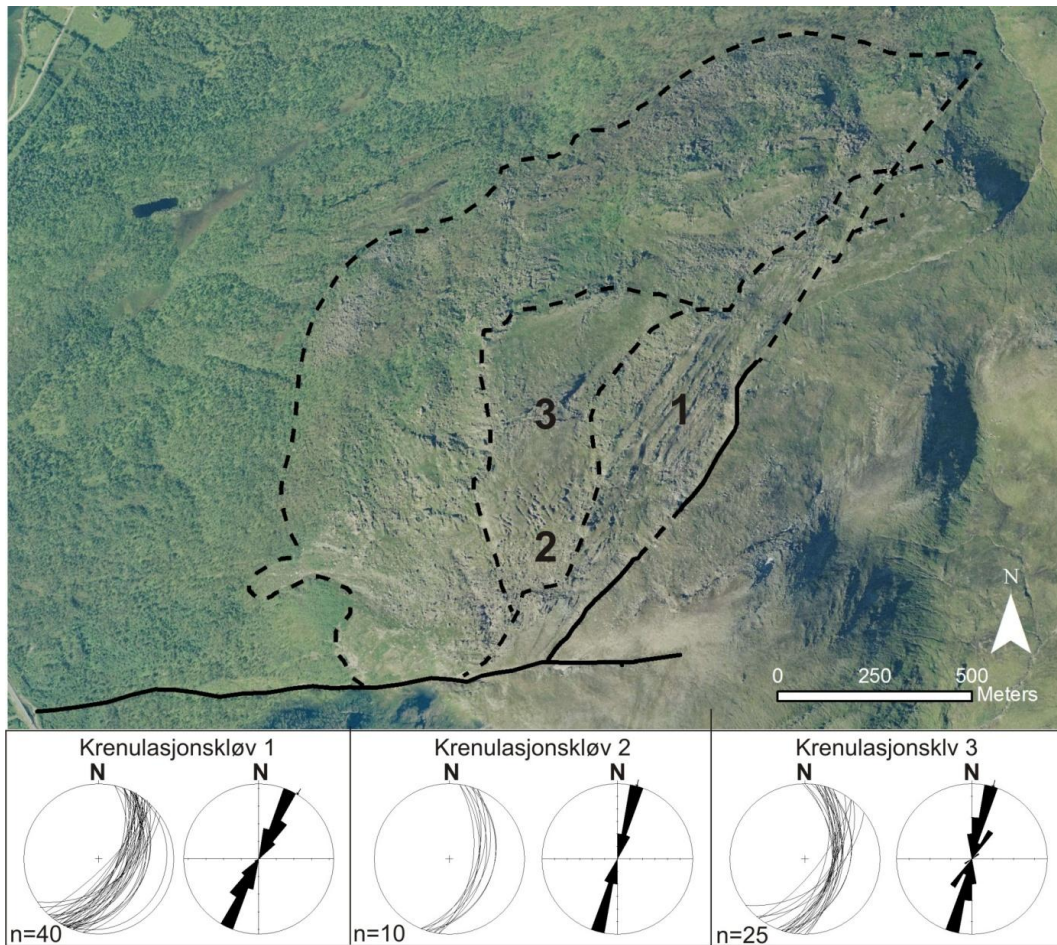


Figur 4.10: Tverrsnitt gjennom en liten del av berggrunnen i skredet, som viser et mulig sammenhengende glideplan med trappetrinnsgeometri, som følger steile sprekker i berggrunnen og lavvinklede foliasjonsplan.

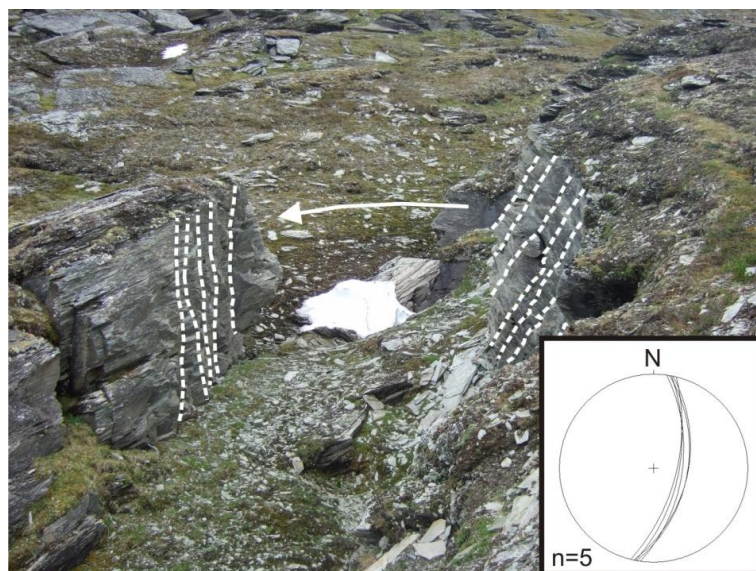
#### 4.3.2. Krenulasjonkløv (S2)

Akseplanet til de asymmetriske åpne foldene (F2) utgjør et annet viktig kløvplan (S2) og mulig svakhetsplan i bergartene i skredområdet. Kløvplanene er godt utviklet i berggrunnen i morfologiske rygger, som består hovedsaklig av metapelittiske bergarter. Målinger av S2 kløv er derfor gjort i berggrunnen i ansamlingen av rygger i øvre deler av skredet (1), ryggsegmenter øverst i midtre deler av skredet (2) og i én rygg lenger ned i midtre deler av skredet (3). Krenulasjonkløven (S2) har nokså konstant orientering med gjennomsnittlig strøk NNØ-SSV og NØ-SV og fall 50-70° mot ØSØ og SØ (Fig. 4.11).

Flere steder observeres store blokker som sannsynligvis har løsnet langs kløvplanet (S2) (Fig. 4.8). Fra observasjoner i bakskrenten er det tydelig at den samme planstrukturen er et svakhetsplan i bergartene (Fig. 4.12).



Figur 4.11: Flybilde over Laksvatnfjellet som viser orienteringen av krenulasjonskløv (S2) i berggrunnen i rygger og ryggsegmenter i øvre og midtre deler av skredet. Krenulasjonskløven har nokså konstant strøk NNØ-SSV og fall 50-70° mot ØSØ.



Figur 4.11: Foto av en av bakveggen til en av de mange ryggene i øvre deler av skredområdet (til høyre i bilde) og en blokk (til venstre i bilde) som mest sannsynlig har løsnet fra ryggen langs kløvplanet (S2, illustrert med hvite stiplede linjer). Orienteringen til krenulasjonskløven er fremstilt i stereoplott, som viser strøk NNØ-SSV og faller 60-70° mot ØSØ.



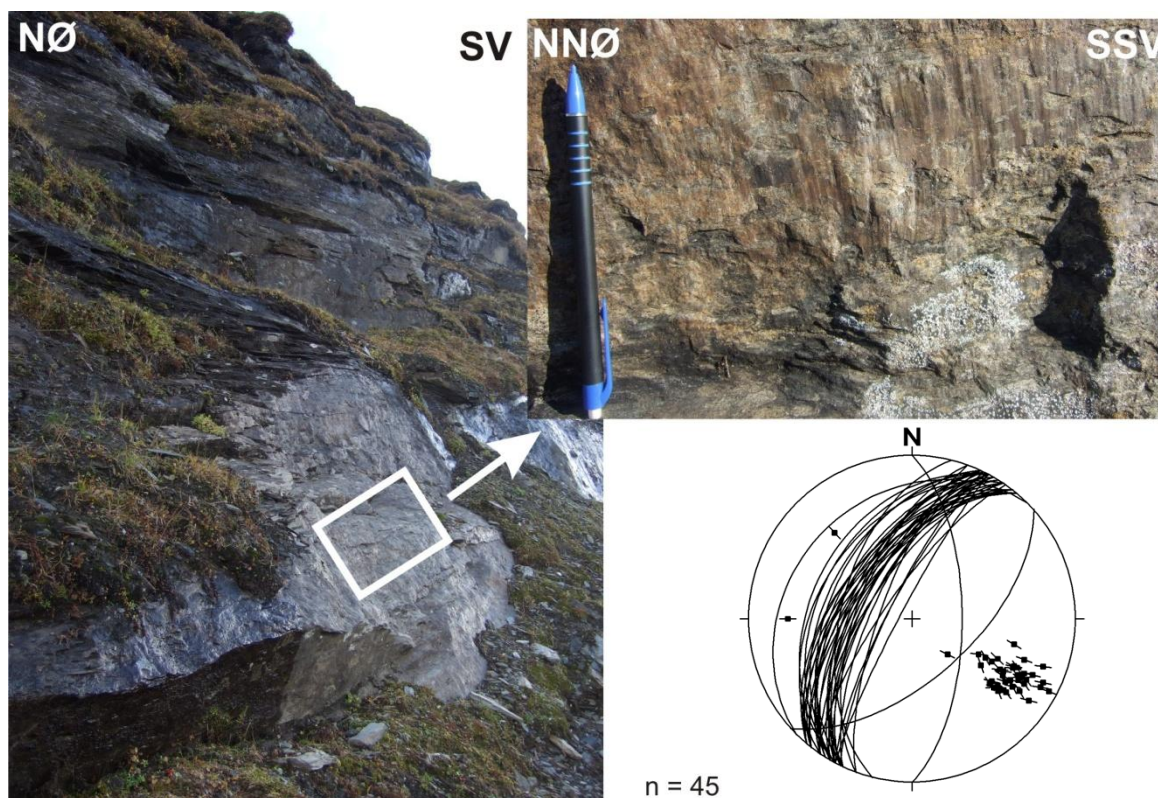
Figur 4.12: Foldet og krenulert metapellitt fra bakskrenten. Utsnitt viser innrammet område i bakskrenten. I utsnittet er det to tydelige bruddplan (sprekker) med bratt til meget bratt fall. Det ene bruddplanet (026/75) følger krenulasjonskløven (akseplan til åpne asymmetriske folder) i berggrunnen. Det andre bruddplanet (290/72) er orientert normalt på krenulasjonskløven og selve bakskrenten, og er parallell med tverrsprekker i øvre og midtre del av skredet (se kap. 4.3.4.).

### 4.3.3. Sprø Forkastninger

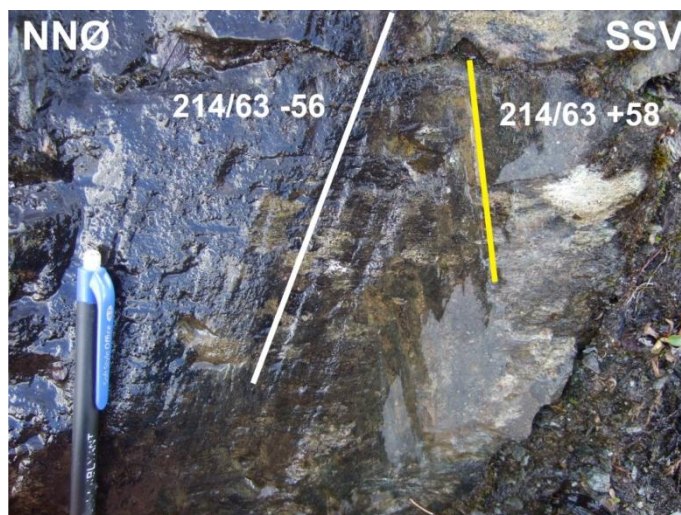
Forkastninger er påvist i berggrunnen i bakskrenten til skredet og i flere veiskjæringer langs E8 sør og vest for skredet. I veiskjæringer langs E8 er det observert flere tydelige forkastningssoner, og blottlagte plan med glidestriper og fiberlineasjoner. Dette påviser at reelle forkastninger eksisterer. Glidestriper og fiberlineasjoner er viktige strukturer som kan være med på å underbygge både bevegelsestype og retningen til forkastningen.

Meget tydelige glidestriper (*slickenside*) og fiberlineasjoner på hovedplan i bakskrenten viser *dip-slip* bevegelse ned mot VNV og NV (Fig. 4.13). Et fåtall fiberlineasjoner viser bevegelse mot Ø og SØ. Dette antyder at det er to konjugerte forkastningsplan. Glidestriper er orientert mer skrått på forkastningsplanet, og indikerer skrå bevegelse. På flere plan som sammenfaller med hovedplanet er det observert to grupper med glidestriper som er orientert skrått på strøket til forkastningsplanet (Fig. 4.14) De har fall i motsatte retning, henholdsvis mot N og V, som indikerer to ulike bevegelsesretninger langs forkastningsplanet. På enkelte av forkastningsplanene med fiberlineasjoner, er det tydelige *step*-strukturer (*chatter marks*, Davis & Reynolds, 1984). Lésideen til *step*-strukturene er med på å

underbygge bevegelsesretning opp eller ned, til en eventuell liggblokk eller hengblokk. I dette tilfellet indikerer *step* strukturene på plan i liggblokken, at hengblokken har beveget seg nedover (Fig. 4.13). Forkastningen er dermed å tolke som er normalforkastning, med forkastningsaktivitet i flere generasjoner. Fiberlineasjoner indikerer ren *dip-slip* ned mot henholdsvis VNV, og glidestriper indikerer skrå bevegelse langs forkastningsplanene.

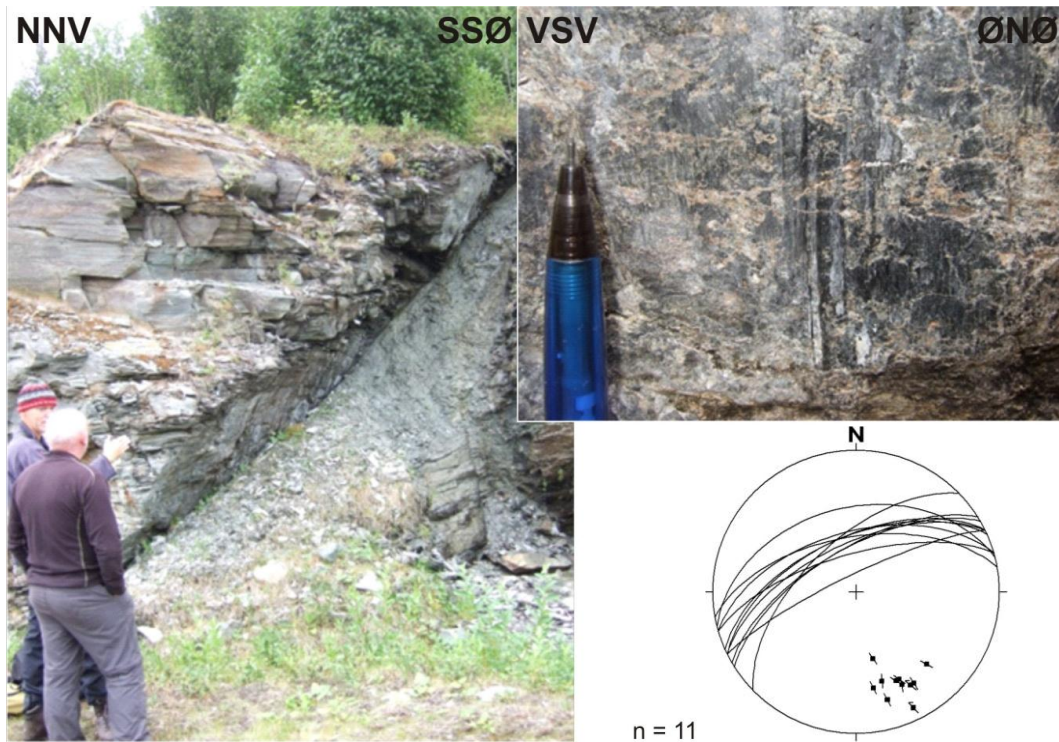


Figur 4.13: Bakkrenten med forkastningsplan (til venstre). Bildet til høyre viser tydelige fiberlineasjoner normalt på strøket til forkastningsplan i liggblokken, og *step*-strukturer på plan i liggblokken antyder at hengblokken har beveget seg nedover. Orientering av fiberlineasjonene og glidestripene på forkastningsplanet, er vist som slip-linear data, hvor polene til forkastningsplanene i stereoplottet er dekorert ved en linje som indikerer bevegelsesplanet (M-planet) (Goldstein & Marshak, 1987), og strøket varierer fra Ø-V til NNV-SSØ, normalt til skrått på forkastningsplanet. Det vil si at dette er en normalforkastning med normal *dip slip* bevegelse ned mot NV og VNV og skrå bevegelse ned mot V og NNV, samt bevegelse mot Ø og SØ langs forkastningsplan om er tilnærmet konjugert med hovedforkastningsplanene.



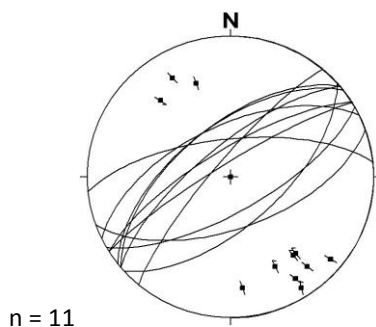
**Figur 4.14:** To tydelige sett med glidestriper på et forkastningsplan (214/63) i bakkrenten. -56 er stupning til glidestripen i forkastningsplanet mot venstre. + 58 er stupning til glidestripen i forkastningsplanet mot høyre.

I en veiskjæring langs E8, i nedre deler av den ØNØ-VSV strykende elvedalen som avgrenser skredet i sør (se kap. 1.4), er det blottlagt en forkastningssone. Forkastningsmel (*gouge*) og oppknuste deler av sidebergarten dekker stort sett hele blottingen av forkastningssonen. Forkastningsplan i sonen stryker ØNØ-VSV og faller 60° mot NNØ (Fig. 4.15). På forkastningsplan i hengblokken er det opptreden av fiberlineasjoner med orientering tilnærmet normalt på strøket på det planet de opptre på. Det opptre også *step*-strukturer, som tilsier at hengblokken har beveget seg ned langs forkastningsplanet. Fremstilling av *slip-linear* data i stereoplott indikerer en normalforkastning med ren *dip-slip* normal bevegelse ned mot NVV (Fig. 4.12). Forkastningsplanene er orientert parallelt med elvedalen som avgrenser skredet i sør. Elvedalen kan derfor antas å følge denne forkastningen.



**Figur 4.15:** Bildet til venstre viser forkastningssonen, strøk NØ-SV og ØNØ-VSV og fall 60° mot NV og NNV, i en veiskjæring langs E8. Utsnitt til høyre viser tydelige fiberlineasjoner på forkastningsplan, med orientering noenlunde normalt på strøket på det planet. *Step*-strukturer på plan i hengblokken, antyder at den har beveget seg ned. Slip linear data av fiberlineasjoner på forkastningsplanet, antyder en normal *dip slip* bevegelse ned mot NV til NNV langs forkastningsplan med gjennomsnittlig orientering NØ-SV og ØNØ-VSV og fall ca. 60° mot NV og NNV.

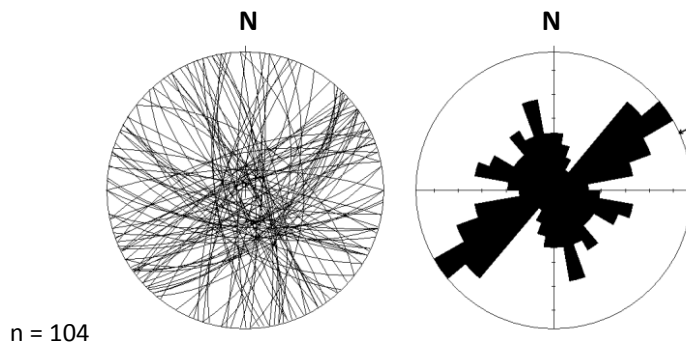
Meget tydelige fiberlineasjoner på forkastningsplan i kvartsrike bergarter og dolomitt er observert i veiskjæringer nedenfor skredområdet. Fiberlineasjonene har orientering noenlunde normalt på strøket på plan som har strøk NØ-SV og ØNØ-VSV og fall 60-70° mot NV/SØ og NNV/SSØ (Fig. 4.16). Dette antyder to konjugerte normalforkastninger. *Step*-strukturer opptrer også på disse forkastningsplanene og indikerer at hengblokken langs de konjugerte planene har beveget seg nedover. Fremstilling av slip linear data i stereoplott (Fig. 4.16) indikerer ned mot NV/NNV og SØ/SSØ langs forkastningsplanene.



**Figur 4.16:** Stereoplott som fremstiller slip linear data fra forkastningsplan i kvartsrike bergarter og dolomitt er observert i veiskjæringer nedenfor skredområdet.

#### 4.3.4. Sprekker

Under feltarbeidet er det blitt gjort sprekkemålinger i berggrunnen i fast fjell utenfor skredet, samt internt i delvis intakt og intakt berggrunn i selve skredet. Tidligere kartlegging av sprekkemønsteret i berggrunnen rundt Laksvatnfjellet (Olsen 1982) antyder en dominerende  $\text{ØNØ-VSV}$  strøkretning og en mindre dominerende strøkretning  $\text{NØ-SV}$ , med fall vertikalt til moderat mot NV (se kap. 1.5.1). Målinger av sprekker i berggrunnen utenfor skredet er hovedsakelig ovenfor skredet, hvor det er gode bløtninger av berggrunnen og relativt hyppig opptreden av sprekker. Målingene fremstilt i stereoplott og rosediagram (Fig. 4.17), antyder at det er en hovedgruppe med  $\text{NØ-SV}$  og  $\text{ØNØ-VSV}$  strykende sprekker med bratt til meget bratt fall mot NV/SV og  $\text{NNV-SSØ}$ , og mindre dominerende grupper med strøk fra  $\text{VNV-ØSØ}$  til  $\text{NNV-SSV}$ , også med bratt til meget bratt fall ovenfor skredet. Den mest dominerende gruppen av sprekker kan sammenlignes med den mindre dominerende  $\text{NØ-SV}$  strykende gruppen av sprekker kartlagt av Olsen (1982). Han beskriver derimot sprekkene med fall kun mot NV. Den mest dominerende gruppen ( $\text{ØNØ-VSV}$ ) kartlagt av Olsen (1982) er også kartlagt som en mindre gruppe av sprekker ovenfor skredet.

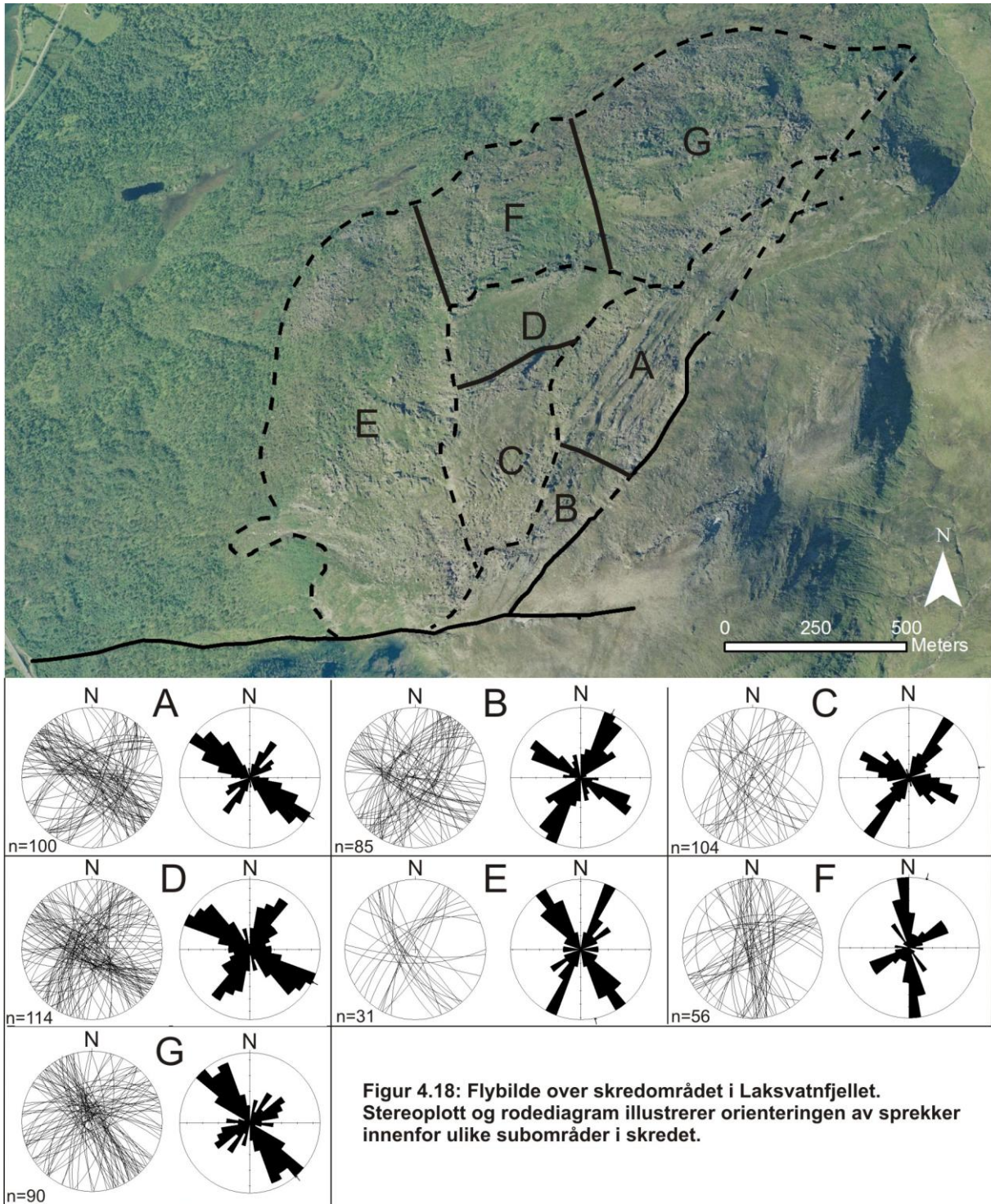


**Figur 4.17:** Stereoplott og rosediagram som fremstiller sprekker som er målt ovenfor skredet. Sprekkene viser en dominerende gruppe som stryker  $\text{NØ-SV}$  og  $\text{ØNØ-VSV}$ , med bratt til meget bratt fall mot NV og NØ, og mindre dominerende grupper som stryker  $\text{VNV-ØSØ}$  til  $\text{NNV-SSØ}$  og bratt til meget bratt fall.

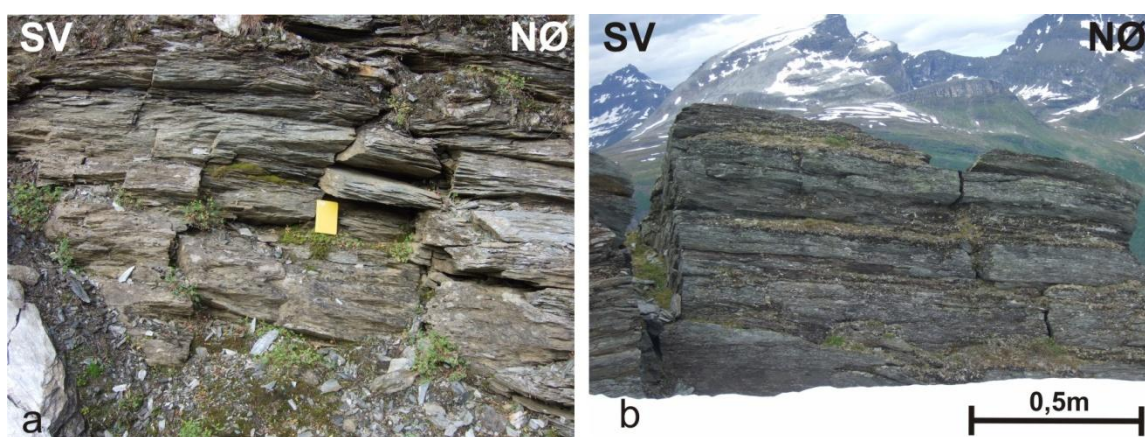
I berggrunnen som er kartlagt i selve skredet finnes opptil flere meter dype sprekker, som deler berggrunnen opp i mindre blokker. Enkelte av sprekkene kan observeres som tydelige lineamenter i flybildet. Øvre, midtre og nedre deler av skredet er det delt inn i subområder A-G (Fig. 4.15), hvor det er foretatt målinger av sprekker i intakt eller delvis intakt berggrunn. Nedre deler av skredet er dekket av løse blokker (se kap. 4.4.5), som gjør at det er gjort mindre målinger av sprekker der. Med bakgrunn i stereoplott og rosediagram (Fig. 4.18), opptrer det i hvert subområde to hovedgrupper av spekker, som på bakgrunn av strøkretning i forhold til bakskrenten, er benevnt som langsgående, tverrgående og



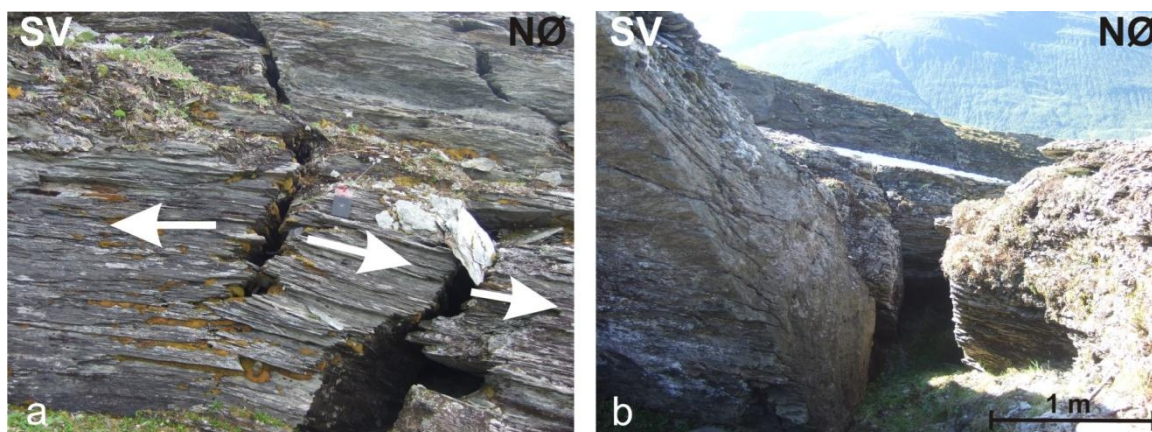
diagonale. NNØ-SSV og NØ-SV strykende sprekker er tilnærmet parallell med baks-krenten, og de er derfor tolket og benevnt som langsgående sprekker. VNV-ØSØ og NV-SØ gående sprekker er orientert normalt på de langsgående, og de er derfor tolket og benevnt som tverrgående sprekker. ØNØ-VSV, NVV-SSØ og N-S strykende sprekker tolket og benevnt som diagonale sprekker. Hvilke av disse hovedgruppene som dominerer i de ulike subområdene varierer.



I øvre deler av skredet (subområde A), kutter tverrgående sprekker med bratt til meget bratt fall, berggrunnen gjennom de langsgående morfologiske ryggene (se kap. 4.4.3). Avstanden mellom tverrsprekkene i ryggene varierer fra 10-20 cm (Fig. 4.19), og opptil 1 m andre steder, og fører til at ryggene deles opp i mindre blokker. Flere steder kan det observeres at tverrsprekkene åpnes ved at ryggblokkene beveger seg fra hverandre med bevegelsesretning normalt på sprekkeplanet (Fig. 4.19a). Åpningen mellom ryggblokkene kan være opp mot én meter. Tverrsprekkene ser også ut til å fungere som en slags transfer sone, hvor ryggblokkene beveger seg i forhold til hverandre (Fig 4.19b).



Figur 4.19: Foto av langsgående morfologiske rygger i øvre deler av skredet, som kuttet av tverrgående sprekker, og hvor tettheten av sprekkene varierer med avstand på ca. 20 centimeter (a) og én meter (b).



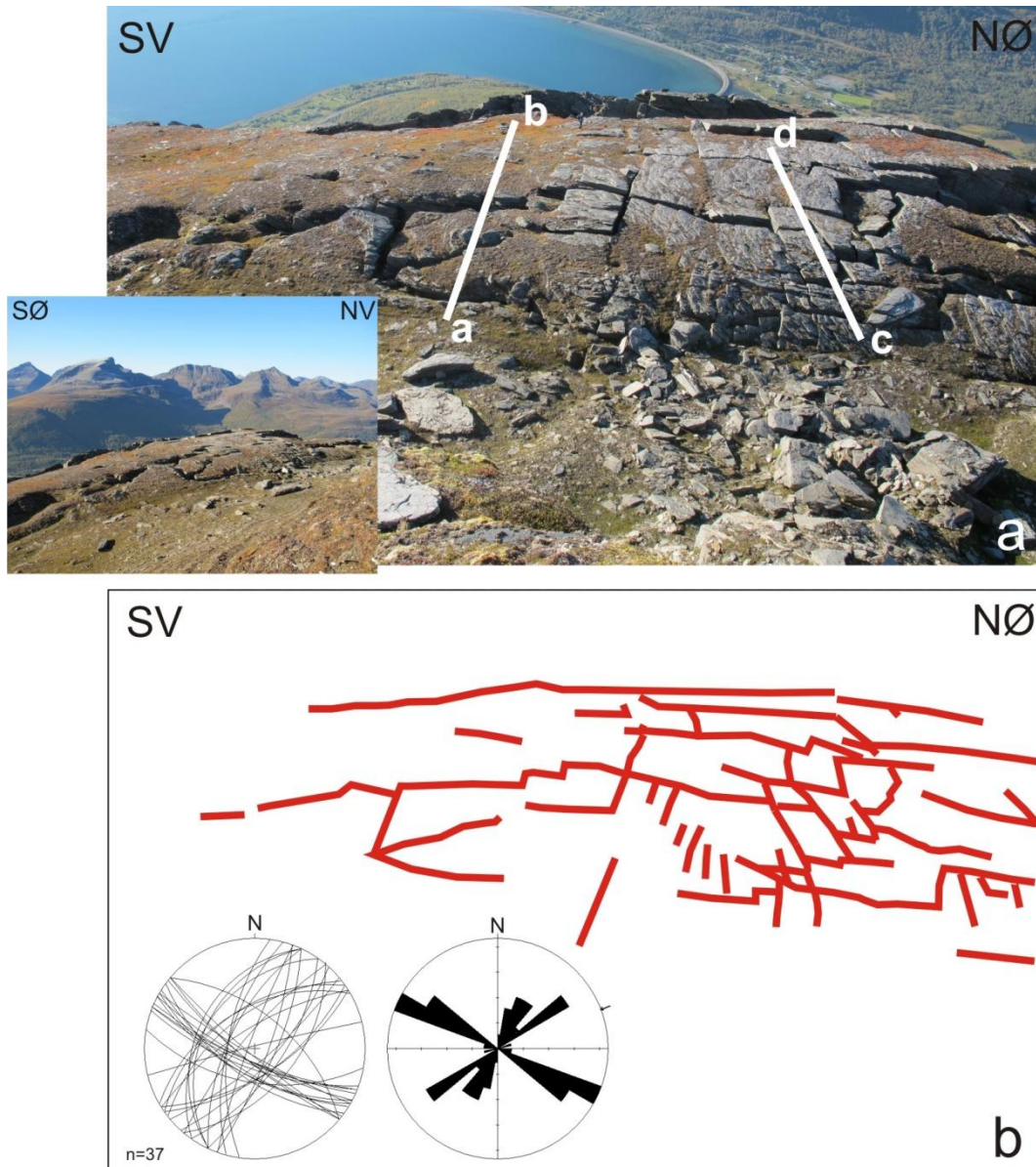
Figur 4.20: (a) Tversgående sprekker i ryggene, som tydelig har åpnet seg et par centimeter i retning normalt på sprekkeplanet. (b) Flere steder er åpningen i tverrsprekkene i ryggene opp mot én meter.

