



Uit

**NORGES
ARKTISKE
UNIVERSITET**

Institutt for geovitenskap

Geomorfologisk og strukturgeologisk undersøkelse av ustabile skråninger og skredavsetninger i fjellområdet mellom Tromsøysundet og Ullsfjorden i Troms.

Andreas Grumstad

Masteroppgave i geologi GEO-3900 - mai 2017



Sammendrag

Fjellskred er den naturkatastrofen i landet som kan gi høyest konsekvenser, og Troms fylke har flere registrerte ustabile fjellsider enn noe annet sted i landet. Dette gjør også at mange skred og ustabile fjellsider kan studeres innenfor et relativt lite geografisk område.

Hensikten med denne oppgaven er å finne sammenhenger i parameterer i berggrunn og topografi som er med å initiere bevegelse i en skråning. Det er flere lokaliteter innenfor studieområdet mellom Tromsøysundet, Breivikeidet og Ullsfjorden i Tromsø kommune (69.52608°N - 69.80973°N og 19.02277°Ø - 19.62325°Ø), som ikke har blitt beskrevet eller kartlagt tidligere.

Dette skal gjøres ved en regional kartlegging av studieområdet ved hjelp av flyfoto (Tromsø 2006, 2009, 2011 og 2016), tilgjengelig kart og publikasjoner, samt feltarbeid. Feltarbeidet består av 12 dager, hvorav 11 var til fots og én helikopterdag med NGU. I felt ble innhenting av strukturgeologisk data og geomorfologiske observasjoner gjort. All data er samlet i ArcGIS og Orient hvor det ble behandlet, for så å bli presentert i beskrivelser og kart.

Til sammen ble det registrert og kartlagt 19 lokaliteter (blant annet Ragnhildurnuten, Svarthamaren, Kronstadvjellet, Brattfjellaksla, Brosmebakktuva, Trolldalskredet, Russevankskaret, Storsteinen, Skredan og Langdalen). Det ble observert flere typer bevegelsesmekanisme i området, som planar- og rotasjonsutglidning, kileutglidning, utvelting og kombinasjoner av disse. Foliasjonen har en generell orientering mellom nordvest og sørvest med et svakt fall mot vest. Dominerende sprø strukturer er orientert Ø-V til ØSØ-VNV, NØ-SV og NNV-SSV.

Det viser seg at flest og størst skred og ustabile fjellsider er lokalisert på skråninger som er parallell med foliasjon. Disse orienteringene varierer mellom nordvest og sørvest. Lokaliteter som er orientert mot øst eller sør har sprø sprekkesett som kontrollerende faktorer, og er gjerne mindre i størrelse. Styrende strukturer i berggrunnen er duktile og sprø strukturer som ble dannet under den Kaledonske fjellkjedefoldingen og åpningen av Norske-Grønlandshavet og Nord-Atlanteren.

Forord

Da var det endelig tid for innlevering! Da arbeidet med masteroppgaven begynte så vidt for omtrent et års tid siden virket levering endeløst langt frem. Det viser seg at tiden flyr når man har mye å gjøre! Prosessen med å skrive denne oppgaven har lært meg masse. Det er så mye jeg skulle vært klar over i starten, men det er vel poenget. Det er fantastisk å kunne studere en av mine største fasinasjoner i verden: fjell. Og håper jeg fortsatt vil gjøre det fremover.

Først og fremst vil jeg takke hovedveileder Geoff D. Corner for konstruktive og raske tilbakemeldinger igjennom hele året. Takk til biveileder Steffen Bergh som gav gode og viktige tilbakemelding mot slutten av arbeidet, selv om du er borte på forskningssemester i USA. Til Martina Böhme og Reginald Hermanns ved NGU; tusen takk for en fin og lærerik helikopterdag med dere, og spesielt takk til Martina som har gitt oss god veiledning og bidrag i form NGUs data innenfor studieområdet; inkludert bilder, strukturmålinger, rapporter, modeller og InSAR data. Takk også til Harald Ø. Eriksen som har bidratt med dine egne notater og bilder fra ditt feltarbeid i 2011. Og Eirik Bjørklid som ikke skal levere sin oppgave om Skredan helt enda, takk for diskusjoner rundt denne flotte lokaliteten. Lis, takk for at du kunne hjelpe meg med danske fraser og fine kommentarer!

Til sist, og kanskje størst, tusen takk til deg Gaute for et flott samarbeid! Ingen av oss ville vel klart dette uten hverandre. Vi hadde mange superfine (og noen sure) dager i fjellet. Det har gått litt trått til tider, men alt i alt en kjempe opplevelse. Ellers alle andre venner på brakka: Astrid, Jørgen, Marte, Paul, Marius, Christian, dette hadde aldri vært det samme uten dere! «Takk for meg».

Innholdsfortegnelse

1.0	Introduksjon	1
1.1	<i>Bakgrunn for studiet</i>	1
1.2	<i>Formål med oppgaven</i>	2
1.3	<i>Samarbeid om prosjektet</i>	2
1.4	<i>Område beskrivelse</i>	3
1.5	<i>Tidligere arbeider</i>	6
1.6	<i>Regional geologi</i>	6
1.7	<i>Kvartær geologi</i>	10
1.8	<i>Vær og klima i Troms</i>	12
2.0	Teoretisk bakgrunn	13
2.1	<i>Definisjon</i>	13
2.2	<i>Klassifisering</i>	13
2.2.1	<i>Klassifisering av fjellskred</i>	14
2.2.2	<i>Bevegelsesprosesser</i>	16
2.2.3	<i>Ustabile fjellparti</i>	19
2.3	<i>Strukturgeologiske elementer</i>	19
2.3.1	<i>Litologi</i>	19
2.3.2	<i>Foliasjon</i>	20
2.3.3	<i>Folder</i>	20
2.3.4	<i>Sprekker</i>	20
2.3.5	<i>Forkastninger</i>	21
2.3.6	<i>Glacial avlastning og eksfoliasjon</i>	21
2.4	<i>Geomorfologi og avsetningsformer</i>	21
2.4.1	<i>Talus</i>	21
2.4.2	<i>Fjellskredavsetninger</i>	22
2.4.3	<i>Steinbreer</i>	22
3.0	Metoder og verktøy	23
3.1	<i>Regional kartlegging og analyse</i>	23
3.2	<i>Feltarbeid</i>	23
3.3	<i>Verktøy</i>	24
3.3.1	<i>InSAR</i>	24
		vii

3.3.2 dGPS	25
4.0 Resultater	27
4.1 Områdeoversikt	27
4.2 Beskrivelse av utvalgte lokaliteter	31
4.2.1 Ragnhildurnuten (Gaute Sandnes)	31
4.2.2 Svarthamaren (Gaute Sandnes)	39
4.2.3 Kronstafjellet	43
4.2.4 Brattfjellaksla	48
4.2.5 Brosmebakkтуva	54
4.2.6 Trolldalskredet (Gaute Sandnes)	59
4.2.7 Ullstind	68
4.2.8 Rundfjellet	74
4.2.9 Russevankskaret	79
4.2.10 Blånova (Gaute Sandnes)	86
4.2.11 Storsteinen	88
4.2.12 Skredan	94
4.2.13 Langdalen (Gaute Sandnes)	103
4.3 Andre interessepunkt (Gaute Sandnes)	112
4.3.1 Svartbergan	113
4.3.2 Blånova II	113
4.3.3 Rambergan	114
4.3.4 Trollvassnova	115
4.3.5 Småtuva	115
4.3.6 Kavlbegåsen	116
5.0 Diskusjon	118
5.1 Kontrollerende faktorer i berggrunnen	118
5.1.1 Litologi	118
5.1.2 Duktile strukturer	120
5.1.3 Sprø strukturer	124
5.2 Regional analyse	129
5.2.1 Utbredelse og typer	129
5.2.2 Lokasjon og geografisk orientering	131
6.0 Konklusjon og sammendrag	133
7.0 Referanser	135

1.0 Introduksjon

1.1 Bakgrunn for studiet

Norge har et vilt og vakkert landskap med skarpe tinder og dype fjorder. Nordmenn elsker den dramatiske naturen, som også trekker turister til landet. Naturen sitter imidlertid ikke stille, den endres hele tiden med vær, vind og gravitasjon. Skred, eller ras, er en av de mest aktive geologiske prosessene i naturen og regnes som landets mest alvorlige naturrelaterte risiko (Eikenæs, 2015). Skred kommer i form av snøskred, løsmasseskred, steinsprang eller større fjellskred. Sistnevnte er den sjeldneste, men også skredformen med høyest risiko. I nyere tid har det vært flere hendelser i Norge som har ført til tap av menneskeliv og ødeleggelse av bebyggelse. Et par av de mest kjente er Loen hendelsene i 1905 og 1936 der henholdsvis 61 og 73 mennesker mistet livet av flodbølgene (tsunamiene) fjellskredene genererte. I Tafjord i 1934 gikk 41 menneskeliv tapt i flodbølgen som fulgte et fjellskred, og i Troms raste Pollfjellet i Lyngen ut i Storfjorden i 1810. Raset genererte en flodbølge som tok med seg samtlige hus ved tre gårder og 14 liv (Høst, 2006, Blikra, 2002). For at det skal være mulig å overvåke og varsle hendelser før det skjer er det viktig å kunne forstå hvordan skredprosesser virker.

I Norge er Sogn og Fjordane, Møre og Romsdal og Troms de tre fylkene med flest tilfeller av ustabile fjellsider med store konsekvenser. I Troms har NGU registrert 117 ustabile fjellsider siden 2005, som kan være potensielle fjellskred i fremtiden (NGU, 2015). Dette er det høyeste antall kartlagte ustabile fjellsider i Norge sammenlignet med de andre fylkene. Det drives pågående kartlegging der flere ustabile fjellsider kan dukke opp i tiden fremover.

Troms fylke er godt egnet til å studere berggrunn og skredprosesser ettersom det er mye eksponert berg; skoggrensen ligger mellom 200-600 meter og store områder er godt synlig på flyfoto. Dette sammen med nyere og mer moderne teknologi gjør Troms til et laboratorium for studier av ustabile fjellpartier (NGU, 2015). Det er nå 40 lokaliteter som blir periodisk målt for bevegelse, der det er signifikante verdier ved syv av dem. Nordnesfjellet med fjellpartiene Jettan og Indre Nordnes, og Gammanjunni 3 i Manddalen overvåkes kontinuerlig med flere instrumenter, både bakkebaserte og satellittbaserte (NGU, 2015, Skrede, 2013).

Mange registrerte ustabile fjellsider ligger i områder som ikke utgjør noen primær eller sekundær risiko for befolkning eller bebyggelse. Sekundære risikoer kan være generering av flodbølger som følge av fjellskred som raser i vann eller fjord, oppdemming av elver og vann som kan føre til flom eller andre løsmasseskred som blir utløst som følge av det første. Risikoløse hendelser er ikke prioriterte av statelig direktorat, men kan likevel være interessante for en bedre forståelse av de geologiske prosessene involvert i et skred. Tradisjonelt sett har masteroppgaver fra UiT tatt for seg detaljstudier over enkelte skredlokalteter, men i denne oppgaven fokuseres det mer på et regionalt overblikk og sammenligning mellom flere skred.

Kartlegging av skredhendelser og ustabile fjellsider i det aktuelle studieområdet viser seg å være noe usikker ettersom ulike kart viser forskjellig lokalisering av skredene, jfr. Corner (1972), Dahl og Sveian (2004), Blikra et al. (2006a), Bunkholt et al. (2013a). En rask gjennomgang av flybilder viser også at det er enkelte skred som ikke er tidligere nevnt i litteraturen. Av denne grunn kan det være nyttig å gjøre en mer detaljert morfologisk og strukturgeologisk kartlegging av studieområdet som kan fungere som en database.

1.2 Formål med oppgaven

Hensikten med denne oppgaven er ved geomorfologisk og strukturgeologisk kartlegging å indentifisere potensielle ustabile fjellsider og avsetninger i et område øst for Tromsøya (69.52608°N - 69.80973°N og 19.02277°Ø - 19.62325°Ø). For å kunne tolke prosesser og hva som har skjedd skal topografi, aspekt, berggrunnens litologi og strukturer, og geomorfologi kartlegges i felt og fra flybilder. Målet er å lage et kart over det aktuelle studieområdet med fjellskred og fjellskredrelaterte avsetninger og fjellparti i området. Innenfor studieområdet for denne masteroppgaven finnes flere skred og skredrelaterte avsetninger av ulik størrelse, opprinnelse og aspekt. Det er interessant å indentifisere mulige årsakssammenhenger og styrende faktorer for utrasing. Kartlegging og datainnsamling inkluderer feltarbeid i studieområdet, innsamling av tidligere utgitte artikler og rapporter, samt studier av flyfoto.

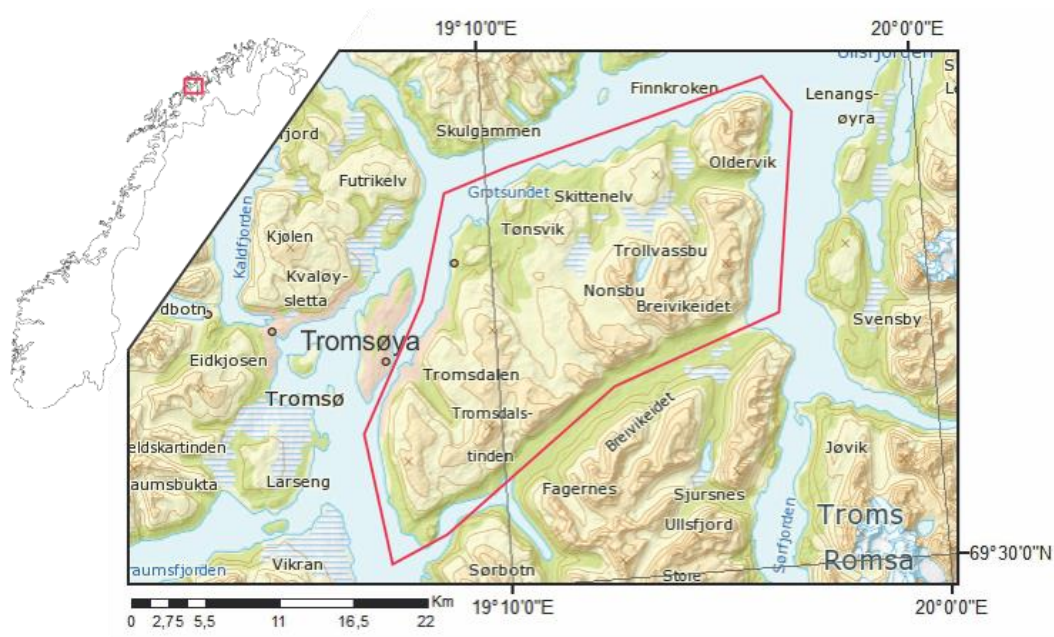
1.3 Samarbeid om prosjektet

Denne oppgaven er en stor og omfattende arbeidsmengde for kun én masterstudent. Derfor har det blitt et samarbeidsprosjekt mellom Gaute H. Sandnes og forfatter av denne oppgaven. Samarbeidet strekker seg til feltarbeid og muntlige diskusjoner rundt

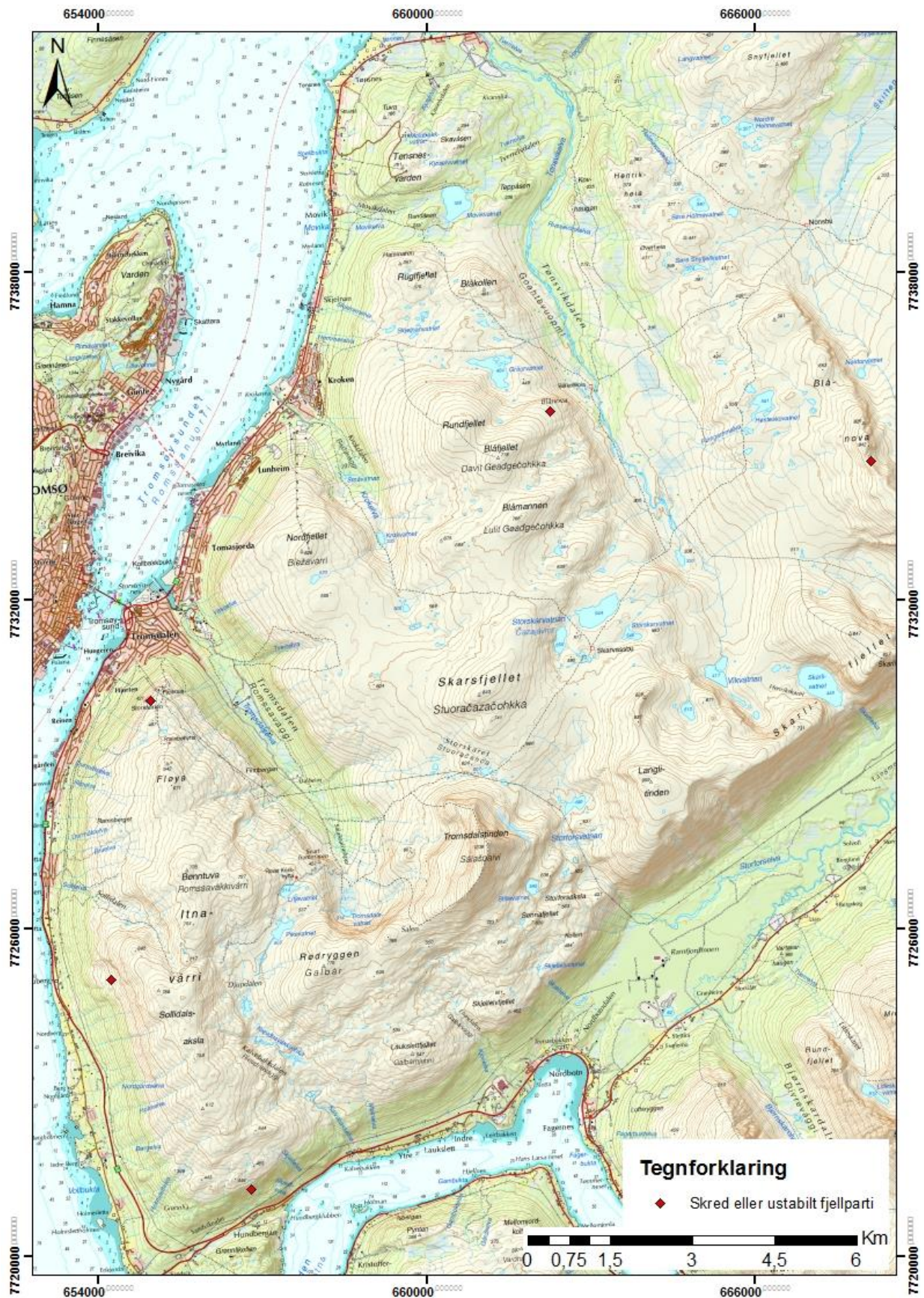
observasjoner og resultater. Ettersom det skrives to oppgaver om samme prosjekt understrekes det at vinklingen i de to oppgavene er ulik. Dette for å gjøre oppgavene mer individuelle. I denne oppgaven legges det vekt på strukturgeologien, mens Gaute fokuserer på geomorfologi. Det er primært i diskusjonen at disse forskjellige vinklingene kommer frem. Arbeidsmengden i resultatkapitlet er delt opp til omtrent halvparten hver, men alt er inkludert i begge oppgavene for å få en komplett database. Det vil bli beskrevet nærmere i det aktuelle kapitlet (se 4.2, Utvalgte lokaliteter) hvem som har gjort hva.

1.4 Områdebeskrivelse

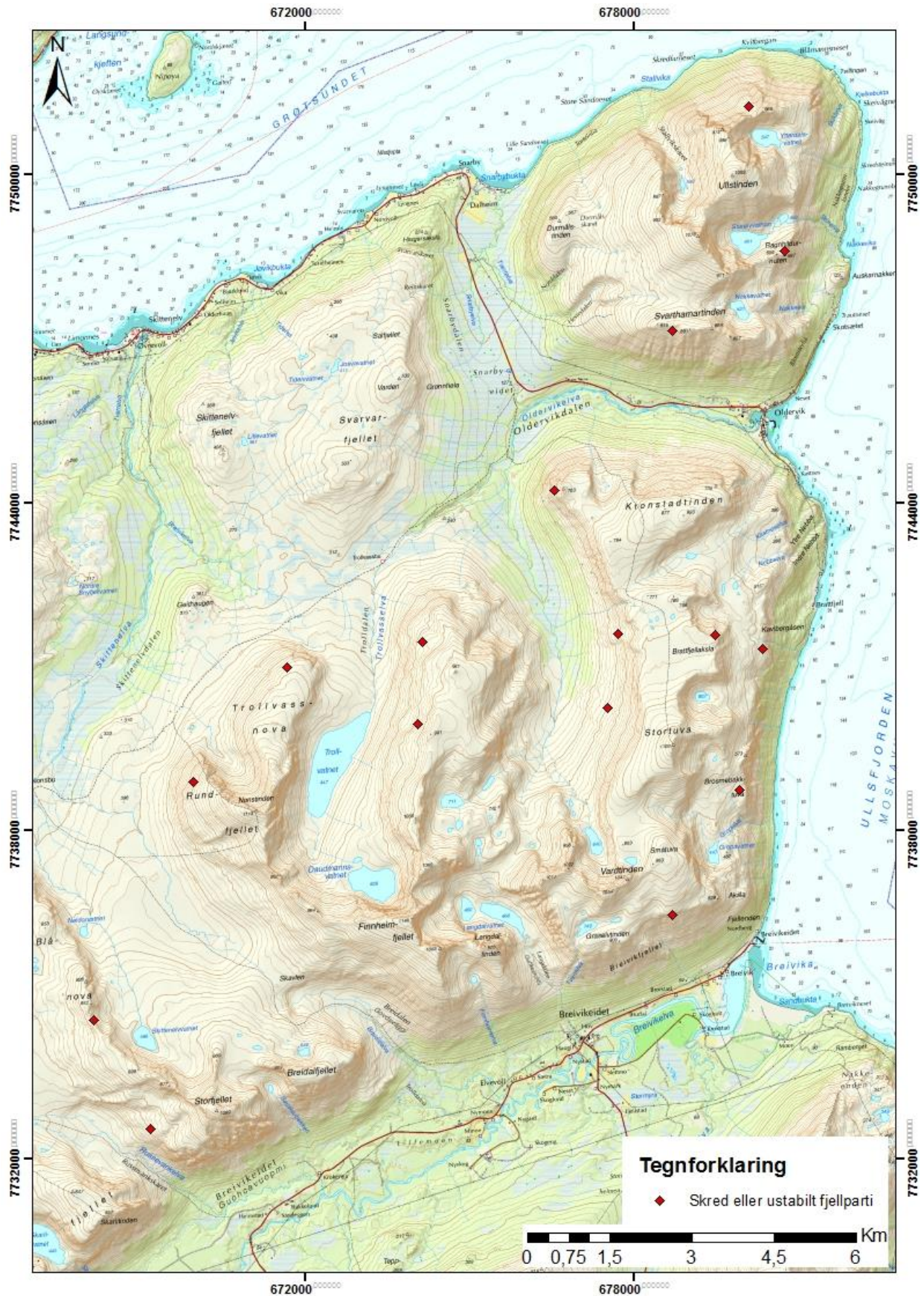
Studieområde i denne oppgaven ligger øst for Tromsøya og er omtrent 550 km² stort (figur 1). Regionalt er relieffet i Troms stort med fjelltopper over 1800 moh., skarpe tinder, dype daler og botner karakteriserer landskapet. Lyngsalpene stikker frem som det mest imponerende, mens indre deler av Troms har platålandskap med dype fjorder. Studieområdet en del av det som på folkemunne kalles «Tromsø-fastland». Det ligger like vest for Lyngahalvøya og er avgrenset naturlig av Ullsfjord mot øst, Grøtsundet i nordvest, Tromsøysundet i vest, Ramfjord og Breivikeidet i sørøst (figur 1). I området ligger kjente topper som Tromsdalstind (1238 moh.), Ullstinden (1093 moh.), Storfjellet (1089 moh.) og Stortuva (1109 moh.). Topografien er brattest og med høyest relieff i nordøst og sør, mens mot vest og nordvest er terrenget rundere og mindre dramatisk. Mer detaljerte topografiske kart over hele området er delt inn i figur 2 og figur 3.



Figur 1. Oversikt over studieområdet, markert i rødt. Modifisert etter norgeskart.no.



Figur 2. Topografisk kart over SØ-lig del av området, her dominerer Tromsdalstind blant ellers rundere topografi. Modifisert etter norgeskart.no



Figur 3. Topografisk kart over det NØ-lig partiet i studieområdet. Her ligger blant annet Ullstinden, Stortuva og Storfjellet. Modifisert etter norgeskart.no

1.5 Tidligere arbeider

Det har tidligere vært kartlagt og registrert flere store historiske fjellskred og ustabile fjellsider i Troms fylke, første gang av Corner (1972). De senere årene har forskning på skred utviklet seg mye med kartlegging og detaljerte studier av blant annet Braathen et al. (2004), Blikra et al. (2006a), Henderson et al. (2007), Saintot et al. (2008), Ganerød et al. (2008), Bunkholt et al. (2011), Böhme et al. (2011), Redfield og Hermanns (2016). Skredkartlegging i Norge og Troms har blitt utført av Norges geologiske undersøkelse (NGU), underlagt Norgesvassdrags- og energidirektorat (NVE), i et nasjonalt prosjekt om å kartlegge alle ustabile fjellsider og definere risiko for befolkningen. I denne sammenhengen er det skrevet flere masteroppgaver om temaet på UiT (Rasmussen, 2011, Eriksen, 2013, Skrede, 2013, Bredal, 2016), hvor det har vært fokus på å korrelere strukturer observert i felt med regional geologi.

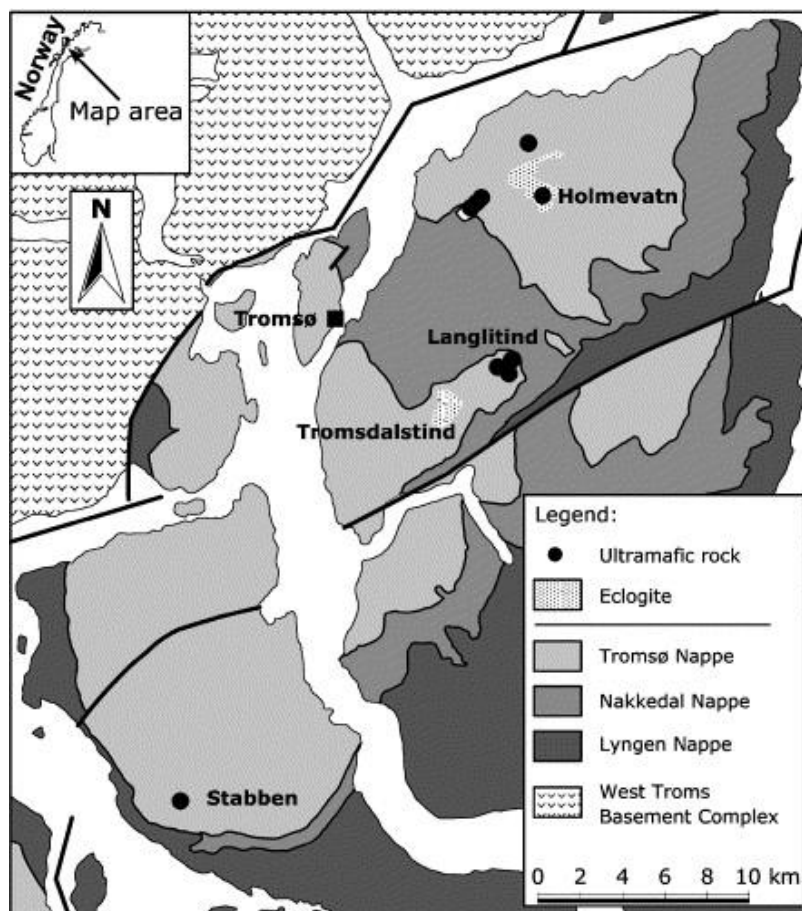
Relevante arbeider innenfor studieområdet har vært kartlegging av ustabile fjellsider med potensielle konsekvenser dersom det skulle kollapse. Dette innebærer NGU (Blikra et al., 2006b, Bunkholt et al., 2011, Bunkholt et al., 2013a), NGI (Hestnes, 2003) og Multiconsult rapporter. Etersom disse instansene prioriterer objekter som utgjør en risiko for samfunnet har det blitt funnet flere lokaliteter som ikke har vært registrert tidligere under arbeidet til denne oppgaven. Veileder, Geoff D. Corner, har igjennom årene markert interessante lokaliteter på kart med kommentarer og tatt foto både fra luften og bakken som har vært til stor hjelp. Et tidligere forsøk på en masteroppgave i prosjektet ble gjort av Harald Øverli Eriksen. I startfasen på denne masteroppgaven ble gjort noe feltarbeid med notater og bilder som ble gjort tilgjengelig for denne oppgaven. Det endte med endring av interesse og et annet tema ble det endelig resultatet: Eriksen (2013). Også verdt å nevne er pågående masteroppgave til Eirik Bjørklid (2017) om Skredan.

1.6 Regional geologi

Geologien i Troms kan deles i 4 elementer; (1) Prekambriske bergarter, (2) Kaledonske skyvedekker, (3) postkaledonske elementer og (4) sen-kenozoiske elementer, samt kvartærgeologi med repeterte glasiasjoner over Skandinavia (Ramberg et al., 2007). De prekambriske bergartene danner grunnfjellsskjoldet Fennoskandia og finnes på kysten i Vest-Troms, i Finnmark og flere tektoniske vinduer som Alta-Kvænangsvinduet eller

Sørkjosvinduet (Bergh et al., 2010). Ettersom studieområdet ligger i det Kaledonske dekkekomplekset fokuseres det ikke mer på de prekambriske bergartene i denne oppgaven.

Bergartene som finnes i studieområdet (figur 4 og figur 5) er dannet under den Kaledonske fjellkjedefoldingen, ca. 500 til 400 Ma. siden (Roberts og Gee, 1985, Ramberg et al., 2007). Mellom sen-Kambrium til tidlig Devon utviklet kollisjonen mellom Fennoskandia og Laurentia seg fra to kontinent delt av lappetushavet til fullutviklet kontinent-kontinent kollisjon med titalls km høye fjell (Torsvik et al., 1996, Ramberg et al., 2007). Under kollisjonen ble dekkekompleksene skjøvet oppå hverandre over grunnfjellet. I studieområdet finnes elementer fra øvre og øverste allokton; Tromsødekke og Nakkedalsdekke kompleks (øverste allokton) og Balsfjordgruppen som del av Lyngendekket (øvre allokton) (Zwaan et al., 1998). Duktile skyveforkastninger deler de ulike dekke kompleksene (figur 4 og figur 5).



Figur 4. Oversikt over de ulike dekkekompleksene i Tromsø. Legg merke til normalforkastningene (svarte streker) langs Brevikseide og i fjordene. (Ravna et al., 2006).

Lyngendekket har hovedsakelig to elementer; Lyngen magmatiske kompleks (LMK) bestående av lagdelt massiv gabbro, og Balsfjordgruppen (Zwaan et al., 1998). Det er kun

deler av Balsfjordgruppen som ligger innenfor studieområdet, markert som mørkgrått i figur 4 og med mer detaljerte bergartsgrenser i figur 5. Balsfjordgruppen består hovedsakelig av metasedimentære bergarter avsatt oppå LMK, og inneholder kalkførende lag med fossiler fra ordovicium til silur, skifere, konglomerater, kvartsitt og putelava (Bjørlykke og Olausen, 1981). Den er tolket til å være avsatt i et basseng fra pre 425 Ma. (Selbekk et al., 1998) og senere transportert og metamorfisert (Andresen og Steltenpohl, 1994).