Området lenger sør i øvre deler av skredet (subområde B) består av terrasser av mer inntakt berggrunn. Stereoplott og rosedigram for sprekker i området viser et sett med langsgående sprekker som stryker NNØ-SSV og faller 60-80° mot VNV og ØSØ og et sett med tverrgående sprekker som stryker VNV-ØSØ og faller 70-90° mot NNØ og SSV (Fig. 4.18). Det vil si at de tverrgående sprekke har et gjennomsnittlig brattere fall enn de langsgående.

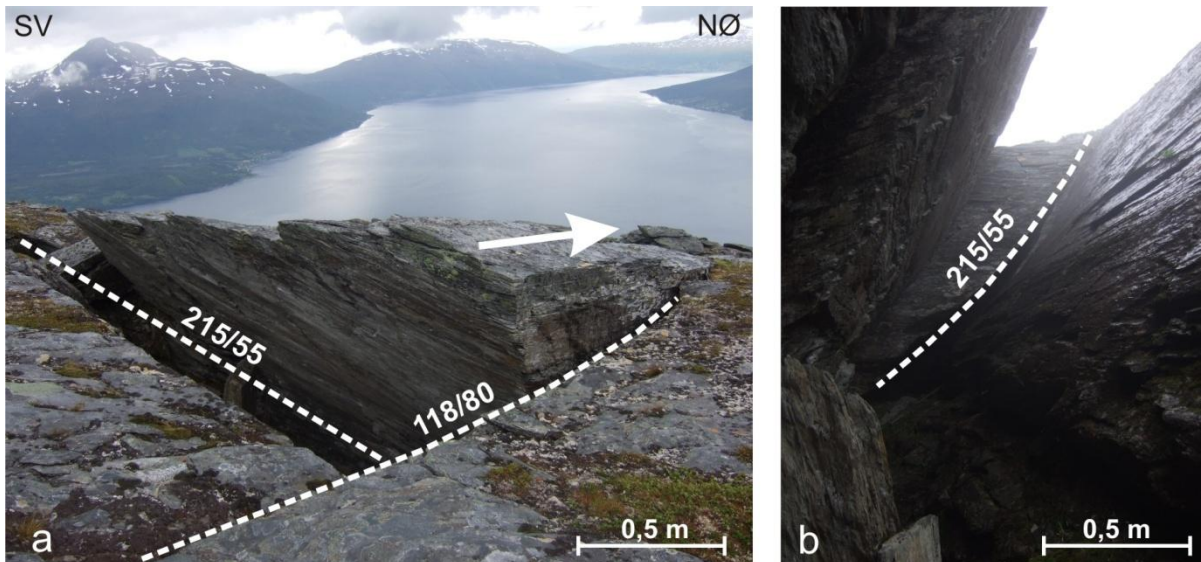
I den ene terrassen som ligger helt sør i dette området, kan det observeres dype sprekker som deler berggrunnen opp i mindre blokker (Fig. 4.21). Stereoplott og rosedigram som viser orienteringen av sprekke i terrassen, antyder tre grupper av sprekker, langsgående (NNØ-SSV), tverrgående (VNV-ØSØ) og tilnærmet diagonale (ØNØ-VSV). Tverrgående sprekker er orientert normalt på langsgående sprekker og tilnærmet normalt på diagonale sprekker og danner i lag et ortogonalt mønster. Stedvis opptrer tverrgående sprekker i et venstre steppende mønster. Sprekke er flere meter dype, og åpningen mellom de langsgående og diagonale er generelt større enn mellom de tverrgående. Observasjoner antyder at blokkene i terrassen beveger seg i retning normalt på de langsgående sprekke og parallelt med de tverrgående (Fig. 4.22a). Dypere ned i berggrunnen er det observert at de langsgående sprekke med fall ned fjellsiden, flater ut og får en mer listrisk geometri (Fig. 4.22b).

De langsgående sprekke og foliasjonen i berggrunnen i blokkene er systematisk målt langs to SØ-NV gående profiler (a-b & c-d) (Fig. 4.21). Både strøk og fall til foliasjonen i blokkene langs profilene varierer, noe som underbygger at de er blitt rotert i forhold til hverandre. I begge profilene har foliasjonen i blokkene langs kanten av terrassen i NV brattere fall ned fjellsiden, enn i blokkene i midten av terrassen (Fig. 4.23). De langsgående sprekke i profil (a-b) har bratt til moderat fall mot NV. I det andre profilet (b-c) har de langsgående sprekke fall både mot NV og SØ, og skaper en slags horst og graben struktur i berggrunnen. Samtidig antyder foliasjonen til den innerste blokken, at den mulig har rotert noe inn mot fjellsiden, og dannet en antiklinalstruktur. Dette underbygges og av at overflaten i terrassen er konkav, som i en antiformal (Fig. 4.21).

Langs kanten av terrassen, nedenfor profilene, er åpningen mellom de langsgående sprekkene betydelig større enn langs profilene (Fig. 4.24). Foliasjonen i de fremste blokkene har også et brattere fall enn den innenfor. Orienteringen av foliasjonen, og den betydelige åpningen mellom blokkene som danner en dyp grøft, underbygger at blokkene er blitt rotert utover, og beveget seg ned fjellsiden.



Figur 4.21: (a) Foto av terrasse i øvre del av skredet, hvor sprekker deler berggrunnen opp i mindre blokker (målinger langs profilinjene a-b og c-d er fremstilt i fig. 4.23). Utsnitt viser at overflaten til terrassen er en antiform. (b) Illustrasjon av sprekker i terrassen, som i følge streoplottet og rosedigrammet er langsgående (NNØ-SSV), tverrgående (VNV-ØSØ) og diagonale (ØNØ-VSV), og opptrer i et ortogonalt mønster, stedvis med tverrgående sprekker i et venstre steppende mønster.



Figur 4.22: (a) Blokk i subområde B, som har løsnet fra omgivelsene langs en langsgående (215/55) og en tverrgående sprekk (118/80). Merk at åpningen i den langsgående sprekken er større enn i den tverrgående, som anyder at blokken har beveget seg i norøstlig retning. (b) Lenger ned i dypet ser man at den langsgående sprekken (215/55) flater ut og får en mer listrisk geometri.

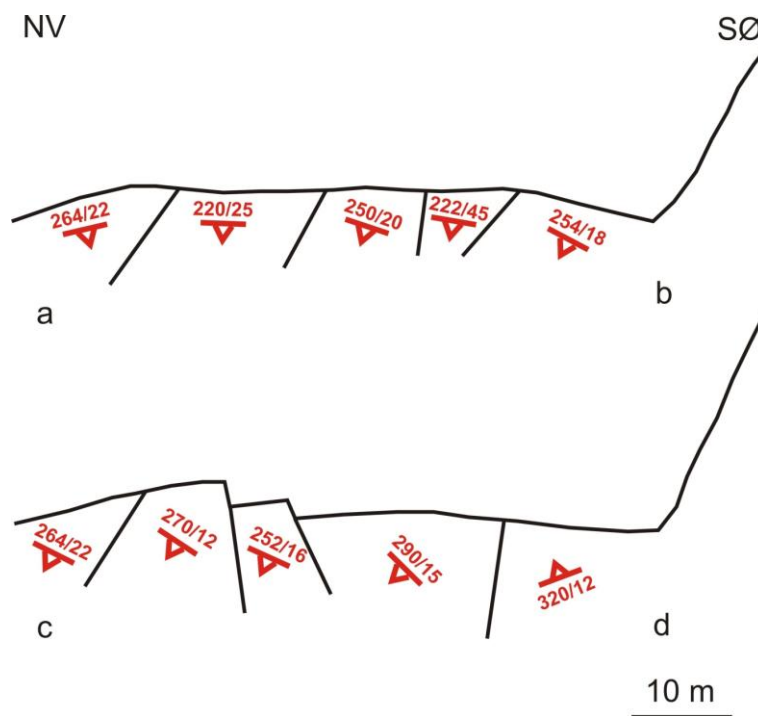


Fig 4.23: Illustrasjoner av profil (a-b og c-d) i berggrunnen i terrassen i øvre del av skredet (Fig 4.21). Målinger av foliasjonen i blokkene viser variasjon. Merk at sprekken i profil (a-b) faller kontinuerlig moderat til bratt mot NV, mens sprekken i profil (c-d) faller bratt mot NV og SØ.



**Figur 4.24:** Ytterkant av terrasse i øvre del av skredet, hvor roterte eller skråstilte blokker har dannet dype grøfter mellom hverandre som er fylt opp med mindre blokker. Foliasjonen i den ytterste blokken har et brattere fall enn den innenfor, som er med på å underbygge at blokken er rotert eller skråstilt.

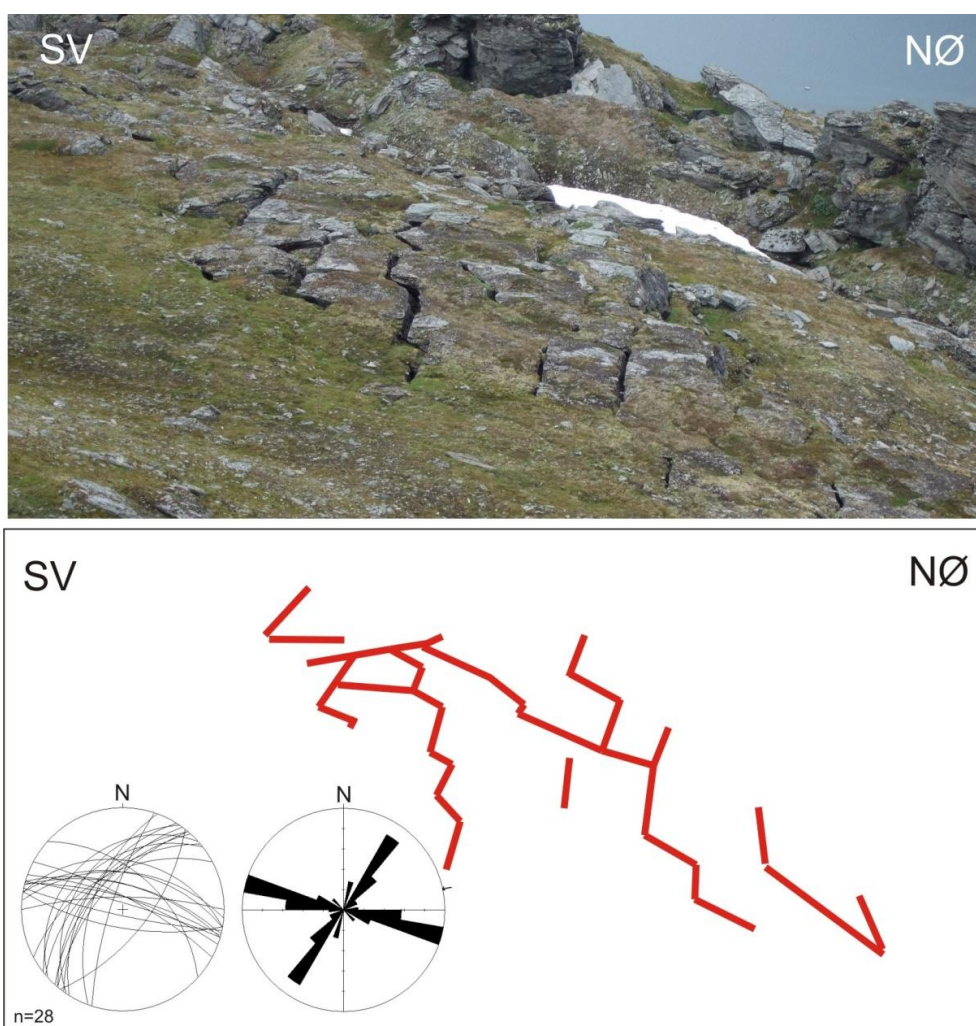
Øverst i midtre deler av skredet (subområde C) observeres flere meter dype sprekker, med åpning på opptil flere meter (Fig. 4.25a). Stereoplott og rosedigram antyder også her en gruppe med langsgående sprekker som stryker NØ-SV og NNØ-SSV og en gruppe med tverrgående sprekker som stryker NV-SØ og VNV-ØSØ. De tverrgående sprekkenes har meget bratt fall (70-90°) og helt plane sprekkeflater, mens de langsgående har noe slakere fall enn de tverrgående (60-80°) og sprekkeplanene er mer ujevne.

Sprekkene i dette subområdet kan følges i et trappetrinnmønster i terrenget, hvor den ene tverrgående sprekken avløses av en langsgående sprekke og omvendt (Fig. 4.25b). Dette mønsteret underbygger også at sprekkenes er orientert normalt til skrått på hverandre.



**Figur 4.25:** (a) Dyp tverrgående sprekke i subområde D, i midtre deler av skredet, som har en åpning på ca. 2 m. (b) Tverrgående og langsgående sprekker (hvit stiplet linje) som er orientert tilnærmet normalt på hverandre.

I nedre del av subområde C, observeres to grupper med sprekker som deler berggrunnen opp i mindre blokker (Fig. 4.26). Den ene gruppen er langsgående sprekker som stryker NNØ-SSV og NØ-SV med bratt til meget bratt fall mot hovedsakelig NV og NNV, og den andre gruppen er tverrgående sprekker styrker VNV-ØSØ med bratt til meget bratt fall mot NNØ og SSV. Sprekkene er orientert normalt til skrått på hverandre. De tversgående sprekkenes danner venstre steppende mønster, og de langsgående er orientert på skrått eller normalt mellom disse.



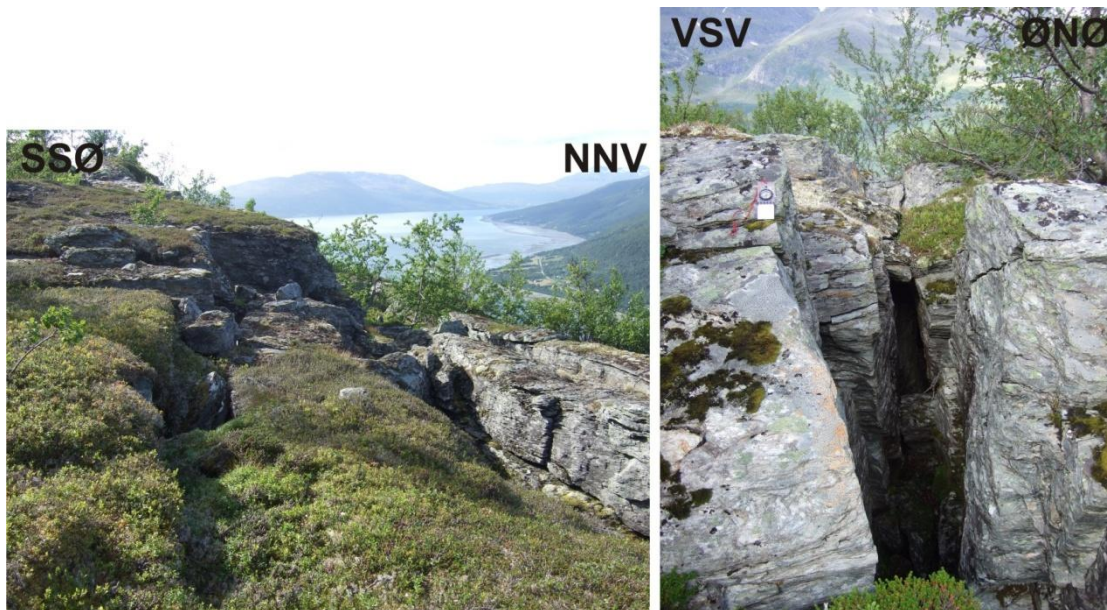
**Figur 4.26:** (a) Foto av deler terrasse i midtre deler av skredet hvor sprekker deler berggrunnen opp i mindre blokker. (b) Illustrasjon av sprekker i terrassen, som i følge stereoplott og rosedigram er tverrgående (VNV-ØSØ) og langsgående sprekker (NNØ-SSV og NØ-SV). De langsgående sprekkenes opptrer i et venstre steppende mønster, mellom de tverrgående, som gir et inntrykk av at langsgående sprekker avløses av tverrgående.

Nederst i midtre deler av skredet (subområde D) opptrer sprekker hovedsakelig i berggrunnen langs en markert skrentkant (se kap. 4.4.1). Målinger av sprekkeene antyder også her to grupper hvor strøket til de langsgående varierer mellom NNØ-SSV og NØ-SV med bratt til meget bratt fall mot NV/SØ og VNV/ØSØ og strøket til de tversgående varierer mellom NV-SØ og VNV-ØSØ med bratt til meget bratt fall mot NØ/SV og NNØ/SSV. Dette er tilnærmet samme strøkretninger som er kartlagt i resten av øvre og midtre deler av skredet. Nedre deler av skredet som hovedsakelig består av skrenter, er delt inn i tre mindre subområder (E-G) (Fig. 4.18). Sprekker er målt langs skrentkanter og i delvis intakt berggrunn i terrasser. Åpne sprekker i berggrunnen er observert nedenfor det antatte skredområdet (Fig. 4.27). Sør i nedre del av skredet (subområde E) er sprekker kun målt langs tverrgående skrentkanter (se kap. 4.4.1). Området har svært lite intakt berggrunn og er stort sett dekket av løse blokker. Grupper av sprekker som opptrer her er langsgående med strøk NNØ-SSV bratt til meget bratt fall mot VNV og ØSØ, og diagonale med strøk NNV-SSØ og bratt til meget bratt fall mot ØNØ og VSV. Midt i nedre deler av skredet (subområde F) er der flere områder som er tolket som terrasser (se kap. 4.4.2) hvor berggrunnen er delvis intakt og dype sprekker kutter på langs og på tvers gjennom terrassene (Fig. 4.28a, b). Orientering til sprekkeene midt i nedre deler av skredet antyder to grupper diagonale sprekker med strøk ØNØ-VSV og bratt til meget bratt fall mot NNV og SSØ og strøk N-S med bratt til meget bratt fall mot Ø og V. Nord i nedre deler av skredet (subområde G) er det også flere større og mindre terrasser hvor målinger av sprekker hovedsakelig er gjort. Grupper av sprekker i berggrunnen her er orientert diagonalt med strøk ØNØ-VSV med bratt til meget bratt fall mot NNV og SSØ og strøk NNV-SSØ med bratt til meget bratt fall mot ØNØ og VSV (Fig. 4.18).





Figur 4.27: Foto fra nedre ytterkant av skredet, hvor det også er observert dype åpne sprekker i berggrunnen.



Figur 4.28: Terrasser i nedre del av skredet hvor sprekker langs (a) og på tvers (b) av terrassen, deler den opp i mindre blokker.

#### 4.3.4. Oppsummering

Foliasjonen i berggrunnen ovenfor skredet (øst og sørøst) har tilnærmet konstant strøk VSV-ØNØ til V-Ø og slakt fall 10-20° mot NNV og N. Nedenfor skredet (vest og nordvest) stryker foliasjonen NNØ-SSV til NØ-SV og fall 10-20° mot ØSØ til SØ. Det vil si at det sannsynligvis kan være en endring i foliasjonen i berggrunnen fra ovenfor skredet og til nedenfor skredet.

Innad i skredet varierer også orienteringen av foliasjonen. Generelt kan man si at i øvre del av skredet stryker foliasjonen NØ-SV med fall som varierer fra 15-40° mot NV, og i nedre del stryker foliasjonen NØ-SV med fall 15-30° mot SØ, med noe avvik.

Krenulasjonskløv (S2) er godt utviklet i metapelittiske bergarter som opptrer i rygger i øvre og midtre deler av skredet, og målinger er derfor gjort her. Målinger viser at krenulasjonskløven stryker NNØ-SSV med fall 50-70° mot ØSØ, det vil si inn mot fjellsiden. Krenulasjonskløven utgjør et tydelig steilt svakhetsplan og mulig bruddplan i berggrunnen, og strøket er parallelt med langsgående sprekker i øvre og midtre deler av skredet, og forkastningen i baskrenten.

Forkastninger er påvist i baskrenten og i nærliggende område utenfor skredet. I baskrenten stryker forkastningsplan NNØ-SSV og NØ-SV og faller 50-70° mot NNV og NV og i nærliggende område utenfor skredet er det forkastningsplan som stryker NØ-SV og ØNØ-VSV.

Åpne sprekker med bratt til meget bratt fall opptrer i berggrunnen i hele skredet. I øvre og midtre deler av skredet er grupper av åpne sprekker orientert langsgående (NNØ-SSV og NØ-SV) og tversgående (NV-SØ og VNV-ØSØ) i forhold til baskrenten. Strøket til åpne sprekker i nedre del av skredet varierer noe i forhold til øvre og midtre del av skredet. Sør i nedre deler av skredet er hovedgrupper av sprekker langsgående (NNØ-SSV) og diagonale (N-S). Midt i nedre del av skredet stryker grupper av sprekker diagonalt (N-S og ØNØ-VSV) og nord i nedre deler av skredet stryker grupper av sprekker diagonalt (ØNØ-VSV og NNV-SSØ).

Åpne sprekker kartlagt ovenfor skredet viser blant annet en hovedtrend (NØ-SV) som kan korreleres med langsgående NØ-SV strykende sprekker innad i skredet, men samtidig er ikke

trenden av NNØ-SSV strykende sprekker tilstedeværende i berggrunnen ovenfor skredet. Mindre dominerende grupper av sprekker i berggrunne ovenfor skredet med strøk fra VNV-ØSØ til NNV-SSØ kan korreleres opp mot diagonale (NNV-SSØ) og tversgående (NV-SØ og VNV-ØSØ) sprekker i selve skredet.

#### 4. 4 Morfologiske formelementer

Morfologiske formelementer påvist i skredet er skrenter, terrasser, rygger, synkehull og konsentrasjoner av løse blokker. Morfologiske karaktertrekk og orientering av disse er beskrevet ut fra observasjoner i felt og i flybilder og terrengmodeller over Laksvatnfjellet. I tillegg er det samlet inn orienterings data fra foliasjon og sprekker tilknyttet enkelte av de morfologiske formelementene.

##### 4.4.1 Skrenter

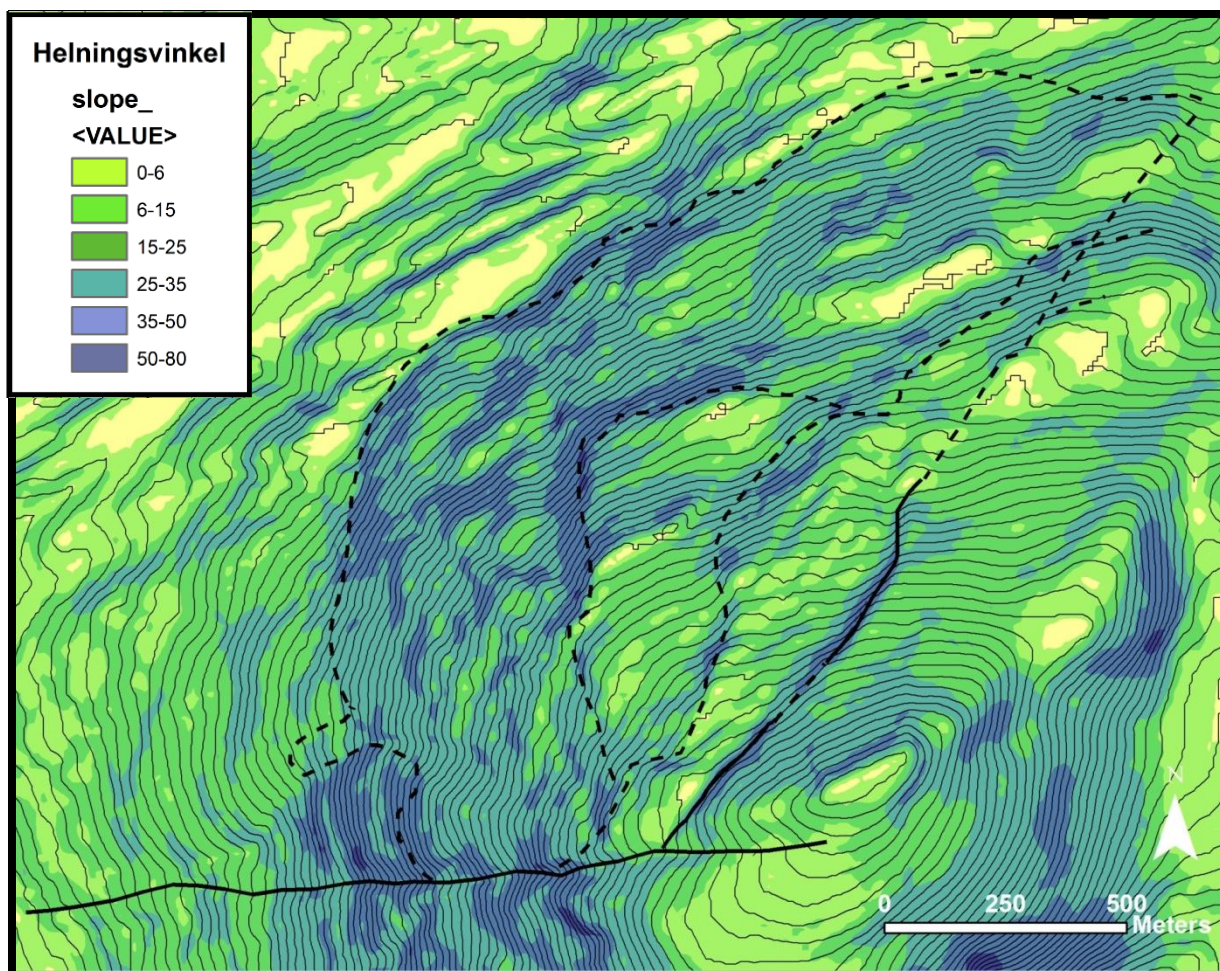
Områder innad i skredet hvor overflatehelningen er  $> 25^\circ$  er klassifisert som skrenter (se kap. 1.6), og slakere områder i skredet hvor overflatehelningen er  $< 25^\circ$  er i midlertidig klassifisert som terrasser (se kap. 4.4.3) (Fig. 4.29). Skrenter opptrer foran ansamlingen av ryggene i øvre deler av skredet og foran den høye ryggen i midtre deler av skredet (se kap. 4.4.3). Nedre del av skredet består i hovedsak av skrenter, mens også en mindre andel av slakere områder, klassifisert som terrasser. Den viktigste skrenten i det studerte skredet er bakskrenten, som er øvre grense mellom skredet og det intakte fjellet (se kap. 1.6). Bakskrenten har strøk NNØ-SSV til NØ-SV. I strøketningen mot nord gjør den et knekk, hvor strøket dreier til N-S. Videre nordover kan det observeres en langsgående fordypning i terrenget som igjen stryker NNØ-SSV til NØ-SV, og som også danner et tydelig lineament i flybildet. Denne kan følges videre nordover gjennom hele skredområdet (Fig. 4.35).

På det meste er bakskrenten ca. 30-40 m høy, og danner et markant "hakk" i fjellet, og er et tydelig bevis på forflytning i berggrunnen. Den øvre delen er en loddrett vegg av blottlagt berggrunn. Nedre del er slakere, her finns utrast materiale bestående av større og mindre blokker, som trolig har løsnet fra den blottlagte berggrunnen lenger opp (Fig. 4.30). Hele bakskrenten har et fall på tilnærmet  $60^\circ$  mot VNV og NV. Mot sør avtar høyden til bakskrenten gradvis, og i den sørvestlige delen av skredet defineres den av en slakt hellende

omtrent 3 m høy vegetasjonsdekket skråning, før den avgrenses av den VSV-ØNØ strykende antatte forkastningen som krysser toppen av Laksvatnfjellet. Høyden til bakskrenten avtar også gradvis mot nordøst, før den går over i det N-S strykende knekkpunktet.

I midtre deler av bakskrenten, går den over i en slakere skråning. Morfologien antyder at den er dannet av flere tallusvifter, som i dag er dekket av vegetasjon (Fig. 4.31). I dette området opptrer en bergart med en gabbroisk sammensetning (se kap. 3). Strukturen i denne bergarten er massiv med ingen eller dårlig utviklet foliasjon. Det vil si at bergarten ikke har de samme iboende svakhetsplanene (S1 og S2) som metapelitten.

I en skråning ovenfor forsenkningen med samme orientering som bakskrenten, opptrer flere ØNØ-VSV strykende skrenter, som har lik orientering som resten av skrentene nord i nedre deler av skredet. I denne nordlige delen av skredet markerer den øverste av disse skrentene grensen mellom fast fjell og utrast berggrunn. Skrentkanten kan derfor også betraktes som bakskrenten i nordlige deler av skredområdet. Bakskrenten er derfor antatt å splitte seg i flere deler nord i skredområdet (Fig. 4.35)



Figur 4.29: Kart som viser overflatehelningen i skredområdet og området rundt. Blått er bratte områder hvor helningsvinkelen er  $> 25^\circ$  (skrenter) og grønt symboliserer er slake områder hvor helningsvinkelen er  $< 25^\circ$ . (høydeforskjellen mellom høydekotene er 10 m). Kartet er konstruert i Arc GIS.

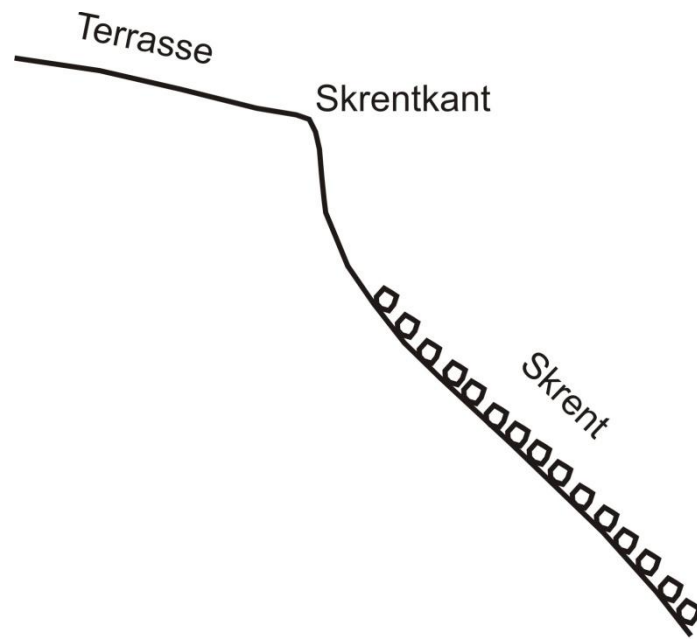
I øvre del av flere av skrentene et tydelig "brekk" i skråningsprofilen, som er klassifisert som en skrentkant (Fig. 4.32) (se kap. 1.6). Skrentkantene er ofte meget bratte vegger ( $60-90^\circ$ ) av blottlagt berggrunn (Fig. 4.33). Høyden på dem varierer fra 10-30 m. Den blottlagte berggrunnen er ikke en plan overflate men består av uregelmessige flater med forskjellig orientering styrt av forskjellige grupper av sprekker (langsgående, tverrgående og diagonale). Sprekkene gjør at berggrunnen langs skrentkantene flere steder er delt opp i delvis løse blokker (Fig. 4.34 a, b). Større og mindre konsentrasjoner av løse blokker i skrentene nedenfor skrentkantene vitner om at slike blokker med tiden løsner fra skrentkantene.



**Figur 4.30:** Deler av baksrenten (ca. 30m høy), hvor øvre del er en loddrett vegg av blottlagt berggrunn og nedre delen er slakere, med opptreden av løsmateriale bestående av større og mindre blokker fra den blottlagte berggrunnen lenger opp.

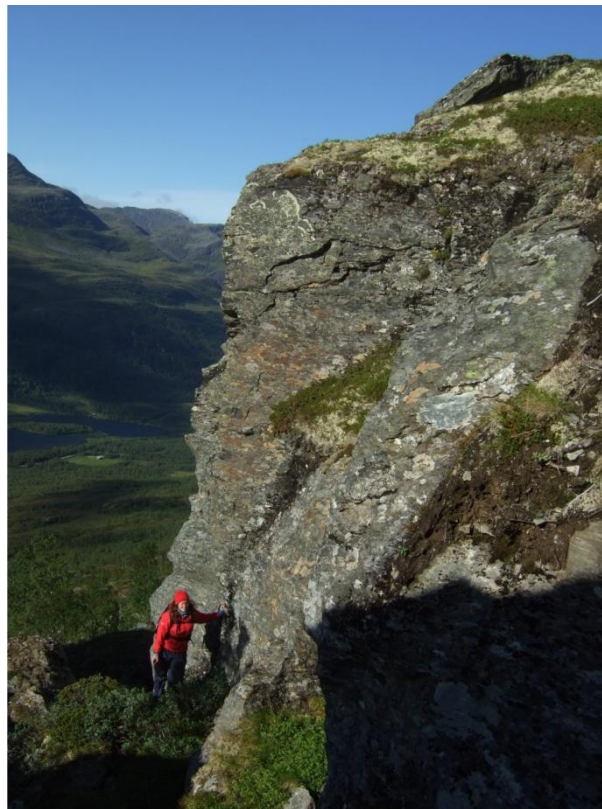


**Figur 4.31:** Foto som viser deler av baksrenten som er en slakere vegetasjonsdekket skråning. Merk at morfologien antyder flere talusvifter som i dag er dekket av vegetasjon



◊ Blokker

Figur 4.32: Illustrasjon som viser forskjeller mellom terrasser, skrenter og skrentkanter. I skrenten ligger løse blokker og i øvre del opptrer den tilnærmet loddrett skrentkant, som også er en grense mellom slakere terrasser og skrenter.



Figur 4.33: Skrentkant i nedre deler av skredet, som fremstår som en ca. 10 m høy vegg av blottlagt berggrunn.



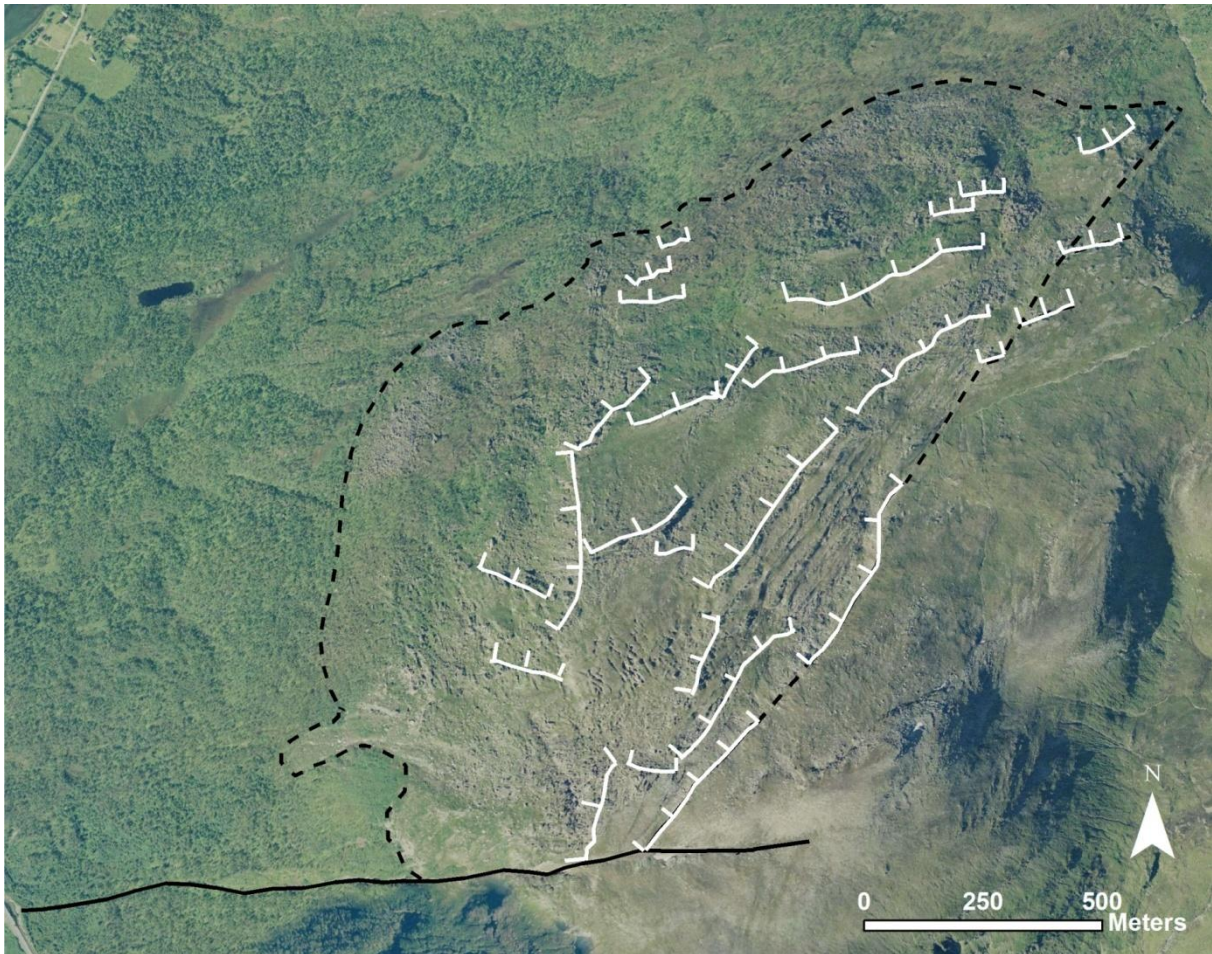
**Figur. 4.34:** Skrentkanter i midtre del av skredet, hvor delvis løse blokker er adskilt fra omliggende berggrunn av steile sprekker.

Flere skrentkanter markerer grensen mellom slakere områder (terrasser) og skrenter (Fig 4.29). I lengderetningen kan skrentkantene følges 50 – 500 m. i terrenget (Fig 4.35).

Hoveddelen av skrentkantene i øvre deler av skredet er orientert NNØ-SSV til NØ-SV, det vil si parallelt med bakskrenten. Skrentkantene som er grensen mellom midtre og nedre deler av skredet er orientert N-S og ØNØ-VSV. Sør i nedre deler av skredet er to skrentkanter som er orientert VNV-ØSØ, det vil si normalt på bakskrenten. Disse markerer ikke noe spesielt skille mellom slakere og brattere områder, men er likevel to markante skrentkanter og tydelige linemamenter i skredet. Midt i nedre del av skredet er to skrentkanter orientert henholdsvis parallelt med bakskrenten, men på skrå av selve skenten de ligger i.

Skrentkanter lenger ned i midtre del av nedre del av skredet og nord i nedre deler av skredet representerer fremkanten til terrassene i dette området, og er derfor tydelig skiller mellom slakere og brattere områder i denne delen av skredet. Disse er derimot orientert ØNØ-VSV, altså diagonalt på bakskrenten, og er generelt kortere i lengderetning enn resten av skrentene i skredet. Skrentkanten i øvre del av skrentene fremfor ryggene (se kap 4.4.3) fremstår ikke som en vegg av blottlagt berggrunn, som resten av skrentkantene, men er likevel et tydelig brekk i skråningsprofilen og skille mellom slakere og brattere områder i skredet.





Figur 4.35: Flyfoto over skredområdet som viser skrentkanter (hvite linjer) i skredområdet. Skrentene i øvre deler og sør i skredområdet stryker hovedsakelig NNØ-SSV og NØ-SV og med noen unntak VNV-ØSØ. Lenger nord i skredområdet stryker skrentkantene ØNØ-VSV. Merk at bakskrenten ikke er noen kontinuerlig skrent, men splittes opp i flere deler lenger nord, hvor også hovedtrenden til skrentkantene forandres.

#### 4.4.2. Terrasser

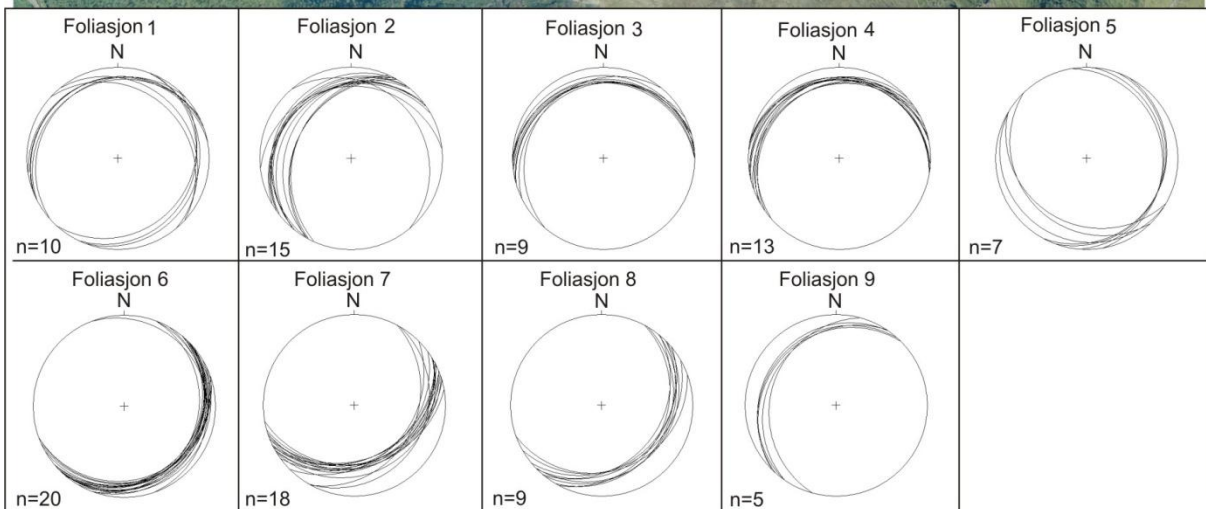
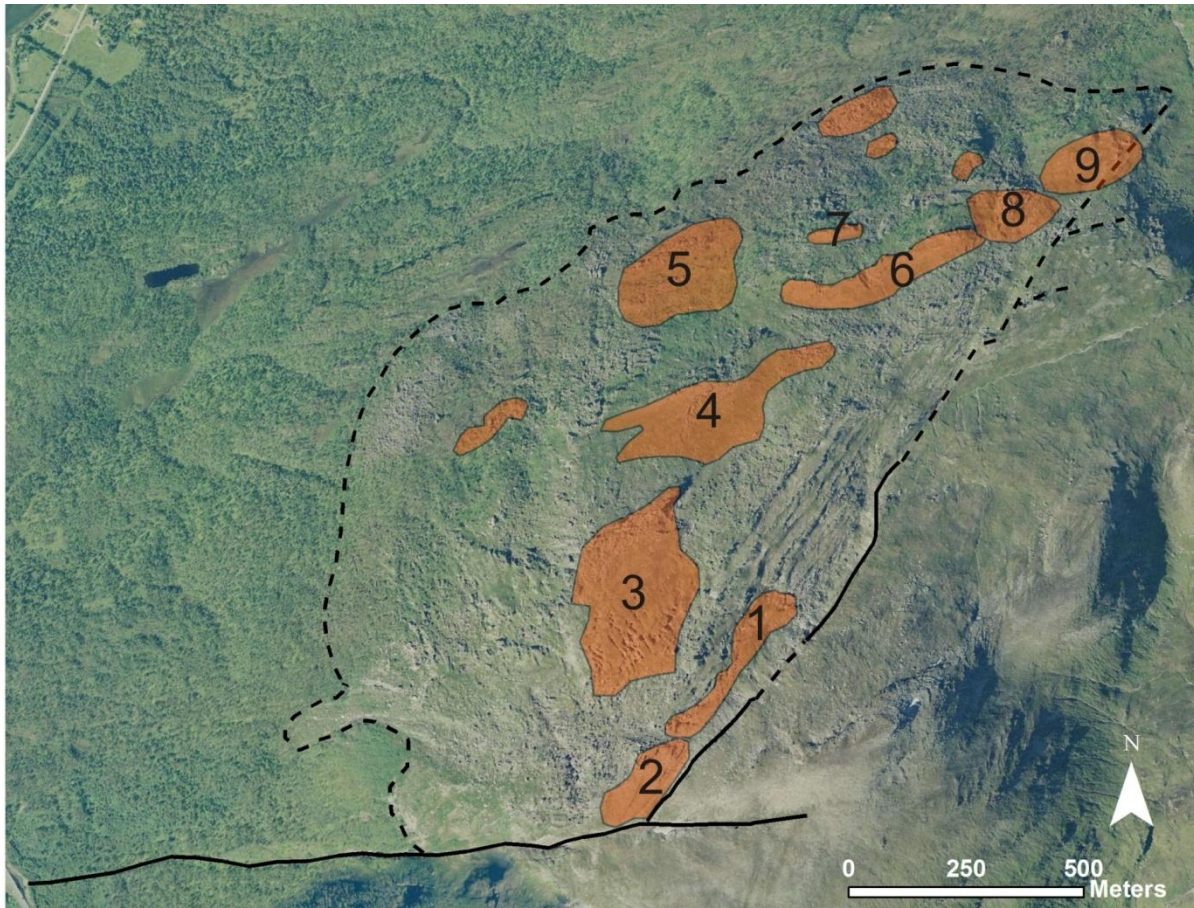
Morfologiske terrasser er definert som tilnærmede horisontale eller slakt hellende parti i løsmasser eller fast fjell (se kap. 1.6). I skredet i Laksvatnfjellet er områder innad i skredet hvor overflatehelningen er  $< 25^\circ$ , klassifisert som terrasser (Fig. 4.36). Terrassene er enten bart fjell eller dekket av vegetasjon, uten opptreden av løse blokker. Berggrunnen er forholdsvis intakt, med opptreden av sprekker og synkehull. Enkelte terrasser har tilnærmet horisontal overflate eller de heller slakt inn mot fjellsiden. Området med rygger i øvre del av skredet (se kap. 4.4.3) er også av de slakere partiene, men siden berggrunnen er delvis utrast er området ikke klassifisert som en terrasse.

Terrassen 1 (Fig. 4.36) i øvre deler av skredet består i flere mindre terrasser i forskjellige høyder (Fig. 4.2 b). Deler av berggrunnen i dette området, har en gabbroisk sammensetning

og dårlig utviklet foliasjon. Målinger av foliasjonen er gjort i fyllittiske bergarter i området og viser stor variasjon, fra strøk NØ-SV og fall mot NV, til strøk NNØ-SSV og fall mot ØSØ.

Terrassen 2 (Fig. 4.36) ligger rett nedenfor sørlige deler av bakskrenten i øvre del av skredet. Høyden i bakskrenten bak terrassen er mindre enn lenger nord i øvre deler av skredet. Berggrunnen er tidligere beskrevet som relativt intakt, med dype sprekker som deler opp berggrunnen i blokker, som er rotert i forhold til hverandre og danner en antiklinal struktur (se kap. 4.3.4)

I midtre deler av skredet opptrer relativt store slake partier som er tolket som terrasse 3 og 4 (Fig. 4.36). I terrasse 3 er det en ujevn overflatemorfologi på grunn av opptreden av ryggsegmenter (se kap. 4.4.3), sprekker og synkehull (se kap. 4.4.4.). Foliasjonen i berggrunnen i dette området stryker ØNØ-VSV og faller 10-20° mot NNV (Fig. 4.36). Terrasse 4 (Fig. 4.36) har en mer jevn overflatemorfologi. Langs ytterkanten av den, skiller avbøyde NØ-SV til NNØ-SSV strykende sprekker, ytre deler av terrassen fra berggrunnen bak. Overflaten til den ytre delen av terrassen ser ut til å helle slakt utover (Fig. 4.37) og foliasjonen i berggrunnen har strøk ØNØ-VNV og fall 16° mot VNV. Foliasjonen i berggrunnen like bak har derimot strøk N-S og fall 14° mot Ø.



**Figur 4.36:** Flyfoto over skredområdet som viser terrasser (oransje områder), hvor overflatehelningen er relativt slak ( $<25^\circ$ ) og berggrunnen tilnærmet intakt. Stereoplott illustrerer foliasjon i berggrunnen i terrassene.



**Figur 4.37:** Ytre del av terrasse 4 i midtre deler av skredet, hvor overflaten heller slakt utover, og som avgrenses i bakkant av flere avbøyde NØ-SV til NNØ-SSV strykende sprekker (stilpet hvit). Merk og tverrgående sprekker helt ute på kanten av terrassen.

Den største terrassen (6) (Fig.4.36) som ligger i skrenten nord i nedre del av skredet, har en buet geometri i horisontalt snitt og er ca. 350 m lang og 80 m bred (Fig. 4.38), og stryker ca. ØNØ-VSV. Overflaten som er relativt plan heller ca. 20° inn mot fjellet. I bakkant av terrassen er det en ca. 60 m høy skrent, dekket av løse blokker. Foliasjonen i bergartene i terrassen har gjennomsnittlig strøk NØ-SV og fall 10-20° mot SØ. Det vil si at foliasjonen i terrassen faller inn mot skrenten, som er stort avvik fra foliasjon målt langs skrentkanten øverst i skrenten bak terrassen, hvor foliasjonen faller 17 ° mot V (Fig 4.40). Den slakt hellende overflaten til terrassen, ser også ut til å være kontrollert av foliasjonen. Langs kanten av terrassen er det dype sprekker i berggrunnen, og flere steder er det tverrsprekker som nesten kutter gjennom hele terrassen. Den største av dem er i midten av terrassen, og har en åpning på ca. 20 m på det meste.

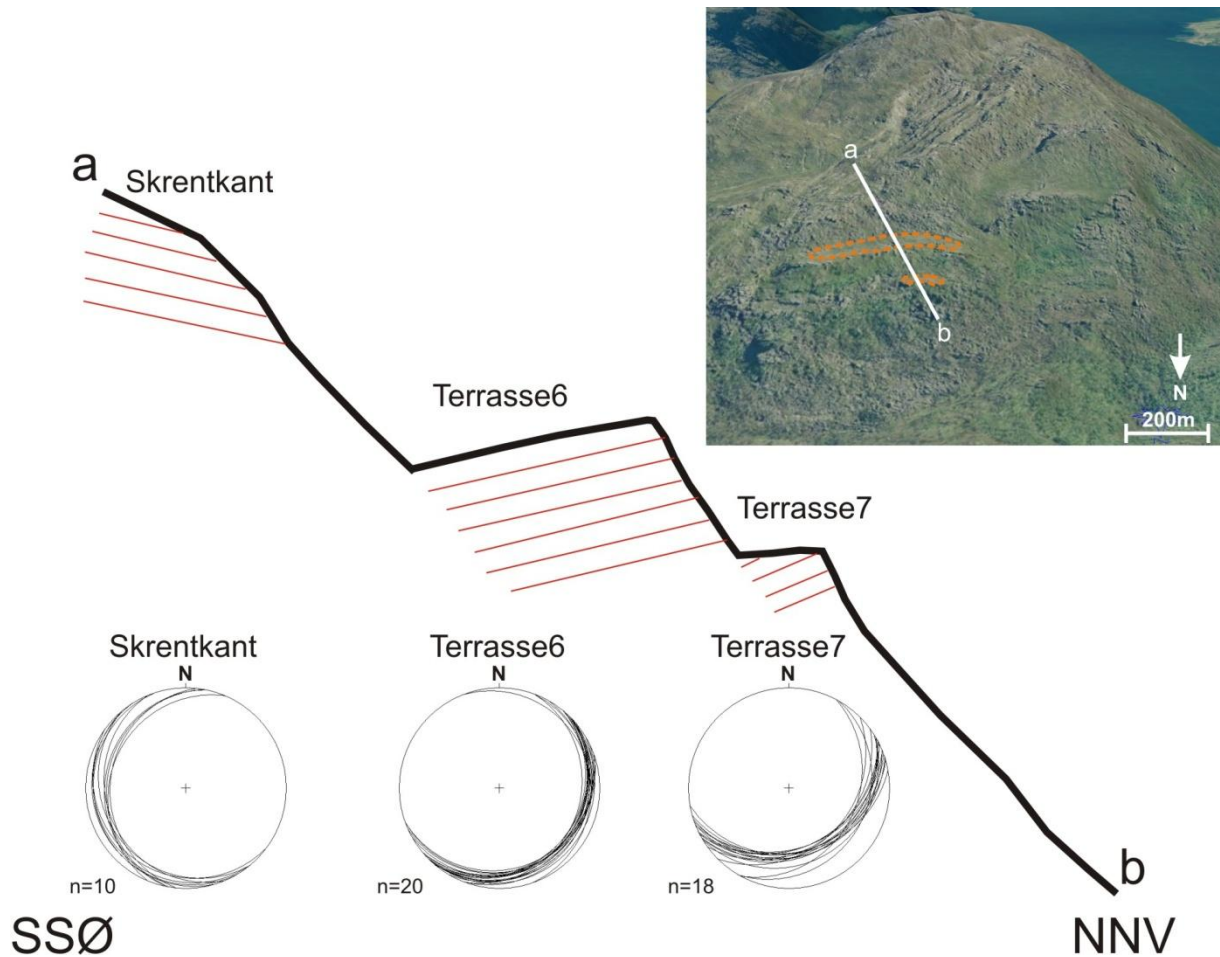
Nedenfor, den største terrassen ligger en mindre terrasse (7) (Fig. 4.36) hvor overflaten er tilnærmet horisontal (Fig. 4.39). Foliasjonen i berggrunnen i denne terrassen stryker NØ-SV og faller 20-40° mot SØ (Fig. 4.35). Det betyr at foliasjonen i den mindre terrassen lenger ned faller ennå brattere inn mot skrenten enn foliasjonen i den store terrassen ovenfor (Fig. 4.40).



Figur 4.38: Terrassen (6) i nedre deler av skredet, som har en bueformet geometri, og hvor overflaten heller ca. 10-15 ° inn mot fjellsiden. I bakkant av terrassen til høyre, sees en bratt skrent.



Figur 4.39: Mindre terrassene (7) i nedre del av skredet, med en plan noenlunde horisontal overflate, og en bratt skrent i bakkant.

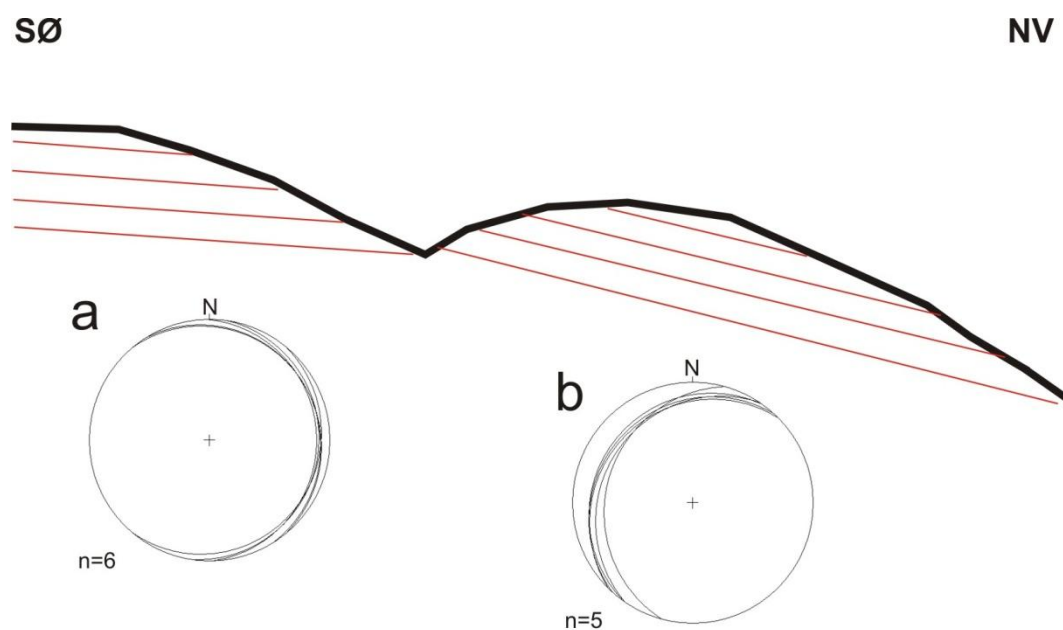


**Figur 4.40:** Illustrasjon av profil (a-b) gjennom skrent og terrasser nord i nedre del av skredet, som viser samsvaret mellom morfologien og foliasjonen (røde linjer) i berggrunnen. Målinger av foliasjonen i skrenten og terrassen er fremstilt i stereoplott. Foliasjonen i terrassene faller slakt til moderat inn mot skrenten, mens foliasjonen i skrentkanten faller slakt ned fjellsiden. Fotoutsnitt viser 3D-modell over Laksvatnfjellet ([www.norgei3d.no](http://www.norgei3d.no)) og profillinjens plassering i skredet.

Bak en av terrassene nordøst i skredområdet (merket 9) (Fig. 4.41), er det en dyp forsenkning i terrenget, som er blitt tolket å være en del av bakskrenten. Foliasjonen i berggrunnen i denne terrassen har strøk NØ-SV og fall 20-30° mot NV. Foliasjonen i berggrunnen bak terrassen derimot, har strøk N-S og fall ca 10° mot Ø (Fig 4.42).



Figur 4.41: Terrassen 9 i nord skredet, hvor en fordypning i terrenget (hvitstiplet linje) skiller terrassen fra berggrunnen i bakkant.



Figur 4.42: Illustrasjon av overflatmorfologi og foliasjon i terrasse 9 og berggrunnen i bakkant av fordypningen. Foliasjonsmålingene er fremstilt i stereoplottene. Foliasjonen i terrassen har strøk NØ-SV og fall 20-30° mot NV. Foliasjonen i berggrunnen bak terrassen derimot, har strøk N-S og fall ca 10° mot Ø.

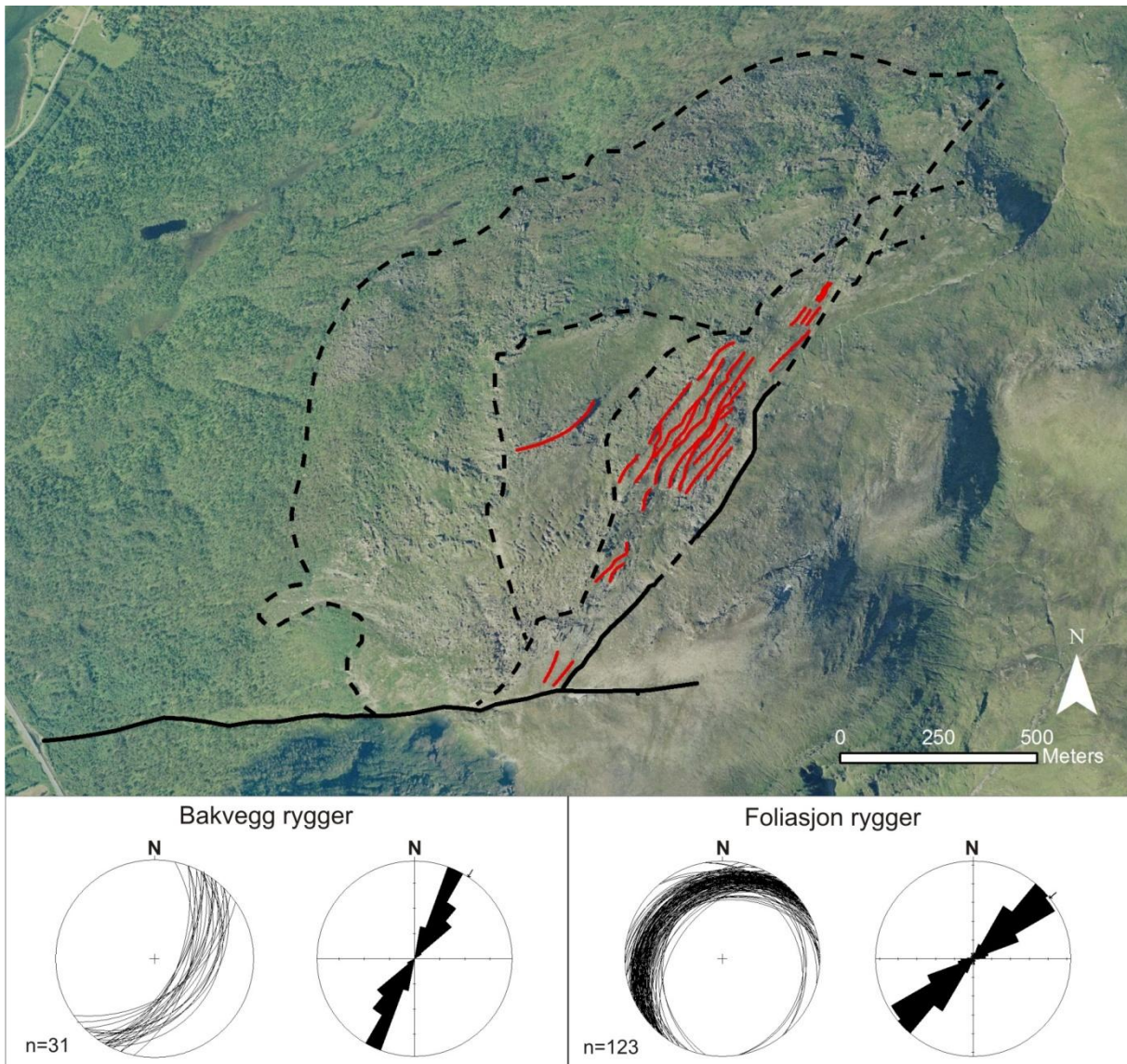
#### 4.4.3 Rygger

I oppgaven er morfologiske langsgående forhøyninger i terrenget klassifisert som rygger (se kap 1.6). Midt i øvre deler av skredet, hvor den vertikale forflytningen i bakskrenten er størst, opptrer en ansamling av 300-400 m lange NNØ-SSV og NØ-SV orienterte rygger i forskjellige høyder nedover i terrenget (Fig. 4.43). Overflategradienten i området er relativt slak. I sør dreier orienteringen av ryggene til mer N-S, før de brått opphører (Fig. 4.44). Noen av dem splittes opp i to rygger, som fortsetter videre med samme orienteringen, og danner et forgreinet mønster. Avstanden mellom ryggene varierer fra 10-30 m, og mellom dem er det langsgående parallelle dype grøfter. Den fremste av ryggene i denne ansamlingen, er betydelig høyere enn resten og det er dannet en dyp grøft i bakkant av denne. Foran den fremste av ryggene er det en skrent, som fører ned til en slakere terrasse i midtre deler av skredet.



**Figur 4.43:** Fotoer viser ansamlingen av langsgående NØ-SV og NNØ-SSV orienterte parallelle rygger i øvre deler av skredet.





**Figur 4.44:** Flyfoto over skredområdet, som viser parallelle rygger (røde linjer) som danner langsgående forhøyninger i terrenget i øvre deler av skredet. Stereoplott og rosedigram viser orientering av foliasjonen i berggrunnen i ryggene, orientering av bakveggen til ryggene. Foliasjonen i berggrunnen har gjennomsnittlig strøk NØ-SV til NNØ-SSV og fall 20-30° mot NV og NNV. Bakveggen til ryggene stryker NNØ-SSV og NØ-SV, med fall 50-70° mot ØSØ og SØ.

I midten av skredet er det en rygg, med en bratt bakvegg og dyp NØ-SV gående forsenkning bak deler av ryggen. I horisontalt snitt har ryggen en buformet geometri. Den bratte bakveggen til hele ryggen, er på samme måte som i ryggene i øvre deler av skredet, parallell med krenulasjonskløven (S2) i berggrunnen i ryggen.



Figur 4. 45: Rygger i øvre del av skredet, som ligger tett inntil hverandre og hvor toppen av ryggen (til venstre) er rotert inn mot bakveggen til ryggen til høyre.



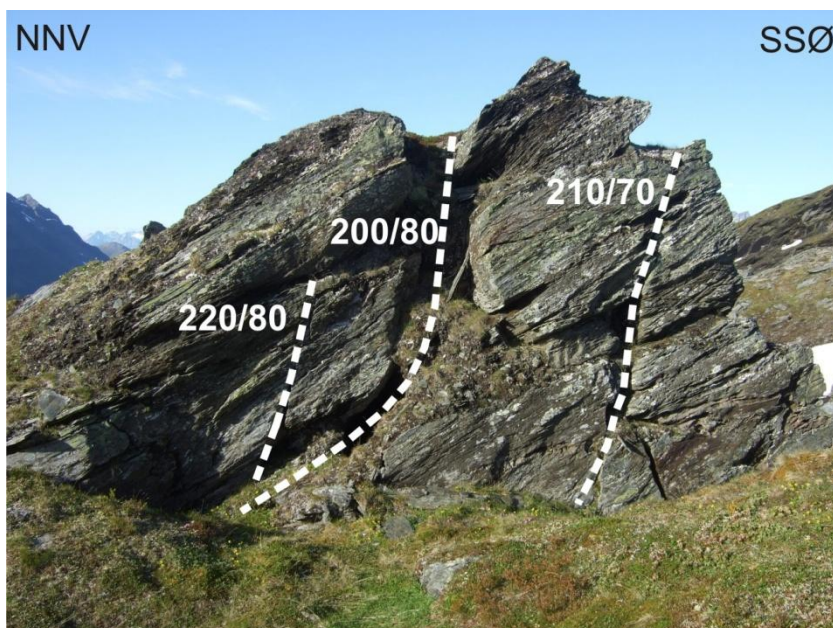
Figur 4.46: Bildet viser en markant rygg i øvre deler av skredet, hvor et lag med papirskifer (utsnitt øverst til høyre) er observert i nedre del av ryggen.

Den gjennomsnittlige høyden av ryggene varierer fra 2-5 m. Ryggene har en bratt bakvegg som faller inn mot fjellsiden. Målinger av bakveggen (Fig. 4.44) og observasjoner i felt (Fig. 4.47), tilsier at den er parallell med krenulasjonskløven (S2) i det aktuelle området (Fig. 4.7). Bakveggen er tydeligvis svært utsatt for forvitring, og stedvis fyller løse blokker grøftene mellom ryggene. I ryggene er det observert langsgående sprekker med meget bratt fall mot NNV. Sprekkene ser ut til og flate ut og følge foliasjonen i ryggene (Fig. 4.48). Dette gir samme avlastningsplan med trappetrinnsgeometri, som er observert andre steder i skredet (se kap. 4.3.1). Fremkanten og overflaten av ryggene er en slakere vegetasjonsdekket skråning som faller 30-50° ned fjellsiden, og er parallell med den godt utviklede foliasjonen i berggrunnen i ryggene (Fig. 4.48).

Berggrunnen i ryggene består av fyllitt og glimmerskifer, med innslag av lag med papirskifer. Foliasjonen i ryggene i øvre deler av skredet avviker markant fra foliasjonen i berggrunnen i fast fjell ovenfor skredet. Men bakgrunn i målinger av foliasjon i berggrunnen i flere av ryggene, er det gjennomsnittlige strøket NØ-SV og gjennomsnittlig fall 20-30° mot NV (Fig. 4.44). Ryggen i midtre deler av skredet har slakere foliasjon som faller 18° mot NNV.



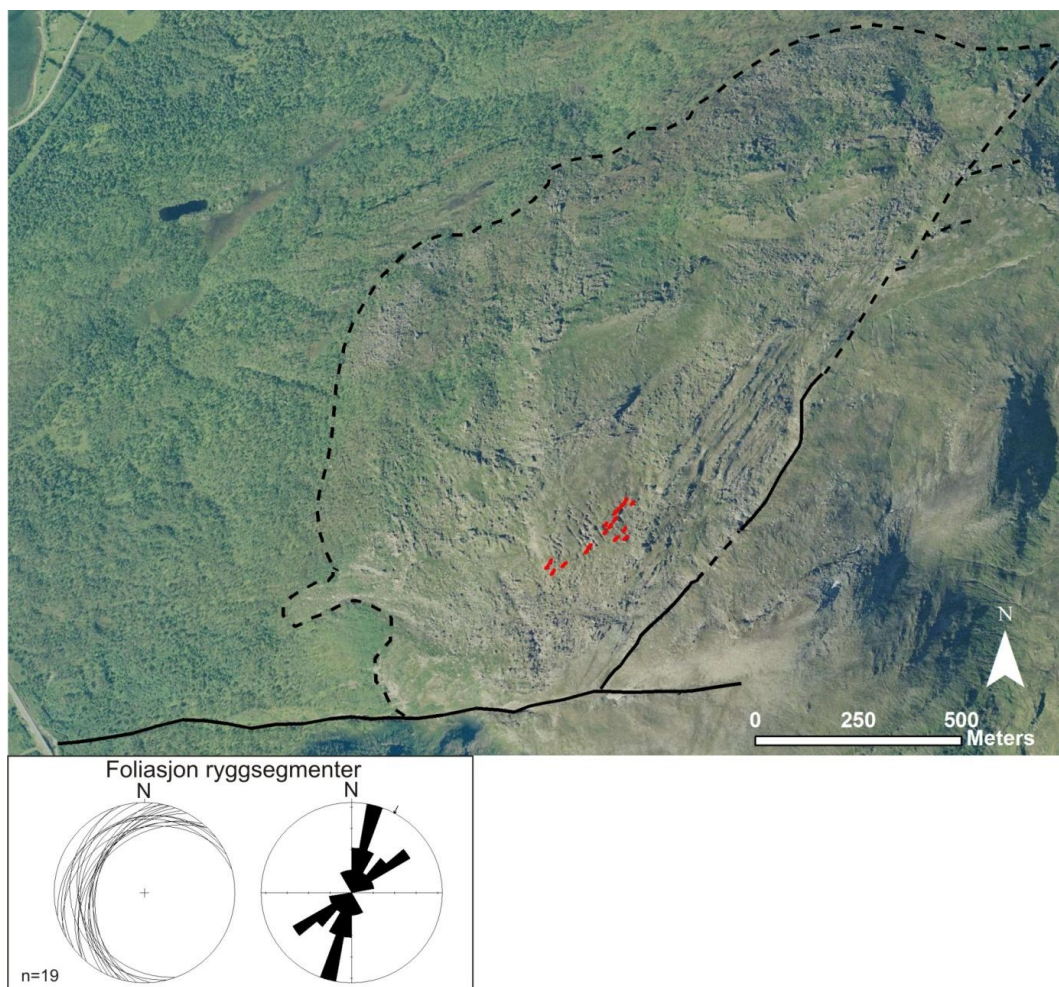
**Fig 4.47:** Tverrsnitt gjennom en av ryggene i øvre del av skredet, hvor man tydelig kan se at bakveggen til ryggen er parallell med krenulasjonskløven (S2).