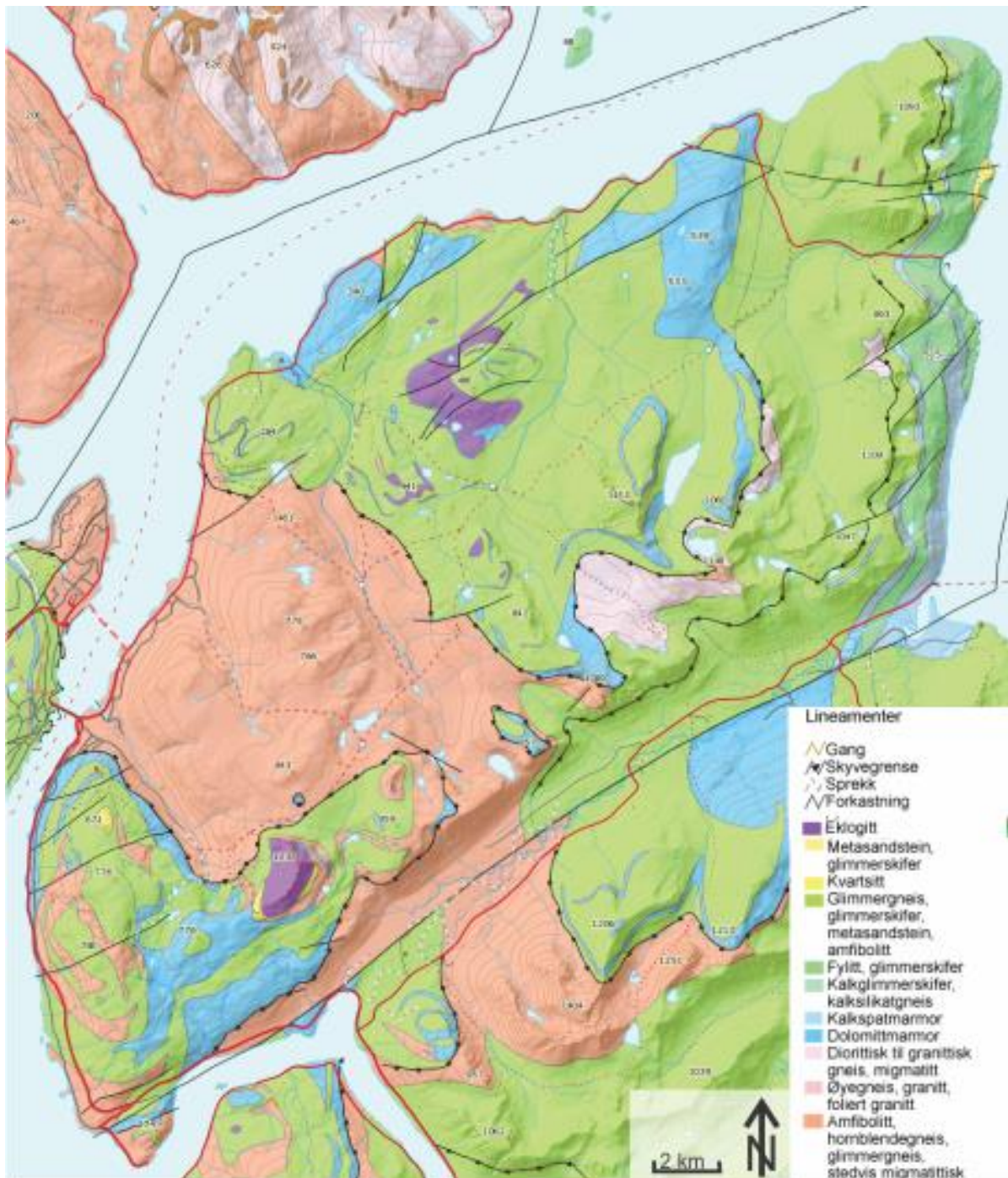
Nakkedalsdekkekompleks (NDK) markerer skille mellom øverste og øvre allokton. NDK består av diorittiske gneiser, glimmerskifre og glimmergneiser i den lavere delen av dekket (Zwaan et al., 1998). I den øvre delen av NDK ligger Skattøra migmatitt kompleks (SMK) som består av migmatittisk amfibolitt som kuttet av et nettvert av lyse ganger. Gangene er anarthosittisk og diorittisk middels- til finkornede i sammensetning (Landmark, 1973).

Tromsødekket består av omdannede sedimentære bergarter som granat glimmer skifer og kalksilikat bergarter (marmor), mafiske bergarter som amfibolitt, eklogitt (Tromsdalstind) og ultramafiske peridotittiske bergarter (Krogh et al., 1990, Zwaan et al., 1998).

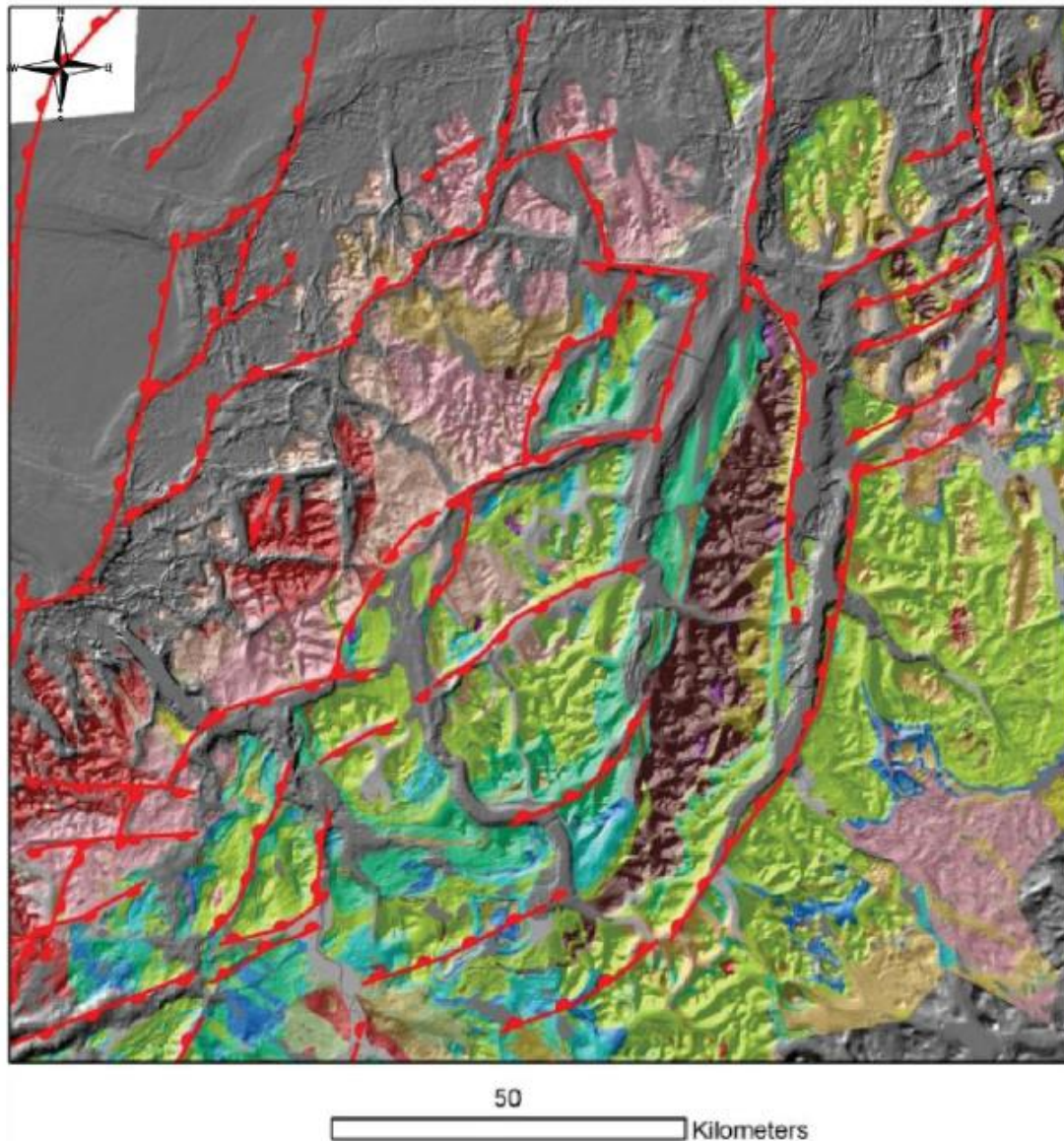
Under forflytningen og plasseringen av dekkekompleksene ble det dannet foliasjon i bergartene, samt større og mindre skyvesoner (Landmark, 1973, Krogh et al., 1990, Indrevær, 2011). Foliasjonen i området er generelt svakt hellende mot vest (eksempelvis 200/14 langs med Brosmebakktuva, se kap 4.2.5), flatt liggende eller foldet. Typisk vil foliasjonen virke destabiliserende i NV-SV orienterte skråninger i studieområdet.

I Troms er store forkastninger og lineamenter orientert i NØ-SV, NNØ-SSV, N-S og Ø-V retning (Gabrielsen et al., 2002, Indrevær et al., 2013). Lineamenter i studieområdet kan ses som svarte linjer på figur 5 og store forkastninger i Troms er vist i figur 6. Breivikeidet har en stor forkastning strykende NØ-SV, samt flere lineamenter i samme retning nord og vest for Breivikeidet. Etter fjellkjedens kollaps ble flere stadier med rifting initiert med noe ulik riftakse i tre hovedfaser (Bergh, 2016, Osmundsen et al., 2009). Tre hovedfaser er foreslått av Bergh et al. (2007), Hansen et al. (2011), Hansen og Bergh (2012) fra studier i Lofoten-Vesterålen regionen. Tidlig fase fra Perm til tidlig Kritt dannet VNV-ØSØ ekstensjons strukturer og normalforkastninger fra N-S til NNØ-SSV orientert. Hansen et al. (2011) forklarer NØ-SV og Ø-V strykende forkastninger som transverse forkastninger mellom sprekkemøsterene dannet i VNV-ØSØ ekstensjon. Mens Bergh et al. (2007) mener det

skyldes ekstensjon i NNW-SSW retning og reaktivering lateralt. Fra sen Kritt var det ekstensjon i NNW-SSW-lig retning. På land dominerer de postkaledonske strukturene i N-S, NNW-SSW og NØ-SV retning, og NV-SØ som underordnet forkastninger (Hansen et al., 2011).



Figur 5. Berggrunnskart over studieområdet. Modifisert etter online data fra NGU (Zwaan et al., 1998).



Figur 6. Mesozoiske forkastninger i Troms. (Hansen et al., 2011)

1.7 Kvartær geologi

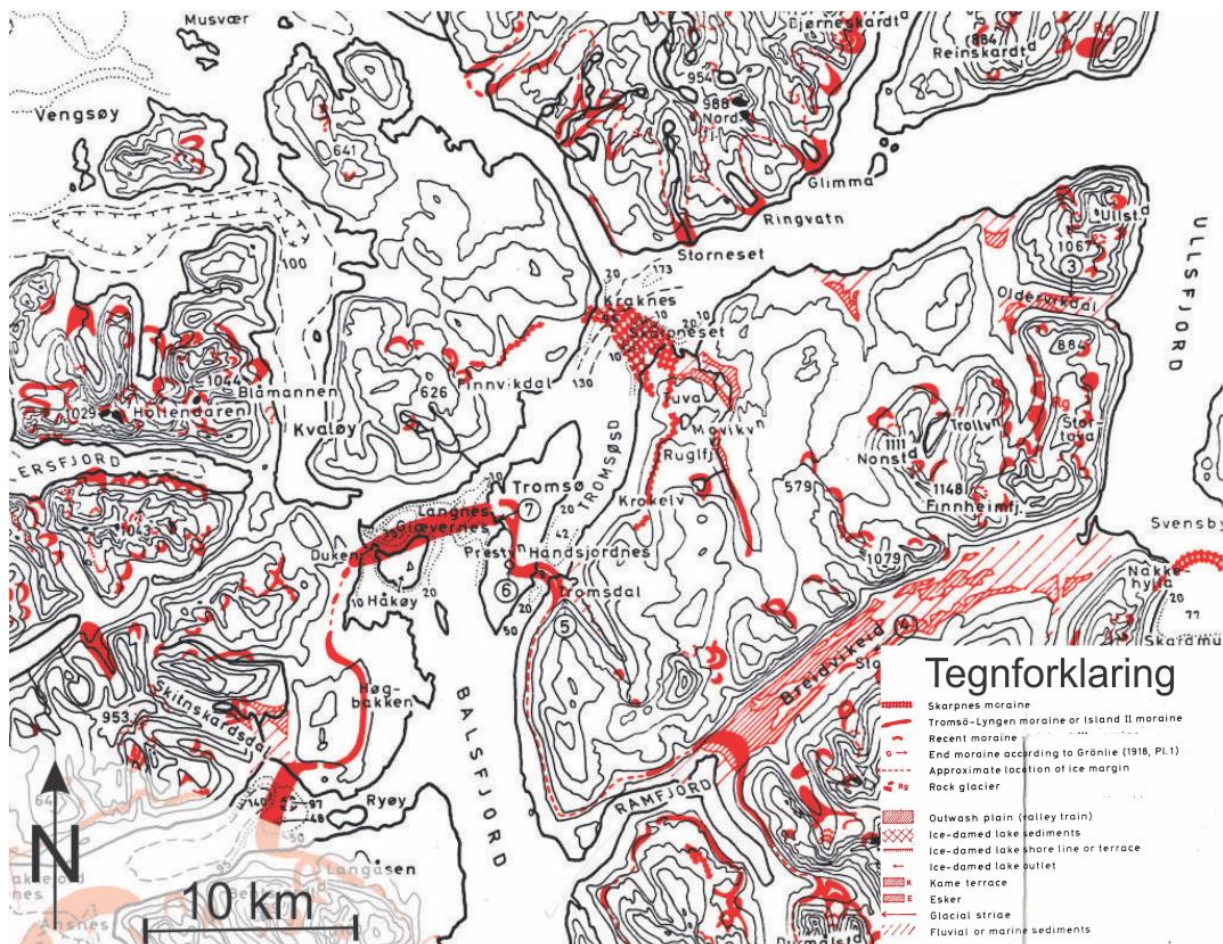
Særlig relevant for utformingen av dagens landskap er erosjon sedimenttransport av isbreer (Andersen, 2000). Etersom isen er med å undergrave skråninger og gjøre dem bratte er dette en viktig faktor for skredrelaterte prosesser (Ballantyne, 2002). Under en istid der ismassene ligger over landskapet og støtter opp skråningene er det sjelden problematisk med ustabile skråninger, men når isen trekkes tilbake og skråningene mister støtten kan de kollapse (Ballantyne, 2002). Med dette i bakhodet vil en kort oppsummering av kvartær i Troms og i studieområdet bli presentert.

I paleogen og neogen ble landet hevet opp og erodert ned (Ramberg et al., 2007) og i kvartær har is utnyttet eksisterende elvebaner og svakheter i landskapet til å danne dagens landskapsformer. Isdekke de siste 2.6 Ma årene har preget utformingen av landskapet slik det ser ut i dag. Typisk norske landskapstrekk som u-daler, fjorder, skarpe egger og tinder og bratte fjellsider er et resultat av ismassenes bevegelse.

Den seneste geologiske tidsperioden, kvartær, er karakterisert av svingende temperaturer, hvor kalde glacialstadier der iskjold bygges opp, og interglasialer med temperaturer varmere enn dagens der isdekket smelter (Ruddiman, 2008). Under siste istids maksimum (LGM), mellom 25 000 – 18 000 år siden, nådde isen Eggakanten ute på sokkelen. Tykkelsen på isen er mye diskutert, men det er sannsynlig at nunatakker har stått opp igjennom isdekket (Dahl og Sveian, 2004).

Etter siste istids maksimum (LGM) trakk isen seg tilbake fra Eggakanten for omtrent 18 000-20 000 år siden (Dahl og Sveian, 2004). Under tilbaketrekningen var det flere hendelser med stopp og fremrykning av breene, som kan dokumenteres i morenerygger i dagens landskap. Yngre dryas (12 800 – 11 700 år siden) var et stort fremrykk hvor innlandsisen vokste og produserte morenerygger langs hele norskekysten (Ramberg et al., 2007, Olsen et al., 2013). I Troms er morener fra Skarpnestrinnet (eldre dryas) og Tromsø-Lyngstrinnet (yngre dryas) markante og godt dokumenterte punkter, se figur 7 (Andersen, 1968). Tromsø-Lyngstrinnet markerer den største utbredelsen under yngre dryas rundt Tromsø og Lyngen (Dahl og Sveian, 2004).

Under Skarpnestrinnet og Tromsø-Lyngstrinnet lå det flere lokale breer som kan ses i dagens morener innenfor studieområdet. Lokalmorener og steinbreer kan observeres i dag i Langedalen, i og rundt Trollaldalen, i Ullstind massivet og fjellplatået over Ullsfjorden. Mange av morenene i Langedalen som er kartlagt av Andersen (1968) er senere kartlagt som steinbreer på NGUs løsmassekart. I Balsfjorden, som grenser til studieområdet i sør, lå det i yngre og eldre dryas en større utløpsbre. Denne beveget seg inn i Ramfjorden mot øst og dannet er stort brefrontdelta som i dag kalles Breivikeidet. De mindre lokalbreene var ikke like utbredt i sør som det er i nord. Nordsiden av Tromsdalstind, hengedalene mot Breivikeidet, og i skyggen av nordvendte sider på Blånova og i Tønsvikdalen lå det mindre breer.



Figur 7. Største brefremstøt under eldre (Skarpnestrinnet, markert i rødt med hvite prikker) og yngre dryas (Tromsø-Lyngstrinnet, markert i rødt). (Andersen, 1968).

1.8 Vær og klima i Troms

Klima i Troms er karakterisert som subarktisk, som betyr lange kalde vintre og korte kalde somre. Det er i gjennomsnitt kaldest i februar og varmest i juli. Middelterperaturen ligger på $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ i kyststrøk og -6 til -9 i dalstrøkene om vinteren. Om sommeren er middelterperaturen i juli $11 - 12\text{ }^{\circ}\text{C}$ ved kysten og omtrent $14\text{ }^{\circ}\text{C}$ i dalstrøkene (Dannevig, 2009). Årsnedbør ligger på omtrent $300-600$ mm i året i indre og skjermede dalstrøk, fra 750 mm i ytre strøk, til $1000-1500$ mm i de våteste kystfjellene (Dannevig, 2009).

Permafrost finnes sporadisk i Troms og borehullsundersøkelser viser at ved kysten er den nedre grense på $800-900$ moh. I mer kontinentale strøk ligger permafrosten på $600-700$ moh. (Christiansen et al., 2010). Ved Nordnesfjellet i Kåfjord kommune (69.55349°N 20.4314°Ø) er det registrert diskontinuerlig permafrost på $600-700$ moh., men det kan også være sporadisk permafrost lavere enn dette (Blikra og Christiansen, 2014).

2.0 Teoretisk bakgrunn

Denne delen skal gi en oversikt over ulike typer skred og hva som skiller dem fra hverandre, slik at det skal bli lettere å klassifisere og kategorisere resultatene. Faktorer som hovedsakelig spiller inn er strukturelle elementer i berggrunnen; foliasjon, sprø forkastninger, størrelse og bevegelses prosesser. Også viktige morfologiske elementer vil bli beskrevet. Denne delen av oppgaven danner bakgrunnen for diskusjonen.

2.1 Definisjon

Skred har mange varierte definisjoner, dette forteller noe om mangfoldet og den sammensatte prosessen rundt skredproblematikk (Highland og Bobrowsky, 2008). En generell definisjon av skred eller ras er en gravitativ massebevegelse som involverer stein, løsmasser, snø/is og organisk materiale i stor hastighet nedover en skråning (Highland og Bobrowsky, 2008, Hungr et al., 2001, NVE, 2014). Massene kan flyte, rulle, hoppe og sprette eller falle i rask bevegelse nedover en fjellside (Hungr, 2005). Braathen et al. (2004) definerer fjellskred (engelsk: rock avalanche) som rask bevegelse av store masser stein og fjell som hopper, ruller eller faller ned en bratt fjellside ($>45^\circ$).

Det er relevant for oppgaven med følgende definisjon av en ustabil fjellside: Et fjellparti som er helt eller delvis sklidd ut fra de omliggende geologiske omgivelsene og har kommet i bevegelse (Høst, 2006). Dersom en ustabil fjellside kollapser blir det kalt et skred. Når volumet av utrasingene blir større enn $100\,000\text{ m}^3$ kalles det fjellskred (Høst, 2006). Denne definisjonen vil bli brukt heretter som ustabil fjellparti.

2.2 Klassifisering

Her skal en gjennomgang av terminologi og kategorisering følge. Det er denne som danner grunnlaget for klassifisering av resultatene. Selv om det ikke er lett å få en god oversettelse fra engelsk til norsk, prøves det i denne oppgaven å klassifisere etter norsk språkbruk. Engelske begrep har ofte diffuse eller upresise oversettelser, eller er i noen tilfeller ikke-eksisterende. Det finnes mange ulike klassifikasjoner av skred avhengig av hva slags type skred det er snakk om og hvilken sammenheng det er klassifisert i. I denne oppgaven handler det hovedsakelig om steinskrud og fjellskred, men også kartlegging av skredmorfologi med eventuelle sekundære former som kan komme av en skredhendelse, som steinbreer.

Det finnes tre hovedformer for skred bestemt etter materialtype:

- 1) Fjellskred/steinskred som dekker alle størrelser med materiale løst ut fra fast berggrunn, samt eventuelle løsmasser, snø eller organisk materiale som blir tatt med (Høst, 2006).
- 2) Løsmasseskred omfatter skred i alle typer masser som ligger over fast fjell; stein, grus, silt, leire, organisk materiale og masser som er deponert av mennesker (NVE, 2013).
- 3) Snøskred er skred utløst i et snødekke og omfatter hovedsakelig snø og is, men kan også inneholde løsmasser og organisk materiale (Boensch et al., 2014).

Løsmasse- og snøskred skjer jevnlig og avsetningene fra disse typene kan studeres i studieområdet, men er ikke lagt vekt på i denne oppgaven. Det er kun fjellskred som blir omtalt videre heretter.

2.2.1 Klassifisering av fjellskred

Ved fjellskredklassifisering er Braathen et al. (2004) den mest aksepterte og mest brukte i Norge i dag. Studien baserer seg på deformasjonstrukturer i kildeområdet før utrasing ved flere lokaliteter i Norge. Ved forhistoriske fjellskred må den intakte berggrunnen som står igjen kartlegges og tolkes for å finne drivende strukturer. Strukturelle element, størrelse, bergart og avsetningsform inngår i bestemmelsen.

Fjellskred kategoriseres i Norge hovedsakelig etter størrelse og bevegelsesprosess (Høst, 2006, Devoli et al., 2011). Disse to (sammen med topografien) bestemmer hvordan karakteristikk avsetningene får, ettersom mobiliteten til massene øker med volum (Heim, 1932). Overgangen mellom de ulike typene fjellskred er glidende, hvor bevegelsesprosesser ofte er uavhengig av størrelse. Devoli et al. (2011) bruker *steinsprang*, *steinskred* og *fjellskred* som betegnelse på volumer fra lite til stort. Størrelse er ikke like viktig klassifisering i internasjonal sammenheng, da materialtype og bevegelsesprosess er vektlagt (Varnes, 1978, Wyllie og Mah, 2004, Highland og Bobrowsky, 2008). Det er ikke lagt stor vekt nøyaktige størrelser i denne oppgaven, men mange av objektene har et grovt estimat på størrelse for ordens skyld.

Steinsprang

Steinsprang (engelsk: rock fall) er mindre volum, enkelte steiner eller blokker opp til flere hundre m³, som faller, hopper eller ruller ned en skråning til skråningen flater ut (Highland og Bobrowsky, 2008, Devoli et al., 2011). Kildeområde er gjerne bratt (>45°) og løsneprosessen kan være utvelting, fall, eller glidning (Devoli et al., 2011). Vanligvis i

oppsprukket fjell med fryse-tine prosesser (frostsprengning) og høy nedbørsaktivitet. Avhengig av styrken på bergarten vil materiale holdes intakt eller bli mer opp knust under transport.

Steinskred

Steinskred er større volum enn steinsprang ($\sim 1000 \text{ m}^3$ - $100\,000 \text{ m}^3$). Steinskred utløses ofte i bratte skrånninger ($>40^\circ$), gjerne med overhengende klippebånd. Massene starter ofte som et ustabil fjellparti som deformeres sakte før kollaps. Deformasjonen er vanligvis kortere og mindre enn for store ustabile fjellsider. Ved utrasing er det vanlig at blokkene fragmenteres i skredbanen. Store hendelser vil kunne avsette enkelte blokker utenfor talusgrensen (Devoli et al., 2011).

Fjellskred

Fjellskred regnes for volum $>100\,000 \text{ m}^3$. Fjellskred kan også deles inn etter små ($100\,000$ - $200\,000 \text{ m}^3$), middels ($200\,000$ - 1 Mm^3), store (1 - 5 Mm^3) og meget store fjellskred (5 - 100 Mm^3) (Devoli et al., 2011). Som tidligere nevnt er fjellskredets rekkevidde er avhengig av massenes volum og fallhøyde (Heim, 1932), hvor avsetningene fra meget store fjellskred kan dekke hele dalbunner og avsettes høyt i motsatt dalside (eksempelvis Hølen i Balsfjord kommune (Blikra et al., 2006).

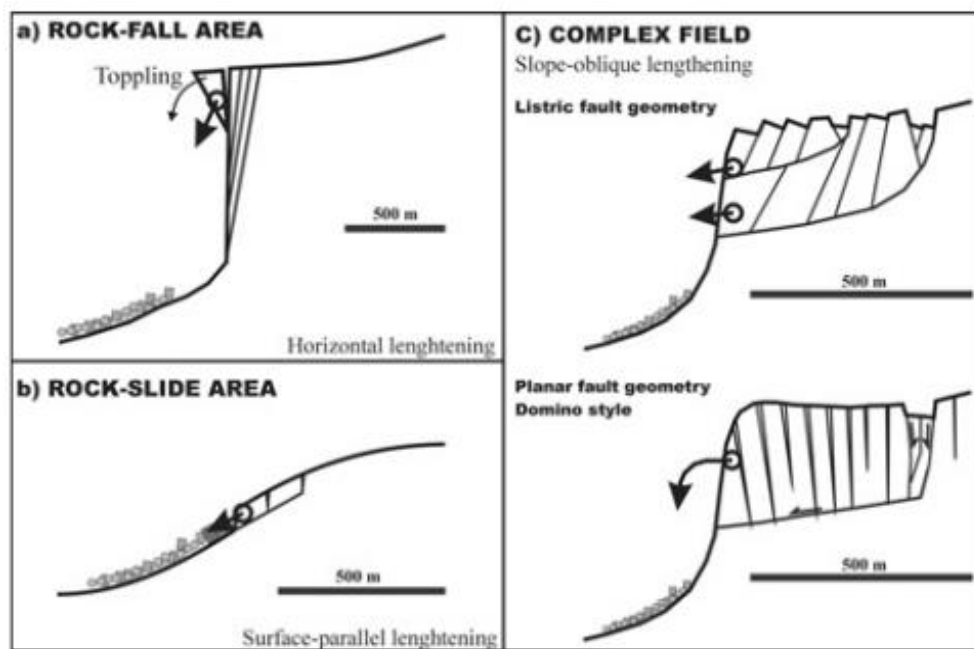
Tabell 1 viser en oversikt over hva som skiller ulike typer stein/fjell relaterte skred fra hverandre. Stort sett størrelse og bevegelsesprosess, men derav også avsetning og morfologiske element.

Tabell 1. Oversikt over fjellskredtyper og hva som skiller de fra hverandre. Basert på Devoli et al. (2011), Highland og Bobrowsky (2008)

Navn	Volum	Bevegelsesprosess	Avsetning
Steinsprang	Smått; enkelte blokker opptil flere hundre m^3	Falle, sprette, rulle, gli.	Samles i urer/talusvifter
Steinskred	Middels- større fragmenter av fjell. $\sim 1000 \text{ m}^3$ - $100\,000 \text{ m}^3$	Falle, sprette, rulle, gli. Knuses gjerne i skredbanen	Samles i urer/talusvifter. Store hendelser går utenfor nedre grense for vifter og urer.
Fjellskred	$>100\,000 \text{ m}^3$	Falle, gli, komplekse felt. Fragmenteres og knuses helt i transporten.	Massive, kaotiske blokkhav som dekker daler, fjorder, kan ha lobeformet front
Ustabil fjellparti	10^3 - 10^6 m^3 +	Gli, velte, krype.	Blir steinskred/fjellskred hvis det kollapser.

2.2.2 Bevegelsesprosesser

Bevegelsesprosesser er utvelting, glidning (planar, rotasjon og kile) og kombinasjoner av disse som danner komplekse felt. Braathen et al. (2004) har grunnlagt sin studie på større skredhendelser og forståelse av disse for å kunne mer presist varsle om fremtidige katastrofer. Disse prosessene er vist i figur 8.



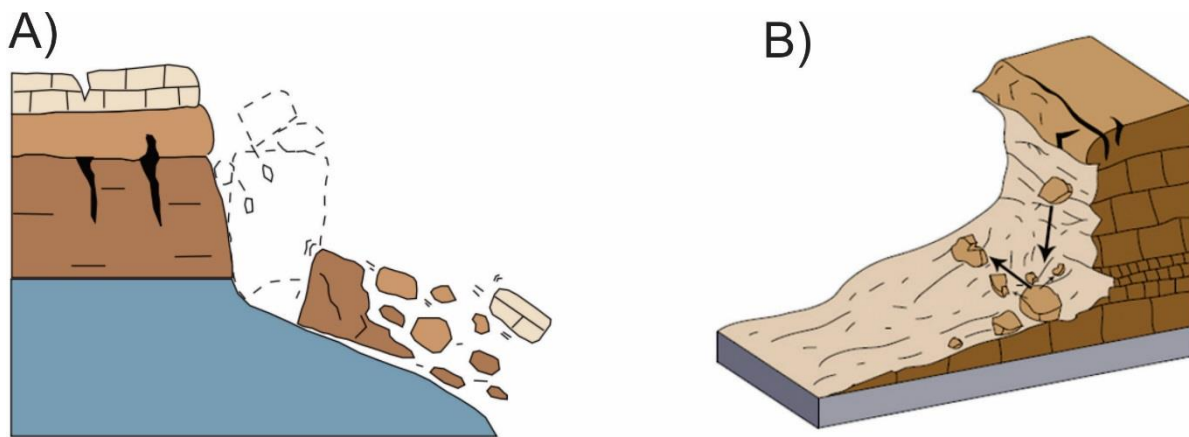
Figur 8. Geometrisk modell for utglidningsprosesser etter Braathen et al. (2004).