**Figur 4.48:** Tverrsnitt gjennom rygg i øvre deler av skredet, hvor bakveggen til ryggen stryker NNØ-SSV og faller ca. 65 ° inn mot fjellsiden, og NNØ-SSV gående sprekker med fall 70-80° mot NNØ kan observeres langsgående med ryggen. Merk at den midterste av de langsgående sprekkene flater ut i dypet, og ser ut til å følge foliasjonen i ryggen, som faller 20-30° mot NV.

I øvre del av terrasse (4) i midtre deler av skredet ligger flere ryggsegmenter langs NØ-SV gående linjer i terrenget (Fig. 4.49), og fremstår som blokker som er stuvet opp i forhold til den omliggende berggrunnen (Fig. 4.50). Ryggsegmentene er adskilt av tverrsprekker, hvor åpningen er opptil flere meter. Foliasjonen i ryggsegmentene stryker NNØ-SSV og NØ-SV med fall 20-40° mot VNV og NV (Fig. 4.49)

Berggrunnen i ryggsegmentene er også tydelig påvirket av erosjon og forvitring, og flak av papirskifer ligger som et dekke på overflaten. Papirskifer opptrer ofte i øvre del av disse ryggsegmentene, mens det i nedre del av blokkene er opptreden av metapsamitt med dårlig utviklet foliasjon (Fig. 4.51). Men det er også observert lag med godt folliert bergart innimellom metapsamitten (Fig. 4.52).



Figur 4.49: Flybildet over skredområdet, hvor de mest markante ryggsegmentene er markert med rødt. Foliasjonen i ryggsegmentene stryker NNØ-SSV og NØ-SV med fall 20-40° mot VNV og NV.



Figur 4.50: Ryggsegmenter i midtre deler av skredet, som er tydelig stuvet opp i terrenget. Foliasjonen i ryggsegmentene faller moderat (20-40°) ned fjellsiden.

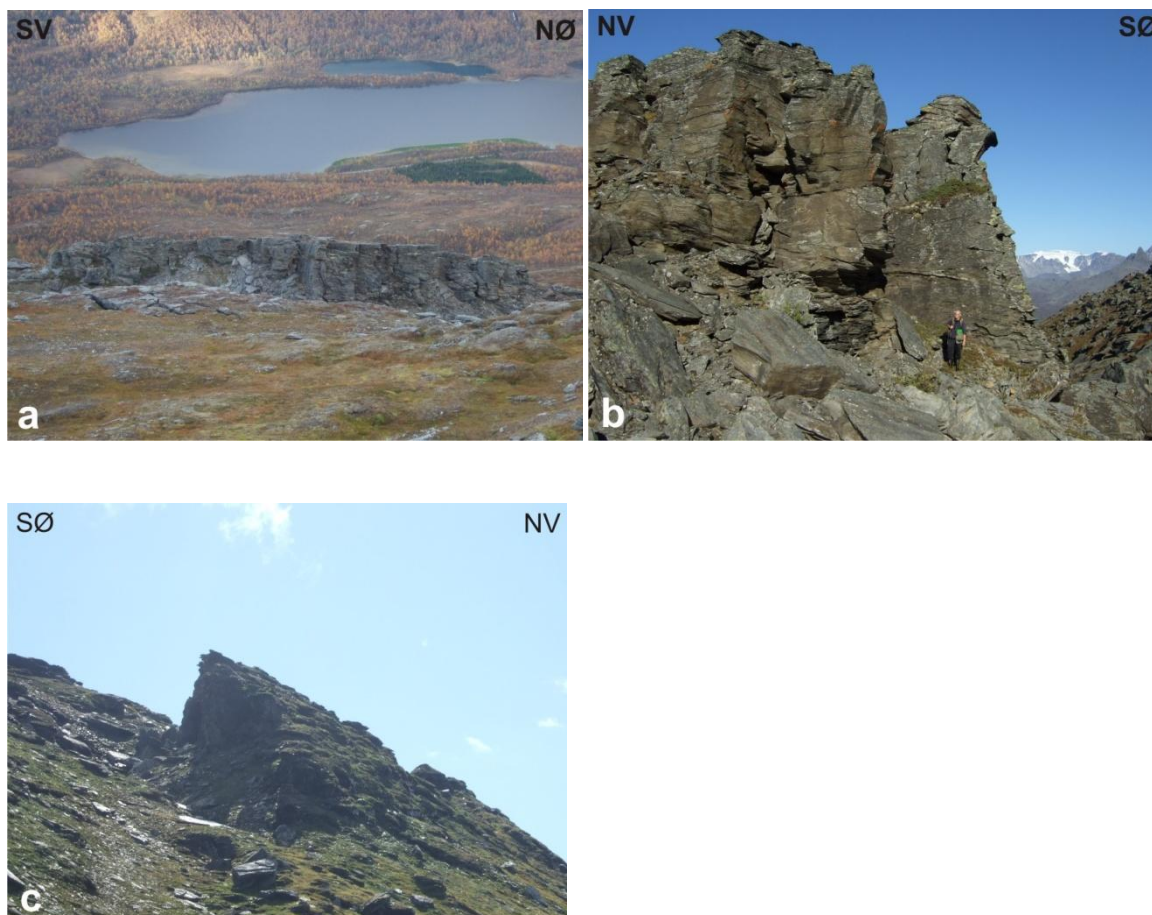


Figur 4.51: Kontakt mellom papirskifer i øvre del av ryggsegmentene og bergart med dårligere utviklet foliasjon i nedre del.



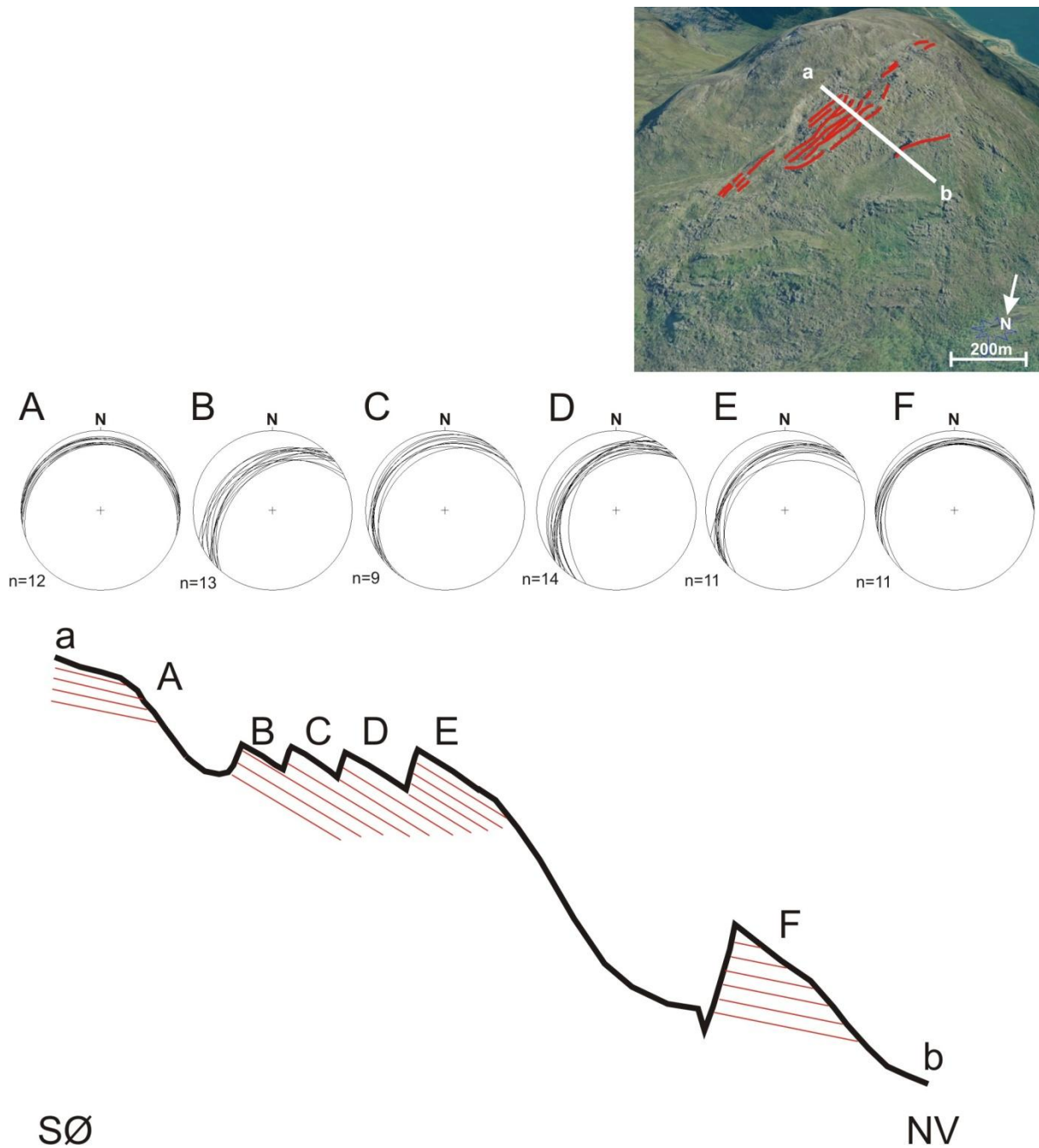
Figur 4.52: Bergart med tett utviklet hovedfoliasjon (S1) som lag innimellom en bergart med dårlig utviklet hovedfoliasjon (S1).

I midtre deler av skredet er det en ca. 200 m lang meget tydelig rygg (Fig. 4.53a) Bakkanten av ryggen danner en 10-15 m høy tilnærmet loddrett vegg og i fremkant en bratt skråning, med spredte løse blokker (Fig. 4.53 b, c). Bak ryggen er det en dyp grøft, som kan sees som en tydelig skygge i flybildet. Foliasjonen til bergartene i denne ryggen har gjennomsnittlig strøk VSV-ØNØ og fall 18° mot NNØ. Det vil si betydelig slakere fall enn ryggene lenger opp i skredet.



**Figur4.53: (a) Bakkanten til den ca. 200 m. lange ryggen midtre deler av skredet. (b) Bakkanten til ryggen er en ca. 10-15 m høy loddrett vegg. Grøften bak ryggen er fylt opp av løse blokker. (c) Profil av ryggen, hvor bakkanten fremstår som en bratt skrent som faller inn mot fjellsiden, og fremkanten er en noe slakere skrent som faller ned fjellsiden.**

For å fremskaffe mer detaljerte data, er orienteringen av foliasjonen i ryggene målt systematisk langs et profil (a-b) i øvre deler av skredet (Fig. 4.54). Målingene viser at foliasjonen i fast fjell i baksikanten og den fremste av ryggene (i midten av skredområdet) har strøk ØNØ-VSV og fall slakt 10-20° mot NNV. I de resterende ryggene har foliasjonen strøk NØ-SV og fall noe brattere 20-40° mot NV (Fig. 4.54).

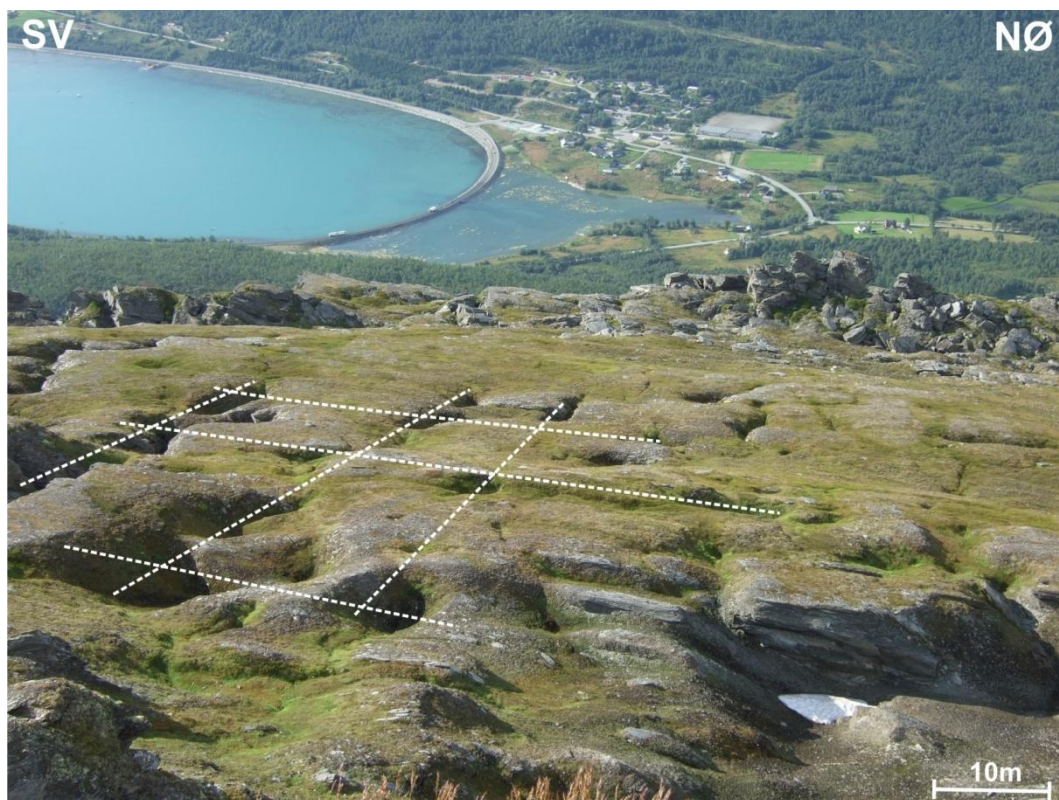


Figur 4.54: Illustrasjon av profil (a-b) gjennom baskrenten og ryggene øvre og midtre deler av skredområdet, som viser samsvaret mellom morfologien og foliasjonen (røde linjer) i berggrunnen. Målinger av foliasjonen i baskrenten og terrassen er fremstilt i stereoplott. Foliasjon i ryggene faller moderat ned fjellsiden, mens foliasjon i baskrenten og den nedreste ryggen faller slakt ned fjellsiden. Fotoutsnitt viser 3D- modell over Laksvatnfjellet ([www.norgei3d.no](http://www.norgei3d.no)) og profilinjens plassering i skredet.

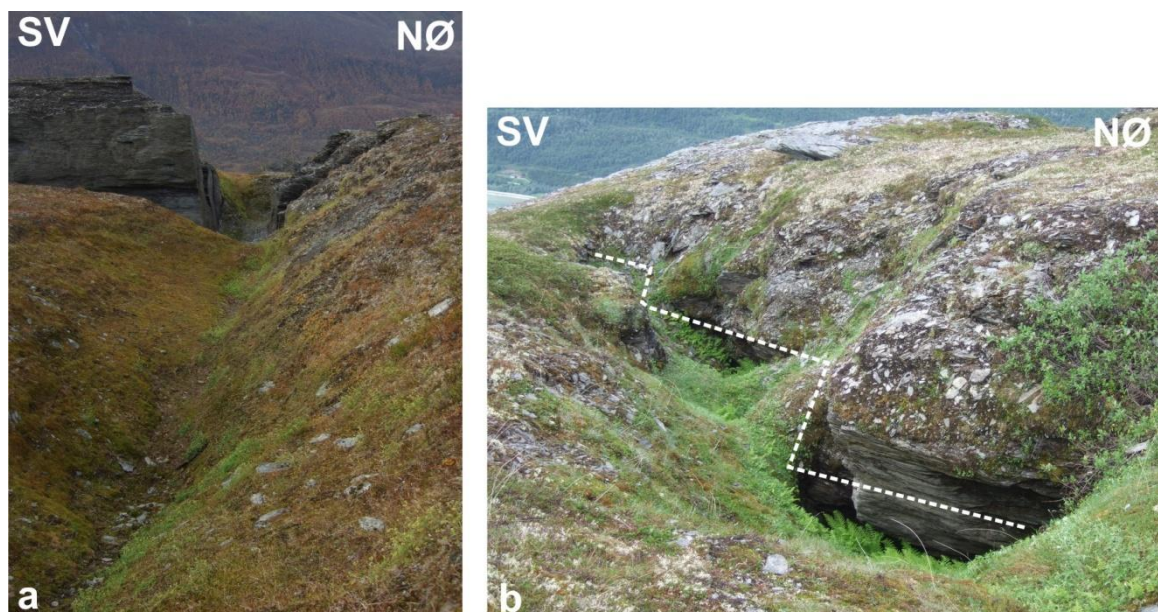


#### 4.4.4 Synkehull

Synkehull er innsynkninger i jordsmonnet, som skaper fordypninger i terrenget. Opprinnelig er synkehull definert å dannes som følge av oppløsning av kalkstein (se kap. 1.6). Sirkulære forsenkninger i overflaten og hull i berggrunnen kartlagt i ustabile fjellpartier i Norge, er også benevnt som synkehull (Henderson et al., 2011b). Den kartlagte berggrunnen i Laksvatnfjellet inneholder ikke kalkstein, men synkehullene er likevel antatt å skyldes hulrom i berggrunnen forårsaket av sprekker, som får det overliggende jordsmonnet til å synke inn. Synkehull opptrer først og fremst i terrasser i skredet, hvor berggrunnen er antatt tilnærmet intakt. Geometrien til synkehullene spenner fra rette linære til mer sirkulære. I terrasse (3) i midtre deler av skredet er det et systematisk mønster av synkehull (Fig. 4.55), som gir en ujevn overflatemorfologi. Synkehullene ligger langs tilnærmede parallelle linjer i terrenget, og flere steder kan man se at linære forsenkninger utvikler seg til en åpen sprekk i berggrunnen (Fig. 4.56a). Det betyr at de linære synkehull er parallelle med sprekke i berggrunnen i det aktuelle området, og derfor også kan tolkes å være innsynkninger som følge av underliggende åpne sprekker i berggrunnen. Andre observasjoner viser at linære synkehull ikke følger strøket til sprekke like regelmessig, men opptrer der hvor det har vært åpning langs både langsgående og tverrgående sprekker (Fig. 4.56b). Langs enkelte av de linære synkehullene er det gjort observasjoner som kan tolkes som tegn på nylig bevegelse i berggrunnen (Fig. 4.57). Et annet viktig punkt, er at det i flere av synkehullene vokser bregner. Det kan være et tegn på at det er fuktig miljø, som kan bety at det i forsinkingene foregår drenering av vann.



Figur 4.55: Foto som viser terrasse i midtre deler av skredet hvor opptreden av sirkulære og linære synkehull gir en ujevn overflatemorfologi. Synkehullene ser ut til å ligge langs tilnærmede parallelle linjer i terrenget, med tilnærmet lik orientering som langsgående og tverrgående sprekker i samme området (se kap. 4.3.4). Sirkulære forsenkninger ser ut til å opptre der linjene krysser hverandre.



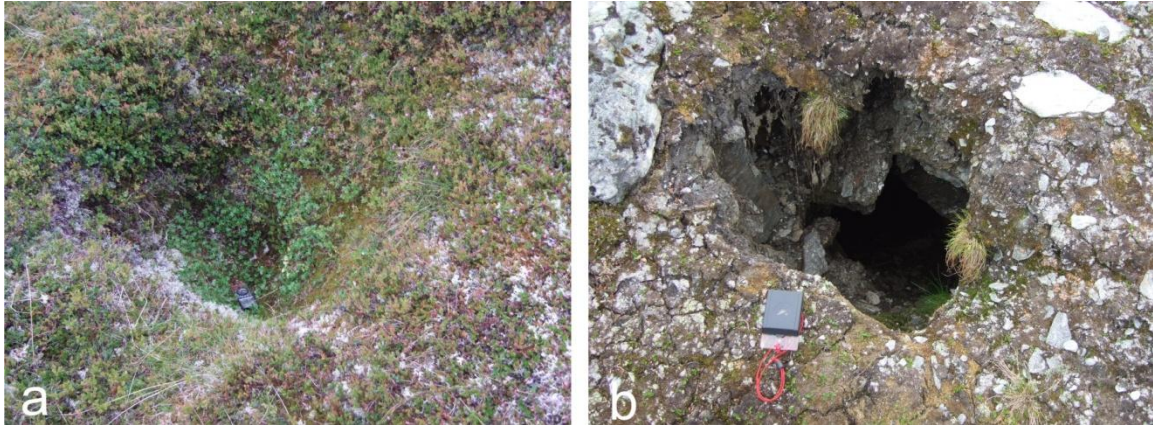
Figur 4.56: (a) Linært synkehull, som ligger på linje med en åpen tverrsprekk i fremgrunnen i bildet. (b) Linært synkehull som ikke følger kontinuerlig strøket til steppende sprekker i berggrunnen (hvit stiplet linje), men heller ser ut til å ligge langs krysningspunkter mellom sprekker.

Størrelsen til de sirkulære synkehullene varierer fra noen titalls centimeter og opptil et par meter i diameter. De største av dem ser ut til at de opptrer der hvor tversgående og langsgående sprekker i berggrunnen krysser hverandre (Fig. 4.55). Mindre sirkulære synkehull opptrer ofte på linje i terrenget, som antyder at de er anriket langs sprekker i berggrunnen. De opptrer både som fordypninger i terrenget (Fig. 4.58a) og revner i jordsmonnet som avdekker dype hull i berggrunnen (Fig. 4.58b). Åpningene i hullene kan sies og gjennomsnittlig være 0,5 m og dybden kan være opptil flere meter.

Ellers i skredet opptrer linære fordypninger i terrenget, som ikke bestandig er like lett å få øye på i felt, men som lett kan observeres som lineamenter i flybildet. Enkelte av dem kan følges flere titalls meter i terrenget.



**Figur 4.57: Forsenkning i terrenget, hvor revnen i jordsmonnet antyder relativt nylig bevegelse i terrasse i midtre deler av skredet.**



Figur 4.58: (a) Mindre sirkulære synkehull som fremstår som fordypninger i jordsmonnet, eller revner i jordsmonnet og dype hull i berggrunnen (b).

#### 4.4.5. Løse blokker i skrenter

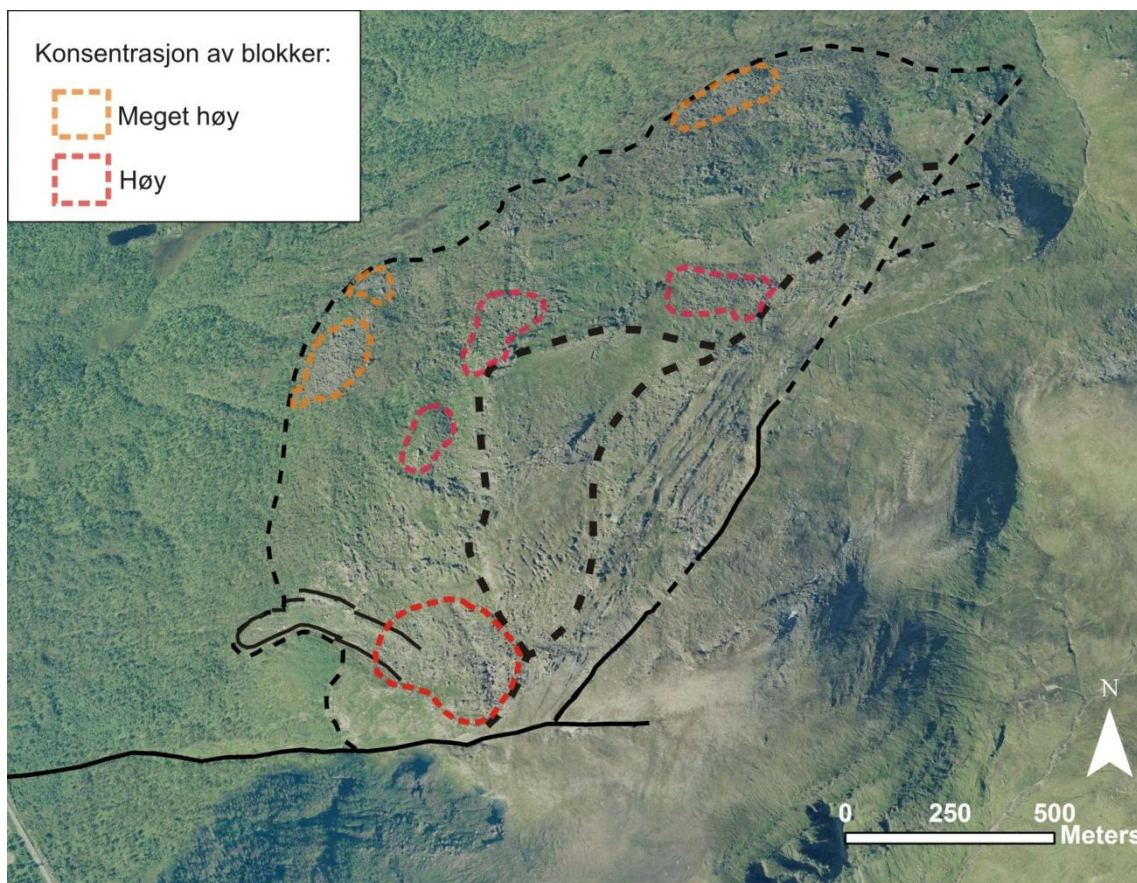
I skrentene opptrer spredte og mindre konsentrasjoner av løse blokker av fyllitt. Foliasjonen i blokkene er orientert usystematisk, og underbygger at blokkene har blitt transportert. Størrelsen på blokkene varierer mye, men gjennomsnittlig er de fra 0,5 m og opp til 3 m i diameter. De er relativt kantete, hvilket antyder at de er kort transporterte (Fig. 4.59). I deler av skrentene er det områder med relativt høy konsentrasjon av blokker (Fig. 4.60). Disse er blitt benevnt som områder med høy eller meget høy konsentrasjon av blokker (Fig. 4.61). Slike opphopninger av blokker i skrenter, kan også benevnes som talus (se kap 1.6). I områder med meget høy konsentrasjon av blokker, er den underliggende berggrunnen ikke lenger synlig og områdene kan observeres som tydelig gråe felt i skråningen og i flybildet. Disse områdene ligger helt i ytterkant og nederst i skråningene i nedre del av skredet, der hvor overflategradienten i skrenten flater ut. Helt sør i nedre deler av skredet er overflategradienten relativt bratt og skråningen har en høy konsentrasjon av løse blokker. Ovenfor denne skrenten ligger en av terrassene sør i øvre deler av skredet, hvor det også er observert delvis løse blokker. I samme skrenten er det også observert en avsetning av relativt spredte løse blokker i en tydelig lang smal lobe (Fig. 4.61) som strekker lenger ned enn selve ytterkanten til skredet i resten av skrenten. Avsetningene i loben virker relativt overgrodde, og konsentrasjon av blokker er heller ikke spesielt høy. Det kan derfor være at utrasningen har vært en enkelthendelse, hvor en masse av blokker og mindre løsmateriale ble transportert nedover fjellsiden.



**Figur 4.59:** Skrent i nedre deler av skredet hvor det er opptreden av kantede blokker med varierende størrelse.



**Figur 4.60:** Bildet viser en konsentrasjon av blokker i nedre deler av skredet. I flybildet kan disse områdene sees som gråe felt i de ellers grønnfargede skrånningene, på grunn av en særdeles stor opphoping av blokker.



Figur 4.61: Flybilde over skredområdet som viser områder med høy og meget høy konsentrasjon av løse blokker. Merk lobeformen som opptrer helt sør i nedre deler av skredet.

#### 4.4.6 Oppsummering

Morfologiske skrenter (Fig. 4.33) er definert som områder med relativt bratt overflatehelning. Baskrenten er øvre grense mellom skredet og intakt fjell. Deler av baskrenten opptrer som en tydelig NNØ-SSV og NØ-SV strykende skrent som danner et markant "hakk" i fjellet. Lenger nord i skredet er baskrenten antatt og splittes opp i flere ØNØ-VSV strykende skrenter. Skrenter opptrer også i fremkant av ansamlingen av rygger i øvre deler av skredet, og fremkant av den høye ryggen i midtre deler av skredet. Nedre deler av skredet består i hovedsak av bratte skrenter. Brekket i skråningsprofil i øvre del av skrentene er klassifisert som skrentkanter.

Slakere områder med forholdsvis intakt berggrunn, er klassifisert som terrasser og opptrer i øvre, midtre og nedre del av skredet (Fig. 4.36). De største terrassene ligger i midtre deler av skredet, og overflaten i dem og foilasjonen heller slakt nedover fjellsiden. Nord i nedre deler

av skredet er den en stor buet terrasse, hvor overflaten og foliasjonen heller inn mot skrenten.

Store deler av området i øvre del av skredet domineres av NNØ-SSV og NØ-SV gående morfologiske rygger (Fig. 4.44), som er parallelle med bakskrenten. Foliasjonen i ryggene faller moderat (20-30 °) mot NV og bakveggen er henholdsvis parallell med krenulasjonskløven (S2).

I terrasser i midtre deler av skredet er det en stor anrikning av synkehull, som ser ut til og anrikes lang underliggende sprekker i berggrunnen.

Skrentene, spesielt i nedre deler av skredet er dekket av løse blokker og talus materiale (Fig. 4.62).

#### **4.5 Beskrivelse av InSAR data**

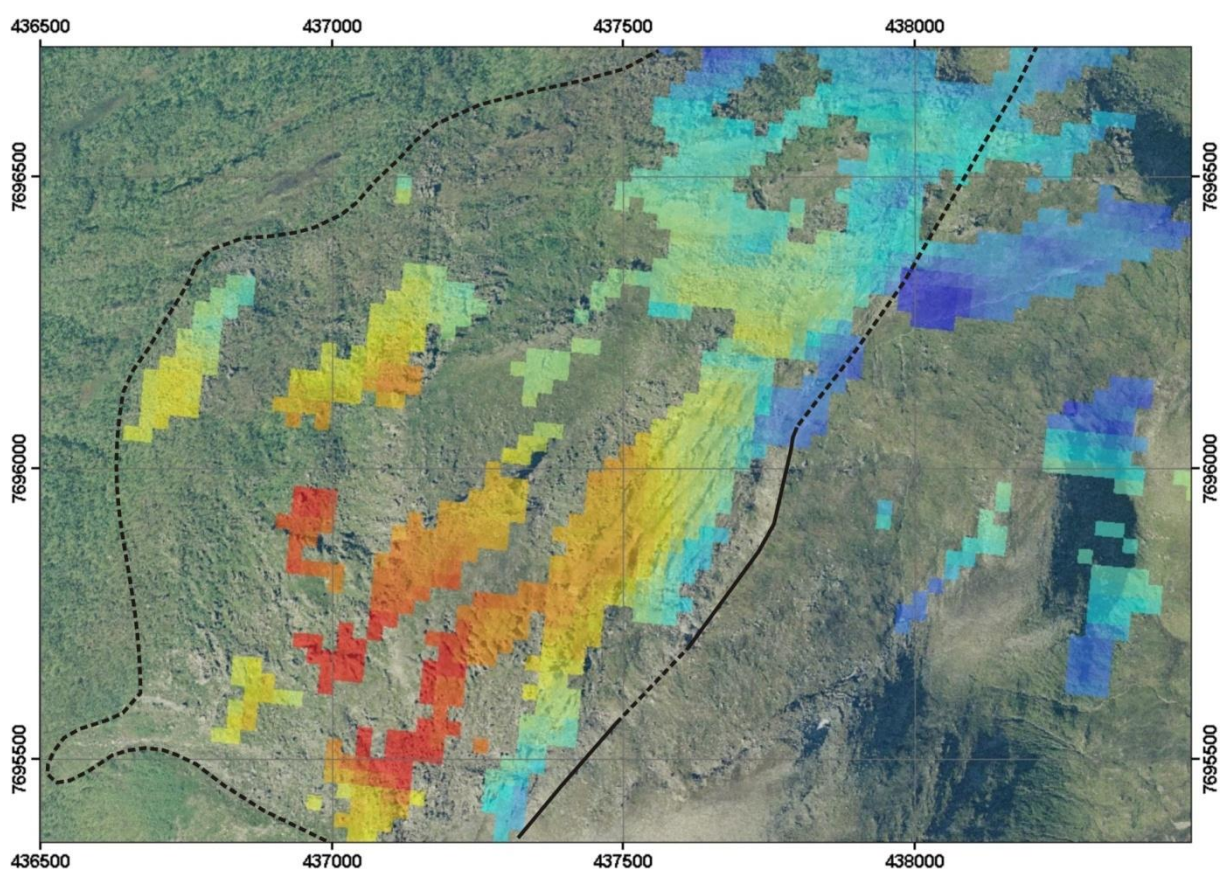
InSAR data fra Laksvatnfjellet (Fig. 4.63) er hentet fra ERS satellitten, og viser bevegelse i jordoverflaten fra tidsrommet 1992-1999. Hver piksel i flybildet (Fig 4.62) tilsvarer et område på ca. 50×30 m. og fargen på pikslene angir hastigheten (LOS) mm/år for det området. I områder uten fargepikslar er det ikke noen informasjon fra satellitten, og kan skyldes vegetasjon (Henderson et al., 2009). Ved utregning av hastigheten er det filtrert ut blant annet atmosfæriske forstyrrelser, og det er heller ikke tatt med bilder da områder var dekket av snø (Henderson et al., 2011).

Områder i flybildet med rød-orange pikslar skal i følge målinger fra InSAR satellitten ha en bevegelsehastighet på 5-10 mm i året mot vest, bort fra satellitten. Grønne og gule pikslar viser en hastighet på 0-4 mm i året mot vest, bort fra satellitten. Blå områder derimot representerer en bevegelse mot satellitten (Henderson et al., 2011). Dataene kan i midlertidig ikke tolkes entydig som et mål på virkelig forflytning (Bunholt et al., 2011), men derimot som relativ bevegelse i berggrunnen. Områder som beveger seg bort fra satellitten kan antas å bevege seg ned fjellsiden.

I følge InSAR dataene har deler av berggrunnen sør i skredet beveget seg bort fra satellitten i tidsrommet 1992-1999, og berggrunnen nord i skredet har beveget seg mot satellitten, i lag med deler av berggrunnen som ligger inn med bakskrenten i øvre deler av skredet. Områder

i skredet som viser størst bevegelse bort fra satellitten er den øvre terrassen i midtre deler av skredet og mindre avgrensede partier sør i nedre deler av skredet. I terrassen i midtre deler av skredet er det observert stor anrikning av synkehull og revner i vegetasjonsdekket som antyder bevegelse i berggrunnen.

Områdene i skredet som ut fra InSAR data viser resent bevegelse i tidsrommet 1992-1999, kan ut fra flybildet tolkes å følge to NØ-SV strykende soner, som er parallelle med bakskrenten.



**Figur 4.62:** Modifisert foto av InSAR data over Laksvatnfjellet (Henderson et al. 2009), hvor områder sør i skredet viser størst bevegelse bort fra satellitten, og områder nord i skredet viser bevegelse mot



## Kapittel 5 - Diskusjon

### 5.1 Innledning

I dette kapittelet vil jeg først diskutere og tolke sammenhengen mellom indre struktur og morfologiske elementer i øvre, midtre og nedre deler av skredet. Tolkningen bygger blant annet på relasjon til berggrunnens struktur utenfor skredet. Til sammen gir dette grunnlag for å diskutere ulike bevegelsesretninger i skredet og skredmekanismer. Skredet vil deretter bli klassifisert innenfor de tre ulike kildeområdene av strukturstyrte fjellskred (Braathen et al., 2004). Til slutt følger en diskusjon av eventuelle faktorer og drivkrefter for utrasningen og en diskusjon om sammenhengen til regionale sprø forkastninger.

### 5.2 Diskusjon og tolkning av indre struktur og morfologiske formelementer i skredet.

Tolkninger er gjort blant ved å sammenligne orienteringen av foliasjon og sprekker i skredet, med tilsvarende strukturer i berggrunnen utenfor skredet. I tillegg er den indre strukturen i skredet knyttet opp mot de ulike morfologiske formelementene. Orientering av foliasjon og assosierte sprekker i utrast berggrunn kan dermed antyde om måten utrasningen har skjedd på. Langsgående sprekker og foliasjon kan definere svakhetsplan som reaktiveres og fører til at bevegelse i berggrunnen tiltar. Profiler gjennom skredet er prinsippsskisser, hvor morfologiske formelementer stedvis er noe overdrevet i forhold til virkeligheten.

#### 5.2.1 Øvre del:

I forkastningen i bakskrenten i skredet opptrer glidestriper (*slickenside*) og fiberlineasjoner på NNØ-SSV og NØ-SV strykende hovedplan med fall 50-70° mot VNV og NV. Et fåtall fiberlineasjoner opptrer på plan med fall mot SØ og ØSØ, som antyder ett hovedplan og et mulig subsidært antitetisk forkastningsplan. Glidestriper på plan i bakskrenten, samt tydelig vertikal forflytning på opptil 30 m på det meste, indikerer utglidning i øvre del av skredet i nyere tid.

Fiberlineasjonene er trolig dannet på et dypere nivå i skorpen enn der den er i dag. Det betyr at forkastningen opprinnelig kan ha blitt dannet dypere ned i jordskorpen, og senere ha blitt

hevet opp til overflaten. Reaktivering av forkastningen har derfor styrt utviklingen av baskrenten i skredet.

Forkastningen i baskrenten utgjør et NNØ-SSV og NØ-SV strykende hovedglideplan i øvre deler av skredet, med fall 50-70 ° mot NV og NNV. Hvis forkastningen opprinnelig er dannet dypere nedi jordskorpen, er det sannsynlig at den fortsetter videre nedover i berggrunnen. Det betyr at hovedglideplanet til skredet også kan fortsette nokså dypt ned i berggrunnen. Lignende type baskreenter (*scarps*) (Fig. 5.1), er observert i flere ustabile fjellpartier i Norge og fjellsider andre steder i verden (blant annet Alpene) som er antatt påvirket av storskala utglidninger (DSGSD) (McCaplin et al., 1999; Agliardi et al. 2001, 2009; Kinakin, 2004; Ambrosi & Crosta, 2005; Osmundsen, 2009; Saintot, 2011). Baskreenter som dette er tolket å være hovedglideplan som indikerer bevegelse av gravitativt eller tektonisk opphav langs et svakhetsplan i berggrunnen, som kan være en reaktivert eldre forkastning, slik det er tolket i Laksvatnfjellet.

I ekstensjonssystemer i øvre deler av jordskorpa er det vanlig at det dannes antitetiske sprekker eller forkastninger i hengblokken (Lister et al., 1986; Davis & Reynolds, 1996; Bergh et al., 2007). Antitetiske sprekker eller forkastninger er og antatt å bli dannet i hengblokken til såkalte *scarps* (Fig. 5.1). Lignende antitetiske strukturer er observert i berggrunnen i hengblokken til baskrenten i Laksvatnfjellet, nemlig bakveggen til de morfologiske ryggene, som faller 50-70° inn mot fjellsiden.

I den utraste berggrunnen i øvre deler av skredet er det dannet morfologiske rygger (se kap. 4.4.3.). Størst opptreden av rygger er det nedenfor de delene av baskrenten hvor den vertikale forflytningen har vært størst, og dermed også størst grad av utrasning.

Svakhetsplan som i dag representerer bakveggen til ryggene er tolket og kan ha kontrollert utviklingen av dem. Bakveggen til de roterte ryggene har også samme orientering som et annet svakhetsplan i berggrunnen i ryggene, nemlig krenulasjonskløven (S2) i (se kap 4.3.2). Antiskreenter (*antiscarps, counterscarps*), er definert som formelementer hvor skrenten faller inn mot fjellsiden og dermed vender opp mot toppen av fjellet, med en lineær forsenkning (grøft) på oversiden av skrenten (Fig. 5.2) (Agliardi et al 2001, 2009, Kinakin et al., 2005, Ambrosi & Crosta 2005; Gutiérrez-Santolalla et al., 2005). Den bratte bakveggen til ryggene

kan sammenlignes med en bratt skrent so faller og inn mot fjellsiden, og kan derfor på mange måter tolkes som en antiskrent.



Figur 5.1: Illustrasjon av baksrent (*scarp*) (Agliardi et al., 2001). Deler av berggrunnen (hengblokken) har løstet fra sine omgivelser og har beveget ned langs et glideplan med fall ned fjellsiden. Merk at det i hengblokken dannes antitetiske sprekker eller forkastninger, som faller inn mot fjellsiden.



Figur 5.2: Illustrasjon av flere antiskrenter (*anticarp/counterscarp*) (Agliardi et al., 2001), som faller inn mot fjellsiden. Merk *dip-slip* bevegelse mellom blokkene.

Foliasjonen i ryggene, har gjennomsnittlig strøk NØ-SV og faller 20-30° mot NV, og avviker både i strøk og fall fra foliasjonen i berggrunnen like ovenfor skredet, som har strøk ØNØ-VSV og slakere fall 10-20° mot NNV (Fig 4.54). Forskjellen i orientering av foliasjon, antyder at berggrunnen i ryggene har rotert nedover skråningen mot vest. I tillegg er det observert at overflaten (fremkanten) til ryggene, som er tilnærmet parallell med foliajsonen, også er rotert utover. En slik rotasjon utover av berggrunnen er tolket til å kreve et relativt plant og bratt til moderat hellende glideplan (Fig. 5.4). Observasjonene er dermed med på å underbygge et plant hovedglideplan i bakskrenten.

Foliasjonen i berggrunnen i de roterte ryggene i øvre del av skredet i Laksvatnfjellet faller 20-30° mot NV (ned fjellsiden). Foliasjonsplan som faller ned mot dalbunnen kan utgjøre gunstige plan som kan reaktiveres som glideplan (Blikra et al., 2006b). I tillegg til et plant hovedglideplan i bakskrenten, som har ført til rotasjon utover av berggrunnen i øvre deler av skredet, kan det eksistere et mer lavvinklet glideplan som følger foliasjonen i berggrunnen i ryggene (Fig. 5.4). Et slikt lavvinklet glideplan kan ha blitt dannet på et senere tidspunkt enn selve utglidningen og rotasjon langs hovedglideplanet i bakskrenten.

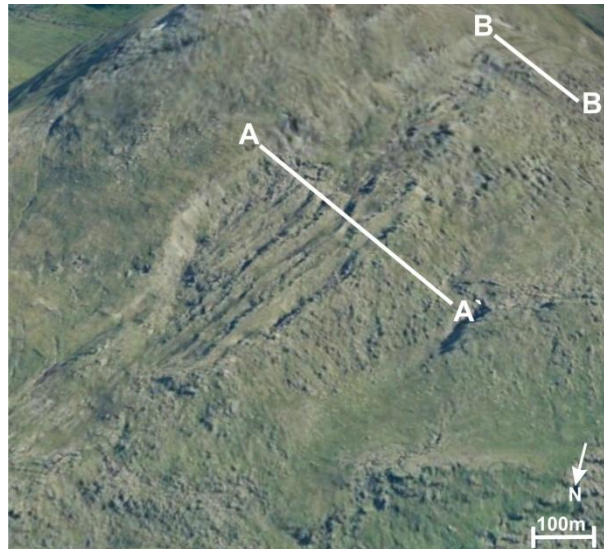
I fremkant av ryggene i øvre deler av skredet er det en bratt skrent som fører ned til en slakere terrasse (se kap 4.4.3). Foliasjonen i berggrunnen i skrenten faller inn mot fjellsiden (se kap. 4.3.1). I ustabile fjellparti hvor en lavvinklede foliasjonsplan er observert som glideplan, kan berggrunnen stuves opp og foldes (Braathen et al., 2006). I berggrunnen hvor foliasjon i fyllittiske bergarter faller ned fjellsiden, kan glidning langs foliasjonsplanene føre til i at berggrunnen imbrikerer/roteres opp i nedre deler, slik at foliasjonen delvis faller inn mot fjellsiden. (Mahr et al., 1977). Et eventuelt glideplan langs foliasjonen i ryggene i øvre del av skredet, kan ha ført til at berggrunnen i skrenten i forkant av ryggene har blitt stuvet opp (Fig. 5.4).

Helt sør i øvre deler av skredet, antyder høyden på bakskrenten en mindre grad av utrasning enn lenger nord (se kap. 4.4.1). Berggrunnen i terrasse 2 (Fig. 4.36) nedenfor denne delen av bakskrenten opptrer ikke i langsgående rygger, men dype sprekker deler berggrunnen inn i mindre blokker (se kap. 4.3.4.). Betydelig åpning av langsgående sprekker og forflytning langs tversgående sprekker antyder bevegelse i berggrunnen. Foliasjonen i noen av blokkene nærmest bakskrenten faller inn mot skrenten og antyder rotasjon inn mot fjellsiden og en *roll-over* struktur i berggrunnen (Gibbs, 1984), som igjen antyder at det her er en listrisk geometri på hovedglideplanet i bakskrenten (Fig. 5.5). Samtidig langs kanten av terrassen er det blokker som tydelig har rotert utover. Fallet til foliasjonen i blokkene er med på å underbygge dette (se kap. 4.3.4). En mulighet er derfor at et eventuelt hovedglideplan i denne delen av skredet har en listrisk geometri øverst og blir planere dypere ned i berggrunnen, og dermed gir rotasjon utover av blokker, likeledes som ryggene lenger nord i

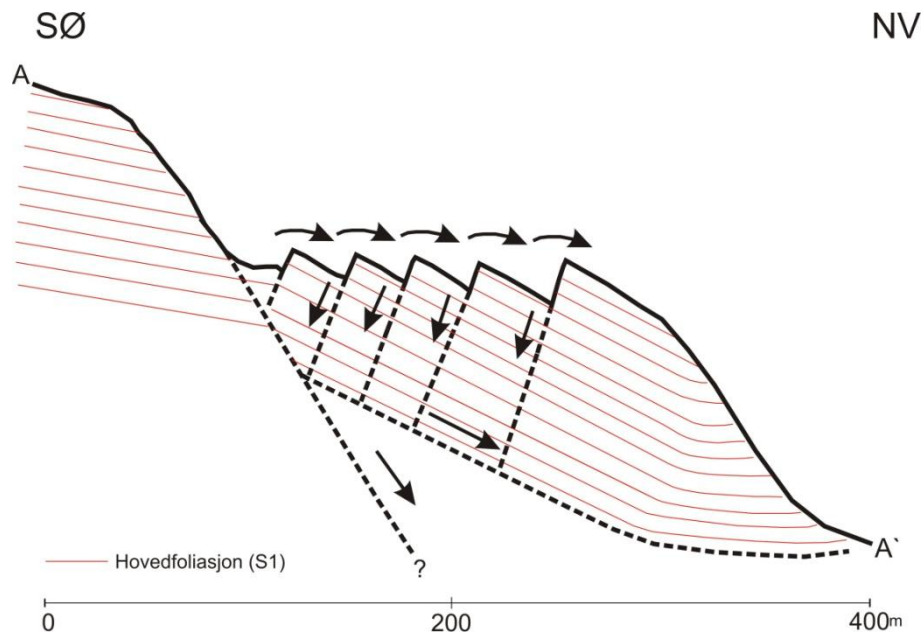
øvre deler av skredet. De roterte blokkene langs ytterkanten av terrassen kan representere en tidlig fase i utviklingen av morfologiske rygger.

I berggrunnen nedenfor området i øvre deler av skredet, hvor bakskrenten går over i en slakere skråning (se kap. 4.4.1) har det vært liten grad av utrasning. En av grunnene til dette kan være at berggrunnen her består av massiv amfibolitt/metagabbro, med dårlig utviklet foliasjon og kløvplan (S2). Berggrunnens sammensetning kan derfor ha betydning for å initiere utrasning. Forkastning i bakskrenten kan likevel være til stede i berggrunnen her, men den ikke er reaktivert i like stor grad. Dette er sannsynlig siden en mer markant bakskrenten opptrer på begge sider av denne slakere skråningen. I fremkant av dette området, består berggrunnen av metapellittiske godt folierte bergarter, og her er det dannet rygger (se kap. 4.4.3.).

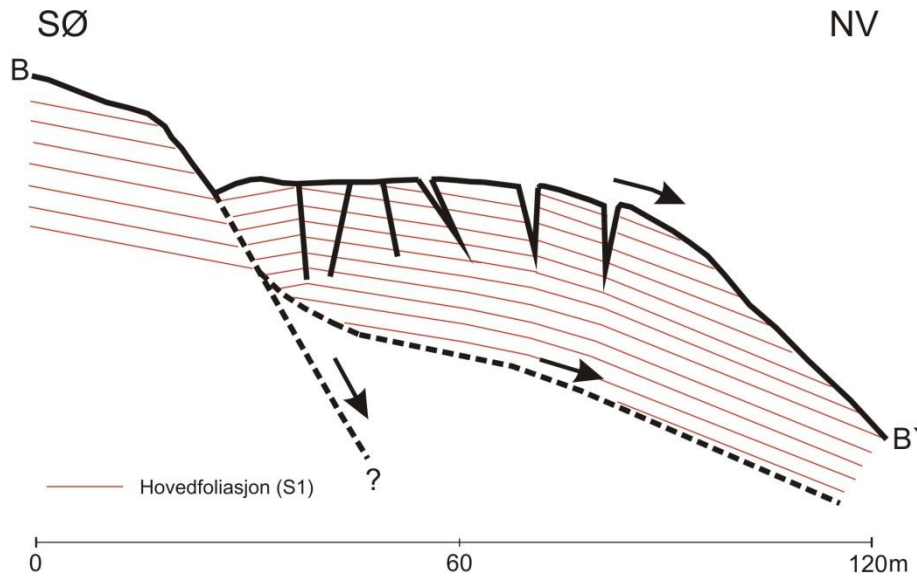
I den enslige ryggen nord i øvre områder av skredet, antyder det bratte fallet til foliasjonen og overflaten til ryggen at den må være rotert (Fig. 4.46). Bakskrenten i dette området er en slak vegetasjonsdekket skråning. Det er derfor lite indikasjoner på at berggrunnen har beveget seg langs et tilsvarende hovedglideplan som i resten av bakskrenten. Spørsmålet er derfor om andre krefter kan ha styrt rotasjon av berggrunnen i denne ryggen. Vann kan ha filtrert inn mellom foliasjonsplanene i blant annet laget av papirskifer som er observert i nedre del av ryggen. Frysing og tining av vannet mellom foliasjonsplanene kan ha medført mindre friksjon og dermed lagintern bevegelse og oppstuvning av dem, som i dag kan oppfattes som rotasjon i berggrunnen.



Figur 5.3: 3D foto over øvre del av skredet i Laksvatnfjellet ([www.norgei3d.no](http://www.norgei3d.no)), som viser plasseringen av profilinjer (A og B).



Figur 5.4: Profil gjennom midten i øvre deler av skredet, hvor hovedglideplanet i baskrenten fortsetter videre nedover i dypet, men avløses av et mer lavvinklet glideplan parallelt med foliasjonen i ryggene. Dette glideplanet er antatt å være dannet i etterkant av utglidningen langs hovedglideplanet. Glideplanet som følger foliasjonen kan migrere ut ned i skrenten fremfor ryggene, ved at det følger foliasjonsplanene i berggrunnen, som antas og stuves opp. Ved rotasjon utover, glir ryggblokkene også langs bakveggen til hverandre.



**Figur 5.5:** Profil gjennom terrasse 2 (Fig. 4.36) sør i øvre deler av skredet, hvor berggrunnen er delt opp i mindre blokker, som noen er rotert inn mot fjellsiden inn mot baksikrenten og utover langs kanten av terrassen og danner en antiformalstruktur i berggrunnen. Et listrisk hovedglideplan i denne delen av baksikrenten kan ha ført til rotasjon av blokker inn mot baksikrenten (*roll-over*) og et plant glideplan dypere nede kan ha ført til rotasjon utover av blokker langs kanten av terrassen, og kan representere et tidligere stadiet i utviklingen av morfologiske rygger.

### 5.2.2 Midtre deler:

I den øverste av terrassene i midtre deler av skredet (Fig. 4.36) er det opptreden av ryggsegmenter, synkehull og åpne sprekker. Synkehull kartlagt i ustabile fjellparti generelt er anriket langs antatte aktive sprekker/forkastninger og ansett å være tegn på bevegelse i berggrunnen (Henderson et al., 2011). Det er derfor sannsynlig at bevegelse også har foregått og/eller foregår i berggrunnen i midtre deler av skredet. Dette underbygges og av nye InSAR data, som viser resent bevegelse i berggrunnen på opptil 10 mm/år i berggrunnen i midtre deler av skredet (Fig. 4.63). Synkehullene i skredet ser og ut til å være anriket langs underliggende sprekker i berggrunnen. Flere av dem avdekker dype hull i berggrunnen, som er tydelig tegn på bevegelse. Betydelig åpning er og observert både langs tverrgående og langsgående sprekker i midtre deler av skredet, som og er med på å underbygge bevegelse i berggrunnen.

En annen mulig tolkning av synkehullene er at de er dannet som følge av frost og tine prosesser i jordsmonnet eller berggrunnen, som har skapt forsenkninger i jordsmonnet. Drenering av vann kan foregå langs soner i berggrunnen med høyere porøsitet og permeabilitet enn omliggende berggrunn (f.eks. sprekker). Disse sonene kan være mulige

kanaler for drenering av vann. Frost og tineprosesser langs disse vil også kunne føre til at det overliggende jordsmonnet synker inn, og gir de fordypningene vi ser i dag.

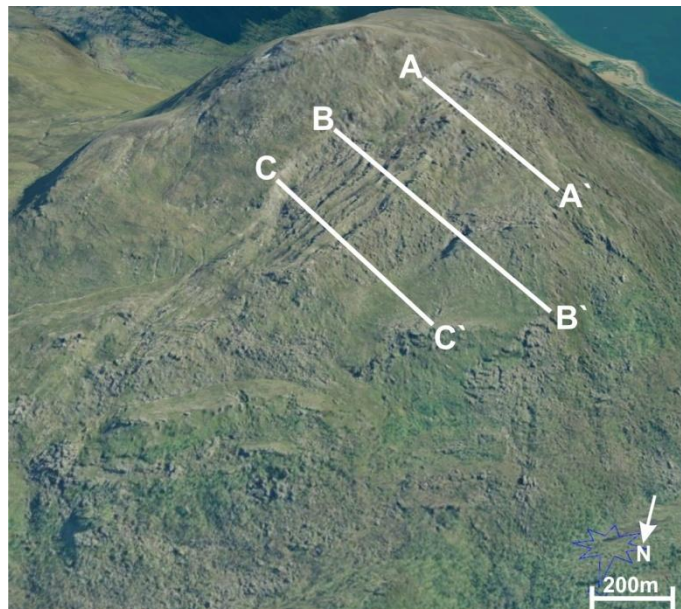
Ryggsegmentene som opptrer øverst i midtre deler av skredet er rotert utover på samme måte som ryggene i øvre deler av skredet (Fig. 5.3). De ligger derimot et stykke nedenfor ryggene i øvre deler av skredet og selve hovedglideplanet i bakskrenten. Et sentralt spørsmål blir da om rotasjon i større grad skyldes oppstuvning på grunn av frost og tineprosesser mellom foliasjonsplanene i berggrunnen, og ikke i like stor grad utglidning hovedglideplanet i bakskrenten. Foliasjonen i berggrunnen i terrassen rett nedenfor ryggsegmentene har slakt fall likeledes som berggrunnen ovenfor skredet (Fig. 4.7 & 4.36), og brå overgang fra roterte ryggsegmenter til mer intakt berggrunn med slak foliasjon underbygger teorien om frost og tineprosesser. En mulighet er at utglidning langs hovedglideplanet i første omgang har ført til åpning og reaktivering av langsgående svakhetsplan, som har gjort at større mengder med vann har drenert ned i berggrunnen og ført til denne oppstuvning. Kun der hvor berggrunnen består av bergarter med tett utviklet hovedfoliasjon (S1) og krenulasjonskløv (S2), ligger forholdene til rette for denne type prosess. Dette kan være grunnen til at rygger opptrer i områder hvor berggrunnen består av metapelittiske bergarter. I resten av terrassen i midtre deler av skredet antyder den slake overflatehelningen og intakte foliasjonen at bevegelse i berggrunnen skjer langs et glideplan som er relativt lavvinklet. En mulighet er glideplanet følger den lavvinklede foliasjonen i berggrunnen i terrassen (Fig 5.7).

Mellom de to terrassene i midtre deler av skredet opptrer en meget tydelige og flere meter høy rygg (se kap. 4.4.3). Det er tydelig høydeforskjell mellom den høye ryggen og ryggsegmentene, samt mellom disse og ansamlingen av rygger lenger opp i skredet. Det indikerer at det kan eksistere glideplan i flere nivå (dyp) i berggrunnen (Henderson & Saintot, 2007). Bakveggen til ryggsegmentene og bakveggen og den dype grøften i bakkant til den høye ryggen i midtre deler av skredet, er tilnærmet parallell med bakveggen til ryggene i øvre deler av skredet. Dette antyder at de samme svakhetsplanene har styrt utviklingen av ryggen og ryggsegmentene i midtre deler av skredet. Foliasjon og overflaten til ryggen i midtre deler av skredet antyder ingen rotasjon utover. Det kan skyldes at ryggen har blitt dannet ved utglidning langs et lavvinklet glideplan, som eventuelt også her følger foliasjonen i berggrunnen. Hvis det lavvinklede planet henger sammen med glideplanet som er antatt å

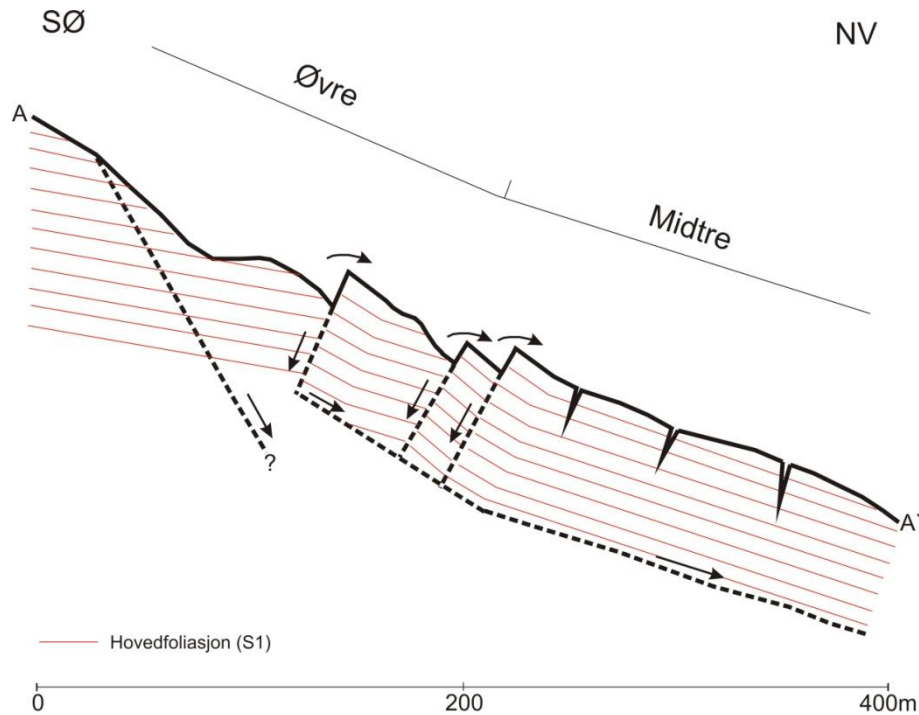


følge foliasjonen i ryggene i øvre deler av skredet, vil det danne et sammenhengende basalt glideplan (BSP) med rampe-flate geometri (Fig. 5.8). En annen mulighet kan være at det i berggrunnen i midtre deler av skredet eksisterer en likeledes forkastningen som i baksrenten. Reaktivert av denne kan ha skjedd på et senere tidspunkt enn i baksrenten, og dermed ikke kommet like langt i utglidnings- og rotasjonsprosessen. Foran ryggen i midtre deler av skredet er det en bratt skrent, lik den som opptrer foran ansamlingen av rygger i øvre del av skredet (Fig. 5.4). Utglidningen langs et lavvinklet glideplan som migrerer ut i nedkant av skrenten kan også ha ført til samme oppstuvning av berggrunnen her. Foliasjonen i berggrunnen langs kanten av terrassen nedenfor ryggen faller inn mot skrenten og er derfor med på å underbygge dette (Fig. 4.8).

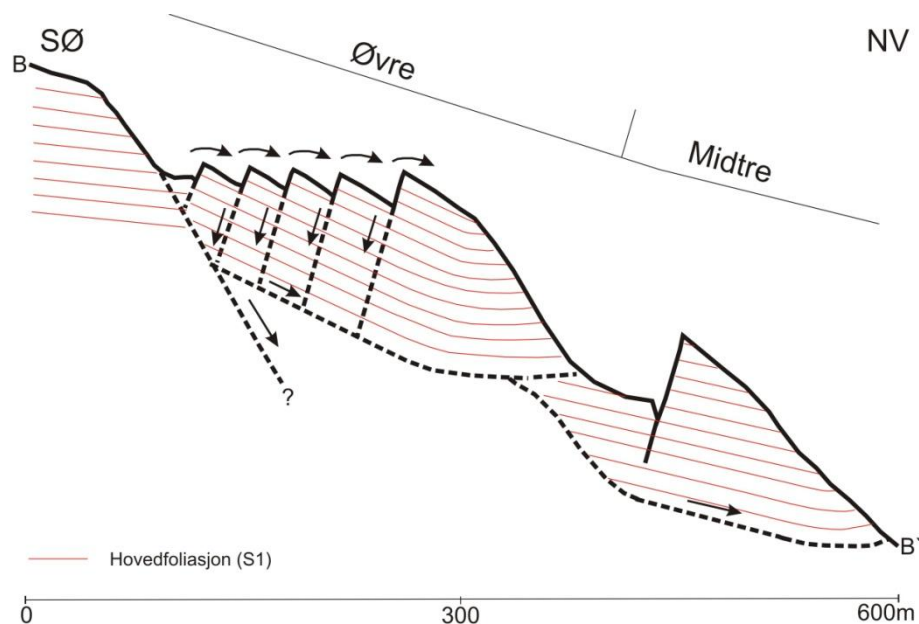
Nederst i midtre deler av skredet, antyder overflatehelningen i ytre deler av terrassen (se kap. 4.4.2) en begynnende rotasjon utover i berggrunnen. Ytre deler av denne terrassen ligger langs en skrentkant og er adskilt fra berggrunnen bak ved avbøyde NØ-SV til NNØ-SSV strykende sprekker. Sprekkene kan være reaktiverte svakhetsplan i berggrunnen som åpnet seg på grunn av gravitasjon i ytre deler av terrassen. Rotasjon utover kan skyldes at et underliggende glideplan i berggrunnen danner en rampe langs kanten av terrassen (Fig. 5.9).



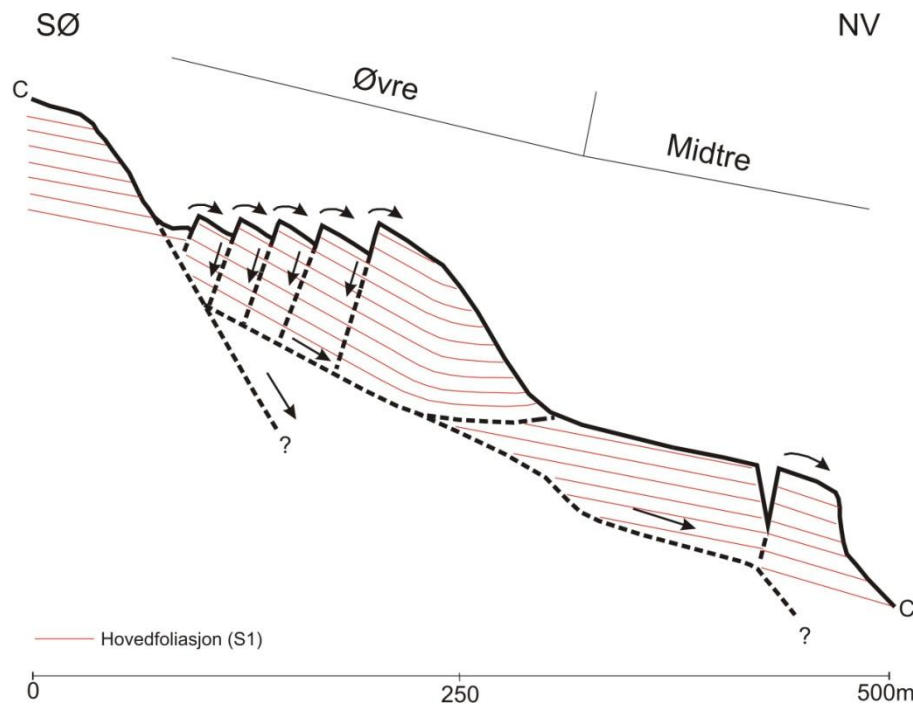
**Figur 5.6:** 3D-modell over skredet i Laksvatnfjellet ([www.norgei3d.no](http://www.norgei3d.no)), som viser plasseringen av profilinjer gjennom øvre og midtre deler av skredet (A-C).



**Figur 5.7:** Profil gjennom øvre og midtre deler av skredet, hvor slak overflatehelning og intakt foliasjon, antyder et lavvinklet glideplan i midtre deler, som sannsynligvis følger foliasjonen i berggrunnen. Ryggsegmenter øverst i terrassen kan være dannet ved kombinasjon av utrasning langs hovedglideplanet i bakskrenten og frost og tineprosesser langs foliasjonsplanene. Området i øvre deler av profilen består av bergarter med en gabbroisk sammensetning, og utrasning i bakskrenten ikke har forekommet i like stor grad. Morfologiske roterte rygger opptrer derimot i fremkant i øvre delen av profilet.



**Figur 5.8:** Profil gjennom øvre og midtre deler av skredet, hvor ryggen i midtre deler antyder et lavvinklet glideplan i berggrunnen lenger ned skredet, som kan være sammenhengende med et eventuelt hovedglideplan i øvre del av skredet og dermed danne en sammenhengende basalt glideplan med rampeflate geometri.



**Figur 5.9: Profil gjennom øvre og midtre deler av skredet, hvor rotasjon utover av ytre deler av terrassen i midtre deler, antyder at et eventuelt lavvinklet underliggende glideplan danner en rampe og får et brattere fall.**

### 5.2.3 Nedre del:

Store deler av skrentene i nedre deler av skredet er dekket av løse blokker og utrast materiale. Stadig flere blokker som løsnet fra skrentkantene øverst i skrentene, kan ha medført en stadig mer desintegert berggrunn.

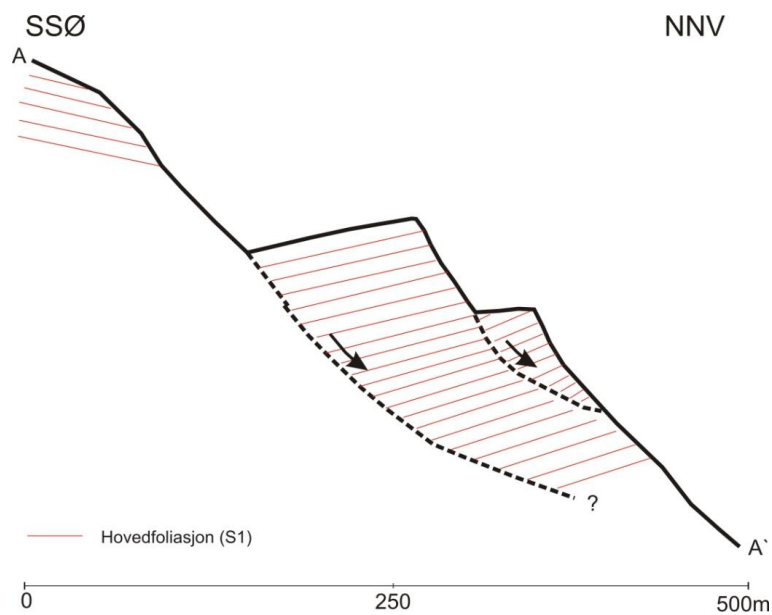
Foliasjonen og overflaten i den store bueformede ØNØ-VSV orienterte terrassen nord i nedre deler av skredet (Fig. 4.38) faller slakt til moderat inn mot skrenten mot SØ, mens foliasjonen og overflaten i berggrunnen ovenfor skrenten bak terrassen, faller slakt ned fjellsiden mot V. Den brå forskjellen i orientering av foliasjonen, antyder at berggrunnen i terrassen har tiltet eller blitt rotert inn mot skrenten (fjellsiden). Slik rotasjon kan ha skjedd ved at en blokk i berggrunnen har beveget seg langs et relativt bratt glideplan som blir listrisk mot dypet. Skrenten i bakkant av den største terrassen antyder flere meters vertikal forskyvning langs glideplanet. Terrassen kan dermed tolkes å være rotert. En slik rotert terrasse kan sammenlignes med roterte forkastningsblokker som dannes i ekstensjonsregimer (Gibbs, 1984; Lister et al., 1986). Orientering av terrassen og skrenten i bakkant tilsier at et antatt glide- eller forkastningsplan nord i nedre deler av skredet stryker ØNØ-VSV med bratt fall mot NNV, og flater ut i dypet.

Foliasjonen i en mindre terrasse som befinner seg i skrenten nedenfor den største, faller ennå brattere inn mot skrenten, men overflaten er tilnærmet horisontal (Fig. 4.39).

Foliasjonen antyder likevel større grad av rotasjon inn mot skrenten (fjellsiden), langs et listrisk glideplan som er utviklet i fremkant av den større (Fig. 5.8).



Figur 5.10: 3D-modell over skredet i Laksvatnfjellet, som viser profillinjen (a) gjennom nedre deler av skredet.

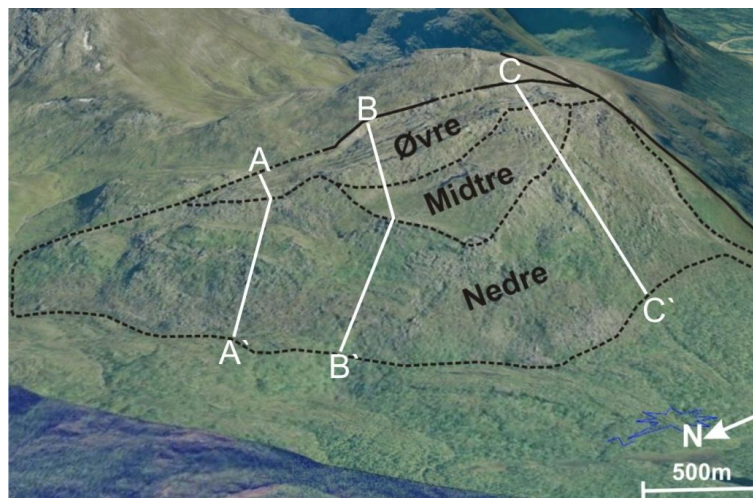


Figur 5.11: Profil gjennom nedre deler av skredet i nord, hvor en markant endring i foliasjon og delvis overflatehelning i terrasser i nedre del av skredet, antyder at de er rotert inn mot skrenten (fjellsiden) langs et underliggende listrisk glideplan i berggrunnen.