Steinsprang og utvelting

Steinsprang (engelsk: rock fall) (figur 8a og figur 9) finnes i bratte fjellpartier eller klipper (>60-75°). De er karakterisert av blokker som ligger helt eller delvis separert fra kildebergrunnen av bratte skrånings-parallele sprekker. Lateral blir blokkene avgrenset av sprekker med høy vinkel til skråningen, disse kan også dele blokken inn i flere deler. Blokken(e) holdes på plass av friksjonskrefter langs det avgrensende planet i bunnen. Dersom de drivende kreftene overgår friksjonskreftene vil blokken akselerere og falle, ofte i fritt fall. Nye sprekker kan åpne seg når trykket på kildebergrunnen lettes og kan skape en retrograsjon i fjellskrenten. Størrelsen på blokkene kan variere fra m³ til flere millioner m³. Store blokker kan være dimensjonert til hundrevis av meter horisontalt og vertikalt. Toppen av blokken vil rotere utover med gravitasjonspunktet på utsiden av blokkens base og kan åpne sprekker på 1-3m. En slik rotasjon kalles blokkrotasjon eller utvelting (engelsk:

toppling) (Braathen et al., 2004). Denne prosessen er gravitasjonsbasert, og kan utløses av frostsprengning (Goodman og Bray, 1976).

Denne typen skred har som regel moderat risiko for mennesker, men hvis blokken(e) er store nok kan de transporteres langt utover en dalbunn eller initiere sekundære prosesser som oppdemming eller flodbølger. Et eksempel på denne typen fjellskred er fra Tafjord hendelen i 1934. Blokken som raste ned dro også med seg store mengder ur og skapte en dødelig flodbølge (Høst, 2006).

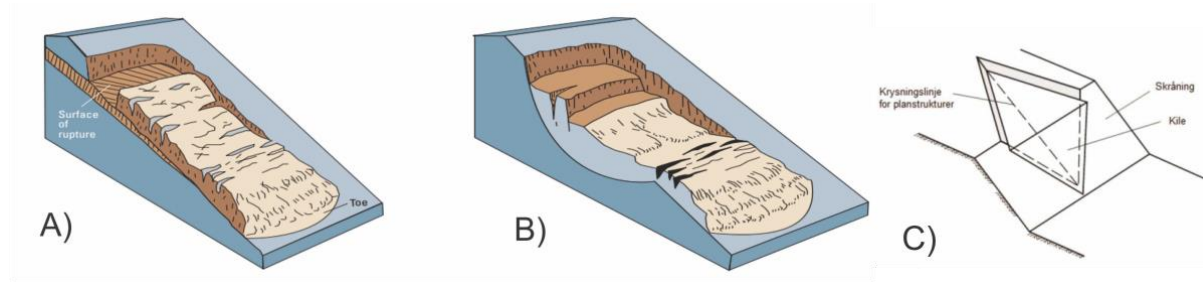


Figur 9. Skisse over A) Utvelting/blokkrotasjon (topple) og B) steinsprang, (begge kalles rock fall på engelsk). (Highland and Bobrowsky, 2008)

Glidning

Glidning (engelsk: sliding) skjer når en løs (gjærne tynn) blokk glir over et underliggende plan, hvor det vil være høy skjærspenning (shear strain) (figur 8b og figur 10). Bevegelsen vil ikke nødvendigvis starte likt over hele området, men heller «spise» seg oppover etter hvert som støtten nedenfra forsvinner. Glideplanet kan være plant, listrisk eller kileform (figur 10). En kile utglidning forekommer når to plan faller mot hverandre og krysninglinjen mellom dem faller parallelt med fjellsiden. Strøket til glideplanet eller krysninglinjen bør ikke avvike med mer enn 20° fra skråningsgradienten (Hoek og Bray, 1981), og glideplanet bør kutte terrengoverflaten. Glidning kan dannes i skråninger med relativt lav gradient ($<45^\circ$), der foliasjon, lagdeling eller andre svakheter i bergarten er sub-parallelle med terrengoverflaten (Braathen et al., 2004). Bevegelse i de nedre delene fører til en gradvis kollaps oppover og en retrograsjon oppover i skråningen. Denne mekanismen kan utvikle store områder med kantede blokker (Braathen et al., 2004). Blokkstørrelse, helningen på skråningen, materialstyrke og væsker i glideplanet er viktige faktorer. Denne typen skred er betydelig for

mennesker og kan ha store volum av løse blokker. Eksempelvis er Åkneset i Møre og Romsdal av denne typen (Ganerød et al., 2008).



Figur 10. Skisse over glidende skred, A) planar (translational) og B) listrisk (rotational). (Highland and Bobrowsky, 2008)

Komplekse felt

Komplekse felt (figur 8c) har utstrekning vanligvis over 1 km² og variere fra omtrent 20 til flere hundre meters dybde (Braathen et al., 2004). De består av mange forkastningsblokker og er delvis kategorisert som kaotisk og ujevn overflate morfologi. Den generelle topografiske gradienten i kildeområdet kan være relativt lav, men mot dalbunnen varierer helningen fra moderat til bratt terreng. Komplekse felt har gjerne kompliserte deformasjonsmønstre, vanligvis over et eller flere nivåer i grunnen. Lober utvikles mot nedre avgrensing, separert av markerte transverse forkastninger, der lobene deformeres individuelt fra de omliggende lobene. Bevegelser i dypet glir langs lavvinklede eksisterende strukturer i berggrunnen, for eksempel langs foliasjon, lagdeling eller sprekker. Blokkenes glideplan kan identifiseres av finkorning forkastnings materiale (fault gauge), oppknusningsmateriale som brekksje og kildeutspring. Interne blokker i ustabile skråninger er separert av forkastninger og sprekker, og er rotert utover i bevegelsesretning eller innover mot skråningen. Mellom bakskrenten og det ustabile partiet er det ofte en grabenstruktur, som også kan gjenta seg nedover fjellsiden internt. Deformasjonsmekanismene er en kombinasjon av glidning, steinsprang og blokkrotasjon (Braathen et al., 2004).

Ved å skille mellom variasjon i deformasjonsstil og blokkbevegelse kan to typer komplekse felt defineres; felt med enten (1) listrisk forkastnings deformasjon eller (2) planare forkastningsgeometri. Listrisk geometrisk deformasjon er karakterisert av konkavkurvede forkastninger som danner intern deformasjon av roterende blokker som til slutt kolliderer. Typisk tekto-morfologiske tegn er horst og grabener. For planar forkastningsgeometri er domino lignende blokk bevegelse vanlig. Bevegelser danner kløfter og åpninger der

blokkene holdes intakte helt til en kritisk vinkel der de kolliderer internt eller velter. Et kriterium som skiller de to typene er det generelle blokkrotasjonsmønsteret. Hvor listriske deformasjoner har blokker som roteres innover, vekk fra skråningen med intern blokk deformasjon, har planare deformasjoner intakte blokker med ingen til lite rotasjon enten med eller mot skråningen. De fleste store fjellskred går ofte innunder denne kategorien (Braathen et al., 2004).

2.2.3 Ustabile fjellparti

Ustabile fjellparti er et begrep som omfatter fjellparti som er helt eller delvis sklidd ut sammenlignet med de omliggende geologiske omgivelsene og har kommet i bevegelse (Høst, 2006). Det omtales om volumer av stein som har en viss størrelse (steinskrud-fjellskred), men kan også inkludere store steinsprang. Deformasjoner i ustabile fjellsider er som regel strukturelle, langs foliasjoner og sprekkese. Bevegelseshastighet og -retning kan variere igjennom hele det løse partiet, og vil fragmenteres i sprekker, kløfter og skrenter (Devoli et al., 2011). Hastigheten på ustabile fjellparti kan være fra mm til m/år, med grunnlag på relieff, bratthet, strukturer og litologi (Ganerød et al., 2008, Saintot et al., 2011a). Store ustabile fjellparti kan utvikles over tusenvis av år før det kolliderer eller stabiliseres (Høst, 2006, Nordvik et al., 2010).

2.3 Strukturgeologiske elementer

2.3.1 Litologi

Litologi omfatter bergarters fysiske egenskaper som struktur, farge, mineralsammensetning og kornstørrelse. Porøsitet, oppsprekking, elektriske-, termiske-, seismiske-, gravimetrisk- og radiometriske egenskaper kan også beskrives (Sigmond et al., 2013). Bergartenes ulike egenskaper er med å bestemme i hvor stor grad de påvirkes av tektonisk stress, erosjon og forvitring. Topografien mange steder er avhengig av litologien, som utvikling av skrenter, skråninger, sprekker og lignende. Bergarten alene er ikke nok til å skape ustabiliteter i fjell, men kan være med å senke friksjonsvinkelen i bergartene (Braathen et al., 2004). Bergartens karakter bestemmer om en fjellside vil lett kunne gli på iboende strukturer. Bergarter som inneholder mye parallellorienterte mineraler som talk, glimmer og grafitt, eller som har svake bindinger mellom mineralkornene er typiske svake lag.

2.3.2 Foliasjon

Foliasjon er en homogent distribuert planar struktur som følge av duktil deformasjon i bergarter. Dette kan ses i parallelstilling av plateformede mineraler (eksempelvis glimmer), tidligere runde klaster deformert til liser eller konsentrasjon av mineraler i bånd (Twiss og Moores, 1992). Foliasjon har potensiale til å utvikle seg som glideplan i samsvar med svak litologi hvis orientering og fall favoriserer dette (Jaboyedoff et al., 2011). Henderson et al. (2006) konkluderer med at fjellsidene som viser mest deformasjonsaktivitet er der hvor foliasjonen faller mot fjorden, parallelt med fjellsiden. Anrikning av svake bergarter som bånd i foliasjon har spesielt lett for å danne glideplan.

2.3.3 Folder

Folder er bølgelignende strukturer som utvikles under deformasjon av bergartslag. Den enkleste folden består av to flanker bøyd rundt en foldeakse (Twiss og Moores, 1992). Folder kan eksistere i alle skalaer, fra nm til km store, men cm-hektometer skala folder har mest innvirkning på fjellsidens stabilitet (Saintot et al., 2011b). Ved større skalaer vil det kunne utvikle seg til et glideplan dersom folden krysser overflaten på skråningen. Foldehengslene får redusert styrke under deformasjon ettersom mineralene og bergarten blir strukket, dette kan danne ekstensjonssprekker (Saintot et al., 2011b).

2.3.4 Sprekker

En sprekk er bruddflater i bergarter og mineraler uten synlig relativ bevegelse. Ofte opptrer sprekker i sett, og kan være glatte plane flater eller parallelle riss. Tensjonssprekker er antatt å bli dannet av ekstensjon mer eller mindre vinkelrett på bruddplanet (Twiss og Moores, 1992). Sprekker og bruddflater kan være pre eksisterende strukturer i berggrunnen eller kan oppstå som følge av gravitativ bevegelse (Henderson et al., 2006). Sprekker er med å avgrense blokker og fjellparti eller danne glideplan, og stabiliteten i en side er avhengig av sprekketetthet og utholdenhet til sprekkene (Henderson et al., 2006, Saintot et al., 2011b). Tensjonssprekker dannes i bakkant av de fleste ustabile fjellparti og er gode indikatorer på bevegelse relativt til fast fjell. Bare under spesielle forhold vil ikke tensjonssprekker dannes, for eksempel om glideplanet gjennomgår hele fjellsiden. Det kan være hvis topografien er ujevn fra tidligere utrasinger eller spesielle erosjonsformer. Heller ikke typiske kileformer vil kunne danne baksprekker (Henderson et al., 2006).

2.3.5 Forkastninger

En forkastning er en overflate eller smal sone hvor en av sidene har synlig beveget seg parallelt relativt til den andre. Det er vanlig å skille mellom normal-, revers-, og transversforkastning avhengig av bevegelsen langs planet (Twiss og Moores, 1992). Ettersom det tidligere ha vært bevegelse i forkastninger fungerer de som svakhetssoner og kan ofte reaktiveres som glideplan eller avgrensinger i ustabile fjellparti og skred (Saintot et al., 2011b). Sprekkesetettheten øker nærmere en større forkastningssone.

2.3.6 Glacial avlastning og eksfoliasjon

Under istider vil ismassens vekt presse kontinentet ned og skape trykk på dalbunner og -skråninger. Når isen smelter vil trykket i berggrunnen avlastes og elastisk energi frigis slik at interne sprekesett dannes (Saintot et al., 2011b). Ettersom trykket fra isbreene er borte vil det kunne føre til fjellskred langs nye sprekesett (Jarman, 2009). Slike skred kan utløses raskt eller en stund etter deglasiasjonen (Braathen et al., 2004). Den siste utviklingen av sprø strukturer i Norge er nettopp denne typen eksfoliasjonssprekker. Men ved 72 studerte studier i Møre og Romsdal er volum på ustabile fjellsider med eksfoliasjonssprekker generelt små og vil danne små steinskred eller steinsprang (Saintot et al., 2011b).

2.4 Geomorfologi og avsetningsformer

2.4.1 Talus

Talus (eller ur) er en avsetning av relativt grovt materiale under bratte fjellsider som følge av forvitring og steinsprang (Halvorsen og Sulebak, 2009a). Det skilles mellom talus og avsetninger av større skred (steinskred og fjellskred). Talusavsetninger danner en jevn skråning med gjennomsnittlig helning på 35°-40° (Halvorsen og Sulebak, 2009b). Materiale har en typisk fallsortering hvor det største blokkene havner ved foten av skråningen. Ekstra store blokker kan transporteres utenfor talusens fot (Blikra et al., 1989). Talus kan være store felt langs bratte klippebånd, men kan også være kjegleformede. Kjegletalus har rotpunktet (apex) ofte i utløpet til en kløft eller et skar i fjellsiden. Avsetningene danner en rett lengdeprofil som kan være svakt konkav mot bunnen. Helningen ligger mellom 30°-45°, hvor størsteparten av skråningen er mellom 30°-40° (Blikra et al., 1989).

2.4.2 Fjellskredavsetninger

Fjellskredavsetninger kjennes igjen ved at det er en selvstendig avsetning, ofte i tungeform. Avsetningen er ugradert med store blokker dannet ved oppknusing av det aktuelle skredet. Dersom fjellskredets utløpssone ikke er jevn vil ikke avsetningene nødvendigvis ha en tungeform, men heller formes etter topografien (Blikra et al., 1989). Størrelsen på skredet og høyden på fjellsiden bestemmer utløpsdistansen. Noen skred har enorm energi og kan transporteres langt oppover motsatt dalside. Derfor kan gradienten på avsetningene være svært lav, i motsetning til talus (Blikra et al., 1989).

2.4.3 Steinbreer

Steinbreer er en landform som fungerer som transportsystemer av frosset stein eller blokk avsetning i periglasiale alpine miljøer (Frauenfelder et al., 2003). Utviklingen av steinbreer er avhengig av tilførsel fra kilden (bakvegg) og en iskjerne eller -matriks som eksisterer over lengre tid og skaper bevegelse i massene (Morris, 1981). Steinbreer er gjerne lobe- eller tungeformede kropper av blokker som kan skilles fra omliggende terreng av de bratte skråningene lateralt og i front. Internt er overflaten «rynkete» med furer og ryggformasjoner som generelt er vinkelrett på bevegelsesretningen (Giardino et al., 1987). Denne landskapsformen fikk navnet sitt etter deres likhet i utseende og oppførsel til isbreer (Capps Jr, 1910, Nesje, 2012). Hastigheten varierer fra centimeter til desimeter per år som resultat av plastisk deformasjon av is i massene (Haeberli, 1985)

Humlum (1988) presenterer tre typer steinbreer; (1) steinbreer som har opprinnelse i en isbre, for eksempel morener med isbrekjerne eller breer som er dekket av sedimenter, (2) talus eller ur-generert steinbre, og (3) steinbreer med opphav i steinskred. Steinbreer med opphav i en isbre har antatt en solid iskjerne, mens talus genererte steinbreer er helst sementert med is fra snøskred eller grunnvann som fryser og tiner. Steinskred som danner steinbreer er kortlevde og kan være klimatisk kontrollert avhengig av skråningsstabiliteten.

3.0 Metoder og verktøy

Datainnsamling har hovedsakelig vært bruk av kartdata, flyfoto og publiserte data, men også feltarbeid har vært nødvendig for å få en bedre forståelse av enkelte interessante lokaliteter.

3.1 Regional kartlegging og analyse

Studieområdet har blitt kartlagt med basis i flybilder fra NorgeiBilder (www.norgeibilder.no), Norgei3D (www.norgei3d.no) og topografiske kart fra kartverket. Bildene fra NorgeiBilder som er benyttet er fra 29.07.2006, 19.06.2009, 16.08.2011, 19.08.2016. Bildene fra 2006 og 2009 har 0.5m oppløsning, mens 2011 serien har 0.4m og 2016 har 0.25 m oppløsning. Eier er kartverket Tromsø. Bildene har ulik skyggevinkel og snødekke som gir litt forskjellig inntrykk. NGU har tilgjengelig berggrunnskart (1:50 000, 1991, 2001, 2015 og 1:250 000, 1998) og løsmassekart (1:50 000, 1994) som er benyttet.

3.2 Feltarbeid

Ettersom oppgaven er en regional kartleggingsoppgave er hver lokalitet blitt besøkt én gang, i noen tilfeller to ganger. Dette gir en god oversikt over lokalitetene. Feltarbeidet ble utført i en periode spredt utover august og september 2016 med til sammen 12 dager. I felt er det undersøkt 8 ustabile fjellparti eller skred samt stopp ved flere blotninger som har gitt strukturdata eller annen interessant informasjon. Fokuset i felt har vært å få en generell oversikt over morfologien og strukturgeologien for hver lokalitet. Et viktig mål var å finne en avgrensning i eventuelle ustabile fjellpartier, finne tidligere avsetninger og bevegelsesbetingelser, slik at en kategorisering blir mulig. Dette ble gjort ved observasjoner av overflateformer, eksempelvis baksprekker, eventuelle glideplan, skrenter, avsetninger, strukturgeologiske målinger og observasjoner om bergartene. Strukturdata som foliasjon, sprekker og mulige glideplan, er målt inn som strøk og fall med høyrehåndsregelen (360/90). Kompasset som er brukt er Silva Explorer S, speilkompass med klinometer. Georefererte punkter er målt med GSP av typen Garmin 64ST.

Under helikopter ekskursjonen med NGU ble Skredan, Russevankskaret, Kavlbegåsen, Svarthamaren og Ragnhildurnuten observert fra luften. På Kavlbegåsen og Skredan landet helikopteret slik at nærmere observasjoner og strukturmålinger ble mulig. Ved Skredan ble det gitt en innføring i hvordan NGUs geologer jobber og hva som blir lagt vekt på i deres arbeid. Det ble gjort en rekognosering av det ustabile fjellpartiet, samt innsamling av

strukturmålinger. Det samme ble gjort ved Kavlbjergåsen. Ved de resterende lokalitetene ble det tatt foto og notater fra luften med korte diskusjoner om det som var synlig. I tillegg til disse fløy helikopteret over en håndfull andre lokaliteter i NGUs interesse, men utenfor studieområdet definert i denne oppgaven.

3.3 Verktøy

Alle data er samlet i ESRI ArcGIS 10.5 for fremstilling av kart og videre analyser. Kartene er utarbeidet i referansesystem WSG 1984, UTM sone 33N. I Kart fremstilt i ArcGIS er koordinatsystemet i UTM, med mindre annet er spesifisert. Terrengmodeller (DEM, 2008) er hentet fra kartverket, for det meste i oppløsning 10m. Dalsidene langs med fjorden har høyoppløselig (1m) terrengmodeller opp til en viss høyde. Strøk og fall målinger fra felt er plottet inn i stereonett, fremstilt i Orient 3.6.3 som lower hemisphere stereografisk projeksjon. og CorelDRAW Graphics Suite X6 er brukt til å ferdigstille figurer og modeller.

Bevegelses data for ulike fjellsider er ikke lagt stor vekt på i denne oppgaven. Likevel har noen lokaliteter fått med bevegelses målinger i beskrivelsen ettersom det er gjort tilgjengelig av NGU eller publiserte rapporter. Dette fordi i noen tilfeller har InSAR data gjort det mulig å avgrense en ustabil fjellside bedre. Bevegelsesmålinger fra dGPS er tatt med der det finnes for eventuelle sammenligninger. Her følger en kort beskrivelse av hvordan InSAR og dGPS fungerer.

3.3.1 InSAR

InSAR (interferometric synthetic aperture radar) er en satellittbasert målemetode som tar bilder av jordens overflate ved hjelp av elektromagnetiske bølger (Massonnet og Feigl, 1998). Tiden det tar for signalene forlater satellitten til de blir reflektert og registrert tilbake i satellitten regnes ut som en avstand (range). Sammen med satellittens plassering (azimut) kan signalene regnes om til kartkoordinater for å danne et radarbilde. Ved å sammenligne to eller flere radarbilder det er mulig å oppdage bevegelse i jordoverflaten helt ned til cm og mm skala i et regionalt område (Eriksen, 2013). InSAR er et verktøy som effektivt kan indikere bevegelser over store områder. Bevegelsene reflekterer ikke nødvendigvis det som skjer i berggrunnen, men kan også være bevegelser i løsmasser (Lauknes et al., 2010).

Svakheter og feilkilder ved denne metoden er at målingene kun gjøres i vest- og østvendte sider langs siktelinja til satellitten. Nord- og sørvendte sider vil få underdrevne

bevegelsesvektorer. Dersom det er bratte fjellsider vendt vekk ifra satellittens siktelinje vil dette skape en skyggeside som gir dårlig data. Norge er dekket av snø store deler av året, spesielt i nord Norge, slik at data kan kun brukes i avgrensede tidsrom. (Lauknes et al., 2010). InSAR data som ble gjort tilgjengelige fra NGU via Martine Böhme personlig.

3.3.2 dGPS

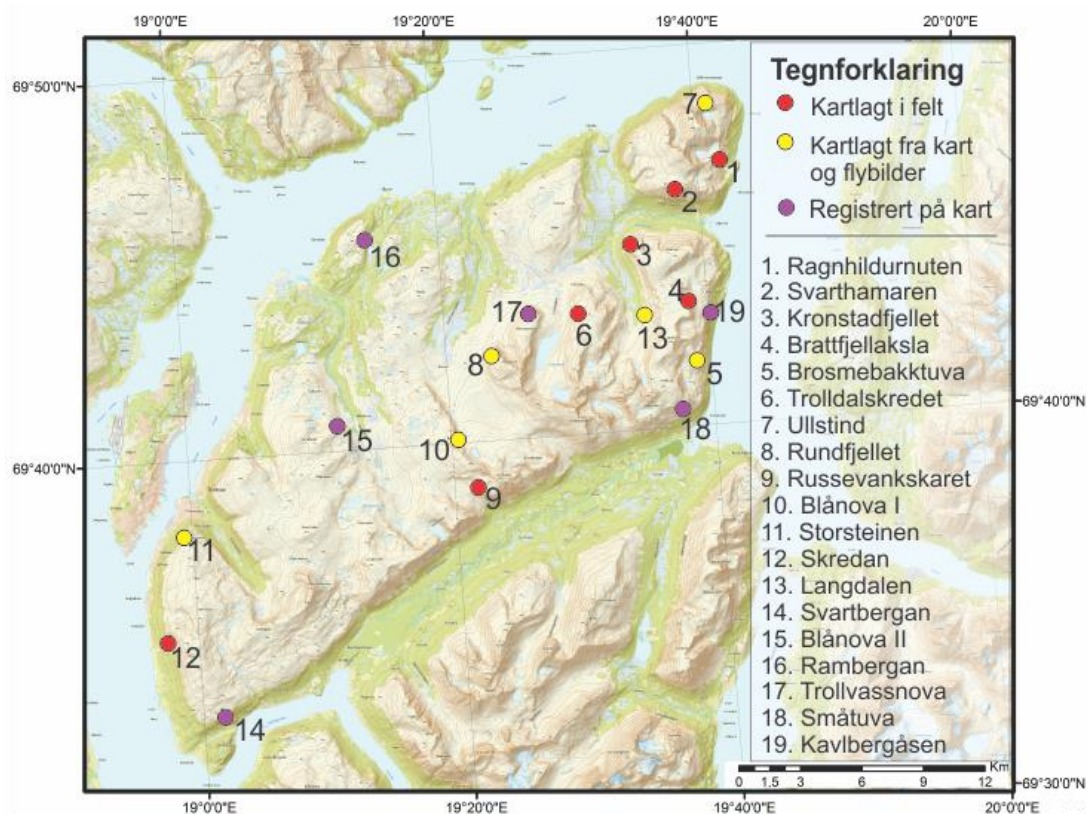
Differensial GPS bruker GPS (global positioning system) til å finne endring i posisjon på en punkt over tid. Minst tre satellitter må være tilgjengelige for å finne en posisjon på jordens overflate. Det må etableres fastpunkter i fjell som fungerer som antenner. Minst ett punkt å være i antatt stabile fjellmasser, mens ett eller flere antenner blir installert i de ustabile massene. Optimalt har nettverket tre punkter. Antennene monteres på fastpunktene med jevne mellomrom for å innhente posisjonen. Bevegelsesvektorer kan regnes ut ved hjelp av sammenligning mellom de ulike punktene over tid. Nøyaktigheten kan være ned til 1 mm i horisontalplanet og 2 mm i høydeplanet, men dette er antatt å være optimistisk da den reelle posisjonen sannsynligvis er 2-3 ganger dårligere (Trimble, 2013).

4.0 Resultater

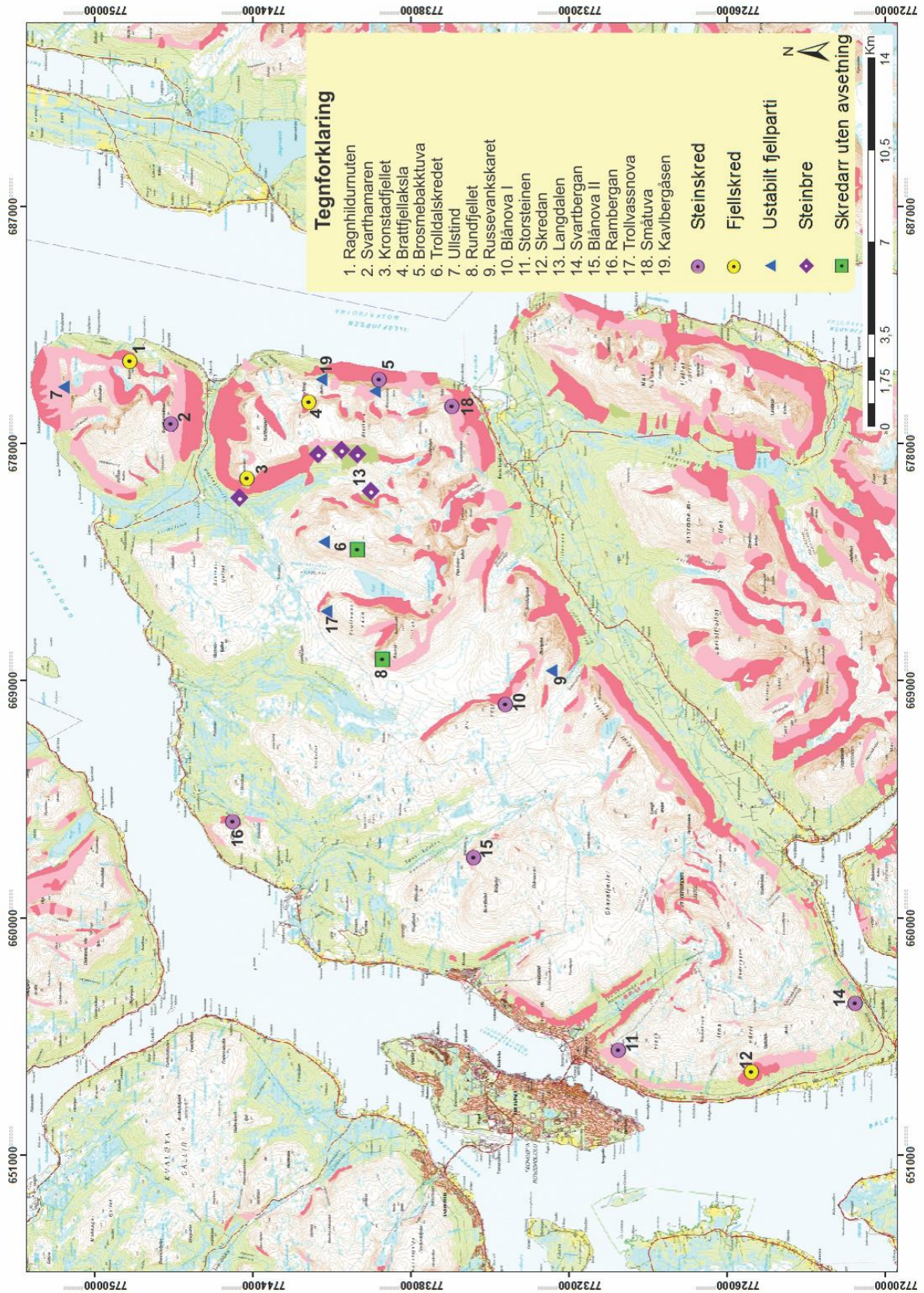
4.1 Områdeoversikt

Det er funnet flere utbredte steinsprangvifter, 11 større skred, 5 steinbreer med opphav i skred og to skredarr uten avsetning i studie området (figur 11). Flertallet (12) er lokalisert mot nordøst, fire lokaliteter ligger sentralt, mens Skredan, Storsteinen og Svartbergan ligger i sørvest. Syv skred er kartlagt i feltarbeid, de resterende lokalitetene er studert via kart og flybilder. Skredene er klassifisert etter størrelse, forventet bevegelses mekanisme og avsetningsform; se figur 12 og tabell 2 for full oversikt. Figur 12 forteller om et skred er et steinskred eller fjellskred, et ustabil fjellparti, steinbre eller et skredarr.

Kategorisering av objektene er gjort etter systemet presentert i innledningen. Det er ikke alltid lett å bestemme bevegelses mekanisme uten tilstrekkelig strukturgeologisk data fra felt, men det gjøres antagelser basert på bilder, kart og lignende. Under vil utvalgte skred (gule og røde lokaliteter i figur 11) bli beskrevet i nærmere detalj. Ettersom det er mange skred og en stor database med lokaliteter har ikke alle blitt detaljundersøkt (lilla lokaliteter i figur 11). En kort beskrivelse er gitt av disse i slutten av resultatene (se kap. 4.3).



Figur 11. Studieområdet med kartlagte og registrerte lokaliteter. Flesteparten av skredene er lokalisert i den nordøstlige delen av studieområdet. Referansesystem er satt i lengde- og breddegrader.



Figur 12. Oversikt med skredmasser (rosa felt er tynt dekke, røde felt er sammenhengende eller tykt dekke) fra NGUs løsmassekart og lokaliteter for identifiserte skred.

Tabell 2. Oversikt over lokalitetene. Lokalitet 1-13 er detaljbeskrevet, mens lokalitet 14-19 er registrert i databasen og på kart med en kort beskrivelse.