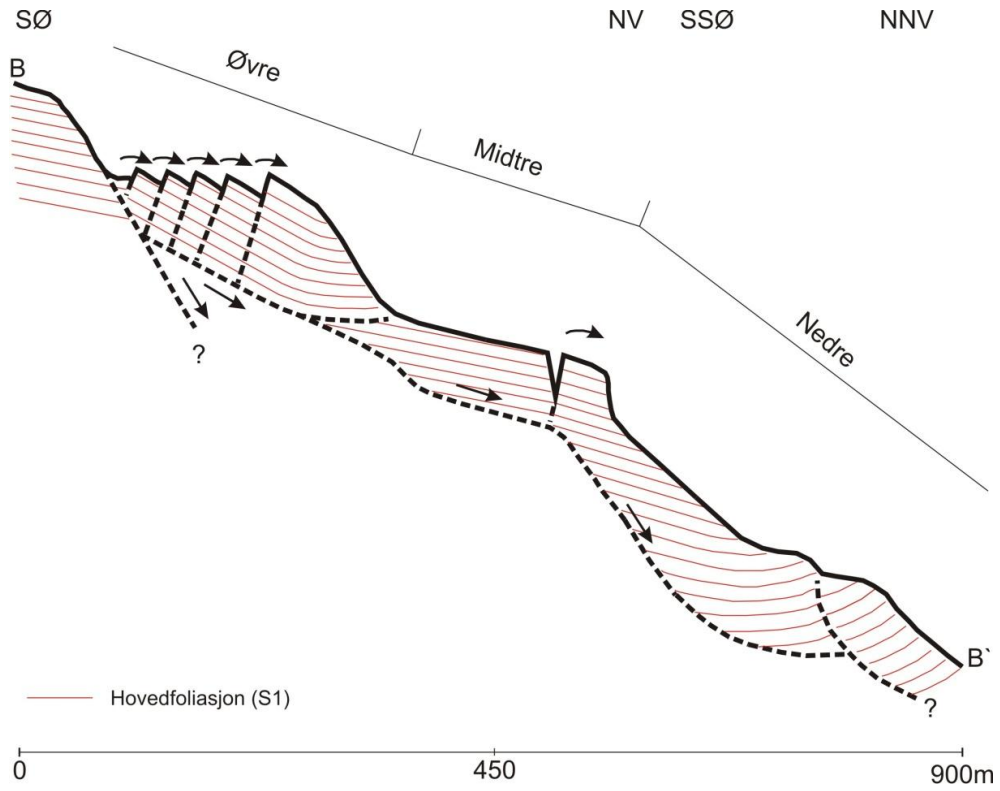
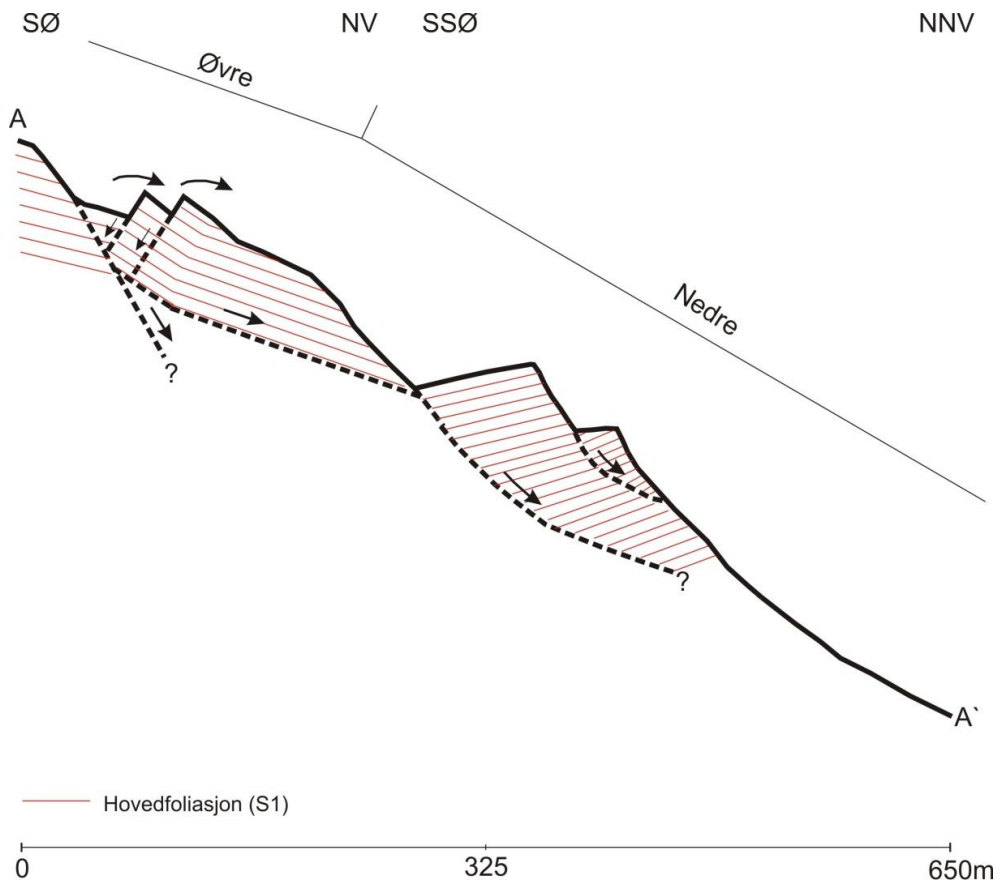
I skrentene midt i nedre deler av skredet er det og slakere partier som er klassifisert som terrasser (Fig.4.36), hvor foliasjonen også faller mot ØSØ inn mot skrenten (fjellsiden). Terrassene danner derimot ikke et like slakt og tydelig avgrenset område som terrassene lenger nord. Foliasjon antyder likevel at berggrunnen kan ha blitt rotert inn mot skrenten. Foliasjonen i berggrunnen i noenlunde intakt berggrunn i øvre del av skrenten, sør i nedre deler av skredet faller mot ØNØ til ØSØ, det vil si henholdsvis inn mot fjellsiden (Fig.4.36). Overflaten i berggrunnen, antyder ingen rotasjon inn mot skrenten, fordi den faller bratt ned fjellsiden. Det er derfor usikkert om et underliggende listrisk glideplan har forårsaket rotasjon av berggrunnen inn mot skrenten. InSAR data har påvist resent bevegelse i berggrunnen (10 mm/år) i denne delen av skredet, hvilket betyr at berggrunnen er i bevegelse. Det blir derfor ren spekulasjon om dette skyldes bevegelse langs underliggende glideplan i berggrunnen inn mot fjellsiden eller om det foregår bevegelse langs interne foliasjonsplan i berggrunnen (se kap. 5.4). Et annet sentralt spørsmål i denne sammenheng er derfor om foliasjonen i berggrunnen opprinnelig var orientert med fall inn mot fjellsiden. Målinger av foliasjon i berggrunnen nedenfor skredet (i nordvest) viser at foliasjonen i berggrunnen faller 10-20° mot ØSØ og SØ (Fig. 4.7). Berggrunnen i Laksvatnfjellet har gjennomgått flerfaset folding (se kap. 3) så lokale forskjeller i foliasjon kan forekomme. I tillegg er storskala regionale folder som Kistefjell antiformal og Lakselvdalen synform, med akseretning NØ-SV (se kap. 1.5.1.) er kartlagt i Lyngsfjelldekket (Olsen, 1982). Forskjellen i orientering av foliasjon, kan skyldes at berggrunnen i Laksvatnfjellet er en del av en større regional synklinal. Likevel underbygger den brå overgangen i orientering av foliasjon i terrasser, spesielt nord i nedre deler av skredet, at berggrunnen er rotert inn mot fjellsiden som følge av skredet.

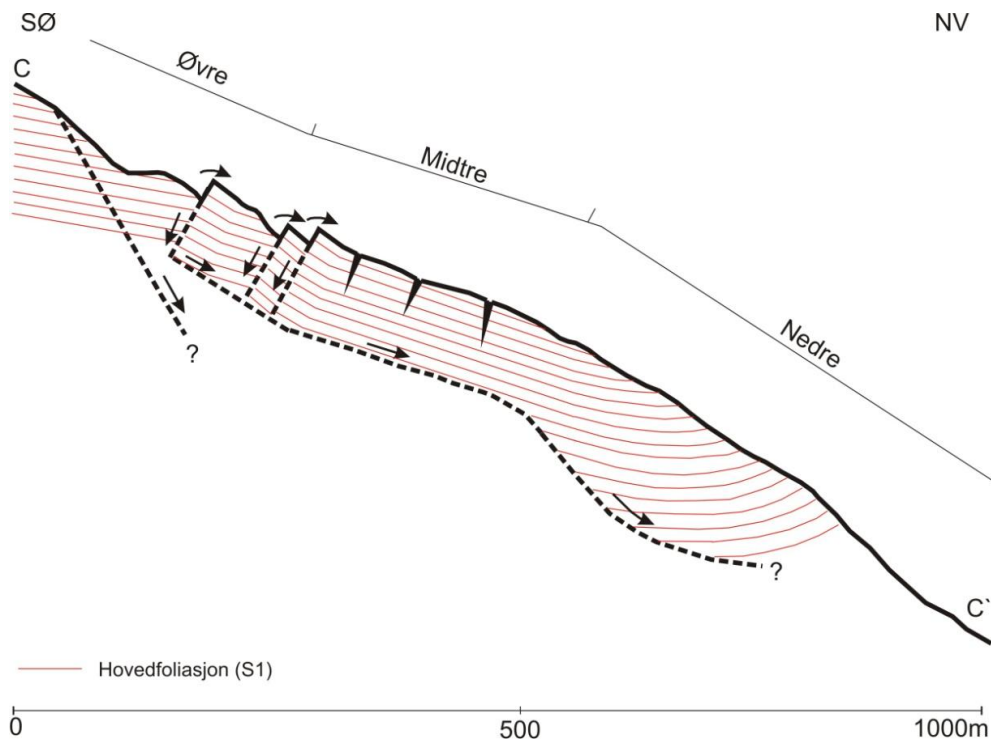
### 5.2.4 Oppsummering

Ved å koble sammen de ulike enkelttolkningene fra øvre, midtre og nedre deler av skredet, er det konstruert tre hovedprofiler (A-C) gjennom skredet (Fig. 5.9). I alle tre profilene er det tatt utgangspunkt i at forkastningen i baksrenten fortsetter nedover til en ukjent dybde i berggrunnen, og utglidning i øvre del av skredet har først og fremst skjedd langs baksrenten. I tillegg er det antatt et mer lavvinklet glideplan som følger foliasjonen i den roterte berggrunnen i ryggene, samt den noe slakere foliasjonen i terrassene i midtre deler av skredet. Lavvinklede glideplan er og tolket å eksistere på flere nivåer (dyp) i berggrunnen, noe som antyder at et eventuelt sammenhengende basalt glideplan kan ha en rampe-flate geometri. Nord i nedre deler av skredet er det tolket et underliggende listrisk glideplan, som også kan være tilfellet i resten av nedre deler av skredet. Dette kan henge sammen med glideplanet i øvre og midtre del av skredet, og danne et sammenhengende basalt glideplan gjennom hele skredet. Det kan også være at listriske glideplan i nedre del er to glideplan uavhengig av hverandre (se nærmere diskusjon 5.4).



Figur 5.12: 3D-modell over Laksvatnfjellet ([www.norgei3d.no](http://www.norgei3d.no)) som viser de tre profillinjene (A-C). Linjene B og C går gjennom øvre, midtre og nedre del av skredet, mens C går gjennom øvre og nedre del av skredet.





Figur 5.13: Illustrasjon av tre profiler gjennom skredet (A-C). Profil B og C er gjennom øvre midtre og nedre deler av skredet, mens profil A er gjennom øvre og nedre deler av skredet. I alle profilene er opptreden av morfologiske rygger rotert utover i øvre deler, og blokker (terrasser) rotert inn mot skrenten i nedre deler. I profil B og C er det slake terrasser hvor berggrunnen er relativt intakt. Et eventuelt sammenhengende basalt glideplan gjennom hele skredet, er antatt å bestå av et plant hovedglideplan i baksrenten, som avløses av et slakere glideplan som følger den moderat hellende foliasjonen i de roterte ryggene og den slake foliasjonen i terrassene i midtre deler av skredet. I nedre deler av skredet er glideplanet tolket å ha en listriske geometri. Koblet sammen gir dette et basalt glideplan med rampe-flate geometri.

### 5.3 Analyse av bevegelsesmønsteret i skredet (kinematikk).

Ved hjelp av glidestriper på plan i baksrenten, orientering av generelle lineamenter og sprekker, strøkretning til foliasjonen i antatte roterte terrasser, samt opptreden og orientering av morfologiske formelementer som skrenter/skrentkanter og rygger (se kap. 4), vil jeg forsøke å estimere ulike bevegelsesretninger (kinematikk) i skredet.

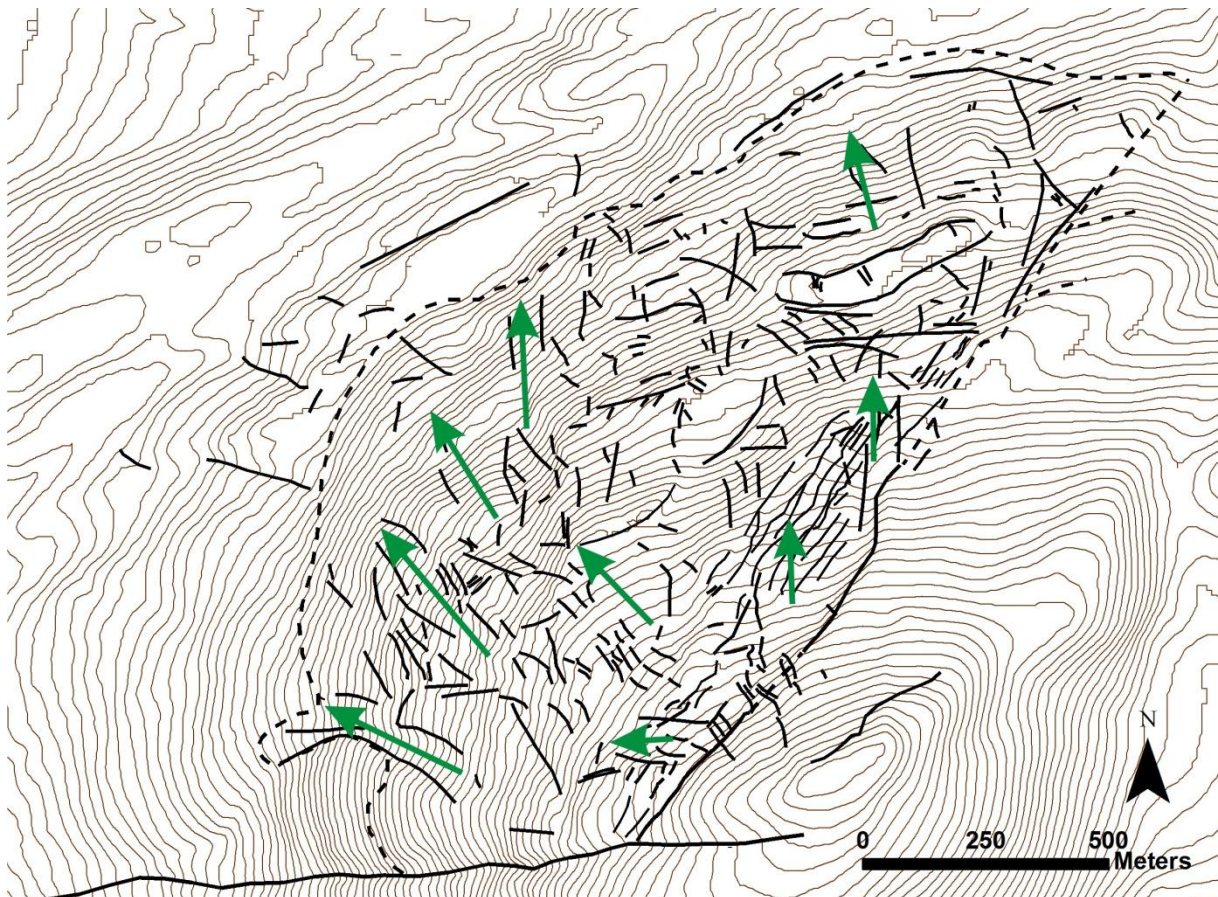
Glidestriper, roterte rygger, åpne sprekker og synkehull indikerer utglidning i øvre og midtre deler av skredet (se kap.5.2). Nord i nedre deler av skredet er roterte terrasser sikre bevis for utglidning (se kap. 5.2.3). InSAR data (se kap. 4.5) antyder og bevegelse i berggrunnen sør i nedre deler av skredet.

Glidestriper på forkastningsplan i baksrenten i skredet, antyder *dip slip* (normal) bevegelse ned-mot- VNV og NV og *oblique-slip* (skrå) bevegelse ned-mot V og N i øvre deler av skredet (se kap 4.3.3) Også foliasjonen i morfologiske rygger i øvre del av skredet, har strøk



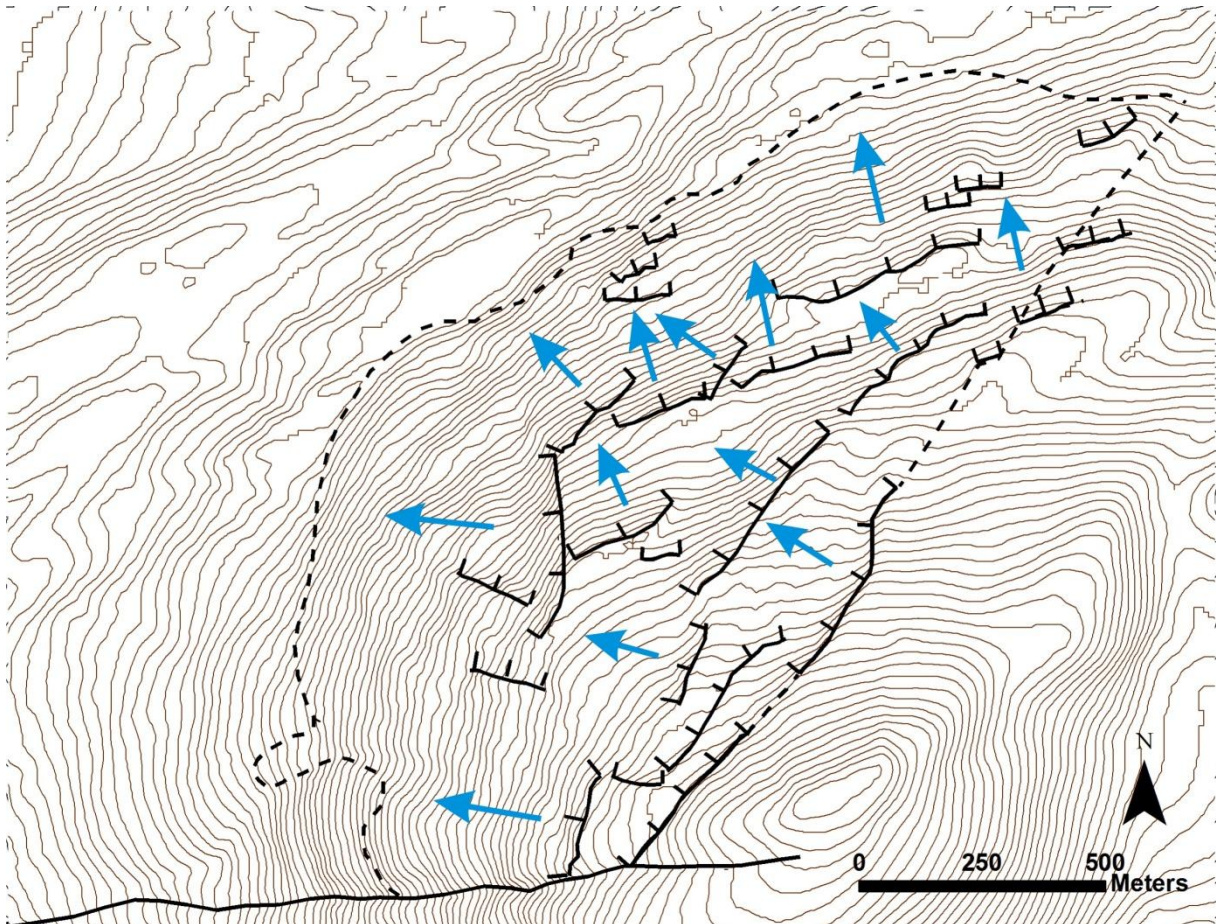
tilnærmet parallelt med NNØ-SSV til NØ-SV strykende forkastningsplan i bakskrenten, og er med på å underbygge bevegelse normalt på bakskrenten, altså ned-mot-VNV og NV.

I det kartlagte skredet er det flere av lineamenter som er svært tydelig i flybildet (Fig. 4.6), tolket å utgjøre sprekker eller forkastninger i underlaget, hvis orientering gjenspeiler ulike bevegelsesretninger i de forskjellige delene av skredet. Ekstensjonssprekker og skreenter i bakkant av ustabile fjellparti (*back crack*) og *transfer* strukturer er nødvendige strukturelle elementer for å løse en del av berggrunnen (blokk) fra sine omgivelser (Henderson et al., 2006, Saintot et al., 2011). *Transfer* strukturer er parallelle med bevegelsesretningen til den tilhørende løse blokken, og er derfor orientert ned fjellsiden, normalt eller skrått på bakskrenten/sprekken. Flere av lineamentene i det kartlagte skredet er orientert ned fjellsiden, parallelt med tverrsprekker og diagonale sprekker, som alle er tilnærmet normalt til skrått på bakskrenten (Fig. 4.6 & Fig. 5.14) og disse kan således representere *transfer* strukturer i skredet. Det faktum at lineamentene viser forandring i orientering i de forskjellige delene av skredet, kan være med på å underbygge ulike bevegelsesretninger (Fig. 5.14). Slip-linear data fra hovedglideplanet i bakskrenten indikerer i størst grad bevegelse ned mot NV og VNV, det vil si bevegelsesretning normalt på bakskrenten, men også bevegelse skrått på bakskrenten, ned mot V og NNV (se kap. 4.3.3). Flere lineamenter i øvre deler av skredet er orientert diagonalt på bakskrenten, hvilket også antyder bevegelsesretning skrått på bakskrenten, mot V sør i øvre deler av skredet og mot NNV lenger nord i øvre deler av skredet (Fig. 5.14). Diagonale lineamenter nord i øvre deler av skredet er tilnærmet parallell med "steppet" i bakskrenten (se kap. 4.4.1). Sør i nedre deler av skredet varierer bevegelsesretningen i følge lineamenter VNV til NV (Fig. 5.14).



**Figur 5.14:** Kart over lineamenter (langsgående, tverrgående og diagonale) i skredet (fra fig. 4.6) som antyder ulike bevegelsesretninger (grønne piler).

I skredet er det observert mange morfologiske skrenter i tillegg til bakskrenten, men det er ikke påvist forkastningsplan langs disse skrentene. Likevel er orienteringen av skrentene og skrentkantene tolket å være kriterier for bevegelsesretninger i skredet. Bevegelse i bakskrenten er normalt til skrått på selve skrenten, og lignende antagelser (kriterier) kan og brukes for å tolke bevegelse i forhold til de andre skrentene i skredet (Fig 4.15). I øvre og midtre deler av skredet antyder orienteringen av skrenter og skrentkanter bevegelse nedmot-NV og VNV. Nederst, i midtre deler av skredet er bevegelsen derimot mer mot NNV. Sør i nedre deler av skredet antyder tolkning av skrentkantene tilnærmet samme bevegelsesretning som for lineamentene i samme område, det vil si VNV (Fig. 4.15). Tolkingene antyder også bevegelsesretning mot NNV nord i nedre deler av skredet. Midt i nedre deler av skredet er det en kombinasjon av to bevegelsesretninger, mot NV og NNV.



Figur 5.15: Kart over skrenter i skredet (fra fig. 4.33) som antyder ulikebevegelsesretninger (blå piler).

Bruk av roterte forkastningsblokker som kinematisk indikator forutsetter bevegelse normalt på strøket til foliasjonen i blokkene. Det er påvist flere roterte terrasser (se kap. 4.4.2) markert ved at foliasjonen i den utraste blokken heller inn mot skrenten i likhet med overflaten i terrassen, Særlig nord i øvre deler av skredet er dette påfallende, og her har blokkene beveget seg ned langs et  $\text{ØNØ-VSV}$  strykende glideplan. Bevegelsesretningen til denne blokken er dermed ned-mot-NNV. Det er med på å bekrefte at bevegelsesretningen i nedre deler av skredet er ned-mot-NNV.

Åpne sprekker kartlagt i berggrunnen nord i nedre deler av skredet viser en annen orientering i forhold til åpne sprekker i øvre deler av skredet (Fig. 4.18). I øvre og midtre deler av skredet er det klart to trender med langsgående ( $\text{NNØ-SSV}$  til  $\text{NØ-SV}$ ) og tverrgående sprekker ( $\text{VNV-ØSØ}$  til  $\text{NV-SØ}$ ), i forhold til bakskrenten. I nedre deler av skredet er det trender av diagonale sprekker i tillegg til langsgående og tverrgående. I tillegg er orienteringen av sprekker sør i nedre deler av skredet forskjellig fra nord. Sør i nedre deler av

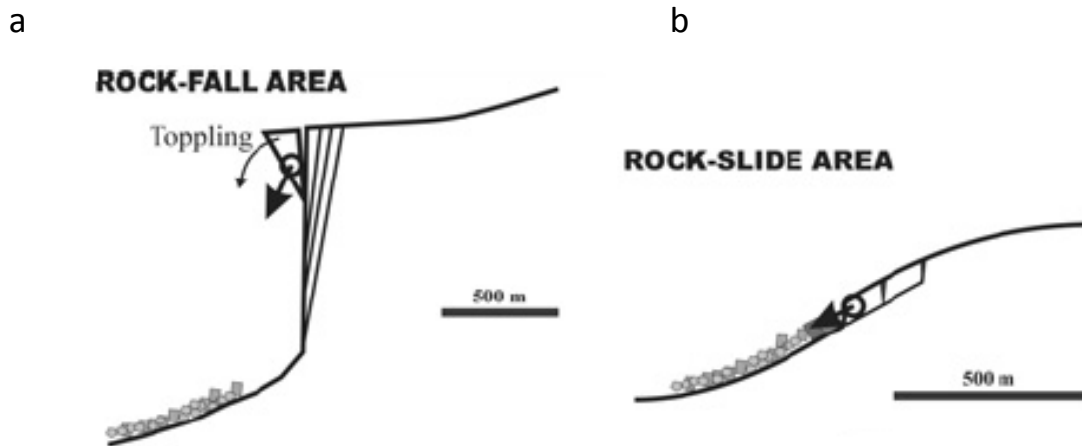
skredet viser sprekkeene en langsgående og diagonal trend, mens lenger nord har de tilnærmet kun diagonalt strøk (Fig. 4.18). Dette antyder at lokale utrasninger kan ha foregått med ulike bevegelsesretninger over et sammenhengende basalt glideplan, noe som igjen førte til reaktivering av sprekker (svakhetssoner) med ulik orientering (langsgående, tverrgående, diagonal). Det underliggende glideplanet, kan være flere glideplan som er uavhengig av hverandre, og med ulik orientering i de forskjellige delene av skredet. En alternativ tolkning er at sprekkeene var iboende svakhetssoner i berggrunnen med opprinnelig ulik orientering, og som passivt har vært med på å styre ulike bevegelsesretninger.

Oppsummert danner ulike kinematiske indikatorer i det studerte fjellskredet et godt grunnlag for en generell tolkning av bevegelsesmønsteret og mulig skredmekanismer i skredet (se kap. 5.4). Orienteringen av bakskrenten og lineasjoner på forkastningsplan i bakskrenten indikerer først og fremst at øvre deler av skredet beveger seg ned-mot-VNV og NV, som er tilnærmet normalt på bakskrenten. Lineamenter som kan tolkes som *transfer* strukturer, antyder derimot mer skrå bevegelse på bakskrenten i øvre deler av skredet. I midtre deler av skredet er bevegelsen den samme som i øvre deler, mens dataene kan tyde på at i nedre deler var bevegelsen noe mer ned-mot-NNV, som og er tolket å være bevegelsesretningen i skrenten nedenfor. Nord i nedre deler av skredet er flere kriterier med på å underbygge bevegelse ned-mot-NNV, mens bevegelsen er tolket fra ned-mot-VNV til ned-mt-NV i sør. Midt i nedre deler av skredet er bevegelsen både mot NV og NNV. Området kan dermed tolkes å ha en noe mer komplisert bevegelsesretning, kanskje fordi ulike bevegelsestrender nord og sør i skredet møtes her. Forskjellene i skredmønsteret og bevegelsessignaturen i i skredet, kan totalt sett skyldes mange ulike årsaker. En årsak kan være at vi har å gjøre med et komplekst skred (Braathen et al., 2004) , hvor bevegelsesretningen i øvre deler er styrt av pre-eksisterende strukturer i berggrunnen, mens i nedre deler er bevegelsene mer styrt av den generelle topografien i fjellsiden, samt geometrien til et mulig underliggende hovedglideplan (se kap. 5.2). En foreløpig konklusjon er derfor at bevegelsesretningen i øvre deler er først og fremst styrt av strukturer i berggrunnen, mens i nedre deler er den mer styrt av den generelle topografien i fjellsiden.

## 5.4 Skredmekanismer og klassifikasjon av skredet

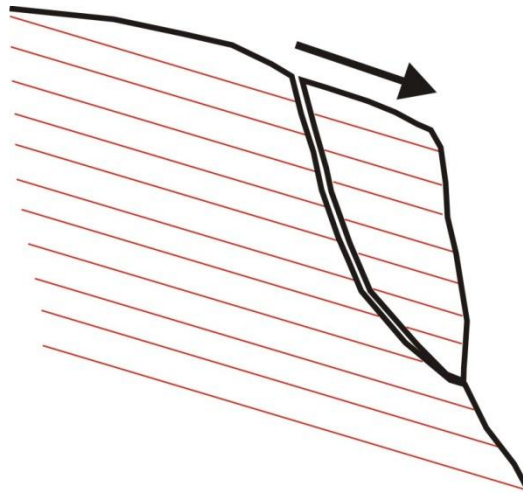
Ulike skredmekanismer har ført til generering av de strukturelle og morfologiske elementene som opptrer i skredet i Laksvatnfjellet. Den indre strukturen, bergartens beskaffenhet og topografi er faktorer som har vært med og kontrollere de ulike skredmekanismene som vil bli diskutert i dette kapitlet. Før selve diskusjonen vil det bli gitt en oppsummering av noen kjente skredmekanismer som er tilknyttet initieringen av fjellskred.

Transport av steinmasser ved fjell eller steinskred, kan skje ved relativt hurtige og kortvarige hendelser som omfatter flyt eller direkte fall (*rock fall*) og utglidning (*sliding*) av steinmasser (Fig. 5.16) (Braathen et al., 2004). Flyt representerer hurtig massebevegelse i den viskøse fasen, og fall skjer ved at blokker faller ned en bratt fjellside (Malgot & Baliak, 2002). Direkte utglidning av større blokker kan foregå ved at deler av berggrunnen glir langs et eller flere underliggende glideplan (Braathen et al., 2004). I fast fjell er fall og glidning de vanligste transportformene (Malgot & Baliak, 2002). I tillegg til hurtig transport av steinmasser kan fjell eller steinskred også involvere en mer saktegående utglidning (Blikra et al., 2006b). I forkant av store fjellskred forekommer ofte en form for langsom deformasjon eller bevegelse i berggrunnen (*pre-avalanche deformation/pre-failure movement*) som omtales *creep* (Blikra et al., 2002; Braathen et al., 2004; Blikra et al., 2006b). *Creep* kan foregå over relativt lang tid, og i de fleste tilfeller er den ikke akselererende. Grensen mot fast underliggende fjell er ofte ikke distinkt. Når akselerasjonen i bevegelsen tiltar, går deformasjonen over fra *creep* til de mer hurtige massetransportene flyt, fall og glidning (Mahr et al., 1977). Store volumer i berggrunnen kan mobiliseres ved hjelp av *creep*, som kan føre til ustabilitet og til slutt kollaps (Braathen et al., 2006). DSGSD (*deep-seated gravitational slope deformation*) er deformasjon av berggrunnen i en fjellside over lang tid, som resulterer i en gravitativ massebevegelse med en bevegelseshastighet på opptil 10mm i året (McCalpin, 1999; Agliardi et al., 2001, 2009; Kinakin et al., 2005; Ambrosi & Crosta, 2006). En slik progressiv deformasjon av hele fjellsiden kan til slutt resultere i et fjellskred (Agliardi et al., 2001).



Figur 5.16: Geometrisk modell av skredmekanismer *rock fall* (a) og *sliding* (b) (Braathen et al., 2004). Fall forekommer ved at blokker løsener langs steile sprekker, mens glidning forekommer ved at blokker glir langs et eller flere underliggende plan i berggrunnen.

Langs skrentkantene i skredet i Laksvatnfjellet er det delvis løse blokker, adskilt fra omliggende berggrunn av åpne steile sprekker. Direkte fall av blokker, innebærer at steile sprekker som skiller blokken fra fast berggrunn i bakkant migrerer ut lenger ned i skrenten, og når de gravitative drivkreftene langs de steile skrentkantene overgår friksjonskreftene langs sprekkeplanet vil blokken til slutt løsne helt (Braathen et al., 2004). Skrentkantene i skredet i Laksvatnfjellet er bratte, og den gravitative påvirkningen er derfor relativt stor. De delvis løse blokkene og den store ansamlingen av løse blokker i skrentene spesielt i nedre deler av Laksvatnfjellet, er tydelig tegn på at denne prosessen har foregått over lengre tid. Sprekkene som skiller blokkene fra den omliggende berggrunnen må derfor migrere ut lenger ned i skrentkanten. Det kan være at sprekkeflater ut og til slutt faller sammen med den slakt hellende foliasjonen i berggrunnen (Fig. 5.17). Utrasning av blokker langs skrentkanter, fører til en tilbakeskridende bevegelse av dem og en stadig mer desintegret berggrunn i skredet. De meget høye konsentrasjonene av blokker i ytterkant av skrentene i nedre del av skredet kan tyde på at blokkene følger en spesiell transport vei når de løsner, eller at der kan ha skjedd større utrasninger av flere blokker, som har samlet seg innenfor et mindre område. Loben helt sør i nedre deler av skredet, kan være et bevis på en større utrasning av flere blokker, eventuelt et parti av berggrunnen som har blitt knust opp i blokker under transporten.



**Figur 5.17: Blokkdiagram som viser steile sprekkeri berggrunnen som migrerer ut lenger ned i skrentkanten, og løsner blokker fra den omliggende berggrunnen.**

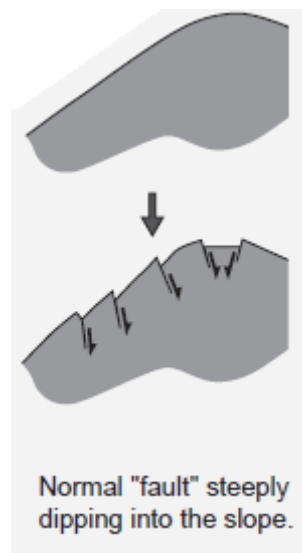
Langs skrentkanten til terrassen i øvre del av skredet har blokker tydelig rotert utover og sprekke som adskiller blokkene har flere steder utviklet seg til dype grøfter (Fig. 4.24). Denne type rotasjon av blokker som genererer dype grøfter åpning av grøfter i bakkant av blokkene, er en mekanisme som blir kalt for *toppling*, som til slutt resulterer i direkte fall (Braathen et al., 2004). I skrenten nedenfor terrassen antyder ansamling av løse blokker at rotasjon til slutt kan ha ført til direkte fall av blokker, som betyr at *toppling* mekanismen har funnet sted langs skrentkanter i skredet og pågår i dag.