Nr.	Lokalitet	Litologi	Forventet bevegelses- mekanisme	Strøk og fall på foliasjon i forhold til skråning	Himmelretning	Avsetning / størrelse
1	Ragnhildurnuten	Granatglimmerskifer	Utvelting	Horisontal /innover	ØSØ	Fjellskred
2	Svarthamaren	Glimmergneis	Rotasjonsglidning	Horisontal /innover	S	Steinskred
3	Kronstafjellet	Glimmergneis	Glidning	Parallell	NV	Fjellskred / steinbre
4	Brattfjellaksla	Glimmergneis	Rotasjonsglidning	Innover i skråning	NNØ	Fjellskred
5	Brosmebakktuva	Fyllitt, granatglimmerskifer	Utvelting, kileutglidning	Horisontal /innover	Ø	Ustabil fjellparti / Steinskred
6	Trolldalskredet	Granatførende glimmergneis og dolomittmarmor	Glidning, kompleks	Sub- parallell	V	Ustabil fjellparti / fjellskred
7	Ullstind	Glimmergneis	Ubestemmelig, mulig glidning.	Usikkert	NNV	Ustabil fjellparti
8	Rundfjellet	Glimmergneis	Glidning	Mulig parallell	NV	Skredarr uten avsetning
9	Rusevankskaret	Amfibolitt, hornblendegneis	Kompleks	Sub horisontal	VSV	Ustabil fjellparti
10	Blånova	Glimmergneis	Usikkert	Mulig innover	Ø	Steinskred

11	Storsteinen	Kalspatmarmor og glimmergneis	Glidning	Parallell	V	Ustabilt fjellparti / steinskred
12	Skredan	Glimmergneis, amfibolitt	Glidning, kompleks	Foldet parallell og innover	V	Fjellskred
13	Langedalen	Glimmergneis	Glidning	Sub parallell	V	Fjellskred og steinbreer
14	Svartbergan	Horndblendegneis, amfibolitt	Glidning	Mulig Innoverhellende	SSØ	Steinskred
15	Blånova II	Horndblendegneis, amfibolitt	X	Mulig skrått innoverhellende	NV/NØ	Steinsprang/ steinskred
16	Rambergan	Dolomittmarmor / glimmergneis	X	Horisontalt / innoverhellende	Ø	Steinskred
17	Trollvassnova	Dolomittmarmor / glimmergneis	Mulig glidning	Mulig parallelt	NNV	Ustabilt fjellparti
18	Småtuva	Glimmergneis / dolomittmarmor	X	Mulig skrått / innoverhellende	SSØ	Steinsprang/ Steinskred
19	Kavlbergåsen	Fylitt / granatglimmerskifer	Mulig glidning	Horisontalt / innoverhellende	Ø	Ustabilt fjellparti

4.2 Beskrivelse av utvalgte lokaliteter

Her følger detaljbeskrivelse av utvalgte lokaliteter i studieområdet (se gule og rød lokasjoner i figur 11). I detaljbeskrivelsene er det beskrevet morfologi, strukturgeologi og kategorisering som senere brukes som bakgrunn i diskusjonen. Lokalitetene er beskrevet ut i fra tilgjengelig data, derfor vil noen beskrivelser være mer detaljerte enn andre. Lokalitetene kartlagt i felt er typisk mer detaljerte. Gaute H. Sandnes står for omtrent halvparten av beskrivelsene, og de resterende er skrevet av forfatteren av denne oppgaven. I overskriften til hver enkelt lokalitet vil det stå hvem som har skrevet avsnittet. Dersom det ikke er oppgitt navn er det forfatter selv som har beskrevet objektet. Gattes beskrivelse er oversatt fra nynorsk til bokmål og i noen tilfeller modifisert til oppgaven. Eirik Bjørklids observasjoner og synspunkter til fjellskredet Skredan er tatt i bruk og modifisert til denne oppgaven.

Tegnforklaringer i kartfigurer er henvist til i hver figur, men figurene som er fotografi fra felt, NorgeiBilder eller fra Norgei3D har tegnforklaringer slik det er vist i nedenfor i figur 13.



Figur 13. Tegnforklaring til figurer som er fotografier fra felt eller Norge i bilder og Norgei3D. Hver kartfigurer har egen tegnforklaring.

4.2.1 Ragnhildurnuten (Gaute Sandnes)

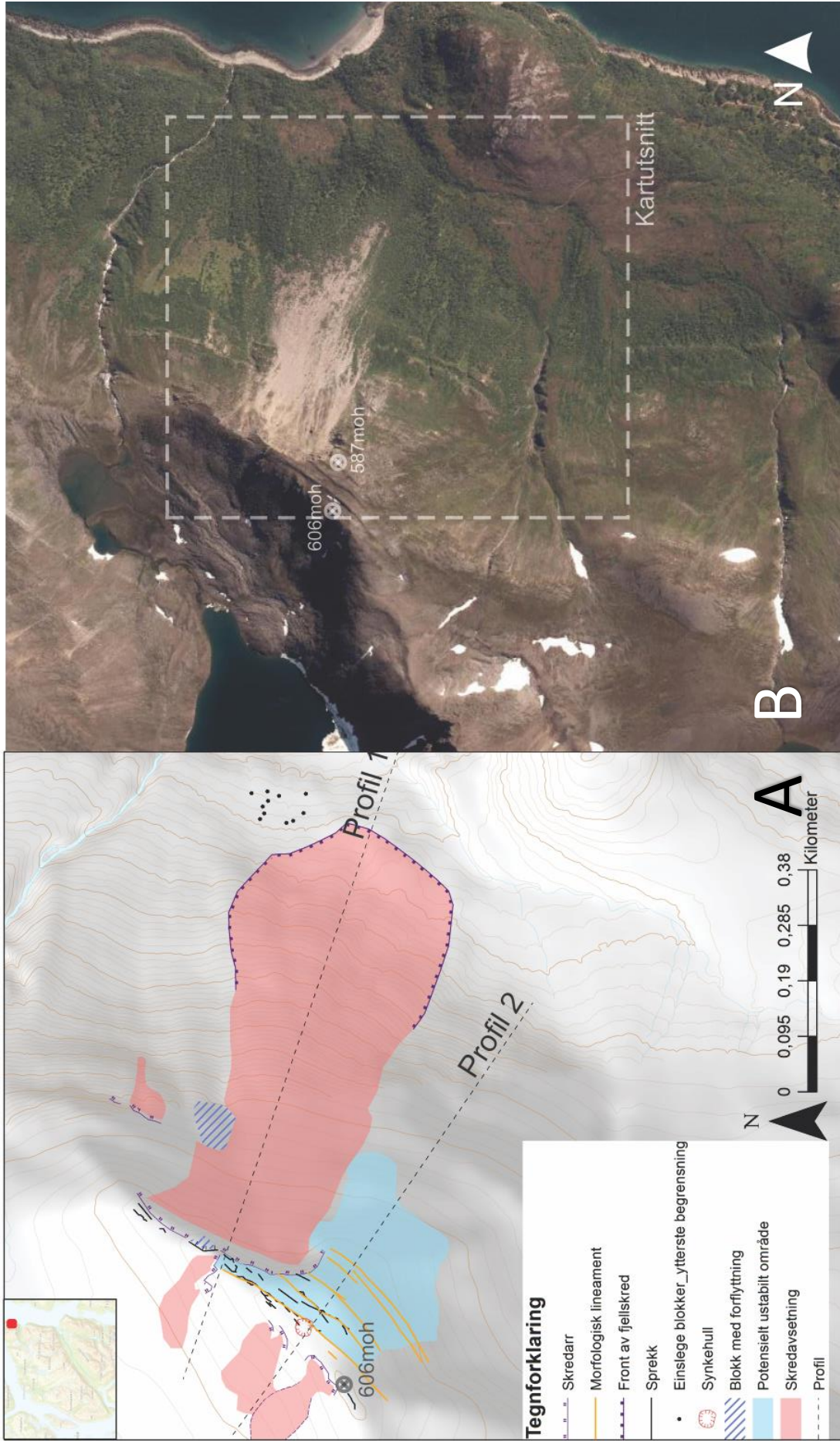
Ragnhildurnuten (606 moh.) ligger helt nord i studieområdet, sørøst for Ullstind (figur 11). Ragnhildurnuten er en del av Ullstindmassivet, som det høyeste punktet på en rygg som går nordøst-sørvest. Mot øst er det en bratt klippevegg med hyppig steinsprangaktivitet ned mot Ullsfjorden. Under klippeveggen finnes skredavsetninger etter tidligere skred. Mot vest er det en bratt skråning ned mot en botn og Storelvvatnan på 461moh.

Denne lokaliteten ble feltbefart til fots 6/09-16, samt undersøkt fra luften i helikopter sammen med NGU 20/08-16. NGU har befart Ragnhildurnuten ved flere anledninger, og det er beskrevet i NGU rapport 2006.040 Forprosjekt fjellskred i Troms – Status 2005 (Blikra et al., 2006b). Kartet i figur 14 viser tolkning av fjellsiden og avsetninger, samt et flybilde med en oversikt over området. Fjellpartiet kan deles inn i to deler: en nordlig del preget av et markant skredarr og hyppige steinsprang. Den sørlige delen er et platå øst for toppen som har tydelige forsenkninger parallelt med fjellryggen. Denne delen regnes som ustabil og blir heretter referert til et ustabil fjellparti.

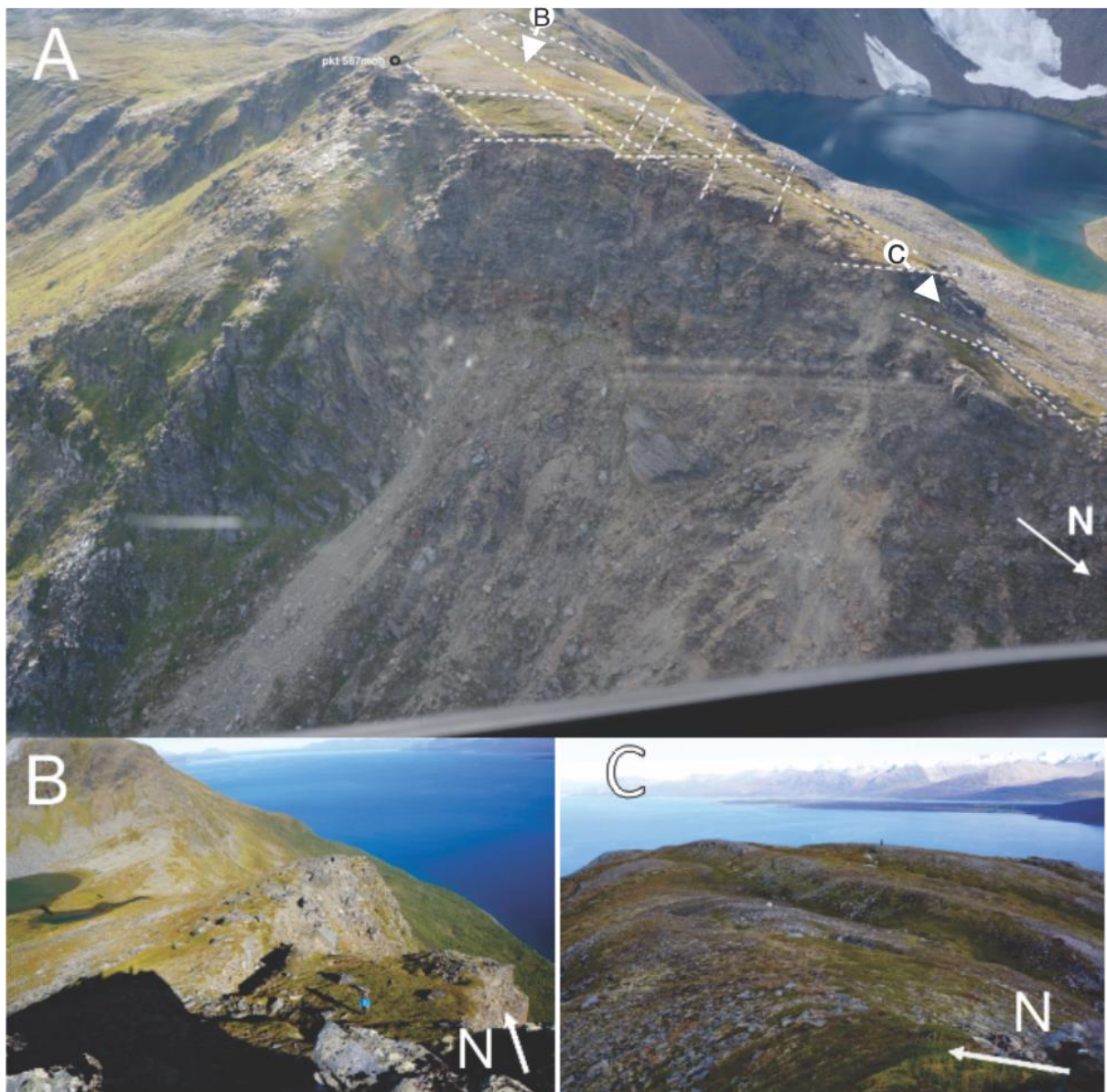
Morfologi

Den nordlige delen av fjellpartiet har et stort skredarr og en betydelig skredavsetning. Langs skredarret er det flere små til store blokker med tydelig utviklet baksprekk og laterale avgrensinger. Den største av disse har to sprekker som møtes slik at blokken er avgrenset av en kileform i bakkant. Blokken er rotert svakt fremover (se figur 15). På vestsiden av ryggen er det mye løsmasser. Løse blokker og steinsprang materiale dominerer i toppen, men ned mot dalen og Storelva ligger en blokkrik morene.

Den ustabile delen av fjellet er avgrenset i bakkant av flere innsynkninger som går parallelt med retninga på fjellryggen, nordøst-sørvest. Mot nordøst er fjellpartiet antatt avgrenset av skredarret, mens mot sørvest er avgrensingen mer uklar. Forsenkningene er svært framtreddende: tre store forsenkninger med flere åpne sprekker (figur 15) og noen synkehull med diameter på omlag 1-1,5m i depresjonene. Ut fra flybildet og helikopterbefaring kommer det frem flere geomorfologiske strukturer nedover fjellsida mot øst som likner rygger og depresjoner som er parallelle med innsynkningene på toppen. Forsenkningene avgrenser størrelsen på blokkene som eventuelt kan velte eller rotere ut. Forsenkningenes dybde og bredde øker mot nordøst og størst der det er kontakt med skredarret. Den største, men minst sannsynlige scenarioet ved Ragnhildurnuten har en størrelse på opp mot 3 Mm³.



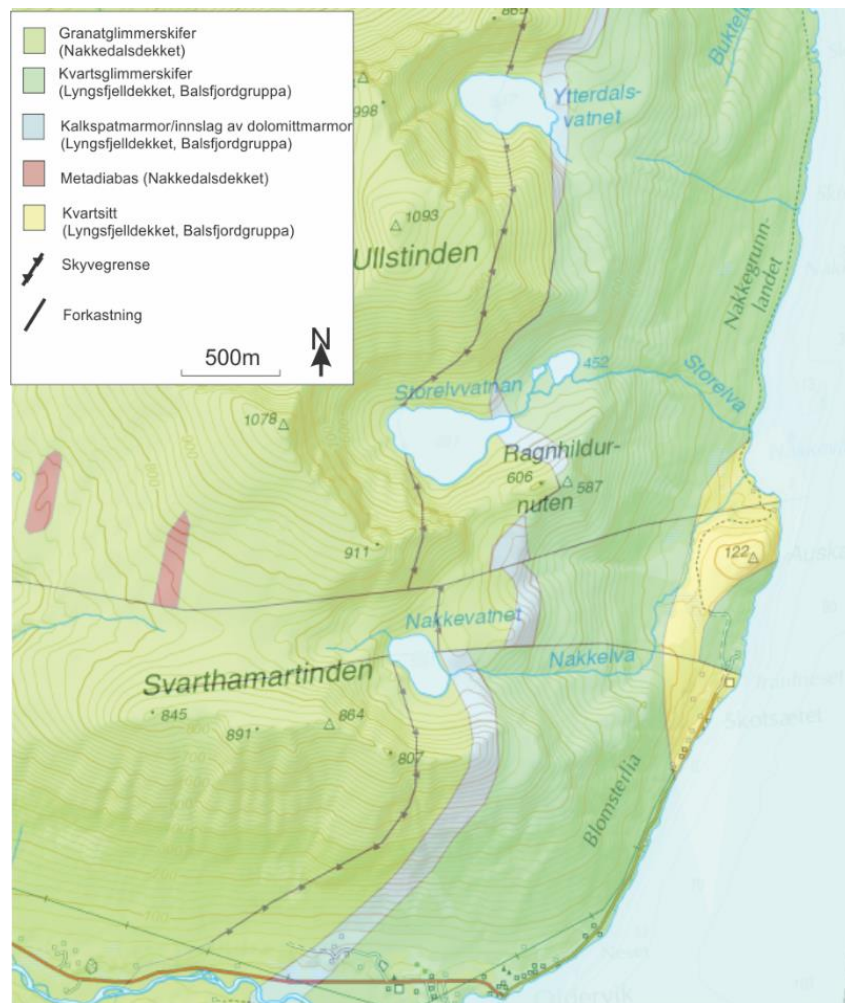
Figur 14: Kart over geomorfologiske strukturer på Ragnhildumuten(A), samt oversiktsfoto (B), NorgeBilder. Etter Sandnes (2017).



Figur 15. Bilder som viser hovedstrukturene ved Ragnhildurnuten. I A) vises en oversikt over sprekkesettene som er lette å finne igjen i overflaten, disse har tilnærmet vertikalt fall. Tydelige nordøst-sørvest orienterte forsenkninger, øst-vest orienterte sprekkesett og det aktive steinsprangområdet ved Ragnhildurnuten. Helt til høyre i bildet ligger en deformert fremover rotert blokk. Plasseringa og retninga til fotograf er markert med piler. (foto: R. Hermans, 2016). B viser tydeligere størrelsen på den fremover roterte blokka til høyre i figur A med person som skala. Blokka er estimert til å bli omlag 8000m^3 . C: NØ-SV orienterte forsenkninger, prikken mot fjorden er en person. (Foto A og B: Gaute Sandnes).

Strukturgeologi og litologi

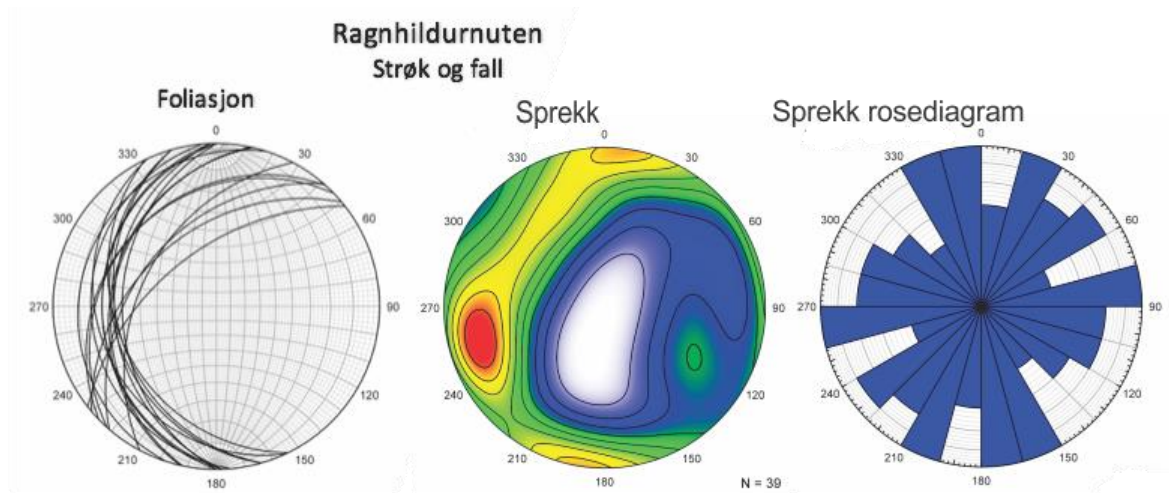
Berggrunnen (figur 16) i området rundt toppen består av foliert granatglimmerskifer med innslag av fyllitt, langs ryggen går det et lag med kalkspatmarmor/dolomitt i nord-sør retning som er parallell med skyvedekkegrensa mellom Tromsø- og Lyngendekket. Dette laget med marmor skiller granatglimmerskiferen fra et lag med kvarts-biotittskifer.



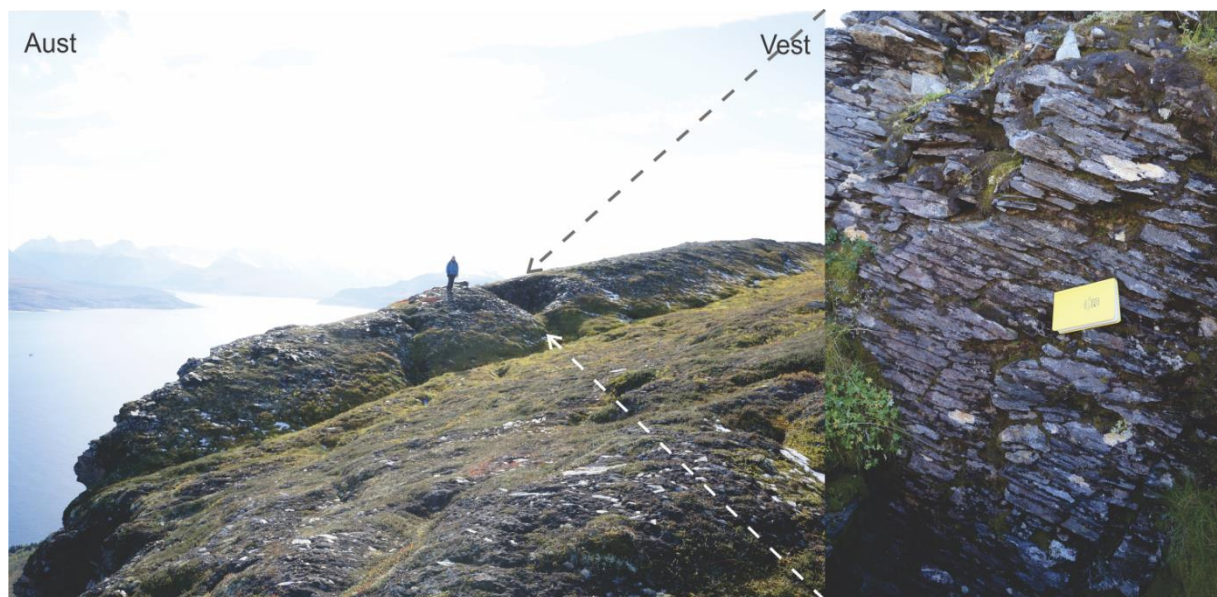
Figur 16. Berggrunnskart over området omkring Ragnhildurnuten. Etter Sandnes (2017).

De duktile hovedstrukturene, som kan ses på berggrunnskartet i figur 16, er parallelle med skyveforkastningen. Strukturmålinger ble innhentet både på toppen i og rundt det ustabile området og på veg opp til toppen, se stereonett i figur 17. Folasjonen stryker omtrentlig N-S og heller generelt 20° - 30° innover i fjellsiden, innover i fjellsiden mot vest. Ragnhildurnuten er et svært oppsprukket fjellparti med mange orienteringer av sprekkesett. Likevel er det tre steile sprekkesett som dominerer; NNV-SSØ, NØ-SV, VSV-ØNØ orienterte steile bruddflater (figur 17). Flere mindre sprekkesett som er mindre gjennomgående er også tilstede. Et mindre utpreget sprekkesett kan virke som et glideplan. Dette stryker mot nordøst med et fall på omkring 40° . Utprega strukturer med omtrent nordøst-sørvestlig strøk er vist i figur 17. De tydelige nordøst-sørvest orienterte morfologiske forsenkningene har horisontale ekstensjon uten betydelig innsynkning fra toppen av en rygg til den neste rygg. Forsenkningene har lik orientering som bruddflater med gjennomsnittlig strøk og fall på

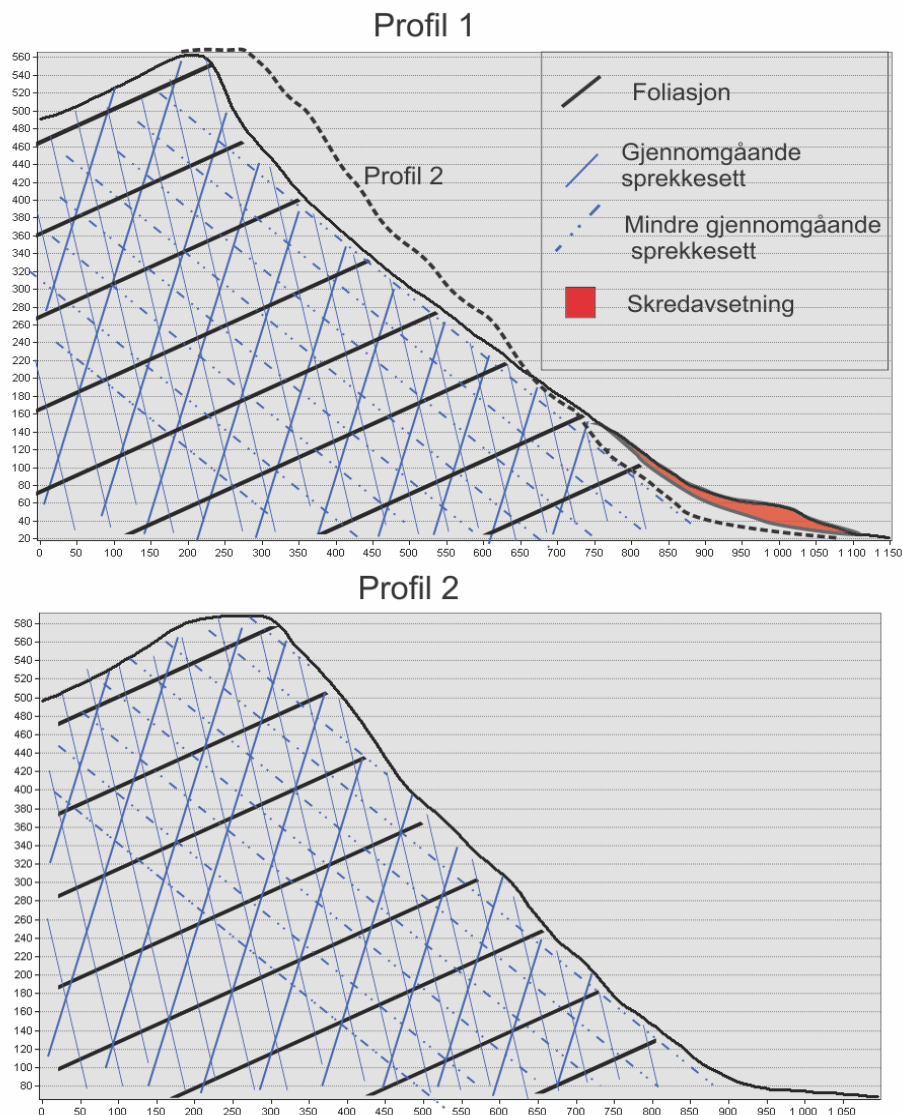
220/80. Strukturer kan ses i storskala fra luften i figur 15 og mindre skala i figur 18. Profil fra Ragnhildurnuten med observerte sprekkesett og foliasjon er vist i figur 19.



Figur 17. Strukturmålinger fra Ragnhildurnuten. Foliasjonen har en vestvendt trend med helning på 20°-30° mot vest. Sprekkemålingene er preget av flere bratte sprekkesett. Konturdiagram av poler til sprekker viser en samling av sprekker NNØ-SSV og SSV-NNØ orienterte bratte sprekkesett. Rosediagrammet indikerer sprekkesett i samtlige orienteringer i forhold til nord. Modifisert etter Sandnes (2017).



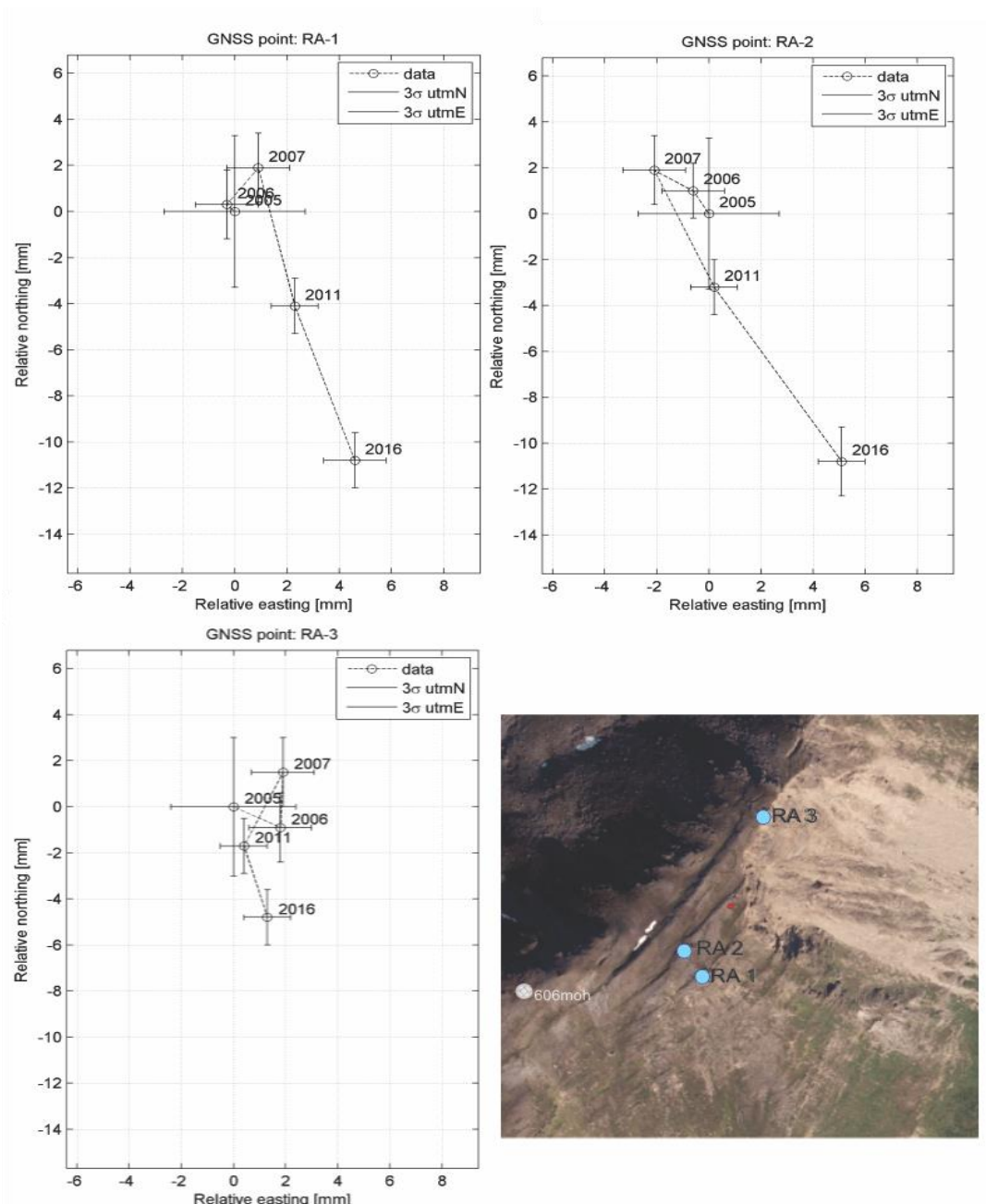
Figur 18. Blotning på platået like ved høydepunkt 587 (figur 15A) som indikerer hvor oppsprukket berggrunnen i fjellpartiet er. Foliasjonen er også godt synlig, hellende mot vest. Sprekkeplanet som danner flaten på blotningen har strøk øst-vest og er tilnærma vertikalt. En av de nordøst-sørvest retta forsenkingene er i forkant av synkehullet. Foto: Sandnes (2017).



Figur 19. Høydeprofil fra Ragnhildurnuten med strukturer og antatt overflate før fjellskredet. Kombinasjon av sprekkeseett danner grunnlaget for bevegelse og utrasing. Figur 14A for profillinje. Etter Sandnes (2017).

Bevegelser

Den sørlige delen av Ragnhildurnuten er et gjenværende fjellparti etter et fjellskred. Tidligere rapporter skriver om mulig konsekvenser og scenarioer om hele fjellpartiet skulle kollapse. På grunn av dette har NGU utstyrt platået med tre GPS-punkt for å ta bevegelsesmålinger ved hjelp av dGPS. NGU var ferdige med den geologiske undersøkningen i 2006 og har utført periodiske dGPS målinger her i 2005, 2006, 2007, og 2011, uten å finne signifikante bevegelser i det store partiet. I 2016 ble det gjort nye målinger som tydet på en bevegelse på om lag 1mm/år siden 2006 i det store platået. Den største blokka som henger igjen i bakskrenten (figur 15B) viste ingen tegn til signifikante bevegelser (figur 20) (Martina Böhme, forsker ved NGU, personlig diskusjon ved UiT).



Figur 20. Bevegelsesmålinger gjort av NGU ved Ragnhildurnuten. RA-1 og RA-2 indikerer en liten bevegelse mot sørøst i det store platået (~1mm/år). RA-3 indikerer liten til ingen signifikant bevegelse (NGU; M. Böhme pers. medd. 2017). Modifisert etter Sandnes (2017).

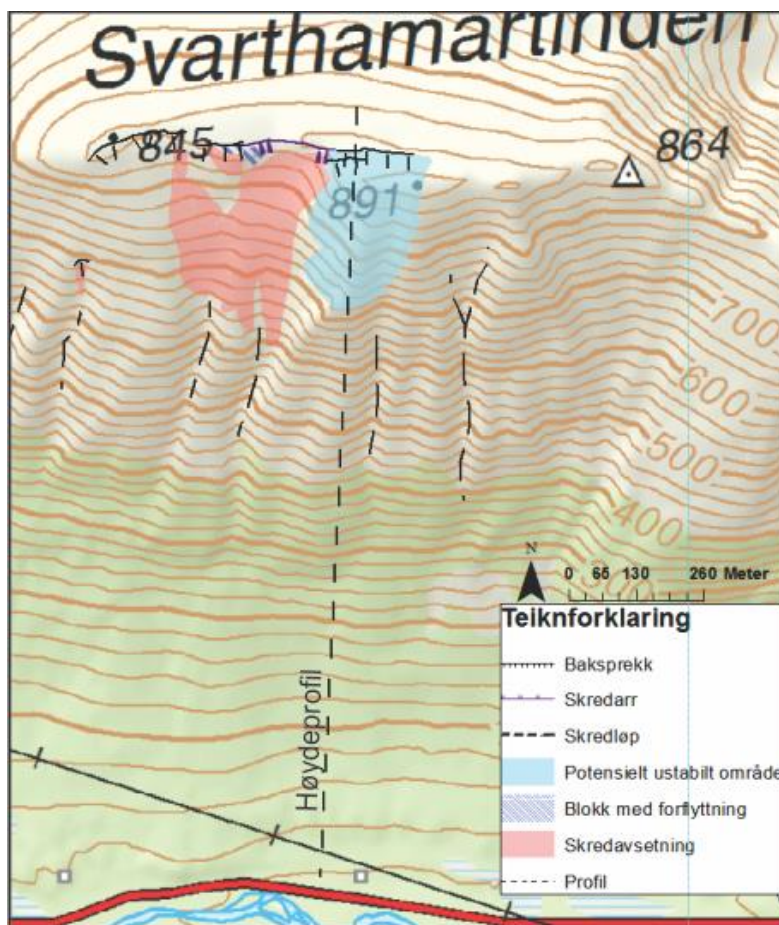
Tolkning og oppsummering

Ragnhildurnuten er en fjellrygg, 606 moh., der den nordlige halvdelen har kollapset i et fjellskred. Arret og avsetningene er markante og gir et dramatisk inntrykk. Avsetningens største del stopper med god avstand til fjorden, men det er observert store blokker helt nede i strandsonen. Den sørlige halvdelen av Ragnhildurnuten er et platå med langsgående forsenkninger og synkehull. Dette partiet er klassifisert som et ustabil fjellparti med volum på omtrent 3 Mm³ som har beveget seg med omtrent 1 mm/pr år siden 2005. Strukturene

ved Ragnhildurnuten gir utvelting og i noen tilfeller avgrensning i kileform som bevegelsesmekanisme ved kollaps. I noen tilfeller kan sprekker med vinkel (30-40°) som faller mot fjorden fungere som glideplan.

4.2.2 Svarthamaren (Gaute Sandnes)

Svarthamaren er en sørvendt fjellside lokalisert nord i studieområdet, og sør i Ullstindmassivet (figur 11). Det er det høyeste punktet på en øst-vest gående rygg (891moh.). Svarthamaren består av en vestlig del som har kollapset i et steinskred. Det står igjen en blokk i baksrenten med mye deformasjon. Baksrenten propagerer mot øst og danner en baksprekk i det som anses som et potensielt ustabil fjellparti. Kartet i figur 21 gir en oversikt over området. Svarthamaren ustabile fjellparti er karakterisert som et lavrisiko objekt av NGU på grunnlag av få indikasjoner på nylig deformasjon (Henderson et al., 2007).

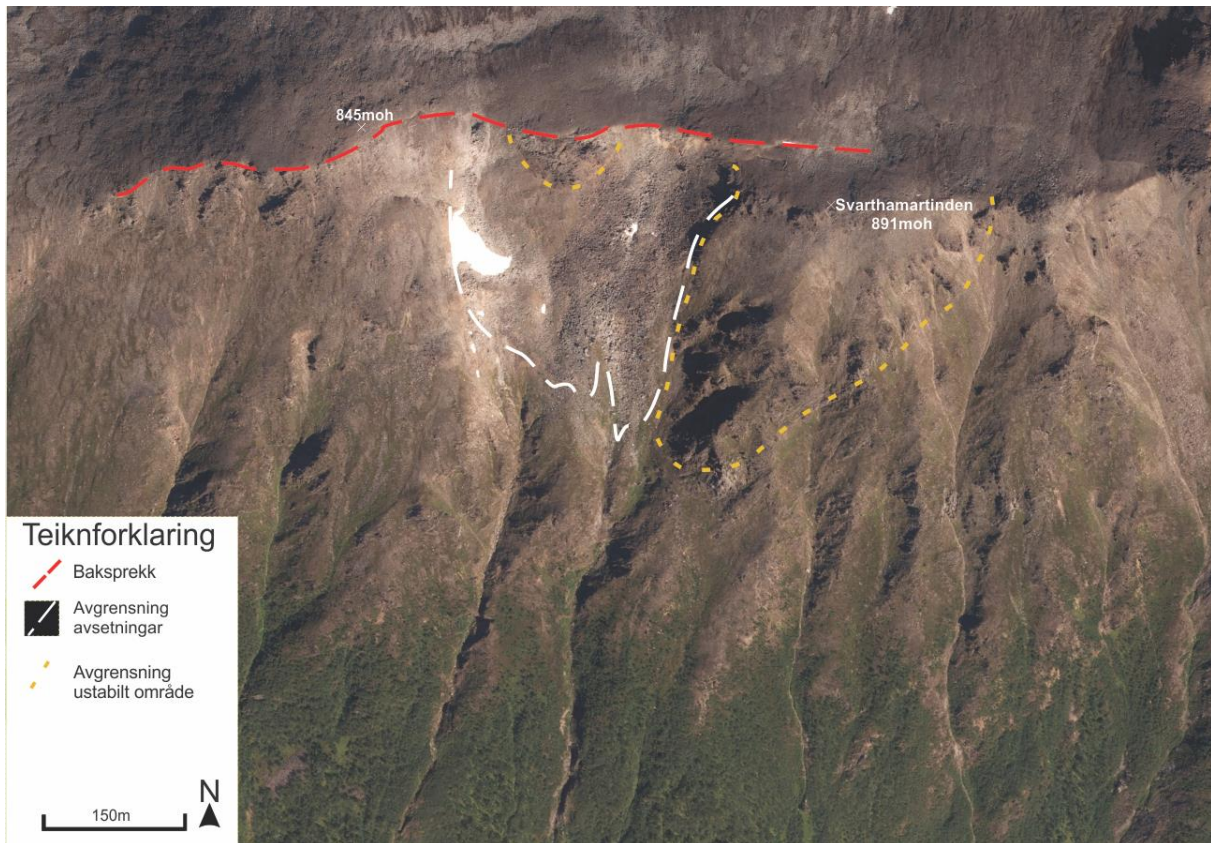


Figur 21. Kartlegging av Svarthamaren. Steinskredavsetninger som vestlig del med en tydelig deformert blokk. Potensielt ustabil fjellparti øst for tidligere skred. Profilert er vist i figur 24. Modifisert etter Sandnes (2017).

Morfologi

En bratt bakskrent omtrent 7-10 m høy på det høyeste danner et arr i fjellryggen på Svarthamaren. Avsetningene er delt hovedsakelig i to. Vest for en deformert blokk som henger igjen i bakskrenten er preget av mindre steinsprang avsetninger, mens østlig del har en større sammenhengende avsetning. Avsetningene har er av steinskred størrelse og dekker omtrent 400 m². Selv om fjellsiden er bratt (40°), har transporten stoppet omtrent 200 høydemeter under bakskrenten. Midt i bakskrenten er det og en stor blokk som tydelig er deformert, men stoppa midt i en utveltingsfase. Langs hele fjellryggen er det flere markerte skredrenner som når dalbunnen, sannsynlig snø- og løsmasseskred. Overflaten på ryggen er preget av frostforvitring med blotninger av fast fjell som trenger opp, samt forsenkninger som stryker i vest-øst retning.

Det ustabile fjellpartiet har et utløpsområde med fall på omlag 800m og gjennomsnittlig helning fra toppen til dalbunnen er omkring 40°. Den øverste delen har en del steinsprang aktivitet, men disse ser ikke ut til å nå langt. Området har flere tydelige nedsunkne platå. Nord for toppene langs ryggen er det depresjoner som tyder på bevegelse mot syd. Dette kan indikere bakoverrotasjon (mot nord). Baksprekken som er en fortsettelse av skrenten til det kollapsede partiet dør ut mot øst. Avgrensingen (figur 22) antas å følge baksprekkens orientering videre mot øst til en skredrenne. Lateralt mot vest er fjellpartiet avgrenset av skrenter og overheng som har kontakt med skredavsetningene. Østlig avgrensing er uklar og et estimat av skrenter og bergarts lineamenter sett på flyfoto.

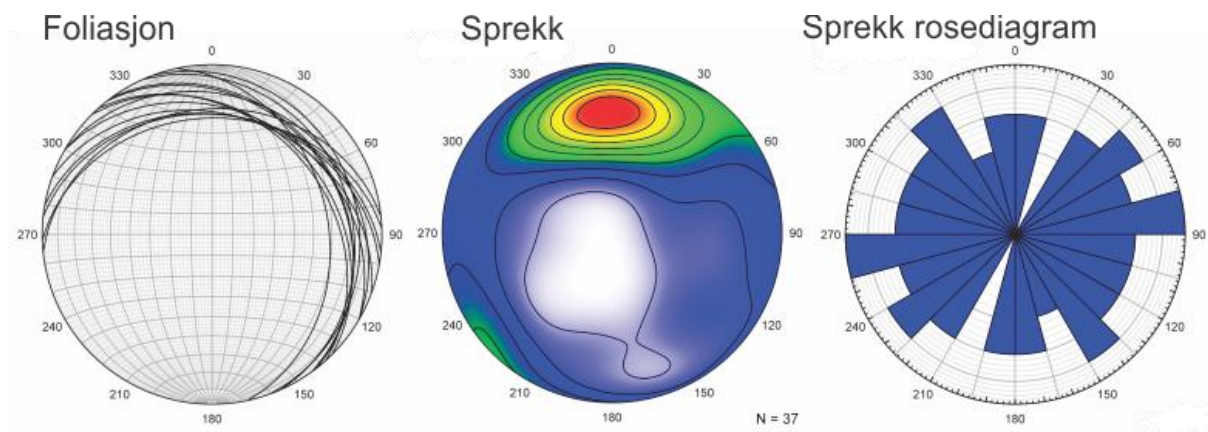


Figur 22. Svarthamartinden slik det ser ut fra NorgeiBilder. Etter Sandnes (2017).

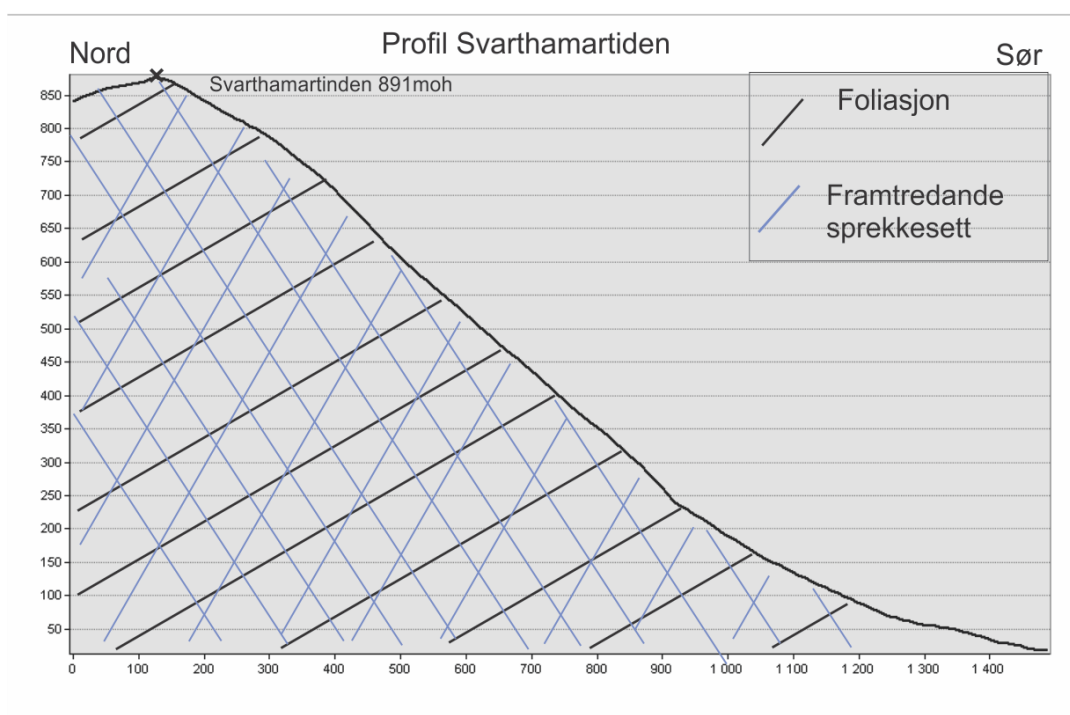
Strukturgeologi og litologi

Berggrunnen består av foliert granatglimmergneis og amfibolitt. Øst for Svarthamaren ligger den nord-syd gående skyveggen mellom Nakkedalsdekket og Lyngendekket med Balsfjordgruppen (Zwaan et al., 1998).

Like nord for ryggen går det en øst-vest strykende forkastning. Vest-øst orienterte forsenkninger på ryggen har lik retning som det mest dominerende sprekkesettet (figur 23) og orientering til bakskrenten og baksprekken. Dominerende sprekkesett er vest-øst orientert, omtrentlig 60° fall mot sør, NV-SØ strykende sett med fall rundt 60° mot SV og SØ hovedsakelig. Foliasjonen har et fall på om lag 30° mot nordaust. Foliasjonen her skiller seg fra den generelle trenden i studieområdet. Profil av det ustabile fjellpartiet med strukturer kan ses i figur 24.



Figur 23. Strukturmåkinger ved Svarthamaren. Foliasjon heller innover i fjellsiden mot nordøst. Sprekkesett et dominerende bratt plan i vest-øst retning, samt to sett som krysser NV-SØ og NØ-SV.



Figur 24. Profil med framtredende øst-vest orienterte strukturer på Svarthamaren. Sprekker med orientert parallelt med profilet er ikke inkludert. Profillinjen kan ses i figur 21. Forholdet er 1:1. Etter Sandnes (2017)

Tolkning og oppsummering

Svarthamaren er en sørvendt fjellrygg med avsetninger i steinskred størrelse, samt et potensielt ustabil fjellparti som ikke viser tegn til nylig deformasjon. Foliasjonen faller mot nordøst og bidrar ikke til destabilisering. Bevegelse i Svarthamaren er forbehold sprekkeseett. Etter sprekkenes orientering og fall, samt bakoverrotasjon av løse fjellparti antas det å være rotasjonsutglidning som bevegelsesmekanisme. Størrelsen på det som i aller verste fall kan rase ut er av betydning, dette er området med sjølve Svarthamartinden, men her er ikke

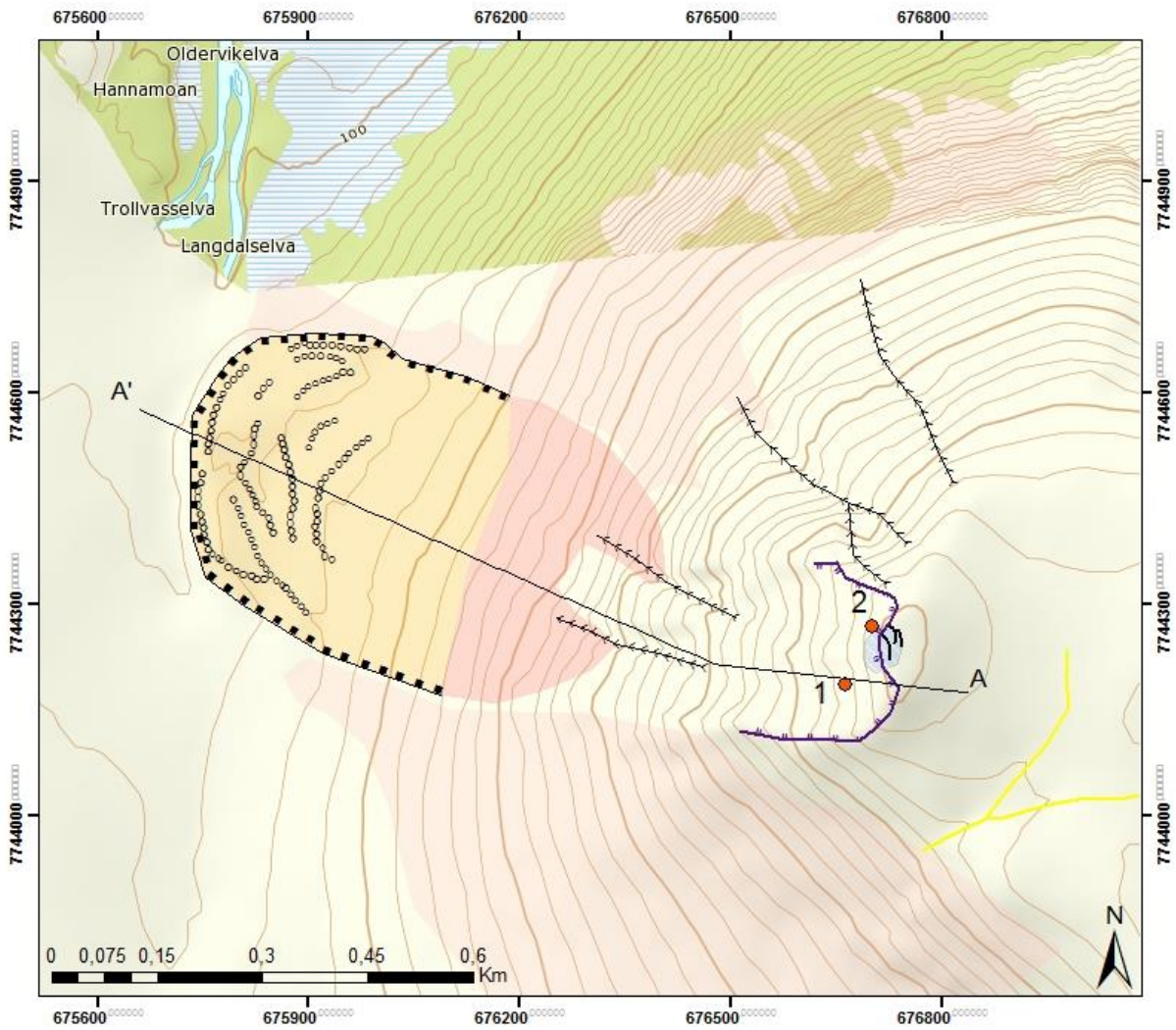
baksprekker verken aktive eller heilt utvikla og det er ikke tegn til deformasjon i fremkant. Det er steinsprangaktivitet i området, men disse stopper i ura.

4.2.3 Kronstafjellet











Kronstafjellet (703 m.o.h) er en NV-vendt skråning ved Snarbyeidet, mellom Oldervik og Snarby (figur 11). Denne fjellskråningen er enden på en bred rygg, eller platå, der Langdalen munner ut i Oldervikdalen. Under fjellet ligger skredmateriale som blokkete avsetning med form som en lobe. Kildeområdet for skredet er på toppen av fjellet danner et arr med form som to skålformer separert av en rygg med fast fjell. Dette skredet er ikke dokumentert i noe publisert materiale, men er kartlagt som en steinbre på NGUs løsmassekart. Kartet i figur 25 viser en oversikt over skredet og omliggende elementer og figur 26 viser flyfoto uten tolkninger. Skredmassene er tydelig avgrenset i front og lateralt av bratte skråninger. Arret etter skredet er også tydelig synlig fra flere vinkler (figur 27). På toppen av fjellet ligger det en blokk som har deformasjonsstrukturer, eksempelvis en utviklet baksprekke. Observasjonspunkter er lagt til for enklere å finne frem i beskrivelsene.

Morfologi

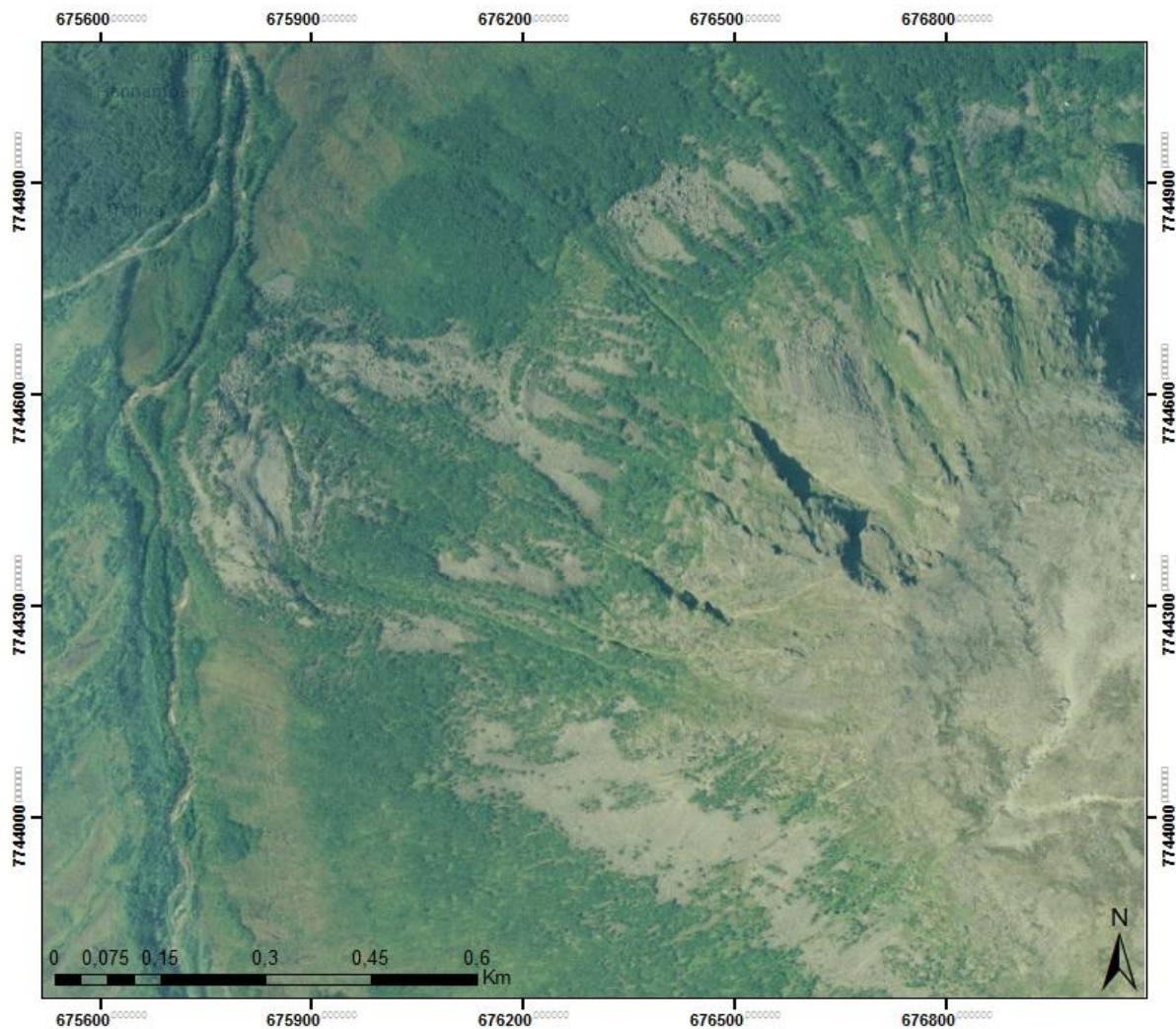
Fjellskråningen har kollapset og det er dannet en lobeformet avsetning i dalbunnen. Avsetningen har et areal på 170 648 m² (figur 25). Blokkene består av store kantede til kantarunde blokker i stor variasjon av størrelse. Avsetningen er avgrenset av markerte bratte sider og front. Innad i avsetningen er det transverse rygger og forsenkninger som gjør topografien ujevn. Denne typen morfologi er typisk for steinbreer. Avsetningene kan følges oppover mot fjellskråningen som ur hvor den blir delt av en rygg (figur 25). På hver side av ryggen er det en ravine, og mot toppen er skredarret formet som en rund forsenkning i fjellsiden.



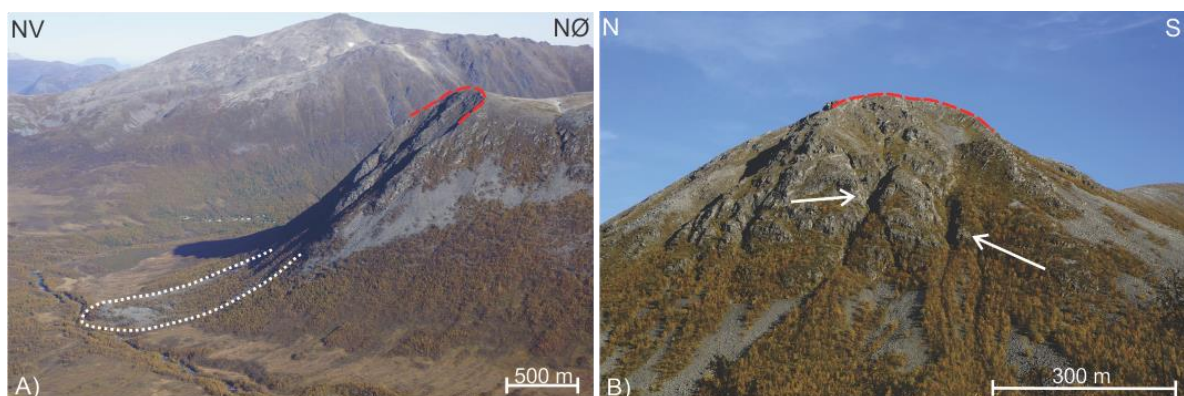
Tegnforklaring

- | | | | | | |
|---|-------------------------------|---|-------------------------|---|-------------|
|  | Skredmateriale |  | Fjellskred front |  | Rygg |
|  | Fjellskred avsetning |  | Bakskrent/skredkant |  | Obs-punkter |
|  | Potensielt ustabil fjellparti |  | Morfologisk forsenkning | | |
|  | Steinbre |  | Ravine, skredløp | | |

Figur 25. Kronstadfjellet steinbre og rasavsetninger, potensiell ustabil blokk med baksprekker på toppen. Svart linje A-A' er profillinje i figur 30.



Figur 26. Flyfoto over Kronstadjellet. Samme utsnitt som kartet i figur 25. Foto: NorgeBilder, 2006.

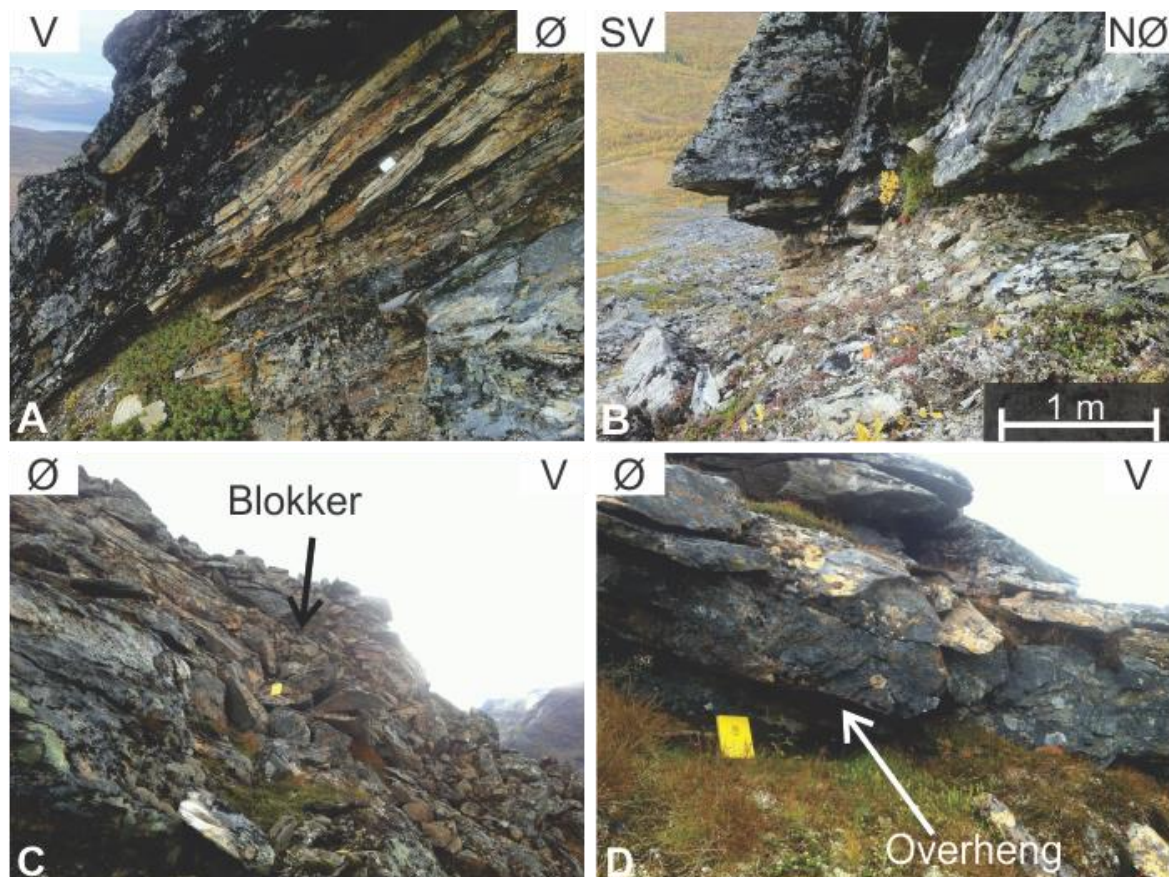


Figur 27. A) Oversikt over Kronstadjellet; Avsetninger ligger som en tunge mot elven og skredarret har form som to renner separert av en rygg. Høyeste toppen i bakgrunnen er Ullstinden (1093 moh.) B) Fjellet sett forfra, skredkanten kan følges i «himmelsjø» og pilene peker mot dype gjel som vitner om løsmasse- og eller snøskred aktivitet. Tegnforklaring i figur 13. Foto: Gaute S. Haugen.