Glidestriper og roterte rygger i øvre del av skredet, antyder at det har skjedd utglidning langs et hovedglideplan i forkastningen i baksrenten. Utglidningen har ført til rotasjon av berggrunnsblokker som i dag fremstår som morfologiske rygger. Denne rotasjonen har ikke ført til direkte fall av ryggblokkene, og stemmer derfor ikke overens med mekanismen Braathen (2004) definerer som *toppling*. *Toppling* er og beskrevet som generell skråstilling av foliasjonsplan parallelt med overflatehelningen i fjellsiden, som forekommer i øvre del av et ustabil fjellparti (Hradecký et al., 2006). *Flexural toppling* er en mekanisme som innebærer bøyning av berggrunnssøyler (*rock columns*) adskilt av steile svakhetsplan i bergarten, som foliasjon og sprekker (Adhikary et al., 1997). Denne mekanismen innebærer ikke lavvinklede svakhetsplan som genererer et glideplan. I skredet er det derimot antydnet lavvinklede glideplan i berggrunnen.

Bakveggen til ryggene kan sammenlignes med såkalte antiskrenter (se kap. 5.2.1.).

Gutièrres-Santolalla (2005) antyder at en av de mest aksepterte teoriene for generering av

antiskrenter, er at det involverer lateral spredning av berggrunnen i fjellsiden, og *dip-slip* bevegelse mellom svakhetsplan som faller steilt inn mot fjellsiden (Fig. 5.18). Den laterale spredning av berggrunnen, gir en form for oppstuvning (*bulges*) i berggrunnen lenger ned i fjellsiden. Ryggblokkene i skredet har i tillegg til utglidning langs hovedglideplanet i bakscrenten, også tolket å ha glidd langs bakveggen til hverandre (Fig. 5.4). Dette kan sammenlignes med *dip-slip* bevegelse mellom svakhetsplan som faller inn mot fjellsiden. I skredet i Laksvatnfjellet er det antatt oppstuvning av berggrunnen i forkant av ryggene i øvre del av skredet, på grunn av utglidning langs et hovedglideplan i bakscrenten og et mulig mer lavvinklet glideplan, som gir lateral spredning i berggrunnen. Dette kan sammenlignes med den oppstuvningen (*bulges*) som er antatt å dannes lenger ned i fjellsiden ved lateral spredning og dannelsen av antiskrenter. Dannelsen av de morfologiske ryggene i laksvatnfjellet kan derfor sammenlignes med teorien for dannelsen av antiskrenter.

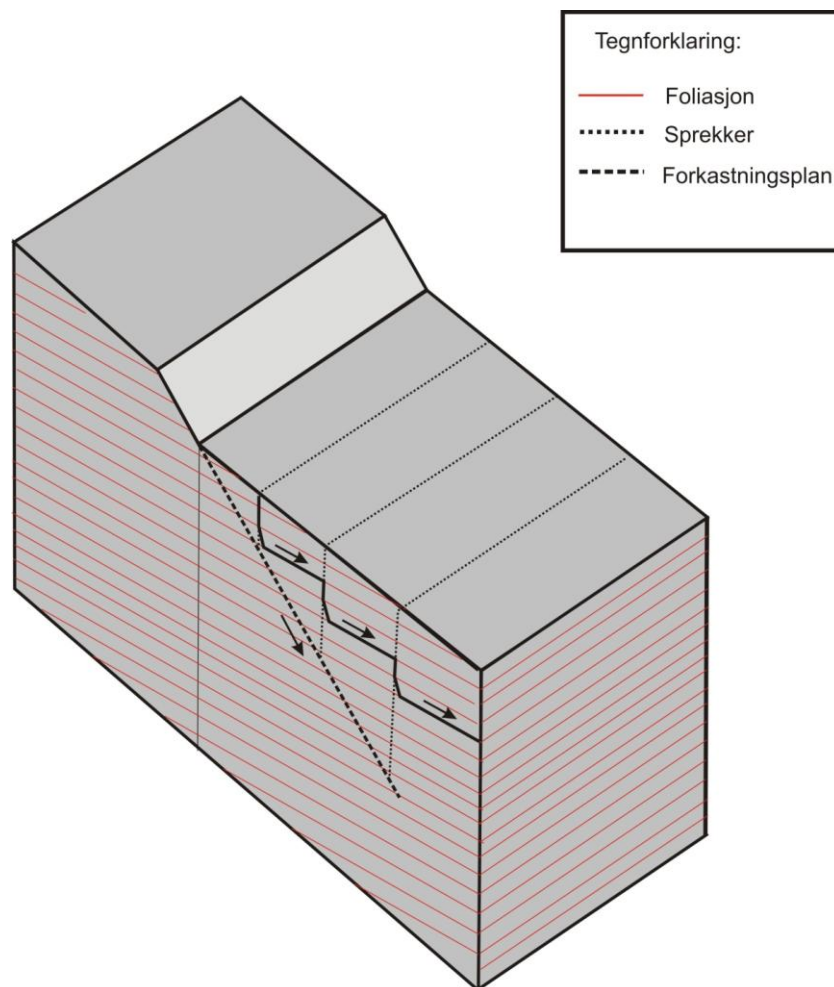


**Figur 5.18:** Illustrasjon av antiskrenter, hvor lateral spredning i berggrunnen fører til *dip-slip* bevegelse langs svakhetsplan som faller steilt inn mot fjellsiden (Gutièrres-Santolalla et al., 2005). Denne utviklingen av antiskrenter kan sammenlignes med dannelsen av rygger i øvre deler av skredet i Laksvatnfjellet (Fig. 5.4)

I tillegg til hovedglideplanet i bakscrenten er det antatt å eksistere et underliggende glideplan i berggrunnen videre nedover i øvre og midtre deler av skredet, som er mer lavvinklet enn hovedglideplanet i bakscrenten, og delvis følger foliasjonen i berggrunnen (se kap. 5.2). På blotingsskala er det observert et mulig glideplan med trappetrinngemetri (se kap. 4.3.1) som delvis følger foliasjonen i berggrunnen. Det vil si et glideplan som består av en sammenkobling av steile sprekker som blir slakere ned i dypet og avløses av lavvinklede



foliasjonsplan (Fig. 5.19). Dette er en utglidningsmekanisme som er observert i flere ustabile fjellparti både i Troms og på Vestlandet, hvor berggrunnen har en lavvinklet foliasjon som faller ned mot fjorden eller dalbunnen (Henderson et al., 2007; Henderson et al., 2006). Det er derfor sannsynlig at det ikke eksisterer glideplan som følger foliasjonen i berggrunnen kontinuerlig, men har en trappetrinns geometri, hvor bevegelse stedvis vil bli tatt opp langs foliasjonsplanene. Et slikt glideplan er også mer sannsynlig i deler av berggrunnen i skredet hvor foliasjonen har slakest fall ( $< 20^\circ$ ). Flere glideplan med trappetrinnsgeometri er observert i små skala i berggrunnen, så en mulighet er at det ikke eksisterer et sammenhengende underliggende glideplan (BSP) i berggrunnen, men flere interne glideplan med en kompleks trappetrinns geometri. Dette er og en teori som er foreslått i flere ustabile fjellparti i Norge (Henderson et al., 2007). En annen mulighet er at det eksisterer et sammenhengende underliggende glideplan i tillegg til flere interne.



**Figur 5.19:** Skjematisk blokkdiagram som viser hvordan et glideplan med trappetrinnsgeometri utvikles i berggrunnen i skredet, ved at langsgående sprekker som flater ut i dypet og avløses av lavvinkledefoliasjonsplan. Utglidning er i tillegg antatt og skje langs forkastningen i bakskrenten.

I skrenten først og fremst nord i nedre deler av skredet er det tolket roterte terrasser, som har beveget seg nedover langs et ØNØ-VSV strykende listrisk glideplan med bratt fall mot NNV (se kap. 5.2.3). Dette viser at ren utglidning også kan ha forekommet i nedre deler av skredet, langs et listrisk glideplan som gir rotasjon av blokken inn mot skrenten. Dette glideplanet har en helt annen orientering enn hovedglideplanet i øvre deler av skredet, som underbygger at det er uavhengig av glideplanene i bakskrenten. Det kan også være at et eventuelt basalt rampeflate glideplan, rett og slett forandrer orientering nedover i dypet. Ellers i nedre deler av skredet er først og fremst fall av mindre blokker hovedmekanismene, men utglidning langs listriske glideplan kan ha forekommet også her (se kap. 5.2.3.). En mulighet er at foliasjonen i berggrunnen i nedre del av skredet opprinnelig falt inn mot skrentene. Dette kan være årsaken til at det ikke har vært utglidning langs lavvinklede plan som følger foliasjon i berggrunnen. I områder hvor foliasjonen faller inn mot fjellsiden er mekanismer i form av *toppling* og direkte fall naturlige, hvor strukturer som steile sprekker i berggrunnen er til stede (Henderson et al., 2006). Listriske glideplan kan derfor være tilknyttet andre svakhetsplan enn foliasjon i berggrunnen (se kap. 5.5). I flere ustabile fjellpartier i Norge er det observert at et antatt sammenhengende underliggende glideplan (BSP) migrerer ut i nedre del av fjellsiden (Braathen et al., 2004). Dette er ikke observert i Laksvatnfjellet, noe som er med på å redusere sannsynligheten for en sammenhengende utglidning og kollaps av hele skredet.

Oppsummert er utrasningen av berggrunnen i Laksvatnfjellet tolket som en kombinasjon av *toppling* og fall av mindre blokker langs skrentkanter spesielt i nedre deler av skredet, og utglidning langs et sammenhengende rampe-flate glideplan og/eller flere interne glideplan med trappetrinnsgeometri. I et skredområde som i Laksvatnfjellet, som opptrer direkte i en fjellside med moderat overflatehelning, er utglidning den mest sannsynlige mekanismen (Böhme et al., 2011). InSAR data indikerer nylig resent bevegelse med en hastighet som varierer fra 1-10 mm/år i deler av berggrunnen i skredet (se kap 4.5). Revner i vegetasjonsdekket og synkehull indikerer også nylig bevegelse i berggrunnen (se kap. 4.4.4). En slik pågående langsom deformasjon eller utglidning kan skyldes *creep* langs glideplanene. *Creep* kan også ha vært drivfaktoren til tidligere utglidninger i skredet og deformasjon av berggrunnen.

Deformasjon eller bevegelsen i berggrunnen i forkant av et skred (*pre-avalanche deformation/pre-avalanche movement*) gir opphav til et karakteristisk deformasjonsmønster i fjellsiden (Braathen et al., 2004). Basert på Braathen (2004) er kildeområder til skred i Norge delt opp i tre ulike kategorier på grunnlag av strukturell geometri, deformasjonsmekanismer og helningsgradient. (1) fall områder (*rock fall area*), (2) utglidningsområder (*rockslide area*) og (3) komplekse områder (*complex fields*). Den første typen, hvor utrasning til slutt skjer ved direkte fall, forekommer i områder med bratt helningsgradient ( $>60-75^\circ$ ), og hvor steile sprekker opptrer i berggrunnen. Kildeområdet består av en enslig blokk eller flere blokker adskilt av steile sprekker. Størrelsen på blokken kan variere fra noen  $m^3$  og opp til flere millioner  $m^3$ . Utglidnings områder er fjellsider hvor gradienten er  $< 45^\circ$ , og hvor svakhetssoner er orientert parallell eller subparallell med skråningen. I forkant av en direkte utglidning forekommer som oftest *creep* langs svakhetsplanene i berggrunnen. I komplekse områder kan deformasjonsmekanismen sies å være en kombinasjon av glidning, fall og *toppling*. Området kjennetegnes ved en gjennomsnittlig lav helningsgradient og en kaotisk og ujevn overflatemorfologi. Glidning kan forekomme langs flere underliggende pre-eksisterende svakhetsplan (foliasjon, lagdeling eller sprekker). Rotasjon av interne blokker inn mot skrenter, separert av forkastninger, kan også forekomme i disse områdene.

I skredet i Laksvatnfjellet er det antatt at en kombinasjon av overnevnte mekanismer (utglidning, *toppling* og fall) har ført til en kontinuerlig deformasjon og bevegelse i berggrunnen, som sannsynligvis pågår ennå i dag. Det er og antatt at en form for sakte utglidning (*creep*) forekommer langs et eventuelt underliggende glideplan og/eller flere interne glideplan. I tillegg er det også tolket å være rotasjon av interne blokker (terrasser), inn mot skrenter. Kombinasjon av flere mekanismer, glideplan på flere nivåer i berggrunnen, samt den relativt slake overflategradienten og ujevne overflatemorfologien (rygger, skrenter terrasser) indikerer at skredområdet i Laksvatnfjellet er et komplekst kildeområde til skred (*complex field*) (Braathen et al., 2004).

## 5.5 Faktorer og drivkrefter for utrasning.

Deformasjon eller bevegelse i berggrunnen er først og fremst forårsaket av gravitasjon, som er en kontinuerlig drivkraft, som forsterkes i alpine fjellsider med høyt relieff og bratt overflategradient (Braathen et al., 2004; Agliardi et al., 2009). Utviklingen av ustabile fjellpartier i slike bratte områder skyldes først og fremst gravitasjon og fjellsiden sitt forsøk på å oppnå en slags likevekt (Selby et al., 1993). Den skredutsatte fjellsiden i Laksvatnfjellet har ikke spesielt høyt relieff og en relativt slak overflategradient (20-30°). Det underbygger at andre faktorer også må ha medvirket for å initiere skredet i Laksvatnfjellet.

Med bakgrunn i den foreliggende studien av skredet i Laksvatnfjellet er det sannsynlig at faktorer som berggrunnens beskaffenhet og indre struktur har lagt forholdene til rette for skred. Foliaasjonens helning i forhold skråningen og opptreden av tektoniske elementer som sprekker, forkastninger og skjærsoner (Ambrosi & Crosta, 2005; Henderson & Saintot, 2011; Saintot et al., 2011).

Berggrunnen i Laksvatnfjellet har gjennomgått flerfaset duktil folding som blant har skapt en gjennomgående hovedfoliasjon (S1) og krenulasjonskløv (S2) i berggrunnen. Det er antatt at opptreden av duktile folder i berggrunnen øker sannsynligheten for ustabilitet i fjellsiden. Dette er blant annet på grunn av at duktil folding generelt fører til strekning og flatning av mineraler, som gir lav indre styrke i berggrunnen (Saintot et al., 2011). Berggrunnen i Laksvatnfjellet består av blant annet metamorfe bergarter som fyllitt og glimmerskifer og lag med papirskifer, hvor flakmineraler som glimmer og kloritt fører til at deler av berggrunnen i skredet har relativ lav indre styrke. Svake bergarter som blant annet fyllitt er tolket som en av de viktigste faktorene til ustabile fjellparti i Sogn og Fjordane (Böhme et al. 2011). Hovedfoliasjonen (S1) i berggrunnen like ovenfor (øst) og nordøst for skredet har nokså konstant strøk VSV-ØNØ til V-Ø og fall 10-20° mot NNV og N, det vil si på skrå ned fjellsiden. Et slikt konstant strøk antyder at orienteringen av foliasjonen i den utraste berggrunnen i øvre del av skredet kan ha vært tilsvarende. Fallet til foliasjonen i Laksvatnfjellet er slakere enn den gjennomsnittlige overflatehelningen i fjellsiden (20- 30°). Når foliasjonen i berggrunnen i en fjellside faller tilnærmet samme retning som fjellsiden (på skrå i dette tilfellet), men har en slakere helningsgradient enn fjellsiden, brukes begrepet overhellende *overdip cataclinal slope* (Cruden & Hu., 1999). Ustabile fjellparti på Vestlandet og i Troms er klart tilknyttet områder hvor foliasjonen faller 20-40° ned mot fjorden eller dalbunnen i

lignende helningstyper, og glideplan er blant annet observert langs foliasjonen (Henderson et al., 2006, 2010; Braathen et al., 2004; Saintot et al., 2011). Sannsynligvis er det antatte opprinnelige fallet til foliasjonen i berggrunnen i skredet i Laksvatnfjellet på grensen til for slakt til at et glideplan følger foliasjon kontinuerlig. Derimot er flere interne glideplan med trappetrinnsgeometri, som er adskilt av brattere segmenter og delvis følger foliasjonen i berggrunnen, mer sannsynlig. Glideplan i berggrunnen i Nordnesfjellet i Troms er på samme måte som i Laksvatnfjellet, tolket å følge en veldig lavvinklet foliasjon i berggrunnen, som stedvis heller inn mot fjellsiden. Det er også antatt at glideplanet deles opp av flere steile sprekker (Henderson et al., 2007).

I ryggene i øvre deler av skredet faller foliasjonen 20-30° ned mot dalbunnen (se kap. 4.4.3). Foliasjonen her har derfor en større sjanse til å ha blitt reaktivert som glideplan. Derimot kan opptreden av lag med papirskifer i berggrunnen, hvor et høyt innhold glimmermineraler (leirmineraler) reduserer skjærstyrken langs foliasjonsplanene betraktelig (Braathen et al., 2004), føre til reaktivering også langs relativt slakt hellende foliasjonsplan. Et eventuelt sammenhengende basalt glideplan langs foliasjon kan være konsentrert til et underliggende lag av papirskifer i berggrunnen.

Bakskrenten er tolket som en reaktivert forkastning, som opprinnelig var dannet av andre årsaker enn skredet. Forkastningen er derfor en pre-eksisterende svakhetsplan i berggrunnen, som har vært en viktig faktor lokaliseringen og utviklingen av skredet i Laksvatnfjellet.

Et annet strukturelt svakhetsplan er krenulasjonskløven (S2) som har strøk parallelt med både forkastningen i bakskrenten og flere av de langsgående sprekke, men faller bratt inn mot fjellsiden og dermed representerer tydelige antitetiske svakhetsplan i berggrunnen. Krenulasjonskløven kan ha vært med på å styre utviklingen av både morfologiske rygger og langsgående åpne sprekker.

Størst grad av utglidning og deformasjon av berggrunnen i øvre deler av skredet ser ut til å være konsentrert til områder hvor berggrunnen består av metapelittiske bergarter (fyllitt og glimmerskifer) med tydelig utviklet hovedfoliasjon (S1) og krenulasjonskløv (S2). Det er også

her vi finner opptreden av morfologiske rygger. Områder i øvre del av skredet, hvor berggrunnen har en gabbroisk sammensetning uten godt utviklet hovedfoliasjon og krenulasjonskløv i berggrunnen, er den også mer intakt og viser ikke like mye tegn til utglidning. Det samme gjelder i midtre og nedre del av skredet, hvor berggrunnen er mer intakt og består av metapsamitt uten godt utviklede foliasjonsplan og krenulasjonskløv. Dette er med på å underbygge at krenulasjonskløven (S2), og hovedfoliasjonen (S1) er svakhetsplan som er kontrollerende faktorer for utglidning.

To regionale forkastninger er antatt å avgrense skredet i Laksvatnfjellet. Det gjelder forkastningen i bakskrenten og forkastningen i elvedalen sør for skredet (Fig. 1.6). Åpne langsgående sprekker i øvre og midtre deler av skredet følger samme trend som NNØ-SSV og NØ-SV strykende forkastningsplan i bakskrenten, og kan derfor være svakhetsplan tilknyttet dannelsen av forkastningen, som senere er blitt reaktivert ved utglidning i bakskrenten. I berggrunnen ovenfor skredet er det og kartlagt åpne sprekker med trend NØ-SV og NNØ-SSV. I tillegg er det kartlagt en mindre dominerende sprekkeretning i berggrunnen i området rundt Laksvatnfjellet som stryker NØ-SV med vertikalt til moderat fall mot NV (Olsen, 1985). Dette er med på å underbygge at NØ-SV og NNØ-SSV åpne sprekker (svakhetsplan) kan ha eksistert i berggrunnen før skredet ble dannet, og dermed ha vært en kontrollerende faktor til skredet. I berggrunnen ovenfor skredet eksisterer og sprekker med samme trend som de tverrgående og diagonale sprekke i skredet. Disse kan også ha vært pre-eksisterende strukturer og viktige faktorer for utglidning.

Roterte terrasser nord i nedre deler av skredet antyder et ØNØ-VSV strykende glideplan. Bakskrenten i denne delen av skredet er og tolket og splittes opp i flere ØNØ-VSV strykende skrenter (se kap. 4.4.1). Strøket til glideplanet og skrentene er parallelt med forkastningen i elvedalen som avgrenser skredet i sør. De kan derfor være reaktivert svakhetsplan tilknyttet forkastningen i sør av skredet. Den ene gruppen av åpne sprekker nord i nedre deler av skredet er orientert diagonalt (ØNØ-VSV) på bakskrenten, men parallelt med strøket det antatte glideplanet til terrassen. Dette er med på å underbygge diagonale svakhetsplan, dannet i tilknytning til forkastningen i elvedalen, har blitt reaktivert i dette området av skredet.

Sannsynligheten for ustabilitet i berggrunnen i en fjellside øker med tettheten av sprø strukturer som sprekker og forkastninger, og kan være med på og passivt styre utviklingen og opptreden av ustabile fjellsider (Ambrosi & Crosta, 2006; Blikra et al., 2006a; Agliardi et al., 2001, 2009; Saintot et al., 2011). Forkastningen i baskrenten og parallelle svakhetsplan tilknyttet denne kan ha vært med og passivt styre utglidning i baskrenten utviklingen av morfologiske rygger i øvre og midtre deler av skredet. Diagonale svakhetsplan nord i nedre deler av skredet kan ha vært med og passivt styre utviklingen av skredet her. Åpne sprekker i øvre, midtre og nord i nedre deler av skredet er orientert normalt på hverandre (langsgående og tverrgående). Dette er en gunstig orientering av strukturelle elementer i berggrunnen, for reaktivering ved gravitativ påvirkning som fører til ustabilitet i en fjellside. Slike strukturelle elementer dannes sjelden i forbindelse med selve skredet, men er opprinnelige strukturelle svakhetsplan i berggrunnen (Saintot et al., 2011).

Andre faktorer som seismisk aktivitet (neotektonikk), glasiasjon og deglasiasjon, frost relaterte prosesser og vanntrykk, samt langtidsvirkende faktorer som endring i skjærstyrken langs eventuelle glideplan, kan ha vært potensielle drivkrefter for å initiere skredet i Laksvatnfjellet. (McCaplin et al. 1999; Agliardi 2001, 2009; Braathen et al., 2004; Blikra et al., 2006b; Ambrosi & Crosta, 2005).

Tidligere fjellskred og ustabile fjellparti i Troms og på Vestlandet er konsentrert langs storskala regionale forkastninger dannet under den mesozoiske hoveddriftfasen og åpningen av Norske- og Grønlandshavet, og antatt reaktivert i kenozoikum (Redfield et al., 2005; Osmundsen et al., 2009, 2010). Tektonisk landheving, forårsaket av kvartær tilting av Fennoskandia på grunn av *ridge push* eller mantelkonveksjon, kan ha forårsaket reaktivering av forkastningene (Dehls et al., 2000). I tillegg kan post-glasial isostatisk landheving som følge av deglasiasjon forårsaket reaktivering etter siste istid (Dehls et al., 2000). Seismisk aktivitet som følge av reaktivering, gir dynamiske belastninger i berggrunnen. Dette igjen kan føre til små episoder med rask bevegelse eller kan være med på å akselerere langtids og saktegående *creep* i berggrunnen (Gutiérrez-Santolla et al., 2005). Neotektonikk kan derfor ha vært en medvirkende regional drivkraft til utviklingen av de ustabile fjellpartiene vi ser i dag (Braathen et al., 2004; Blikra et al., 2006b, Osmundsen et al., 2009). I Troms er storskala regionale forkastninger tolket i nærheten av skredområdet i Laksvatnfjellet (Fig. 5.20) (Osmundsen et al., 2009). Seismisk aktivitet langs denne kan ha vært en av flere ytre

drivkrefter som har ført til utglidning langs svakhetsplan i berggrunnen i skredet (se videre diskusjon kap. 5.6).

Det kartlagte skredområdet i Laksvatnfjellet har vært dekket av is gjennom hele siste istid, og sannsynligvis også så sent som i Yngre Dryas. Trolig ble fjellområdet isfritt en gang mellom 12.800-11.500 kal. år og 11300 kal. år - 11000 kal. år (se kap. 1.5.2). Vekten av et isdekke vil føre til internt høyt stress både i dalbunnen og i fjellsidene, og deglasiasjon er en årsak til stor vektavlastning og frigjøring av stress i berggrunnen, som kan føre til reaktivering og bevegelse (deformasjon) langs svakhetsplan (forkastninger, sprekker og foliasjon). Vekten av et isdekke kan også føre til utviklingen av et internt nettverk av sprekker i berggrunnen, ofte sprekker som er parallelle med topografien. Dette er faktorer som igjen kan være med å påvirke stabiliteten i fjellsider (Braathen et al., 2004; Blikra et al., 2006b; Ballantyne, 2001; Agliardi et al., 2001, 2009). Berggrunnens respons på vektavlastningen kan være umiddelbar ved at store fjellskred forekommer under deglasiasjonen, eller en mer forsinket prosess som initierer bevegelse og deformasjon langs underliggende glideplan i berggrunnen. Dypgående deformasjon av store områder i fjellsider er blant annet definert som DSGSD (se kap. 5.2). Morfologiske strukturer som antiskrenter er tilknyttet DSGSD i deglasierte fjellsider i British Colombia, og tolket å være dannet som berggrunnens respons på vektavlastning og endrede stressforhold som følge av deglasiasjon (Ballantyne, 2001). Flere av disse morfologiske strukturene kan sammenlignes med ryggene (antiskrentene) som opptrer i øvre deler av skredet i Laksvatnfjellet (se kap 5.2.1 ). Deglasiasjonen etter siste istid kan ha ført til stressavlastning som kan ha vært medvirkende faktorer til reaktivering og sakte bevegelse i form av *creep* langs svakhetssoner i berggrunnen, samt ført til reaktivering eller nydannelse av sprekker i berggrunnen, som har vært med på å styre lokaliseringen av utglidninger i berggrunnen. Nye InSAR data har påvist resente bevegelser opp til 10 m.m./ år i deler av berggrunnen i Laksvatnfjellet (se kap. 4.5). En mulig årsak kan være forsinkede avlastningsprosesser i berggrunnen på grunn av tidsavhengig oppløsning av resterende stress i berggrunnen (Ballantyne, 2001; Braathen et al., 2004; Blikra et al., 2006b). Det betyr at resistente bevegelser i Laksvatnfjellet kan skyldes berggrunnens forsinkede respons på vektavlastning som følge av deglasiasjon.



I berggrunnen i skredet i Laksvantfjellet er *creep* antatt å være drivkrefter til resent og/eller tidligere bevegelse eller deformasjon i form av. For å initiere *creep* må de totale kreftene som virker på glideplanet overgå skjærstyrken langs glideplanet (Braathen et al., 2004).

Oppbygning av vanntrykk/poretrykk langs glideplanet vil redusere skjærstyrken langs glideplanet. Når tykket oppnår en viss kritisk verdi, vil mekanismen *creep* kunne forekomme som en funksjon av at vanntrykket reduseres (*drained off*) og igjen blir stabilt inntil en eventuell ny oppbygning av trykket (Braathen et al., 2004; Blikra et al., 2002).

Gjennomstrømning av vann langs eventuelle glideplan i berggrunnen kan føre til nedbrytning eller vekst av mineraler, eller medvirke som et slags smøremiddel, som igjen kan føre til redusert skjærstyrke langs planene (Terzaghi, 1962). Når bevegelsen først starter, vil det føre til oppknusning av berggrunnen langs glideplanet, som utvikler seg progressivt til en sone med oppknuste bergarter (*gouge*) (Blikra et al., 2002; Braathen et al., 2004). Forkastningen i baks-krenten i skredet i Laksvatnfjellet, kan være en sone av oppknust bergart. Slike soner vil være naturlige veier for vann og drenere på grunn av sannsynligvis høy porøsitet og permeabilitet. Økt vanngjennomstrømning vil kunne medføre økt poretrykk langs glideplanet og nedbrytning eller vekst av nye mineraler, som kan redusere skjærstyrken. Synkehullene i midtre del av skredet er antydning å kunne indikere drenering av vann langs svakhetssoner (sprekker) i berggrunnen. Vannet kan ved å ha drenert langs sprekker, trengt inn langs foliasjonsplanene i berggrunnen og dermed vært med på å redusere skjærstyrken og initiere *creep*. Dette vil føre til en videre nedknusning av bergartsfragmenter langs foliasjonsplanene, og ytterligere redusert skjærstyrke.

Under Yngre Dryas perioden var det trolig permafrost helt ned til havnivå i Norge. Smelting av permafrost under deglasiasjon, er antatt å ha påvirket stabiliteten i berggrunnen i fjellsider (Blikra et al., 2006b). I Nord-Norge er fjellområder over 1000 m.o.h. antatt å ha permanent permafrost forhold i dag (Etzelmüller et al. 1998). Reell permafrost eksisterer derfor trolig ikke i berggrunnen i Laksvatnfjellet i dag, men kan ha vært til stede etter siste glasiering, og påvirket stabiliteten i svakhetsplan i berggrunnen da isen smeltet.

Frostsprenning skaper krefter som kan forårsake videre åpning av pre-eksisterende sprekker i berggrunnen (Blikra et al., 2006b), og er først effektivt når temperaturen i berggrunnen faller til ca.  $-5^{\circ}$  og alt vannet fryser (SNL). Normal årsmiddeltemperatur (1961-1990) for området rundt Laksvatnfjellet er  $1-2^{\circ}$  (Meteorologisk Institutt). I vinterhalvåret er det derfor

sannsynlig at gjennomsnittstemperaturen i Laksvatnfjellet tilsvarer forhold som ligger til rette for denne type prosess. Frostsprengning kan således ha vært og fortsatt være en medvirkende faktor til *toppling* og gjentagende åpning av sprekker i berggrunnen.

Den indre strukturen i berggrunnen i skredet (hovedfoliasjon, krenulasjonskløv, sprekker og forkastninger) er faktorer som har lagt forholdene til rette for både utglidning i form av *creep* og *toppling* og direkte fall av mindre blokker. Deglasiasjon og seismisk aktivitet kan ha vært medvirkende drivkrefter til initiering av de ulike skredmekanismene.

## 5.6 Regional sammenheng

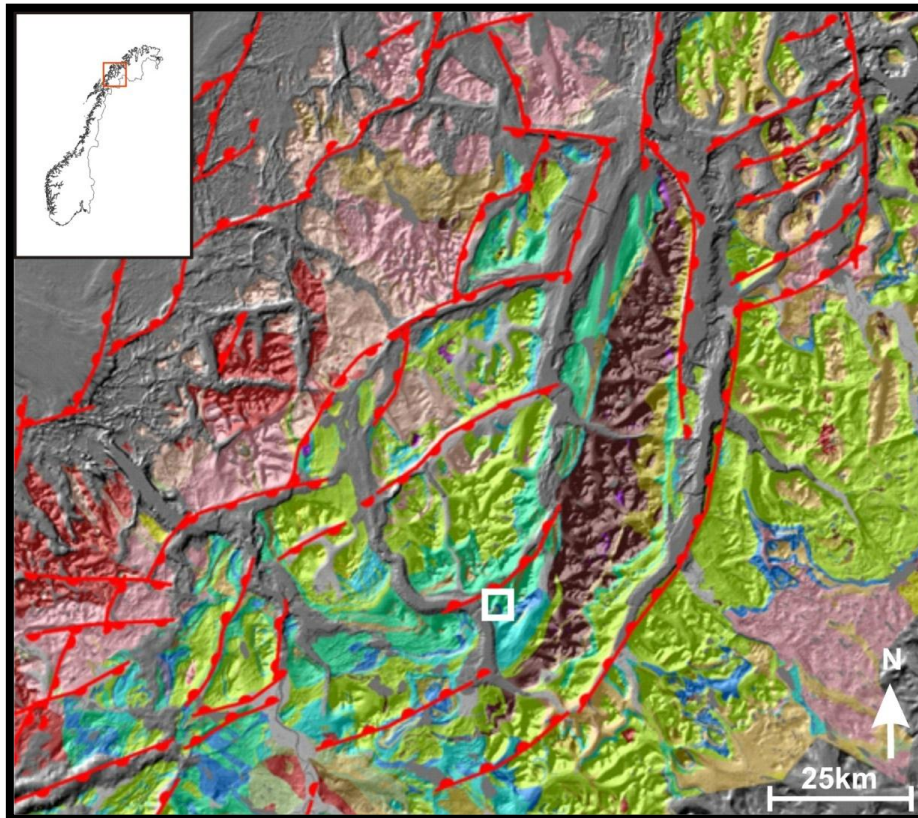
Flere av de sprø strukturene i skredet (forkastninger/sprekker) kan være tilknyttet storskala regionale forkastninger og lineamenter på land og sokkelen utenfor Nord-Norge. Senere reaktivering av disse forkastningene kan ha vært medvirkende drivkrefter til initiering av skredet i Laksvatnfjellet.

Lineamenter identifisert hovedsaklig fra Landsat TM 7 data på en 1:750.000 skala, viser dominerende trend NØ-SV og mindre dominerende trender NNØ-SSV og NV-SØ i sentrale deler av Troms (Gabrielsen et al., 2002). NØ-SV og NNØ-SSV limeamenter samsvarer med strøket til forkastningen i bakskrenten, langsgående sprekker, morfologiske rygger og skrentkanter i skredet i Laksvatnfjellet. NV-SØ strykende lineamenter samsvarer derimot med strøket til tverrgående strukturer i skredet.(se kap. 4).