På toppen av fjellet ligger en blokk som tegn til bevegelse. Inne på toppen er det tre baksprekker som er utviklet i ulik grad. Sprekken som er nærmest skredkanten er best

utviklet og avgrenser tydeligst blokken, men dør ut mot sør etter 7-8 meter. Bak denne første sprekk ligger en sprekk som deles i to, for så å dø ut i begge retninger. I fremkant av blokken ligger det opphopning av blokker og en brattere helning på skråningen sammenlignes med resten av arret (figur 28C og D). Det er også observert små overheng der overhengsblokken kan spores til en større sammenhengende blokk. Kun et lite felt med ferske bruddflater og skarpe blokker er observert i underkant av toppen, måles til omtrent 2-3 m langt med transport på 4-7 m ned skråningen (rundt observasjonspunkt 1). Den gjenværende blokken er beregnet til å være omtrent 2500 m² i overflate areal.

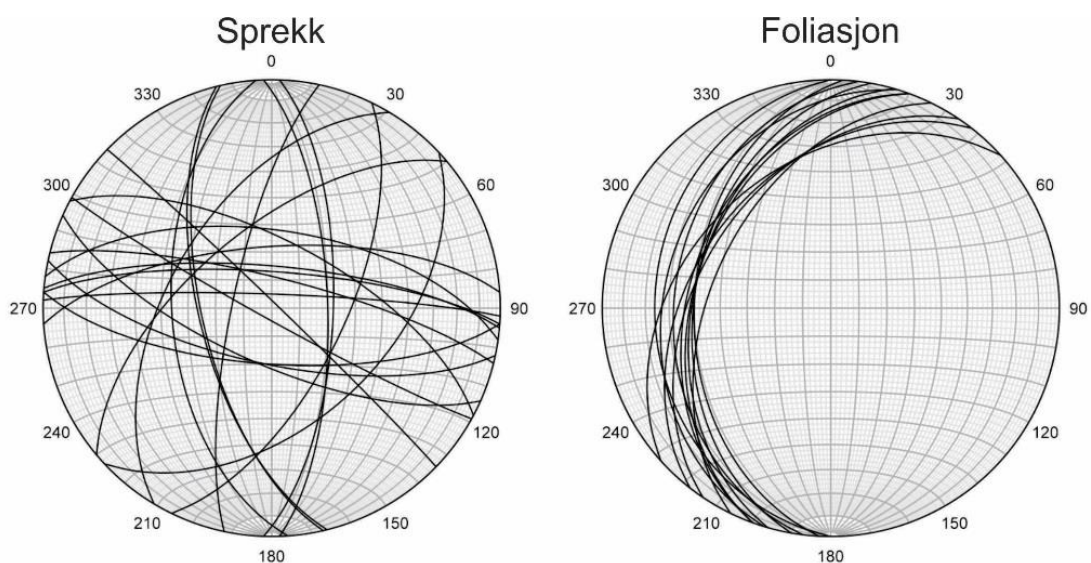
Fra toppen av arret til dalbunnen er det 583 høydemeter og brattheten i kildeområdet er omtrent 40°. Det antas at dybden er omtrent 10 m i gjennomsnitt, som gir et grovt estimat med volum på omtrent 1 500 000 m³ klassifiseres som et stort fjellskred.



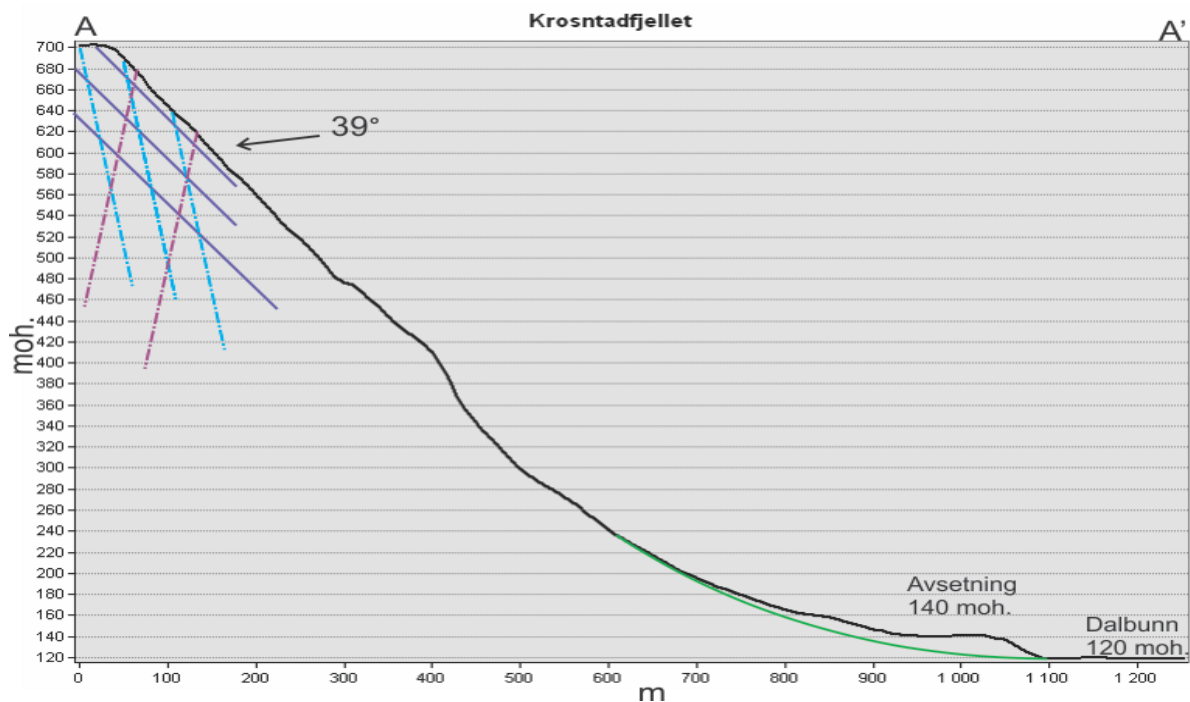
Figur 28. Foto er tatt helt i toppen av skredarret på den ustabile blokken og nærliggende strukturer. A) (obs-punkt 1) Foliasjon og svake bergartslag hellende parallelt med skråningen. En bergart med veksling av mørke glimmerrike og lysere kvarts-feltspatiske gneiser. Kompass som skala. B) (obs-punkt 1) Kompakt mørk bergart danner overheng over den lyse svakere bergarten C) (obs-punkt 2) Blokker veltet og dyttet opp i forkant av gjenværende løs blokk. Gul feltbok som skala. D) (obs-punkt 2) Overheng sannsynligvis dannet av bevegelse i den gjenværende blokken. Feltbok som skala. Foto: Andreas Grumstad

Strukturgeologi og litologi

Bergarten er høymetamorfe granat-kvarts-plagioklas-glimmerskifer, middels grå, noe rusten (Zwaan et al., 1998), med godt utviklet foliasjon og stedvis mylonittisk struktur. Bergartens sammensetning og strukturer er beskrevet og orienteringsdata er innhentet på toppen av fjellet og rundt den ustabile blokken (figur 25). Fjellpartiet øverst mot toppen er kompakt og kompetent, nede i arret finnes en 1 – 1,2 m tykk sone med en sterkt deformert sone i bergarten. Veksellende lag av mørke glimmerrike og lysere med kompetente lag i foliasjonen (figur 28A og B). Sonen er mer oppsprukket, forvitret og har en mylonittisk struktur, sammenlignet med den fastere bergarten utenfor sonen. Strukturmålinger er innhentet i de resterende bergmassene i arret etter skredet. Foliasjonen er godt utviklet og faller omtrent $200^{\circ}/40^{\circ}$ (figur 29). Den danner planare overflater som heller parallelt med skråningen. De duktile strukturene er kuttet av nær vertikale sprekker i N-S og VNV-ØSØ retning, og steile NØ-SV orienterte sprekker (figur 29). Hvert av sprekkesettene har konjugate sprekker. Profilen i figur 30 har sprekkesett og foliasjon skissert. Profilet er også grunnlaget for avsetningsvolumet tidligere beskrevet.



Figur 29. Sprekker og foliasjon målt i felt. Tre sprekkesett kan defineres; N-S, NØ-SV og NNV-SSØ. Foliasjon er entydig mot V-NV med fall rundt 40° , som faller parallelt med skråningen.



Figur 30. Høydeprofil for Kronstadvfjellet, profillinjen er vist i figur 25. Grønn strek er antatt dalbunn før skredmassene ble avsatt, avsetningen er omtrent 20 m tykk i front. Mørkeblå streker indikerer foliasjon og at den ligger parallelt med skråningen. Lysblå og lilla streker viser bratte N-S gående sprekkesett, VNV-ØSØ strykende sprekker er ikke merket inn, de går parallelt med profilen (figur 29). Forholdet er 1:1.

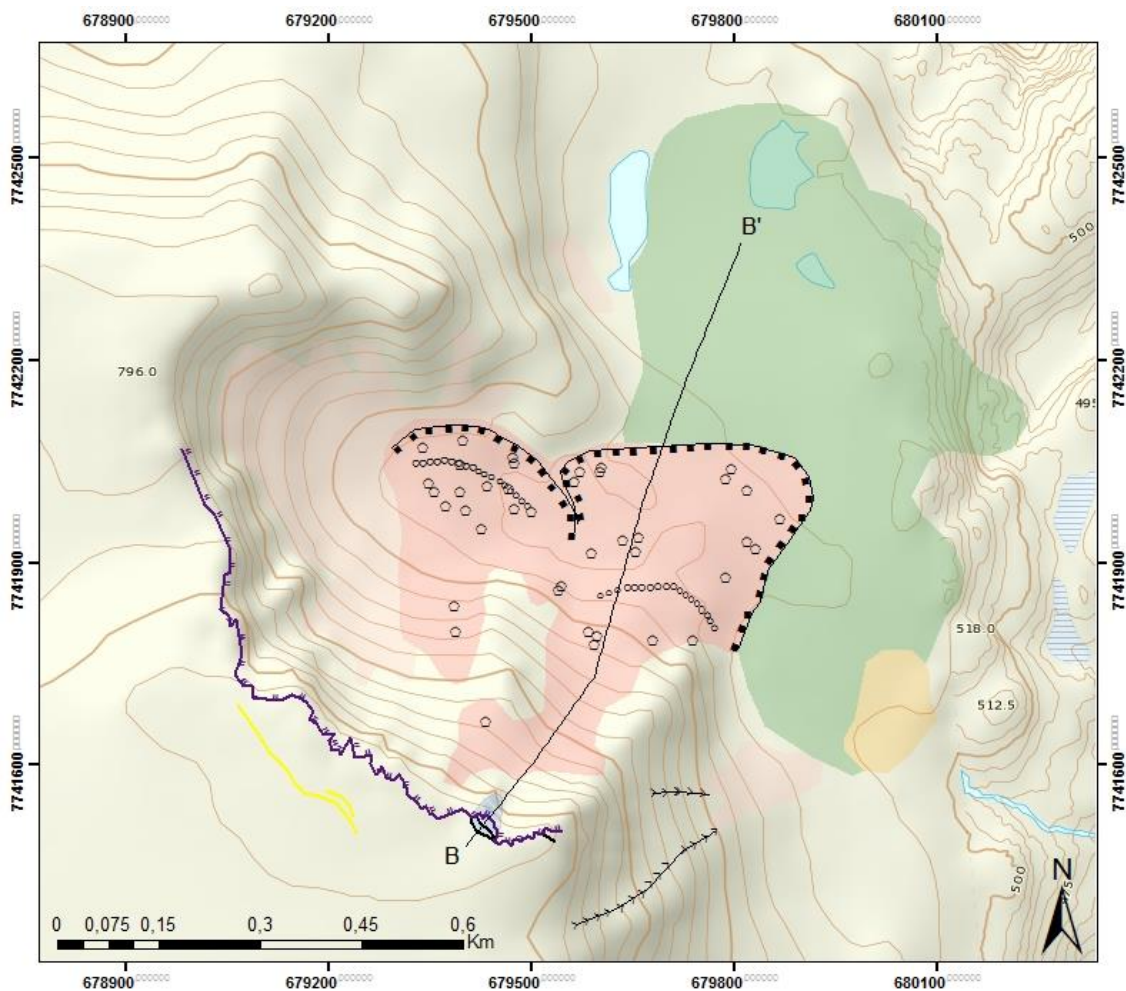
Tolkning og oppsummering

Skredet tolkes som en planar utglidning langs et mylonittisk foliasjonsplan (omtrent $200^{\circ}/40^{\circ}$) avgrenset av kryssende VNV-ØSØ, N-S sprekkesett og terrengoverflaten. Den mylonittiske sonen kan være en skjærsone ettersom den viser kraftigere deformasjon enn de omliggende bergartene. Foliasjonsplanet er sub parallelt med skråningen og krysser overflaten på terrenget. Etter Braathen et al. (2004) inndeling vil dette være et fjellskred med planarutglidning. Avsetningene er antakeligvis en tidligere steinbre som har utviklet seg etter skredhendelsen, ettersom den har bratte flanker og front, og kompresjonsrygger.

4.2.4 Brattfjellaksla

Brattfjellaksla (~820 m.o.h.) er et fjellplatå mellom Stortuva (1109 m.o.h.) og Oldervik (figur 11). Den har en NV-vendt skråning som har kollapset i en botn. Området ble observert som et svært blokkrikt område under feltarbeid. Avsetningene fra en tidligere kollaps ligger i botnen og danner et lobeformet blokkfelt. Området ligger langt fra infrastruktur og avsetningene fra tidligere har ikke blitt transportert nevneverdig langt med tanke på utrasing i Ullsfjorden mot øst. Brattfjellaksla er omtalt som et ustabil fjellparti i NGU rapport

2013.021 (Bunkholt et al., 2013a) som Stortuva D. Figur 31 viser kart med tolkninger over Brattfjellaksla. Legg merke til formen på bakskrenten og hvordan den jevnes ut mot nordvest. Flyfoto i figur 32 viser hva kartet er tolket ut ifra. Andersen (1968) og NGUs løsmassekart har markert en morene fra Yngre Dryas på platået øst for skredavsetningene. Ettersom skredet har dekket morenen kan de indikere at det har vært skredaktivitet etter deglasiasjon. Det er vanskelig å sette en avgrensing av fjellskredmassene sin vestre flanke ettersom det er snødekt på flyfoto (figur 32 og figur 33). En nedsunken blokk med tydelig baksprekk henger igjen i bakkanten, markert som et potensielt ustabil fjellparti.



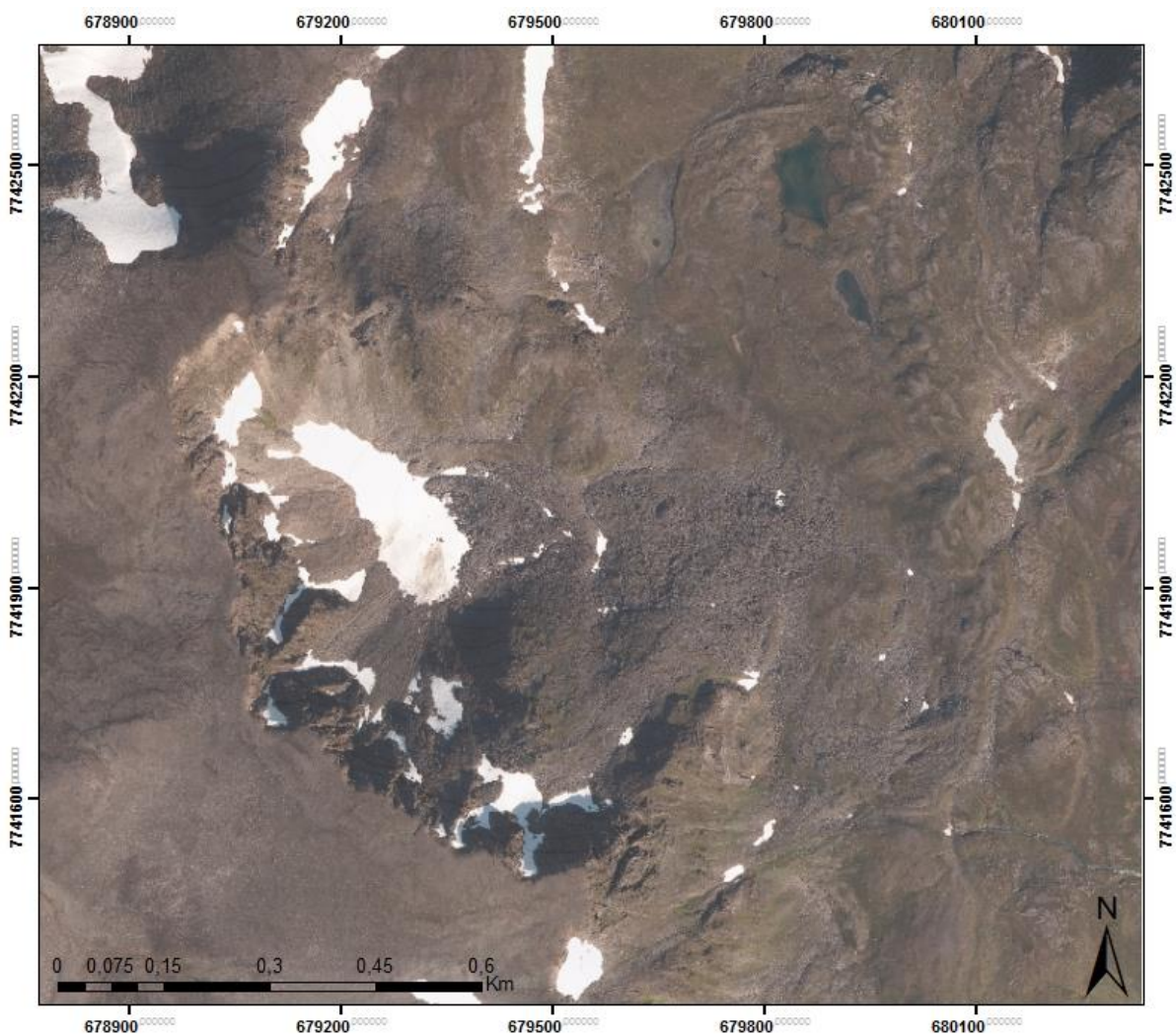
Tegnforklaring

 Skredmateriale	 Morene	 Ravine, skredløp
 Fjellskred avsetning	 Fjellskred front	 Rygg
 Potensielt ustabil fjellparti	 Bakskrent/skredkant	
 Steinbre	 Morfologisk forsenkning	

Figur 31. Oversikt over Brattfjellaksla. Bakskrenten har småskala kileformer som kan ses igjen i stereonettet (figur 35). Avsetningene kan skilles i to lober adskilt av en rygg med fast fjell. B-B' er profilinje i figur 36.

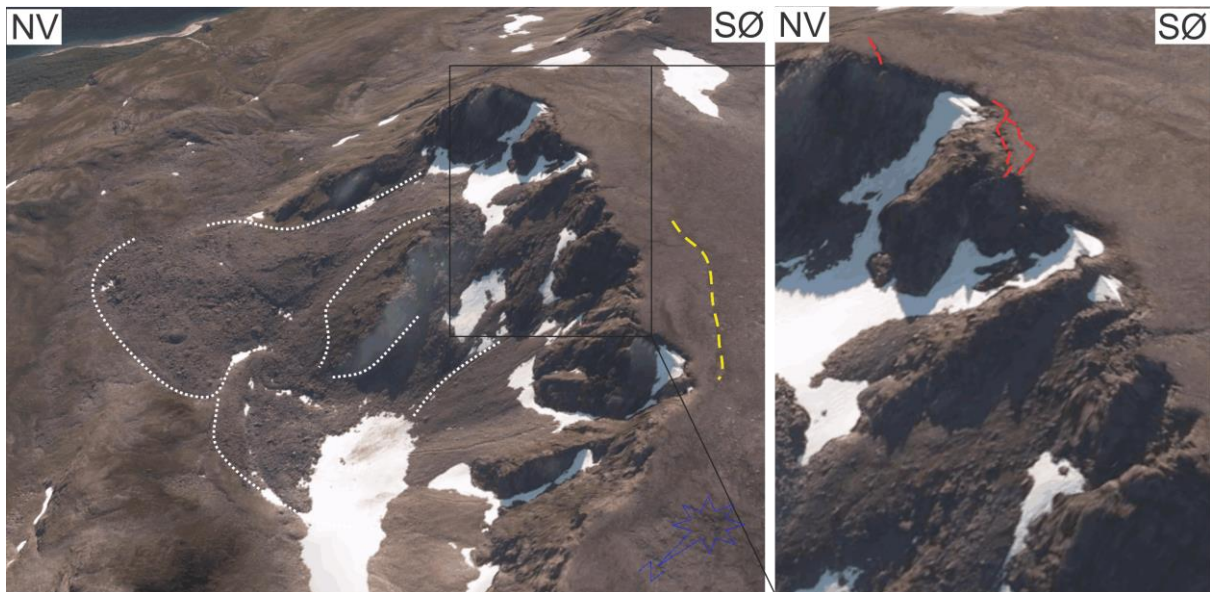
Morfologi

Tidligere skredhendelser ligger igjen som avsetninger i botnen og kan tydelig ses på flyfoto (figur 32 og figur 33). To tydelige lober som danner fronten på fjellskredet er synlig. To transverse rygger av store kantede blokker på overflaten innad i avsetningen, spesielt den vestlige kan være en lobe som har blitt avsatt over tidligere avsetning. Dette indikerer flere hendelser. Fronten av lobene har en slak overgang til platået, i motsetning til avsetningen til Kronstafjellet. Fjellskredavsetningene er markert av et tydelig skille i større blokkstørrelser og lobeform enn steinsprangavsetningene som ligger vest i botnen og i den østvendte skråningen sør for skredskråningen. I sin helhet er avsetningen omtrent 150 000 m² stor, hvor den største loben i øst dekker omtrent 100 000 m². Ryggen som skiller fjellskredavsetningene ble observert i felt til å være intakt og fast, ingen deformasjonsstrukturer var å se.



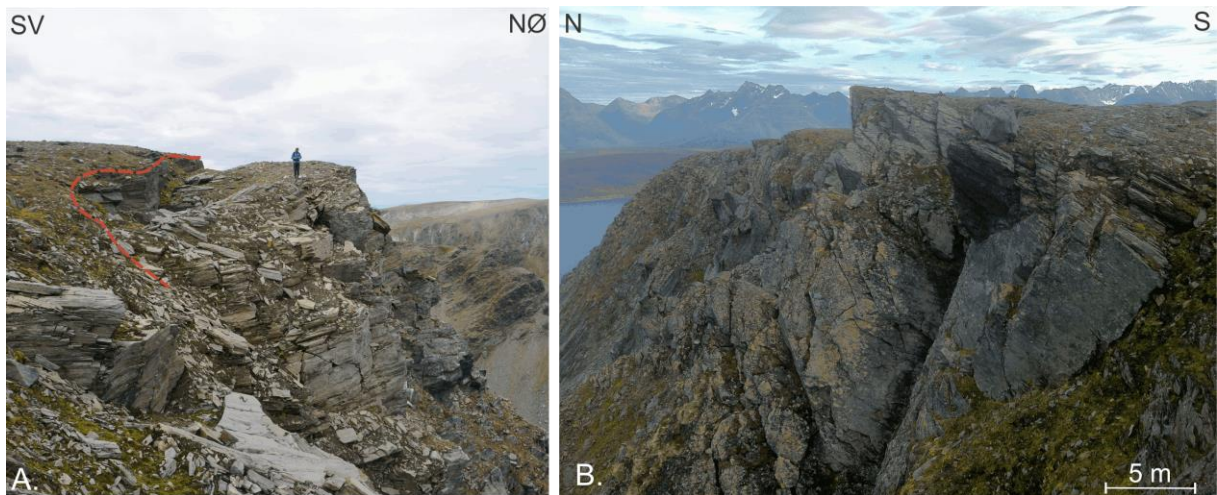
Figur 32. Flyfoto over Brattfjellaksla. Samme utsnitt som kartet i figur 31. Foto: NorgeiBilder, 2011.

Morenen som ligger nord og øst for fjellskredavsetningene består av en stor mengde materiale. Den har en markert morenefront i nord som kan følges sørover langs den østlige randen. Tidligere skredmasser ville blitt transportert av en lokal botnbre og avsatt som morene på platået. Den sydligste delen av morenen er tolket som steinbre på figur 31. Her er det markante rygger og depresjoner i massene som kan tyde på deformasjon. Avsetningene er observert fra toppen av Brattfjellaksla og på avstand fra platået langs med fjorden.



Figur 33. Oversikt over brattfjellaksla med gamle avsetninger og potensiell ustabil blokk. Utsnittet viser tydelig baksprekker i bakskrenten og en potensiell ustabil blokk. Tegnforklaring i figur 13. Foto: Norgei3D.

Skredkanten (lilla strek i figur 31) følger sørenden av botnen i kileformer. Brattfjellaksla har to velutviklede baksprekker i platået. En blokk er avgrenset tydelig i bakkant (figur 34), samt en mindre tydelig forsenking i terrenget et par meter bak denne. På østkanten av skrenten (figur 31) er en baksprekk tydelig utviklet mot vest, hvor den har sunket 20 cm ned og ~1 m ut, men dør ut omtrent 5-6m mot øst. Blokken som henger igjen i bakskrenten er omtrent 400 m² i grunnareal (Bunkholt et al., 2013a). Baksprekken har strøk og fall omtrent 128°/80° og har innsynkning på ~1-2 meter. Sannsynligvis er blokken rester etter de større kollapsene av fjellmasser. Dersom blokken på Brattfjellaksla skulle rase ut vil det skape et lite steinskred uten særlig konsekvenser.

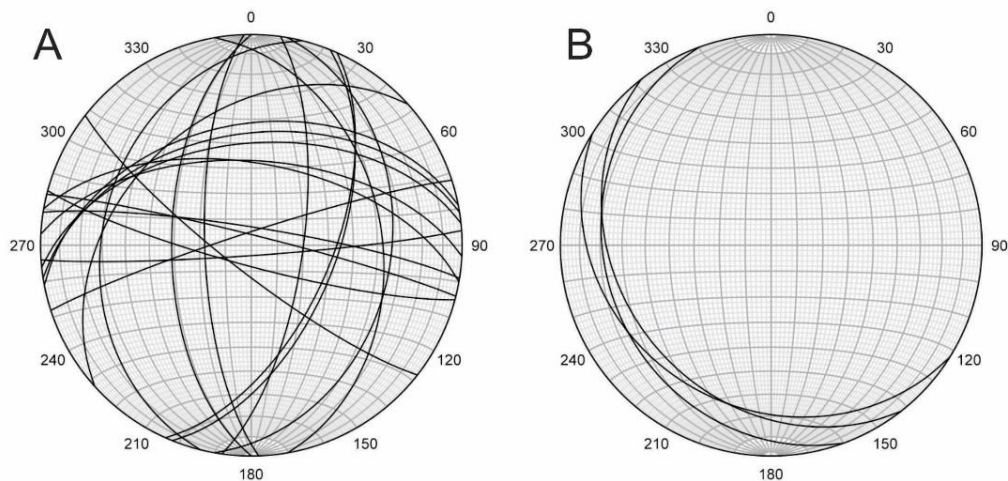


Figur 34. A) Nedsunken blokk på skredkanten med person som skala. Legg merke til innover hellende foliasjon og sprekesett fallende bratt mot nord. B) Foto fra samme posisjon som A), men motsatt retning. Legg merke til bruddflatene: bratte sprekesett mot nord, øst og vest. Tegnforklaring i figur 13. Foto: Gaute H. Sandnes.

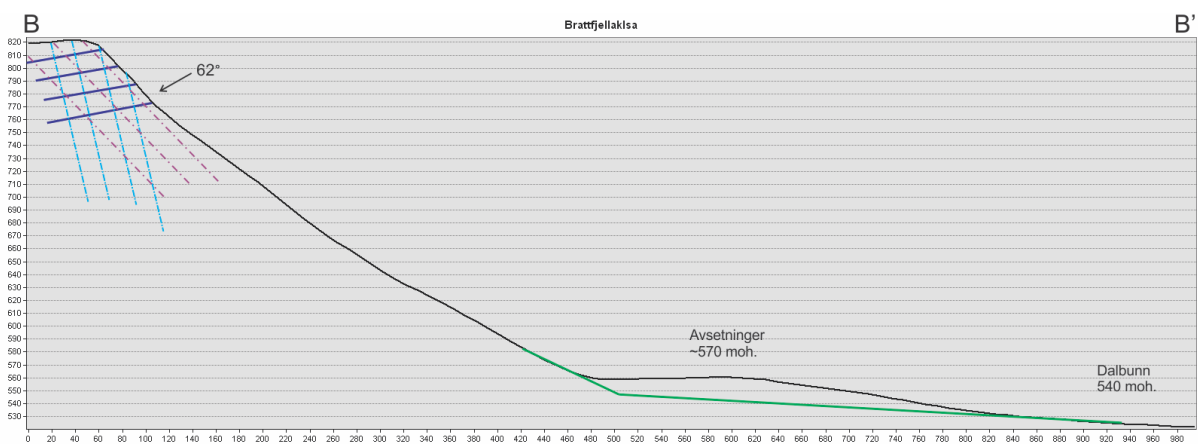
Strukturgeologi og litologi

Brattfjellaksla er en del av Balsfjordgruppen som nærmeste kontakt til Tromsødekket (Zwaan et al., 1998) og skyveforkastningen ligger få 100 meter vest for skråningen. Bergarten er foliert glimmergneis og glimmerskifer. Foliasjonen faller innover i skråningen mot sørøst. Tre målinger av foliasjon ved lokasjonen gir 122/24, 142/28 og 160/22 (figur 35B). Duktile strukturer er kuttet av sprø sprekesett i N-S, NNØ-SSV, Ø-Vlig retning. Mest fremtredende fra feltobservasjoner er bruddflaten orientert Ø-V (270°/57°, figur 35A), denne er kuttet av N-S og NØ-SV orienterte bruddflater (figur 34). V-Ø og NØ-SV orienterte sprekker danner skråningens overflate i øverste del mot platået. Den ustabile blokken har brattere foliasjon enn antatt fast fjell i bakkant, som indikerer bakoverrotoasjon (figur 35A). Baksorentens kileformer avtar mot vest, her dreier orienteringen på skredkanten mot nord og blir formen blir jevnere. Vest i botnen er det ikke tegn til større enkelt hendelser, men tykt dekke av steinsprang avsetninger finnes. Sprekkesettene favoriserer større utglidninger mot øst og sør i botnen.

Profillinje i figur 36 viser brattheten til bakskrenten og en jevn overfalte ned til avsetningene. Ø-V orienterte sprekesett med ulikt fall og foliasjon er tegnet inn.



Figur 35. (A) Sprekkesett orientert Ø-V, N-S og (B) foliasjon (~140/25) på Brattfjellaksla er innoverhellende.



Figur 36. Profil Brattfjellaksla B-B' i figur 31. Omtrentlig helling på foliasjon i mørkblått, Ø-V orienterte sprekkeseett i lysblått og lilla. Glideplanet kan være en kombinasjon av disse. Grovt estimat på avsetningens mektighet i grønt. Sprekkesettene danner typisk utvelting geometri. Forholdet er 1:1.

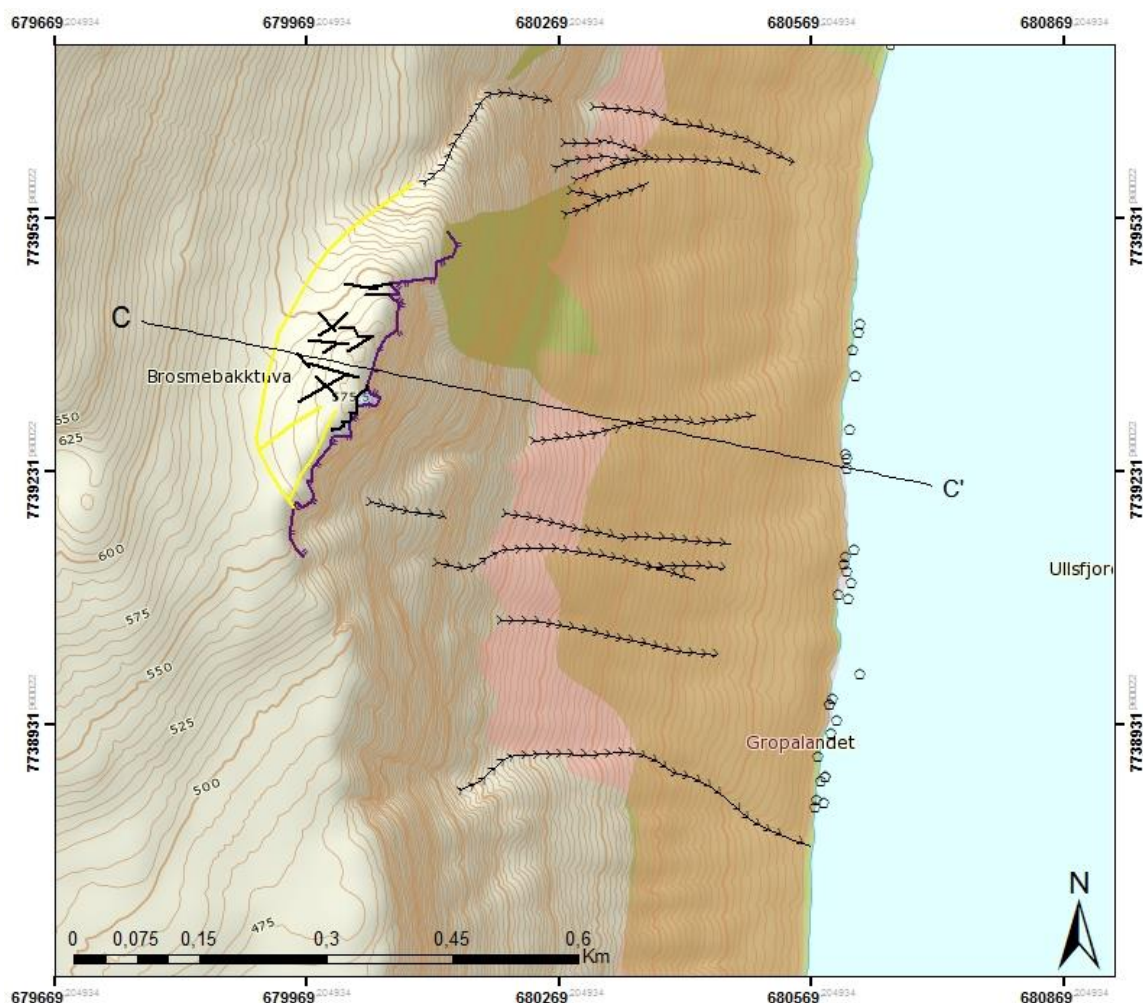
Tolkning og oppsummering

Brattfjellaksla er en botn med en nordøst vendt skråning som har kollapset i fjellskred over en morene, muligens i flere hendelser. Avsetningene kan ses som fire blokkete loper. En nedsunken blokk med en velutviklet baksprekk og rotasjon bakover mot bakskrenten ligger igjen på toppen av skråningen som et potensielt ustabil fjellskred. Foliasjonen heller innover i fjellsiden. Sprekkesett er bratte og orientert N-S, NNØ-SSV og V-Ølig retning. Skråningsdeformasjon er kontrollert av sprø sprekkeseett. Brattfjellaksla er kategorisert som flere steinskredhendelser, hvor den største hendelsen kan vært av fjellskredstørrelse. Bevegelsesmekanisme kan være rotasjonsutglidning etter observasjoner i stereoplott og formen på den ustabile blokken.

4.2.5 Brosmebakktuva

Brosmebakktuva ligger østvendt ut mot Ullsfjorden mellom Oldervik og Breivika, 575 moh. (figur 11). Den ble dokumentert første gang av NGI i 1987, og har hatt flere besøk og målinger av NGU siden, blant andre Blikra et al. (2006b), Bunkholt et al. (2011), (2013a).

Brosmebakktuva ble ikke undersøkt i felt for denne oppgaven, men kartlegging fra flyfoto og Norgei3D er gjort med hjelp fra publiserte rapporter og artikler. Kart over Brosmebakktuva i figur 37 viser tolkning fra flybilder: sprekkesett på overflaten av plataået, skrenten, blokkene på kanten og avsetninger med renner under fjellpartiet. Hele partiet er avgrenset av gul linje i bakkant. Flyfoto over Brosmebakktuva er vist i figur 38.



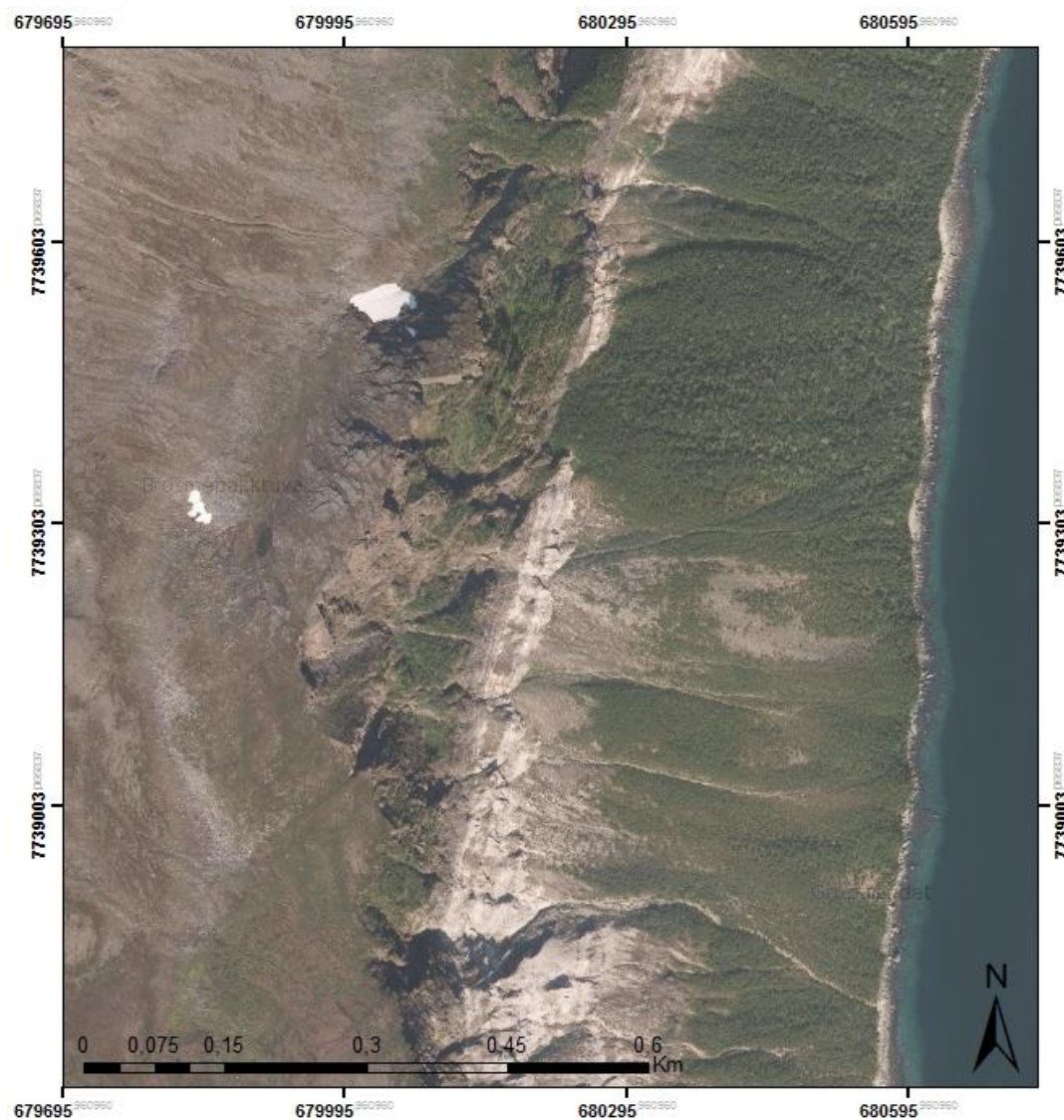
Tegnforklaring

- | | | | |
|---|-------------------------------|---|-------------------------|
|  | Talus |  | Sprekk |
|  | Potensielt ustabil fjellparti |  | Morfologisk forsenkning |
|  | Bakskrent/skredkant |  | Ravine, skredløp |

Figur 37. Kart over Brosmebakktuva. Profilinjen er vist i figur 42.

Morfologi

Brosmebakktuva er et ustabil fjellplatå med en vertikal skrent ned i fjorden. Hele området er avgrenset i bakkant av en N-S strykende forsenkning i terrenget. Forsenkningen fortsetter mot nordøst og ender opp i en stor ravine som faller skrått ned mot fjorden før den dør ut. Dette området er omtrent 300 m langt og 100 m bredt, og kalles for «Hovedblokken». Ut mot kanten av stupet henger flere ustabile blokker som tilsynelatende kan falle ut når som helst (figur 39 og figur 40). Langs hele kanten av stupet vitner det om tidligere utrasinger som i dag ligger i bunn av skrenten og ut i fjorden som ur. På flyfoto er det observert store blokker som har nådd fjorden, men uten batymetri fra fjorden er det vanskelig å si om Brosmebakktuva har kollapset i større skred tidligere.



Figur 38. Flyfoto over Brosmebakktuva. Legg merke til ravinen som løper mot nord ut av bildet, sprekkene på toppen av «hovedblokken», viftene og skredløp i avsetningene, og bergartsforskjellen nede i skråningen. Det hvite båndet er dolomitt. Foto: NorgeiBilder, 2011.



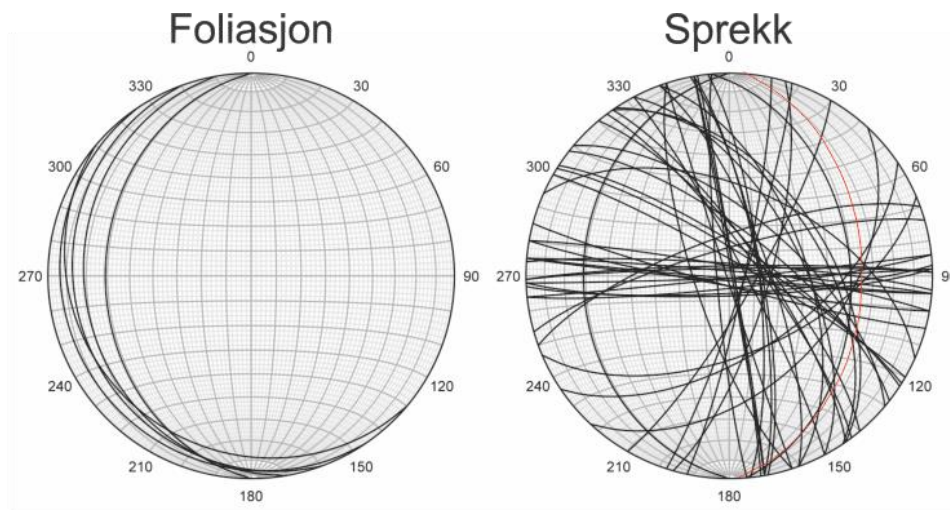
Figur 39. Helikopterfoto over Brosmebakktaua. Forsenking i terrenget ut til stupet kalles hovedblokken. Legg merke til blokkene på kanten av stupet og et sprekkeplan som kan fungere som glideplan (pil). Tegnforklaring i figur 13. Foto: I Henderson, 2006 (NGU), modifisert til oppgaven.



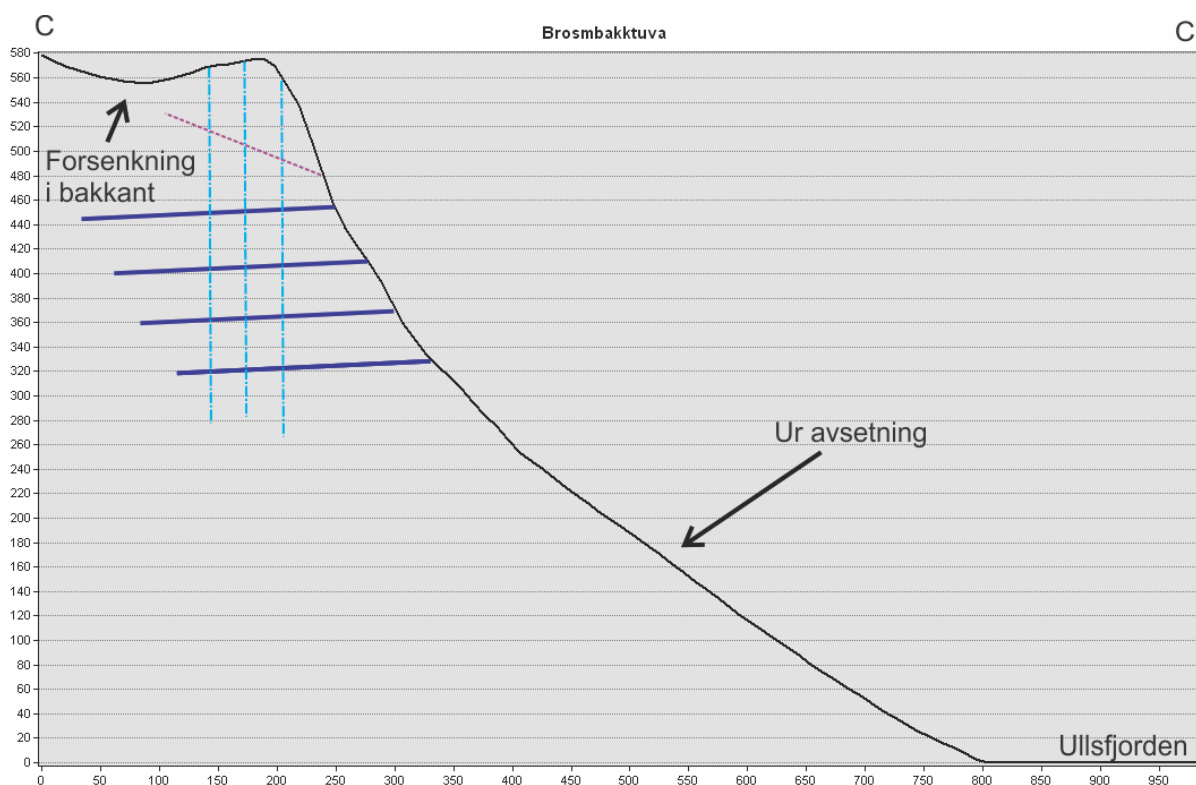
Figur 40. Helikopterfoto med tolkning av sprekker og baksprekker på kanten av Brosmebakktaua. Tegnforklaring i figur 13. Foto: I Henderson, 2006 (NGU), modifisert til oppgaven.

Strukturgeologi og litologi

Strukturdata for Brosmebakktuva er fått fra NGUs 2005 befarings. Bergarten er biotittskifer med foliasjon hellende svakt mot vest (285/20) (figur 41). Sprekkesettene kan deles inn i N-S (348/77 ± 14°, 169°/77° ± 14°), Ø-V (90°/85° ± 4°, 270°/85° ± 4°), NV-SØ (316°/69° ± 15°), NNØ-SSV (21°/80° ± 9°), NØ-SV (55°/52° ± 12°). N-S, NV-SØ og Ø-V sprekker er dominerende bruddretninger (figur 41). Ifølge kinematisk test av 50 innhentede målinger av Bunkholt et al. (2011) indikeres det at bevegelse av hovedblokken ved planarutglidning, kileutglidning eller utvelting ikke er mulig. De ustabile blokkene på kanten av stupet er nært ved å falle ut. Sprekker observert fra flyfoto (figur 39) viser en plan bruddflate som mulig glideplan. En kollaps av disse blokkene vil sannsynligvis være utvelting eller kileutglidning. Profilinjen i figur 42 indikerer sprekkeretninger og glideplan.



Figur 41. Strukturdata i stereoplott for Brosmebakktuva. Data hentet fra NGU. Foliasjon i VSV-lig retning med fall på omtrent 20°. Fem sprekkeseett kan identifiseres, N-S, Ø-V, NNØ-SSV, NØ-SV, NV-SØ. Rød linje i stereoplottet for sprekkeseett antyder et mulig glideplane, observert fra flyfoto, figur 39: Fall ut av fjellsiden mot fjorden.



Figur 42. Profil C-C' i figur 37. Forsenkingen som avgrensar «hovedblokken» kommer tydelig frem. De mørkeblå linjene indikerer foliasjon som heller svakt innover i fjellsiden, lyseblå linjer indikerer N-S gående vertikale sprekkesett (figur 41).

Lilla linje representerer et mulig glideplan som indikert i figur 39 og stereonett i figur 41. De andre fremtredende sprekkesettet er vertikalt V-Ø orientert som ikke er tegnet inn i profilen (de blir parallelt med profilet).

Bevegelser

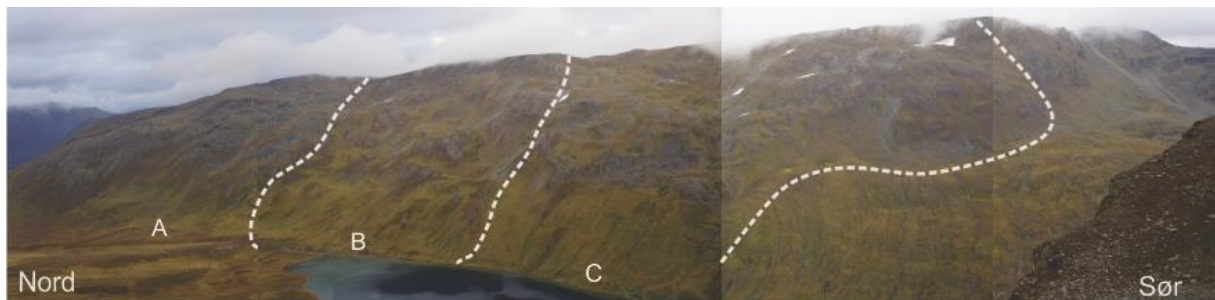
NGI satte i 1987 opp to armeringsjern på tvers over sprekker inne på hovedblokken. Siden da har det vært en gjennomsnittlig bevegelse på 0.9 mm/år (Bunkholt et al., 2013a). Periodiske målinger er blitt gjort av NGU siden 2005 med dGNSS med fokus på «hovedblokken». Denne er det ingen signifikante bevegelser på, imidlertid er det registrert bevegelser på to av blokkene ut mot stupet, henholdsvis 9600 m³ og 12400 m³ store blokker. Når disse faller vil det være små steinskred, uten store konsekvenser. Det er beregnet at de ikke vil generere bølger med store konsekvenser (Bunkholt et al., 2011).

Tolkning og oppsummering

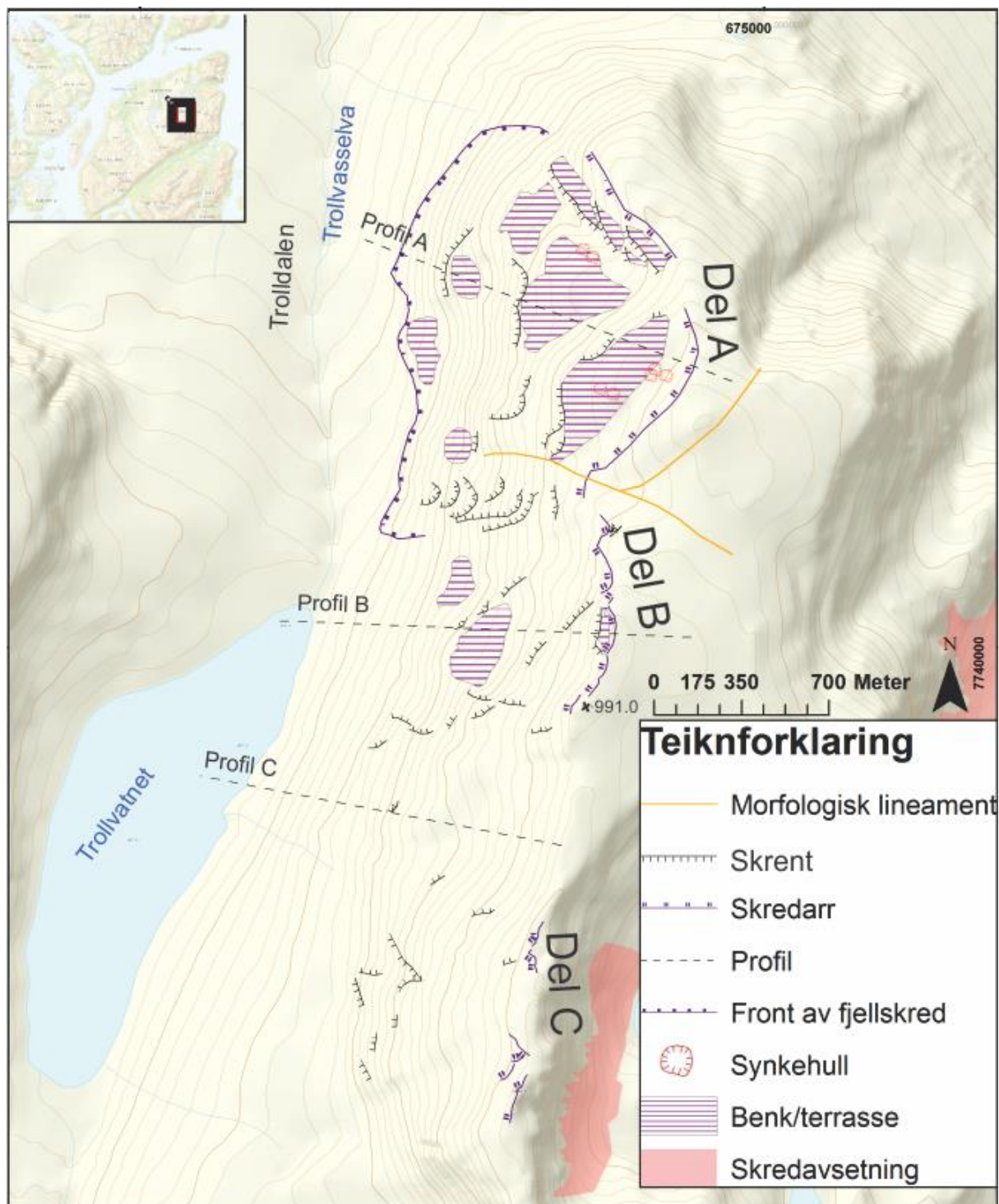
Brosmebakktuva er en bratt skrent på kanten av et platå ut mot Ullsfjorden. En større blokk, «hovedblokken» avgrensas av en forsenkning omtrent 100m bak kanten av stupet. Denne blokkas anses som stabil, men blokker av mindre størrelse på kanten viser bevegelse og vil kunne rase ut som steinskred. Fra strukturmålinger heller foliasjonen innover i fjellsiden, men sprekkesett virker å være drivende strukturer i kombinasjon av kileglidning og utvelting.

4.2.6 Trolldalskredet (Gaute Sandnes)

I den vestvendte siden av Trolldalen, like sør for turistforeningshytta Trollvassbu, ligger Trolldalskredet (figur 11). Området er et stort komplekst ustabil fjellparti, omtrent 3.6 km². Dette fjellpartiet inneholder mange typiske skredmorfologiske element som benker, horst-graben strukturer, baksprekker og skrenter. Hele området kan deles inn i tre deler med ulik karakteristikk (figur 43 og figur 44); del A: Et sammenhengende fjellparti som viser deformasjoner i storskala, Del B: Et skredarr uten signifikante avsetninger, Del C: Bakskrete med steinsprang aktivitet, ingen store avsetninger. Feltobservasjoner ble gjort over to dager, men skredets omfang og størrelse førte kun til en oversikt og inntrykk. Dette hjalp med å lettere tolke flybilder i etterkant. Feltbefaringa gav oss og god hjelp til å kunne forstå området ut fra flybilder i etterkant. NGU har ved tidligere anledninger befart lokaliteten fra helikopter, men ikke fulgt opp arbeidet ettersom det ligger utenfor deres interessefelt. Kartet i figur 44 gir en oversikt over viktige skredmorfologiske elementer.



Figur 43. Panoramabildet av Trollskredet sett mot aust. Videre inndeling av dalsida er illustrert med stipla linjer. Etter Sandnes (2017).



Figur 44. Oversiktskart av skredrelevante strukturer ved Trollskredet. Profilene er vist i figur 51. Etter Sandnes (2017).

Morfologi

Overflata i dalsida er dekket av løsmasser med lett vegetasjon. Bortsett fra fjell er kun synlig i skrenter og åpne sprekker. Det som gjør dette området så spesielt, og til dels vanskelig å tolke er mangelen på signifikante skredavsetninger. Lokasjon for profillinjer for alle delområdene er presentert vist i figur 44.

Del A

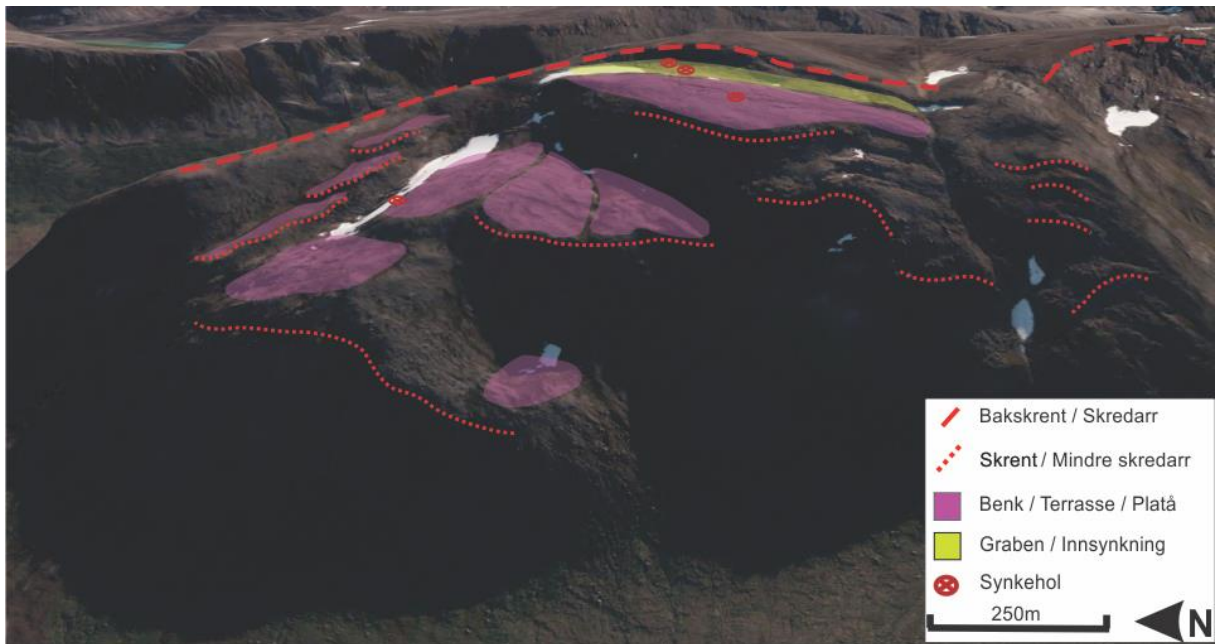
Den nordligste delen av dalsiden skiller seg ut fra del B og C ved at det er et stort ustabil fjellparti med storskala deformasjonsstrukturer (figur 45 og figur 46). Området har et areal på om lag 1.4km². Her er dalsida preget av flere store flater som danner plata (benk), med mye løsmasser på nedsiden av plataene.

En større grabenstruktur deler bakskrenten og det største og øverste plataet, se figur 45A og figur 46. Denne er orientert NØ-SV, parallelt med bakskrenten. Snø ligger ofte igjennom sommeren i grabenen. Synkehull er observert i den øverste benken (figur 45B), men her er de tilknyttet mindre innsynkninger som går nord-sør. Bakskrenten skifter retning 90° mot NV. Tre blokker har sklidd ned fra bankrentens nordlige parti og rotert innover mot fjellsiden (figur 45C). Nedenfor disse er en større forsenkning fylt med blokker som følger samme retning som bakskrenten, illustrert i figur 45D.

Mot sør i dette området er det et tydelig aktivt område med en større skrent. I overkant av denne skrenten er det tydelige åpne tensjonssprekker som gjenspeiler sprekkesettene presentert i strukturdataene. Igjennom den sørlige delen av del A går et stort lineament som krysser fjellsiden i vest-øst retning. Området A og B skilles ved at A viser store mengder fjell i bevegelse, mens B ligner et skredarr uten signifikante avsetninger.