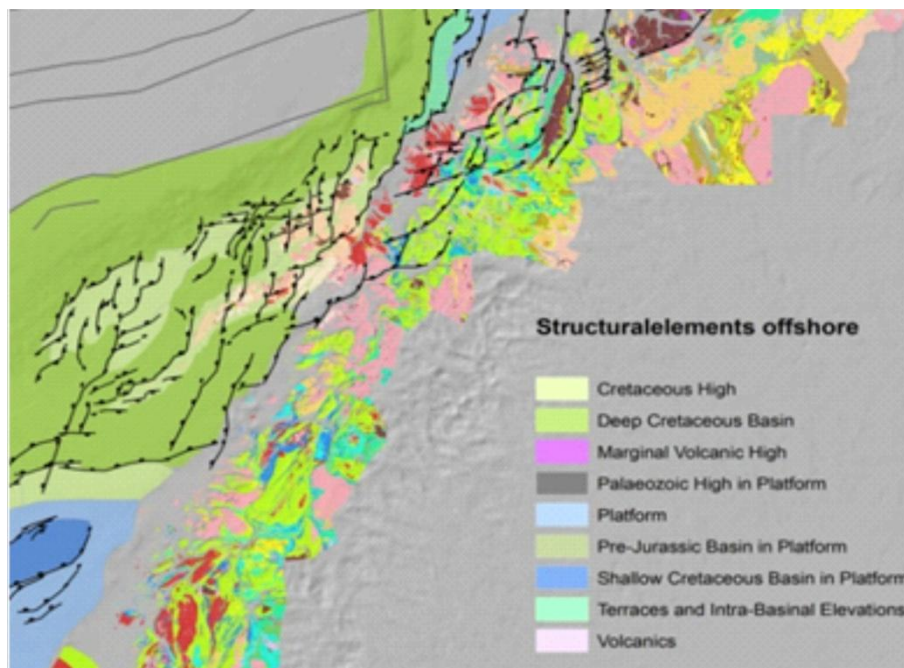
På bakgrunn av grav-magkart, topografiske analyser og kartlegging i felt, og som et ledd i et pågående arbeid med regional kartlegging av forkastninger på land og sokkelen utenfor Troms (Hansen et al., 2011, pågående arbeid), er det blitt identifisert flere regionale antatt mesozoiske normalforkastninger på land i Troms. Med hovedtrender NNØ-SSV, NØ-SV og ØNØ-VSV (Fig.5.20). Denne trenden viser også forkastninger i Lofoten, Vesterålen og på sokkelen utenfor Nordland, som hovedsakelig er dannet under den mesozoiske hoveddriftsfasen (Fig. 5.21) (Olesen et al., 1997; Bergh et al., 2007; Eig, 2008; Hansen, 2009). Normalforkastningen i bakskrenten i skredet, samt normalforkastningene som er kartlagt like utenfor skredet er parallelle med de regionale trendene. Den tolkede NØ-SV til NNØ-SSV strykende normalforkastning i dalen rett nedenfor Laksvatnfjellet (Fig.5.20) er tilnærmet

parallell med forkastningen i baskrenten i skredet. Den ØNØ-VSV strykende forkastningen som avgrenser skredet i sør er også parallell med ØNØ-VSV styrkende regionale forkastninger i Troms. Storskala regionale forkastninger karakteriseres og av soner, hvor det opptrer et tett nettverk av mindre parallelle forkastninger og sprekker (Saintot et al., 2011). En mulighet er derfor at forkastningene som avgrenser skredet er en del av et nettverk av mindre normalforkastninger som er tilknyttet storskala regionale forkastninger. Orienteringen av langsgående sprekker i skredet, med lik orientering som forkastningene, kan være iboende svakhetssoner i berggrunnen, dannet i tilknytning til forkastningene i skredet og større nærliggende forkastninger.

Senere oppløftning og reaktivering av mesozoiske forkastninger, er antatt å ha forekommet i kenozoikum, lenge etter selve hoveddriftasen (Redfield et al., 2005; Osmundsen et al., 2009, 2010). AFT data (*apatite fission track*) fra Møre-Trøndelag forkastningskompleks, Lofoten og Vesterålen har påvist forkastningsaktivitet i sen kritt og mulig tertiær i disse områdene (Redfield et al., 2005; Hendrix et al., 2010). Ansamlingen av potensielle ustabile fjellparti og tidligere fjellskred langs denne Møre-Trøndelag forkastningskompleks er antatt å skyldes neotektonikk (Henderson & Saintot, 2011). InSAR data og geomorfologiske observasjoner synes å indikere at flere linære fjellområder i Troms faller sammen med reaktiverte mesozoiske forkastninger (Osmundsen et al., 2009, 2010). Et av hovedområdene for denne type aktivitet er Lyngen og Kåfjord området. InSAR data fra Lyngenhavøya har blitt tolket til at den beveger seg mot satellitten, mens et område øst for Lyngen beveger seg bort fra satellitten (Fig. 1.12). Osmundsen (2009) tolket dette som bevis for resent tektonisk aktivitet, og at fjellskred og ustabile fjellparti langs østsiden av Lyngenfjorden og i Kåfjordområdet er tilknyttet områdets plassering i hengblokken til en regional NNØ-SSV strykende normalforkastning langs østsiden av Lyngenhavøya (Fig. 5.22). En NNØ-SSV strykende normalforkastning med fall mot NNV, er også antatt langs vestsiden av Lyngenhavøya, og videre langs østsiden av Laksvatnfjellet (Osmundsen et al., 2009) (Fig. 5.22). På bakgrunn dette, vil det si at de potensielle ustabile fjellparti langs østsiden av indre deler av Sørfjorden, medregnet skredområdet i laksvatnfjellet, ligger i hengblokken til en normalforkastning (Fig. 5.22). Opptreden av ustabile fjellparti her kan på samme måte langs østsiden av Lyngenfjorden og i Kåfjordområdet, skyldes plasseringen i hengblokken til en antatt aktiv forkastning.



Figur 5.20: Bergrunnskart over deler av Troms, som viser antatt normalforkastning (Hansen et al., 2011, pågående arbeid). Normalforkastningene viser to tydelige hovedtrender, NNØ-SSV og ØNØ-VSV. Merk at nordvest for Laksvatnfjellet (innrammet) i følge kartet en NØ-SV til NNØ-SSV strykende normalforkastning.



Figur 5.21: Kart som viser normalforkastninger i Lofoten og Vesterålen og på sokkelen utenfor Troms og Nordland. Hovedtrendene til forkastningene er NNØ-SSV, NØ-SV og ØNØ-VSV, som er lik hovedtrender av forkastninger på land (Fig. 5.20). Kartet er modifisert av Hansen (2011), og bygger på tolkninger fra Gabrielsen (1990), Olesen (1997, 2010) og Zwaan (1998).

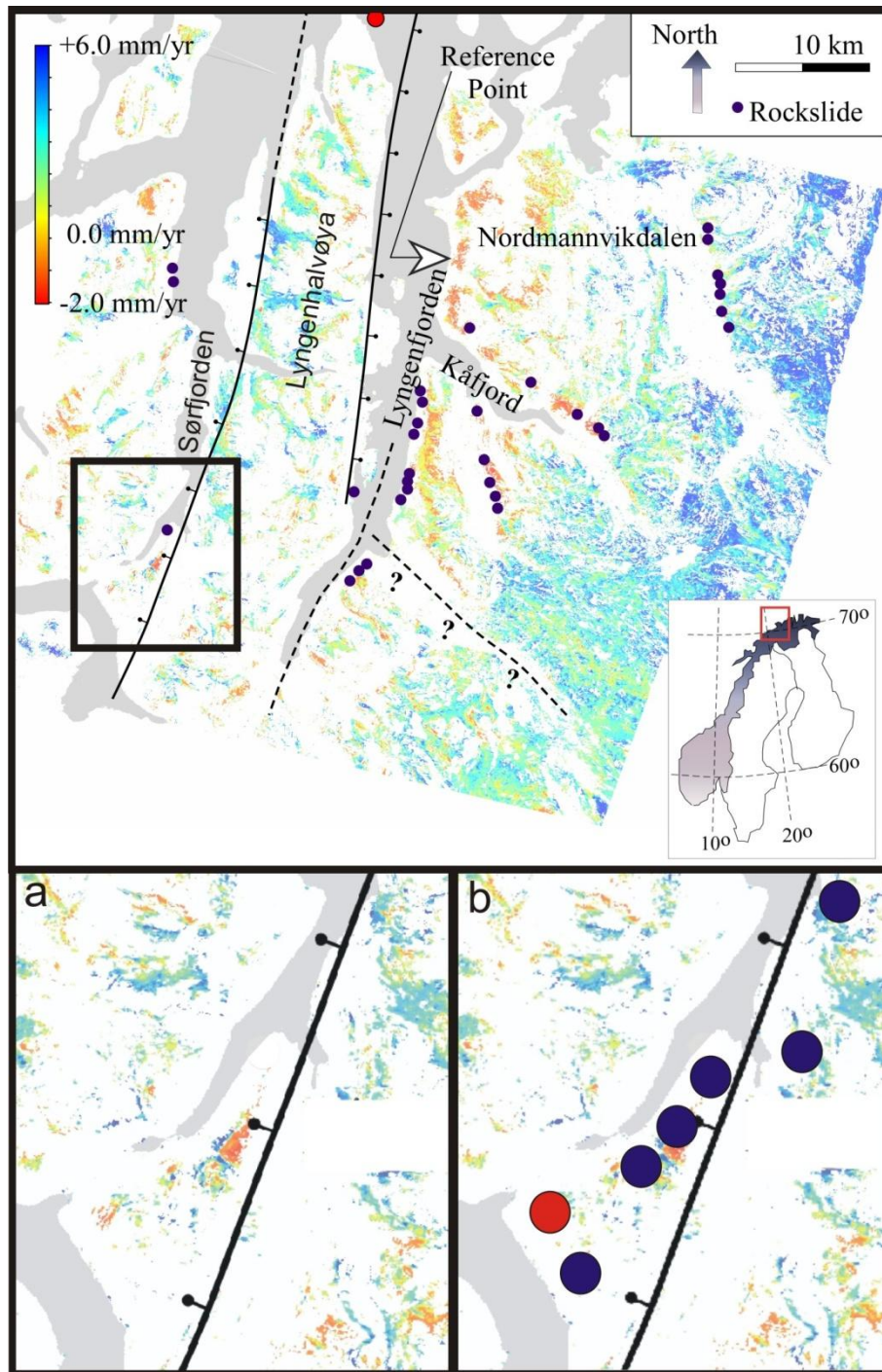
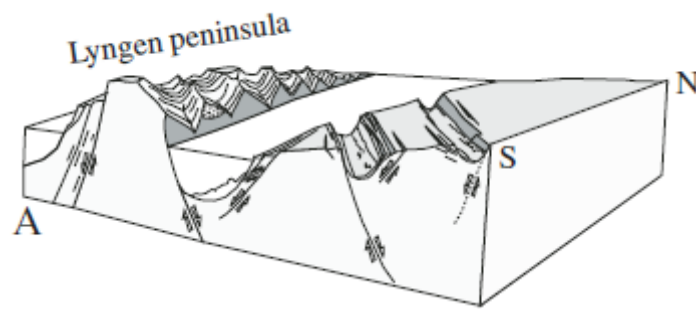


Fig 5.22: Modifisert kart, som viser InSAR data og bevegeshastighet over sentrale deler av Troms (Osmundsen et al. 2009). Lyngnehalvøya beveger seg mot satellitten (blå og grønn), og store områder på vestsiden av Lyngnehalvøya og på østsiden av Lyngnefjorden og i Kåfjord beveger seg fra satellitten (rød og gul). Alle bevegelser er relative i forhold til markert referansepunkt. Kartlagte potensielt ustabile fjellparti (*rockslide*) er merket med sorte punkter (ikke alle som er kartlagt per i dag er tatt med) og er anriket langs østsiden av Lyngnefjorden, som beveger seg mot satellitten. Svarte linjer viser antatte normalforkastninger med svarte prikker i fallretningen. Utsnitt (a,b) viser innrammet område i kartet, hvor Laksvatnfjellet ligger. Forkastningen på vestsiden av Lyngnehalvøya er antatt å fortsette videre sørover, som betyr at den sannsynligvis passerer like øst for Laksvatnfjellet. InSAR data indikerer nylig resistent bevegelse bort fra satellitten i berggrunnen på vestsiden av den antatte normalforkastningen på vestsiden av Lyngnehalvøya (a). Flere potensielle ustabile fellparti er kartlagt i området på vestsiden av denne forkastningen (fra fig. 1.2). Rød sirkel er Laksvatnfjellet.



**Figur 5.23:** Blokkdiagram av sammenhengen mellom strukturer, landskap og fjellskred i Lyngen området (Osmundsen et al. 2009). Området øst for Lyngenhavøya er antatt å ligge i hengblokken til den NNØ-SSV strykende normalforkastningen langs østsiden av Lyngenhavøya. Ustabile fjellparti i området konsentreres i strukturelt kontrollerte og glasialt eroderte daler i hengblokken.

Oppsummert samsvarer strøket til forkastninger som avgrenser skredet i Laksvatnfjellet med trender av storskala regionale forkastninger, som er antatt reaktivert og mulig aktive i dag. Forkastningen i baskrenten kan derfor også antas å være en mesozoisk normalforkastning, som er blitt reaktivert i kenozoisk tid. Dette har derfor vært med og styre lokaliseringen av baskrenten i skredet og dermed at skredet opptrer der det gjør i dag. Ustabile fjellparti i Kåfjordområdet og østsiden av Lyngenfjorden er foreslått å være kontrollert av området plassering i hengblokken til en aktiv regional forkastning (Osmundsen et al 2009). Aktivitet langs forkastningen på vestsiden av Lyngenhavøya, kan være en av drivkreftene til potensielle ustabile i fjellparti på østsiden av indre deler av Sør fjorden, som blant annet omhandler Laksvatnfjellet.

## Kapittel 6 – Oppsummering og konklusjon

Oppgaven har gått ut på å evaluere og tolke sammenhengen mellom den indre strukturen og kartlagte morfologiske formelementer i skredet. Tolkningen bygger blant annet på likheter og ulikheter mellom strukturer internt i skredet og strukturer i berggrunnen utenfor skredet. Til sammen har dette gitt grunnlag for å tolke ulike bevegelsesretninger og skredmekanismer, samt faktorer og drivkrefter for utrasning.

Skredet i Laksvatnfjellet er tolket å være avgrenset i øvre del av en NØ-SV og NNØ-SSV strykende forkastning som er parallell med baks-krenten, og en ØNØ-VSV strykende forkastning som følger en lineær elvedal i sør. Duktile (hovedfoliasjon og krenulasjonskløv) og sprø strukturer (forkastninger og sprekker) i berggrunnen er tolket som reaktiverte glideplan og faktorer som har lagt forholdene til rette for skredet, samt styrt lokaliseringen av det.

Utglidning langs et plant hovedglideplan i baks-krenten har ført til reaktivering av antitetiske svakhetsplan og rotasjon av berggrunnen utover. Dette har skapt langsgående morfologiske rygger i øvre del av skredet. I tillegg kan ytre faktorer som frost og tineprosesser langs foliasjonsplanene ha medvirket til oppstuvning av berggrunne i ryggene. Foliasjonen i ryggene er også antatt å kunne være reaktivert som glideplan. Utglidning langs foliasjonen antas å ha forårsaket oppstuvning av berggrunnen, som har gitt opphav til skrenter foran rygger i øvre og midtre deler av skredet. Langs skrentkanter har skredmekanismer som *toppling* og fall av mindre blokker ført til en stadig mer desintegret berggrunn, spesielt i nedre deler av skredet.

Slakere områder med relativt intakt berggrunn er klassifisert som terrasser. Foliasjonen i delvis intakt berggrunn og den hellende overflaten i enkelte av terrassene i nedre deler av skredet faller inn mot fjellsiden, noe som er tolket å skyldes rotasjon inn mot fjellsiden og assosiert utglidning langs listriske glideplan i berggrunnen. I terrasser i midtre deler av skredet, hvor overflaten faller slakt nedover fjellsiden, er åpne sprekker og synkehull tolket som bevis for bevegelse i berggrunnen, langs et lavvinklet glideplan.

Glidleplan med ulik helning og geometri er antatt å eksistere på flere nivå (dyp) i berggrunnen. Et eventuelt sammenhengende basalt glideplan (BSP) vil derfor ha en rampeflate geometri. En annen mulighet er at hovedglidplanet i bakskrenten og eventuelle listriske glideplan i nedre del av skredet er uavhengig av hverandre. Observasjoner på blotningskala antyder lavvinklede glideplan med en trappetrinnsgeometri. Det vil si et glideplan som følger steile sprekker som flater ut i dypet, og avløses av lavvinklede foliasjonsplan. En teori er derfor at det kan eksisterer flere interne glideplan i skredet, istedenfor eller i tillegg til ett sammenhengende basalt glideplan.

På bakgrunn av kinematiske indikatorer (glidestriper i bakskrenten), orientering av lineamenter og morfologiske formelementer, er det estimert bevegelsesretninger i skredet. Hovedbevegelsesretninger er antatt å være ned-mot NV og VNV i øvre og midtre deler av skredet, ned-mot-NNV nord i nedre deler av skredet, mens de varierer fra VNV til NV sør i nedre deler av skredet. Forskjellene i bevegelsesretning kan være styrt av ulike orientering på pre-eksisterende strukturer og svakhetsplan i berggrunnen. Dette underbygges og av at åpne sprekker viser ulik orientering fra øvre og midtre til nedre deler av skredet.

Ytre drivkrefter til initiering av skredet kan være deglasiasjon og seismisk aktivitet. Deglasiasjonen etter siste istid kan ha forårsaket stressavlastninger i berggrunnen, som har initiert bevegelse langs forkastningen i bakskrenten og reaktivering av andre svakhetsplan i berggrunnen. Orienteringen av forkastningen i bakskrenten samsvarer med trenden av NNØ-SSV strykende, antatt mesozoiske regionale forkastninger som er kartlagt på land i Troms (Hansen et al. 2011, pågående arbeid), men også på land og sokkelen utenfor store deler av Nord-Norge (Bergh et al., 2007, Eig, 2008; Hansen, 2009). Flere av disse er antatt å være reaktiverte under kenozoisk landheving (Redfield et al., 2005; Osmundsen et al., 2009, 2010). Hovedglidleplanet i bakskrenten er derfor tolket å kunne være en reaktivert forkastning. Ustabile fjellparti langs indre deler av Sørfjorden, medregent Laksvatnfjellet, antatt å ligge i hengblokken til en NNØ-SSV strykende regional forkastning på vestsiden av Lyngahalvøya (Osmundsen et al., 2009). Seismisk aktivitet (neotektonikk) langs denne kan på samme måte som antatt i Kåfjordområdet og østsiden av Lyngenfjorden, ha vært med å initiere bevegelse lang pre-eksisterende svakhetsplan i berggrunnen. Andre ytre drivkrefter som kan ha vært viktig for utglidning er smelting av permafrost etter siste istid. Forsinket



stressavlastning i berggrunnen som følge av deglasiasjonen, gjennomstrømming av vann og videre oppknusning langs etablerte glideplan kan forårsake utglidning i form av *creep* i berggrunnen i dag. I tillegg kan frostsprengning være en av drivkreftene til produksjon av løse blokker og en stadig mer desintegrert berggrunn i skredet.

Min studie viser imidlertid klart at det er de strukturelle elementene og berggrunnens beskaffenhet som er de viktigste faktorene for initiering av skredet i Laksvatnfjellet, og at disse også har hatt stor betydning for lokaliseringen av det. Kombinasjon av flere skredmekanismer og ulike bevegelsesretninger over glideplan på forskjellige nivå (dyp) i berggrunnen, danner grunnlaget for å klassifisere skredet i Laksvatnfjellet som et komplekst kildeområde til skred (Braathen et al., 2004).

## Referanser

- Adhikary, D.P., Dyskin, A.V., Jewell R.V. & Stewart, D.P. 1997. *A Study of the Mechanism and Flexural Toppling Failure of Rock Slopes*. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 30 (2), s. 75-93.
- Agliardi, F. Crosta, G. & Zanchi, A. 2001. *Structural constraints on deep-seated slope deformation mechanisms*. *Engineering Geology* 59, s. 83-102.
- Agliardi, F., Zanchi, A. & Crosta, G.B. 2009: *Tectonic vs. gravitational morphostructures in the central Eastern Alps (Italy): Constraints on the recent evolution of the mountain range*. *Tectonophysics*, Volume 474, Issues 1-2, 1 September 2009, s. 250-270.
- Ambrosi, C. & Crosta, G.B. 2006: *Large Sackung along major tectonic features in the central Italian Alps*. *Engineering Geology*, 83, s. 183-200.
- Andersen, B.G. 1968. *Glacial geology of western Troms, North Norway*. *Norges geologiske undersøkelse* 256, 160 s.
- Andresen, A., & Bergh, S.G., 1985. *Stratigraphy and tectonometamorphic evolution of the Ordovician-Silurian Balsfjord Group, Lyngen Nappe, North Norwegian Caledonides*. I: Gee, D.G., & Sturt, B.A., (forf.), *The Caledonide Orogen - Scandinavia and related areas*, John Wiley, New York, s. 579-591.
- Ballantyne, C.K., 2002. *Paraglacial geomorphology*. *Quaternary Science Reviews* 21, s. 1935–2017.
- Bergh, S.G., & Andresen, A., 1985. *Tectonometamorphic evolution of the allochthonous Caledonian rocks between Balsfjord and Malangen, Troms, North Norway*. *Norges geologiske undersøkelse* 401, s. 1-34.
- Bergh, S. G., Eig K., Kløvjan O.S., Henningsen T, Olesen O., & Hansen J.A., 2007. *The Lofoten-Vesterålen continental margin: a multiphase Mesozoic-Palaeogene rifted shelf as shown by offshore-onshore brittle fault-fracture analysis*. *Norwegian Journal of Geology* 87, s. 29-58.
- Binns, R.E., Matthews, D.W., 1981. *Stratigraphy and structure of the Ordovician-Silurian Balsfjord Supergroup, Troms, North Norway*. *Norges geologiske undersøkelse* 365, s. 39-54.
- Bjørlykke, A. & Olaussen, S. 1981. *Silurian sediments, volcanics and mineral deposits in the Saglevvatn area, Troms, North Norway*. *Norges geologiske undersøkelse* 365, 39-54.
- Braathen, A. & Gabrielsen, R.H. 2000: *Bruddsoner i fjell- oppbygging og definisjoner*. NGU Gråsteinen 7.
- Braathen, A., Blikra, L.H., Berg, S.S. & Karlsen, F. 2004. *Rock-slope failures of Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability*. *Norwegian Journal of Geology* 84, s. 67-88.
- Blikra, L.H., Braathen, A., Anda, E., Stalsborg, K. & Longva, O. 2002. *Rock avalanches, gravitational bedrock fracture and neotectonic faults onshore northern West Norway: Examples, regional distribution and triggering mechanisms*. *Norges geologiske undersøkelse, Rapport 2002.016*, 53 s.

- Blikra, L.H., Eiken, T., Henderson, I.H.C. & Venvik-Ganerød, G. 2006a. *Forprosjekt fjellskred i Troms – Status 2005*. Norges Geologiske undersøkelser, Rapport 2006.040, 36 s.
- Blikra, L.H., Longva, O., Braathen, A., Anda, E., Dehls, J. & Stalsberg, K. 2006b: *Rock-slope failures in Norwegian fjord areas: examples, spatial distribution and temporal pattern*. I: Evans, S.G., Scarascia Mugnozza, G., Strom, A. & Hermanns, R.L. (forf.), *Landslides from massive rock slope failure*. NATO Science series: IV: Earth and Environmental Sciences. V. 49s.
- Bøhme, M., Saintot, A., Henderson, I.H.C., Henriksen, H. & Hermanns, R. 2011. *Rock-slope instabilities in Sogn & Fjordane County, Norway: a detailed structural and geomorphological analysis* In: Jaboyedoff M. (forf.) *Slope Tectonics*, Geological Society, London, Special Publications, 351, s. 97-111.
- Bunkholt, H., Osmundsen, P.T., Redfield, T., Oppikofer, T., Eiken, T., L'Heureux, J-B, Hermanns, R & Lauknes, T.R. 2011. *ROS Fjellskred i Troms: status og analyser eller feltarbeid 2010*. Norges Geologiske undersøkelser, Rapport 2011.031. 135s.
- Coker-Dewey, J, Steltenpohl, M.G. & Andresen, A. 2000: *Geology of western Ullsfjord, North Norway, with emphasis on the development of an inverted metamorphic gradient at the top of the Lyngen Nappe Complex*. Norsk geologisk tidsskrift, 80, s. 111-128.
- Corner, G.D. 2005. *Scandes Mountains*. I: Seppälä, M. (forf.). *The physical Geography of Fennoscandia*, Oxford Regional Environments Series, Oxford University Press, s. 229-254.
- Corner, G.D. 1972. *Rockslides in North Troms, Norway*. Upublisert rapport, Tromsø Museum.
- Cruden, D.M. & Hu, X.Q. 1998. *Landslides in the Rocky Mountains of Canada*. I: Kalvoda J., Rosenfeld C.L (forf.), *Geomorphological Hazards in High Mountain Areas*, Lulwer Academic Publishers, s. 133-149.
- Dahl, R. & Sveian, H. 2004 (forf.). *Ka dokker mein førr stein! Geologi, landskap og ressurser i Troms*. Norges geologiske undersøkelse, Trondheim. 154 s.
- Dehls, J., Olesen, O., Olsen, L., & Blikra, L.H. 2000. *Neotectonic faulting in northern Norway: The Stuaragurra and Nordmannvikdalen postglacial faults*. *Quaternary Science Reviews*, v. 19, s. 1447–1460.
- Eig, K. 2008. *Onshore and offshore tectonic evolution of the Lofoten passive margin, North Norway*. Phd. Upublisert Ph.D oppgave, Universitetet i Tromsø.
- Etzelmüller, B., Berthling, I. and Sollid, J.L. (1998) *The distribution of permafrost in southern Norway – a GIS approach*. I: *Proceedings of the 7<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, Yellowknife, Canada, 23-27 June. *Nordicana* 57, s. 251-258.
- Gabrielsen, R.H., Braathen, A., Dehls, J. & Roberts, D. 2002: *Tectonic lineaments of Norway*. *Norwegian Journal of Geology* 82, s. 153-174.
- Gee, D. G. & Sturt, B. A. 1985 (forf.) *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*. Wiley & Sons, Chichester.
- GeoLeksi. 2011. Tilgjengelig fra: <http://www.nhm.uio.no/fagene/geologi/geoleksi/>.
- Gibbs, A.D. 1984. *Structural evolution of extensional basin margins*. *Journal of the Geological Society of London* 141, 609-620.

- Goldstein, A. & Marshak, S. 1988. *Analysis of fracture array geometry*. I: Marshak S. & Mitra G (forf.), Basic methods and structural geology, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, s. 249-267.
- Gutierrez-Santolalla, F., Acosta, E., Rios, S., Guerrero, J., Lucha, P. 2005. *Geomorphology and geochronology of sackung features (uphill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees*. *Geomorphology* 69, s. 298–314.
- Hansen, J-A., Bergh, S.G., Olesen, O. & Henningsen, T. 2009. *Onshore and offshore fault correlation on the Lofoten and Vesterålen margin: Architecture, evolution and basement control*. I: Hansen, J-A. Onshore and offshore tectonic relations on the Lofoten and Vesterålen margin: Mesozoic and Early Cenozoic structural evolution and morphological implications. Upublisert Ph.D-artikkel, Universitetet i Tromsø.
- Hansen, J-A., Bergh, S. G., Henningsen, T., Davis C. 2011. *Brittle fault zones in North-Norway: Onshore-offshore link and regional implications*. Abstracts and Proceedings of the Geological society of Norway. NGF. (pågående arbeid).
- Henderson, I.H.C., Saintot, A., Derron, M.H. 2006. *Structural mapping of potential rockslide sites in the Storfjorden area, Western Norway: the influence of bedrock geology on hazard analysis*. Norges geologiske undersøkelse, Rapport 2006.052, 83s
- Henderson, I.H.C. & Saintot, A. 2007. *Fjellskredundersøkelser i Møre og Romsdal*. Norges geologiske undersøkelse, Rapport 2007.043, 68s.
- Henderson, I.H.C., Saintot, A., Venvik-Ganerød, G., Blikra, L.H. 2007. *Fjellskredkartlegging i Troms*. Norges geologiske undersøkelse, Rapport 2007.041, 107s.
- Henderson, I.H.C., Osmundsen, P.T., Redfield, T. 2008a. *ROS Fjellskred i Troms: Statusrapport 2007*. Norges geologiske undersøkelse, Rapport 2008.025, 38s
- Henderson, I.H.C., Saintot, A. Böhme M. & Henriksen, H. 2008b. *Kartlegging av mulig ustabile fjellpartier, Sogn og Fjordane*. Norges geologiske undersøkelse, Rapport 2008.026, 114 s.
- Henderson, I.H.C., Osmundsen, P.T., Redfield, T. 2009. *ROS Fjellskred i Troms: Status og planer, 2009*. Norges geologiske undersøkelse, Rapport 2009.023, 66s
- Henderson, I.H.C., Osmundsen, P.T., Redfield, T. 2010. *ROS Fjellskred Troms: Status og planer 2010*. Norges geologiske undersøkelse, Rapport 2010.021, 84 s.
- Henderson, I.H.C. & Saintot, A. 2011: *Regional spatial variations in rockslide distribution from structural geology ranking: an example from Storfjorden, western Norway*. I: Jaboyedoff M. (forf.), Slope Tectonics, Geological Society, London, special publication, 351, 79-95.
- Henderson, I.H.C., Lauknes, T.R., Osmundsen, P.T., Dehls, J., Larsen, Y. & Redfield, T.F. 2011: *A structural, geomorphological and InSAR study of an active rock slope failure development*. I: Slope Tectonics, Geological Society, London, Special Publication, 351, s.185-199.
- Hendriks, B.W.H., Osmundsen, P.T. & Redfield, T.F. 2010. *Normal faulting and block tilting in Lofoten and Vesterålen constrained by Apatite Fission Track data*. *Tectonophysics* 485, 1-4, s. 154-163.
- Hradecký, J., Pánek, T. 2008. *Deep-seated gravitational slope deformation and their influence on consequent mass movements (case studies from the highest part of the Czech Carpatians)*. *Nat Hazards* (2008) 45: s. 235-253.
- Høst, J. et al. 2006. *Store fjellskred i Norge*. NGU, Direktoratet for samfunnssikkerhet og beredskap, Statens Landsbruksforvaltning, Statens vegvesen, Jernbaneverket og Statens kartverk. 87s.

- Kinakin, D. & Stead, D. 2005. *Analysis of the distributions of stress in natural ridge forms: implications for the deformation mechanisms of rock slopes and the formation of sackung*. *Geomorphology* 65, s. 85- 100.
- Lauknes, T. R., Piyush Shanker, A., Dehls, J. F., Henderson, I. H. C. & Larsen Y. 2010. *Detailed rockslide mapping in northern Norway with small baseline and persistent scatterer interferometric SAR time series methods*, *Remote Sensing of Environment*. Vol. 114, Issue 9, s. 2097-2109.
- Lister, G. S., Etheridge, M. A. & Seymonds, P.A. 1986. *Detachment faulting and evolution of passive continental margins*. *Geology* 14, s. 246-250.
- Mahr, T. 1977. *Deep-reaching gravitational deformations of high mountain slopes*. *International Association of Engineering Geologists Bulletin* 19, s. 121–127.
- Malgot, J.& Baliak, F. 2002 *Gravitational slope deformations in geological units of Slovakia*. Department of Geotechnics Slovak University of Technology, volume 53 sep. 2002.
- Marshak, S. & Mitra, G. 1988 (forf.). *Basic methods and structural geology*, Prentice-Hall Inc., New Jersey, 446 s.
- McCalpin, J.P. 1999. *Criteria for determining the seismic significance of sackungen and other scarp-like landforms in mountainous regions*. *Techniques for Identifying Faults and Determining their Origins*, U.S. Nuclear Regulatory Commission, Washington, s. 2.55–2.59.
- Meteorologisk institutt 2011. Tilgjengelig fra:  
(<http://met.no/Klima/Klimastatistikk/Klimanormaler/Temperatur/>).
- Minsaas, O. 1979. *Kontakten mellom Lyngen-gabbroen og sedimentene i vest*. *Geologinytt*, 13, 46.
- Minsaas, O. 1981. *Lyngahalvøyas geologi, med spesiell vekt på den sedimentologiske utviklingen av de ordovisisk-silursk klassiske sekvenser som overligger Lyngen-Gabbro komplekset*. Upublisert cand. real oppgave, Universitetet i Bergen, 295s.
- Minsaas, O. & Sturt, B.A. 1981. *The Ordovician clastic sequence immediately overlying the Lyngen Gabbro complex and its environmental significance*. *Terra cognita*, 1, s. 59-60.
- Munday, R.J.C. 1970. *The geology of the northern part of Lyngen Peninsula, Troms, Norway*. Upublisert Ph.D oppgave, University of Newcastle upon Tyne, 226s.
- NGU 2011. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra:  
<http://www.ngu.no/kart/losmasse/> & <http://www.ngu.no/kart/bg250/>.
- Norut IT 2011. Tilgjengelig fra: <http://www.norut.no/Norut-Tromsoe/Nyheter/Nyhetsarkiv/Overvaaker-rasomraader-med-satellitt>.
- Olaussen, S. 1976. *Paleozoic fossils from Troms, Norway*. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 56, s. 457-459.
- O'Leary, D., Friedman, J.D. & Pohn, H.A. 1976: *Lineament, linear, and lineation: some proposed new standards for old terms*. *Geological Society of America Bulletin*, 87, s. 1463-1469.
- Olesen, O., Torsvik, T.H., Tveten, E., Zwaan, K.B., Løseth, H. & Henningsen, T. 1997. *Basement structures of the continental margin in Lofoten-Lopphavet area, northern Norway: constraints from potential field data, on-land structural mapping and paleomagnetic data*. *Norsk geologisk tidsskrift*, Vol. 77, s. 15-30.

- Olsen, R. 1982. *Petrografiske, sedimentologiske og struturgeologiske undersøkelser av metasedimentære bergarter øst for Balsfjord I Troms*. Hovedfagsoppgave i endogen geologi, Institutt for biologi og geologi, Universitetet I Tromsø, 223 s.
- Osmundsen, P.T., Henderson, I., Lauknes, T.R., Larsen, Y., Redfield, T.F. & Dehls, J. 2009. *Tectonic controls on topography and rock-slope failure in northern Norway*. *Geology*, 37, s. 135-138.
- Osmundsen, P.T., Redfield, T.F., Hendriks, B., Bergh, S.G., Hansen, J-A., Henderson, I., Dehls, J., Lauknes, T.R., Larsen, Y., Anda, E., Fredin, O. & Davidsen, B. 2010. *Fault-controlled alpine landscapes in Norway*. *Journal of the Geological Society*, London, Vol. 167, s. 1-16.
- Randall, B. A. 1971. *An outline of the geology of the Lyngen peninsula, Troms, Norway*. Norges geologiske undersøkelse, 269, s. 68-71.
- Redfield, T.F., Osmundsen P.T., & Hendriks B.H.W., 2005. *The role of fault reactivation and growth in the uplift of western Fennoscandia*. *Journal of Geological Society*, London, Vol. 162, s. 1013-1030.
- Saintot, A., Henderson, I.H.C. & Derron, M.H. 2011. *Inheritance of ductile and brittle structures in the development of large rock slope instabilities: examples from Western Norway*. I: Jaboyedoff M. (forf.), *Slope Tectonics*, Geological Society, London, Special publication, 351, s. 27-78.
- Selby, M. 1993. *Hillslope Material and Processes*. Oxford University Press, New York, 369s.
- Sigmond, E.M.O 1992. *Berggrunnskart Norge med havområder 1:3 mill*. Norges geologiske undersøkelser.
- Store Norske leksikon 2011. Tilgjengelig fra: [www.snl.no](http://www.snl.no).
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormack, G., van der Plicht, J. & Spurk, M. 1998. *INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000–0 cal BP*. *Radiocarbon* 40, s. 1041–1083.
- Terzaghi, K. (1962) *Stability of steep slopes on hard unweathered rock*. *Geotechnique* 12, s. 251-270.
- Vorren, T.O. & Mangerud, J. 2006. Kap. 15. *Istider kommer og går*. I: Ramberg, I.B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. (forf.), *Landet blir til*, Norsk geologisk forening, Trondheim, s. 478-532.