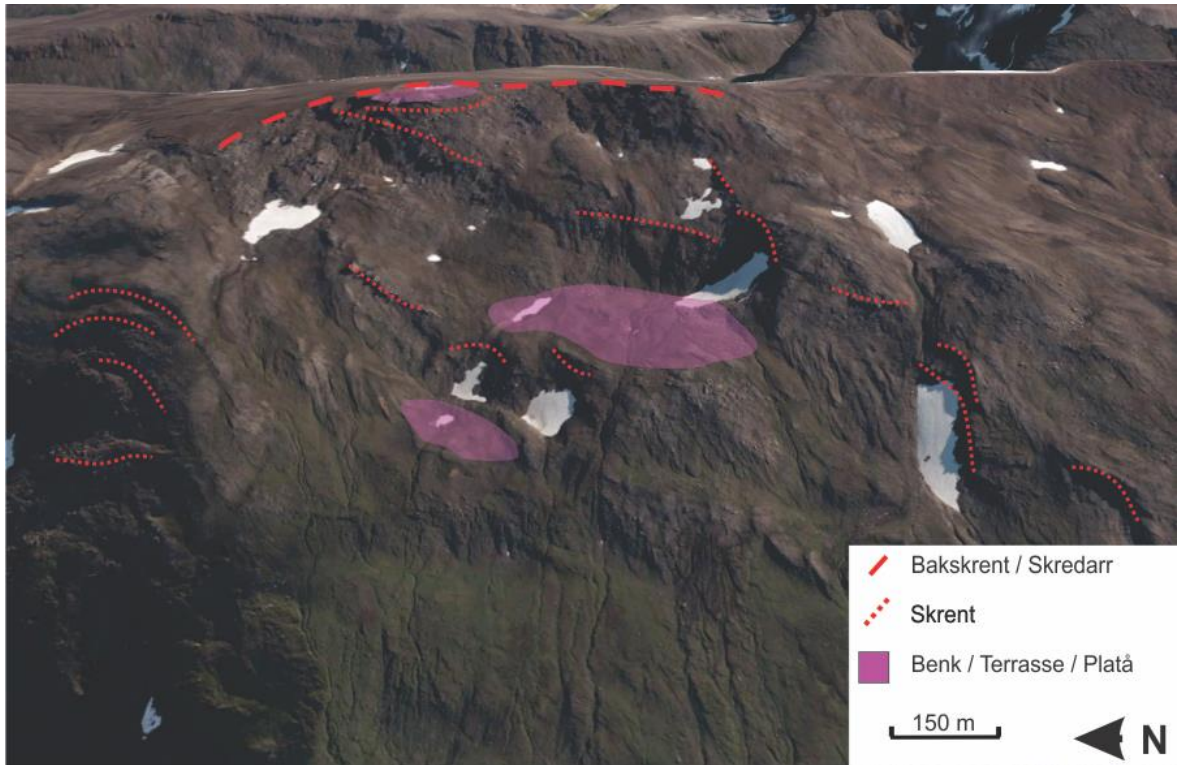
Figur 45. Bilder som illustrerer noen fremtredende geomorfologiske strukturer i del A av Trollskredet. A) Den øverste benken samt grabenstrukturen i bakkant sett fra bakskrenten rett mot vest. Merk retning på foto B og C. B) Aktive synkehull ble observert flere steder i graben og platået. C) Bildet tatt retning vest-nordvest i den nordlige avgrensninga av Trollskredet. Tre roterte blokker der platået heller innover mot skråningen. Merk retning på foto C. D) Bildet tatt i forsøkningsområdet mellom to benker nordvest i skredet. Søkket er fylt av større blokker med usikkert kjeldeområde. Person nede til høyre som skala. Etter Sandnes (2017).



Figur 46. Geomorfologisk skisse av område A ved trollskredet. Bildet henta fra Norgei3D. Etter Sandnes (2017).

Del B

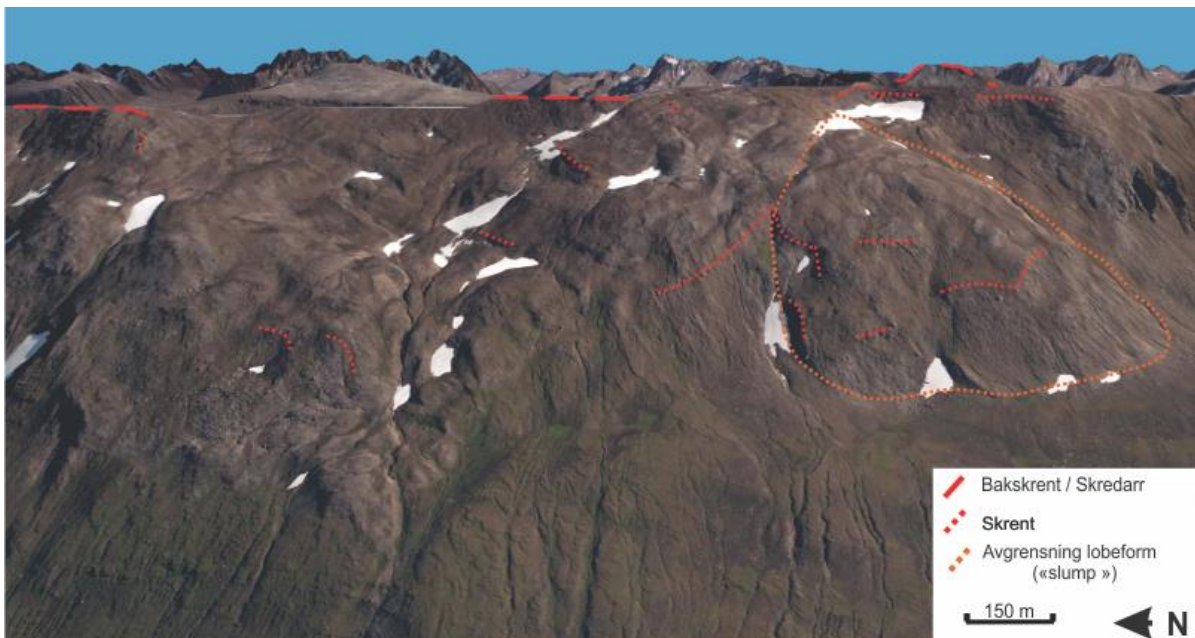
Avgrenset av ustabile masser mot nord og en konveks rygg mot sør, har del C en stor konkav form i dalsiden. Langs den sydlige avgrensingen er det flere bratte skrenter som er NNV og NØ vendte. Her er det et tydelig skredarr i toppen med noe blokkete avsetninger like under, kan ses i figur 47. En oversikt med inntegnede elementer er presentert i figur 47. Arret har et areal på omtrent 0.7km^2 . Lenger ned i skråningen finnes spredte rester av løse blokker og skredavsetninger. Nedre avgrensing er vanskelig å avgjøre. Dersom denne delen av Trolldalskredet er et arr etter én stor hendelse er det å forvente en stor fjellskred avsetning som resultat. Denne avsetningen finnes ikke. Hendelsen kan ha skjedd før siste istid for så å ha blitt transportert ut av dalen med senere isdekke.



Figur 47. Geomorfologisk skisse av del B ved trollscredet. Etter Sandnes (2017).

Del C

Det sørligste området er det største og det som er vanskeligst å tolka. Det utgjør et 1.4km² stort område. Her danner toppen en egg, og overflata i dalsida er stort sett dekket av løsmasser. Stedvis i skråningen er det større skredmateriale, og innimellom er det mindre skrenter. Det er og observert mindre platå som kan være utglidinger/roteringer/slumps. Ellers er området slakt og jevnt, med en konkav framtoning og løsmassene har tegn til krypprosesser noen steder. Det er brukt mindre tid på tolkning og kartlegging av denne delen siden det ikke er gjort feltarbeid og datagrunnlaget derfor mindre. Skisse over tolkninger fra Norgei3D er vist i figur 48.



Figur 48. Geomorfologisk skisse over del C i trollskredet. Etter Sandnes (2017).

Strukturgeologi og litologi

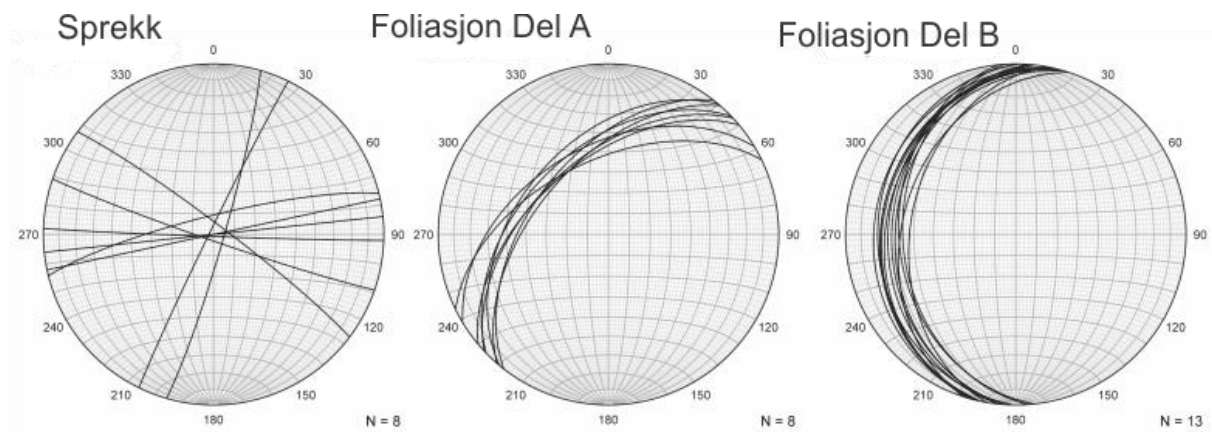
Trolldalskredet ligger orientert Nord-Sør, parallelt med skyvegrensa mellom Tromsødekket og Nakkedalskomplekset. Berggrunnen i fjellområdet er foliert granatglimmergneis med et lag med dolomittmarmor langs fjellet på vestsiden (Zwaan et al., 1998). Størsteparten av del A består av glimmergneis. Det er ikke mulig å vite hvordan lagene er under overflater og om en bergartsgrense påvirker skråningsstabiliteten. Skredkanten i del B er observert til å være dolomitt med velutviklet foliasjon. Figur 49 viser et bilde fra skredkanten i del B. Legg merke til den lyse bergarten og hvordan foliasjonen heller parallelt med skråningen (figur 50).

Foliasjonen er målt i del A og i del B og viser at den endres (figur 50). Del A har en foliasjon hellende nordvest med fall på 50°-55°. Strukturmålinger er innhentet fra flere steder langs baskrenten i antatt fast fjell. Grabenstrukturen og flere tensjonssprekker vitner om bevegelse i samme retning. Målinger fra skredkanten i del B indikerer storskala folding og foliasjonen her faller vest med fall på 20°-30°.

Sprø strukturer (figur 50) har et dominerende plan som er orientert vest-øst med bratt fall. Et større lineament som krysser fjellet har denne samme retning. To andre sprekkesett kommer frem i målingene: NV-SØ og NØ-SV strykende bratte sprekker.



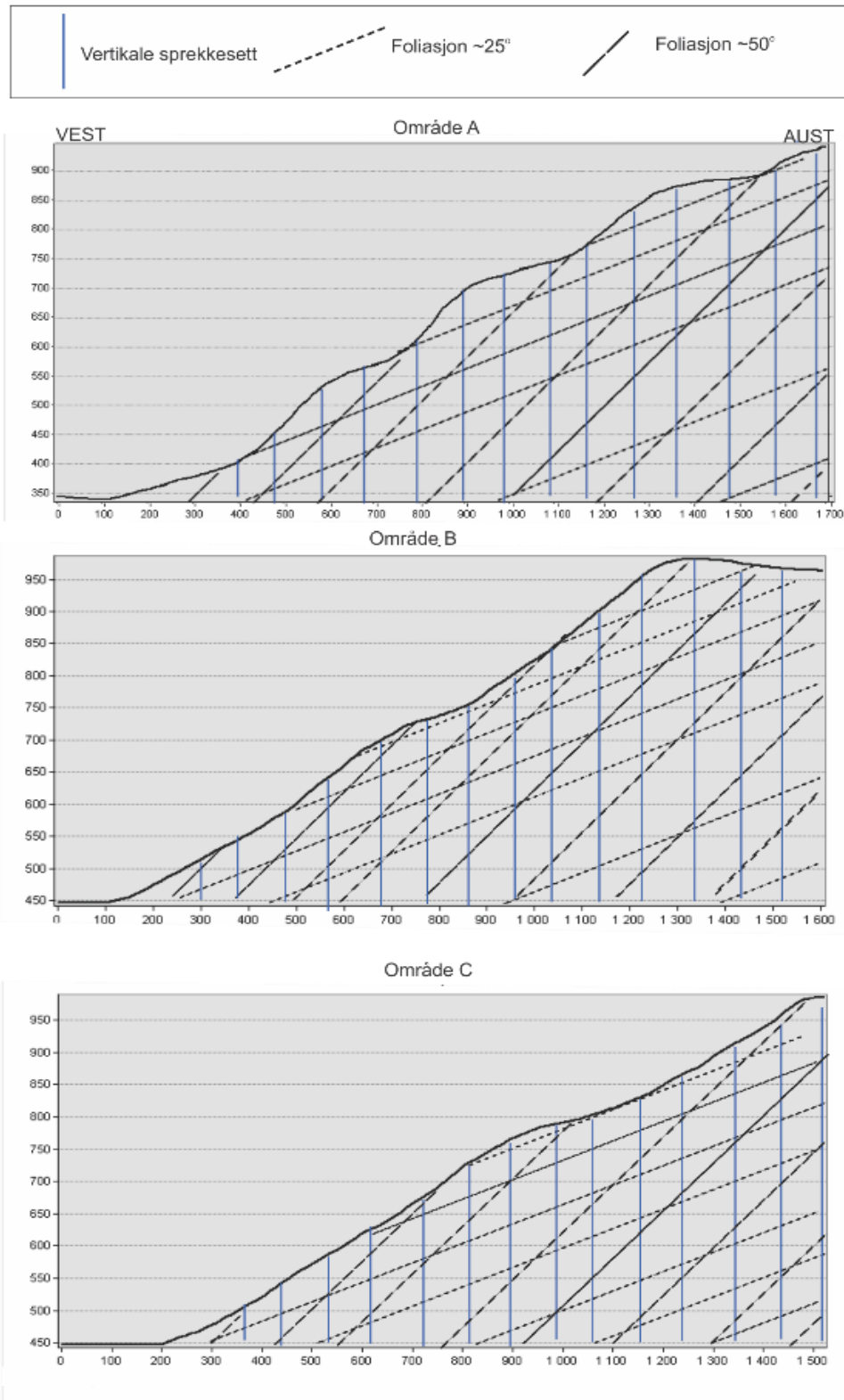
Figur 49. Bilder av området i toppen av del B i Trollskredet. Her har foliasjonen fungert som glideplan. Foliasjonen foldes over kanten og blir brattere. Bildet er tatt fra samme punkt, motsatt retning. Etter Sandnes (2017).



Figur 50. Strukturmålinger ved Trolldalskredet. Sprekker viser tre sett: nær vertikale vest-øst orienterte sprekker, NV-SØ, NØ-SV orienterte bratte sprekker. Foliasjonen i del område A og B har noe ulik orientering og fall. A, har foliasjon hellende vest med fall 25°-30°. B har fall omtrent 50°-55° mot nordvest.

Profillinjene i figur 51 fremhever trappetrinns morfologien og mulige nedre avgrensinger. Strukturdata er også indikert i profilene.

Vest-Aust profil for Trollskredet



Figur 51. Profil med skisse av strukturer fra hvert av delområda ved Trollskredet samt stereonett med strukturmålinger. Legg merke til platåene som kommer frem i profilene. Del B og C har begge mulige skredarr med nedre avgrensing i et slikt platå. Profillinjene er vist i figur 44.

Tolkning og oppsummering

Trolldalskredet er en vestvendt dalside som er preget av en stor ustabil fjellside og skredarr uten avsetninger. Det er flere tegn på aktiv deformasjon i området. Eksempelvis synkehull med ferskt materiale og åpne sprekker, samt steinsprang aktivitet i front av benkene. Disse observasjonene er tydeligst i del A men en finn de og i del B. Del C er mer diffus og i større grad preget av krypprosesser.

Del A har aktiv deformasjon sannsynlig dypt med glideplan langs foliasjon (DSGSD). Horisontal og vertikal forflytning av plataer og roterte blokker mot vest og nordvest, samt en stor graben i bakkant med synkehull. Den sørlige delen, med grense mot del B er den som ser ut til å være mest aktiv. Flere åpne tensjonssprekker indikerer bevegelse.

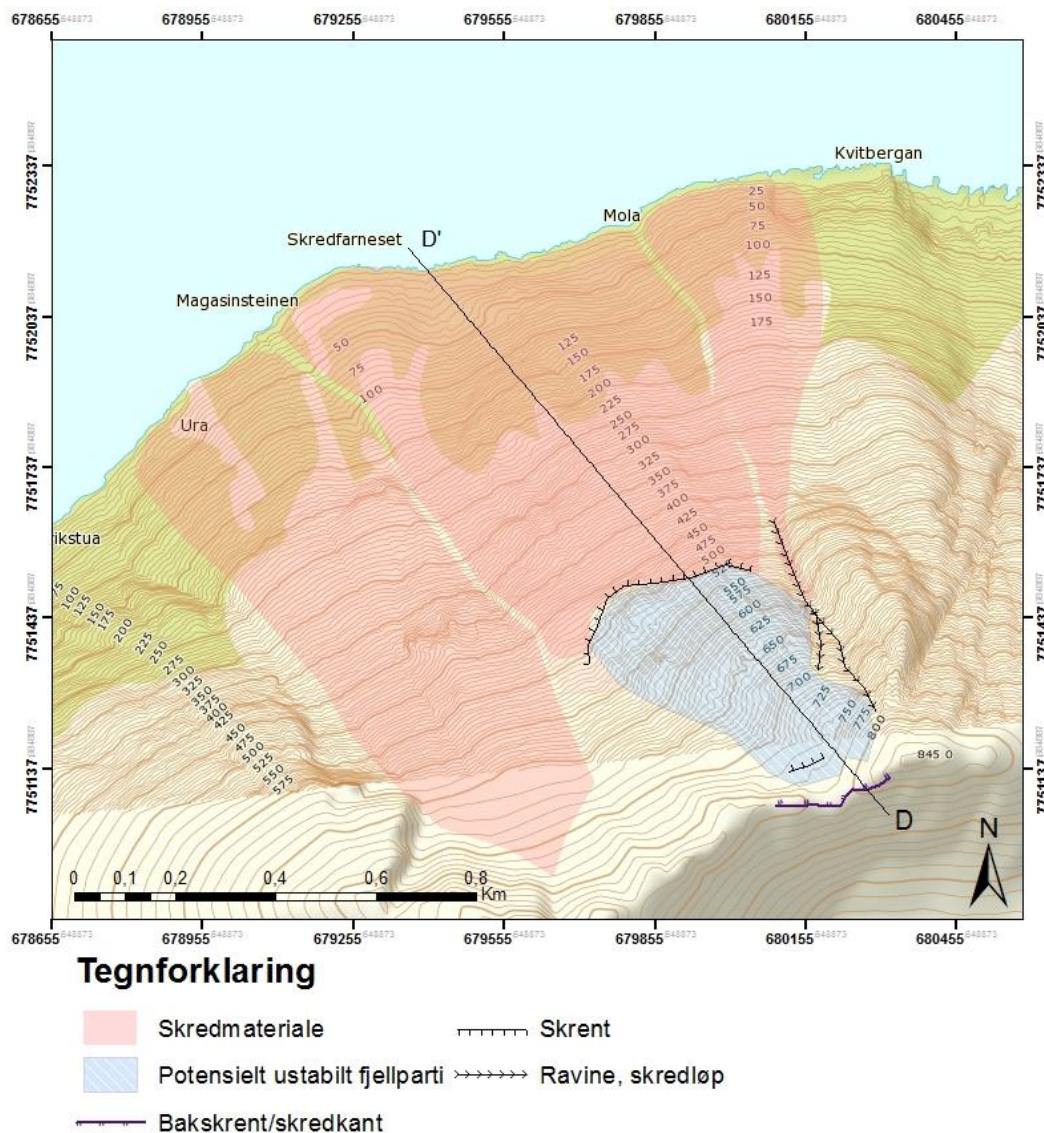
Del B tolkes til et skredarr etter den konkave formen på skråningen. Mangelen på skredavsetninger indikerer at et mulig fjellskred har skjedd før siste istid, hvor breer i senere tid har transportert materiale vekk. Foliasjonen faller parallelt med fjellsiden og virker destabiliserende på skråningen. Markante vest-øst orienterte sprekesett kan avgrense skredet lateralt. Nærmere undersøkelser i felt er anbefalt.

Del C er en nord-sør orientert fjellrygg, der skrenter er tolka til å være skredarr, men mer uklare enn del B. Dagens aktivitet er steinsprang krypprosesser i løsmassene i overflata. Ingen felldata er hentet inn for denne delen.

4.2.7 Ullstind

Det er ikke funnet noe tidligere registreringer av dette fjellpartiet, som kan bety at denne beskrivelsen er den første. Lokaliteten er ikke registrert i NGUs database (Martina Böhme, forsker ved NGU, personlig diskusjon ved UiT).

Hovedtoppen på Ullstind er høyeste punktet (1093 moh.) i fjellmassivet som ligger nord for Oldervik og øst for Snarby (figur 11). Det er det nordligste massivet i studieområdet, avgrenset av Rv 53 som går igjennom Svarbydalen og Olvervikdalen, og fjordarmene Grøtsundet mot nord og Ullsfjorden til vest. Nord for hovedtoppen, fra en depresjon i ryggen like øst for topp 865 moh. ligger et nedsunket fjellparti som vender mot nordvest. Kartet i figur 52 gir en oversikt over området.

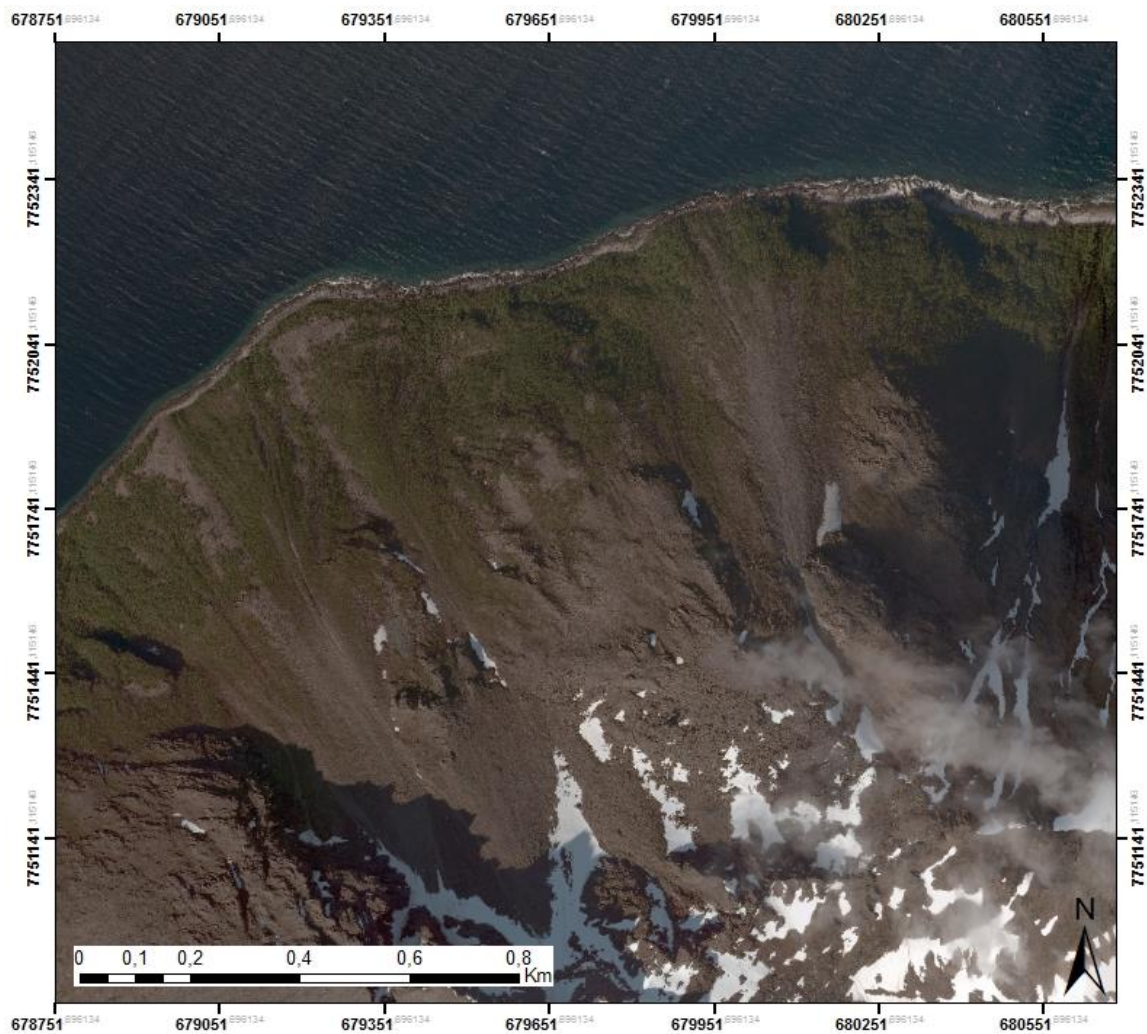


Figur 52. Kart over Ullstind. Profillinjen D-D' er vist i figur 57. Høydekurvene viser svært ujevn topografi i skråningen med mye klippefremsping og små terrasser.

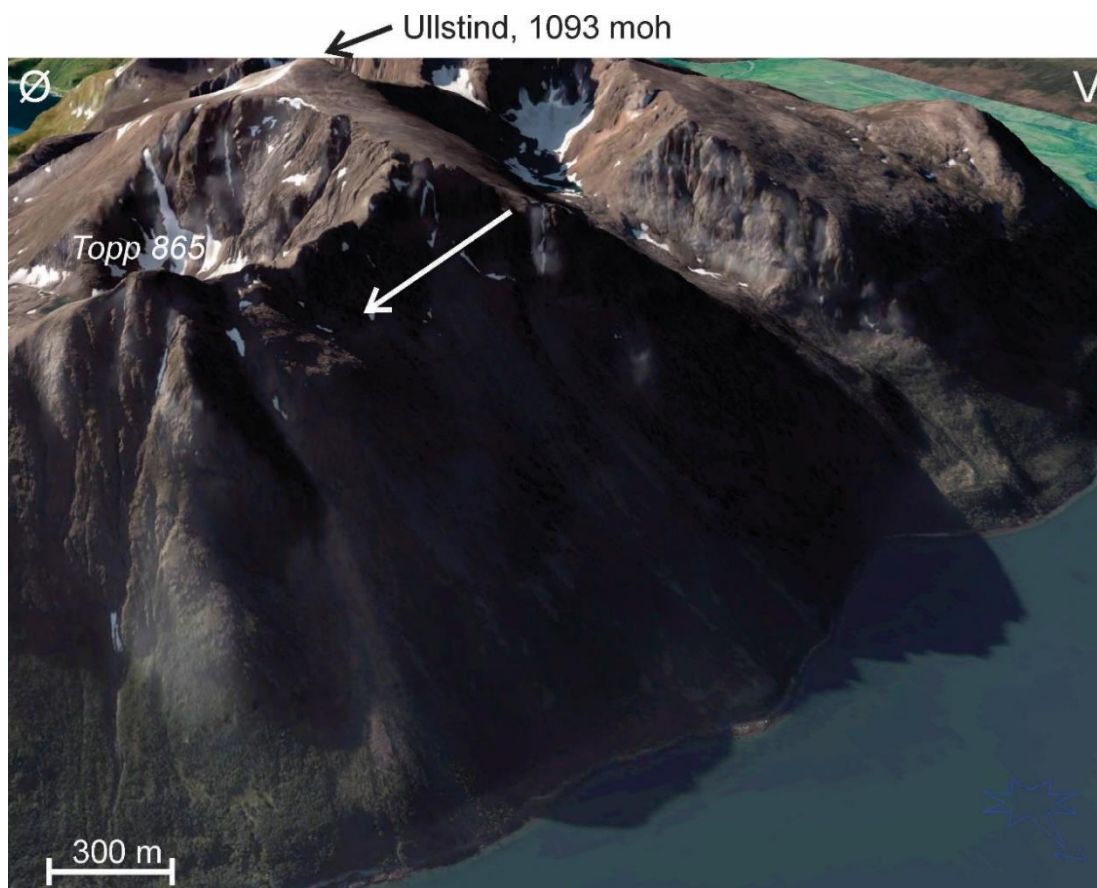
Morfologi

Toppen av fjellryggen over det nedsunkne fjellpartiet er omtrent 790 moh. og danner baksbrenten. Ettersom bildene på Norgei3D er skyggefulle i denne himmelretningen er det vanskelig å gjøre gode observasjoner, men bilder fra 2009 i NorgeiBilder (figur 53) kan vise en blokkrikt område som strekker seg ned til skrenter på omtrent 470 moh., som mulig tålinje. Figur 54 og figur 55 er skjermdump fra Norgei3D; skyggefull i denne nordvendte fjellsiden, men det kan ses antydning til terrasser og baksbrent. Det nedglidde fjellpartiet kan deles i to; en terrasse (blokk A) som ligger nedenfor den faste fjellryggen, og en skrent fra denne ned til en ny terrasse (blokk B), som indikert i figur 56. Lateralt er fjellpartiet avgrenset mot øst av en renne, mens i vest er det ingen tydelig grense. Profillinje D-D' gir

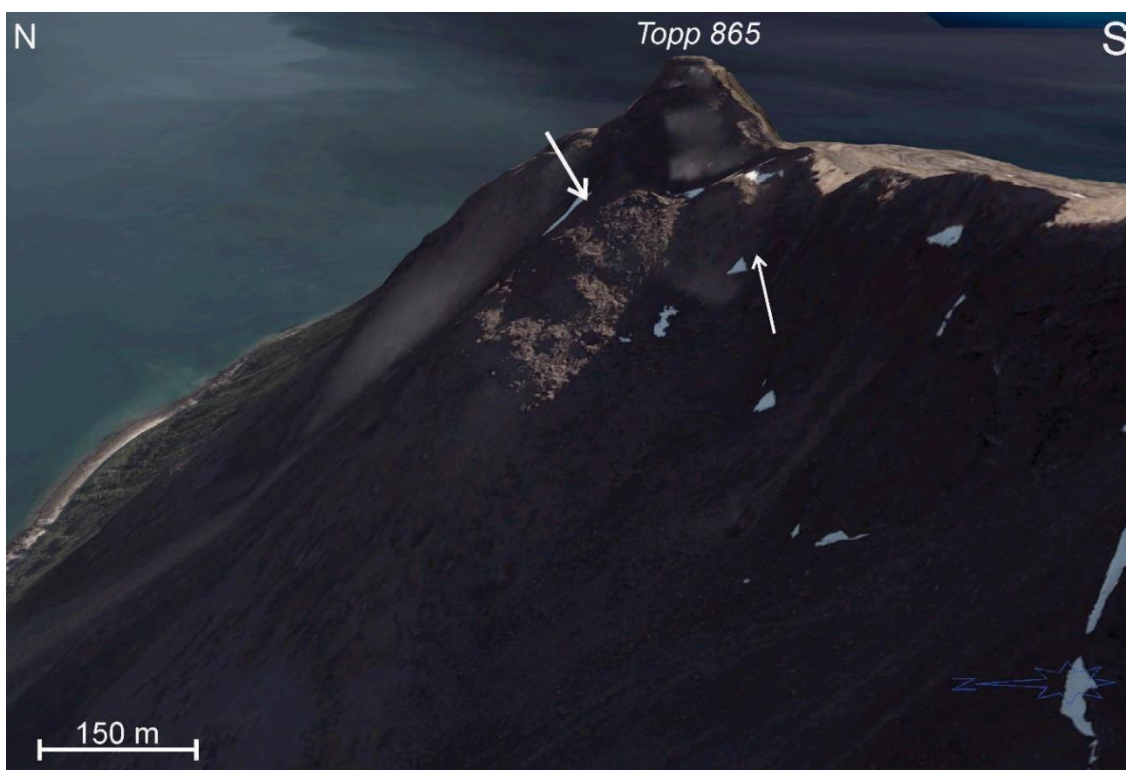
også antydninger til terrasser og skrenter. Avgrensinger i figur 56 er basert på flyfoto og bevegelsesdata fra InSAR, se under.



Figur 53. Flyfoto over det ustabile fjellpartiet ved Ullstind. Det finnes ingen særlig gode bilder fra dette området, dessverre her lette skyer som forstyrrer. Foto hentet fra 2009, Norgebilder, 2009.



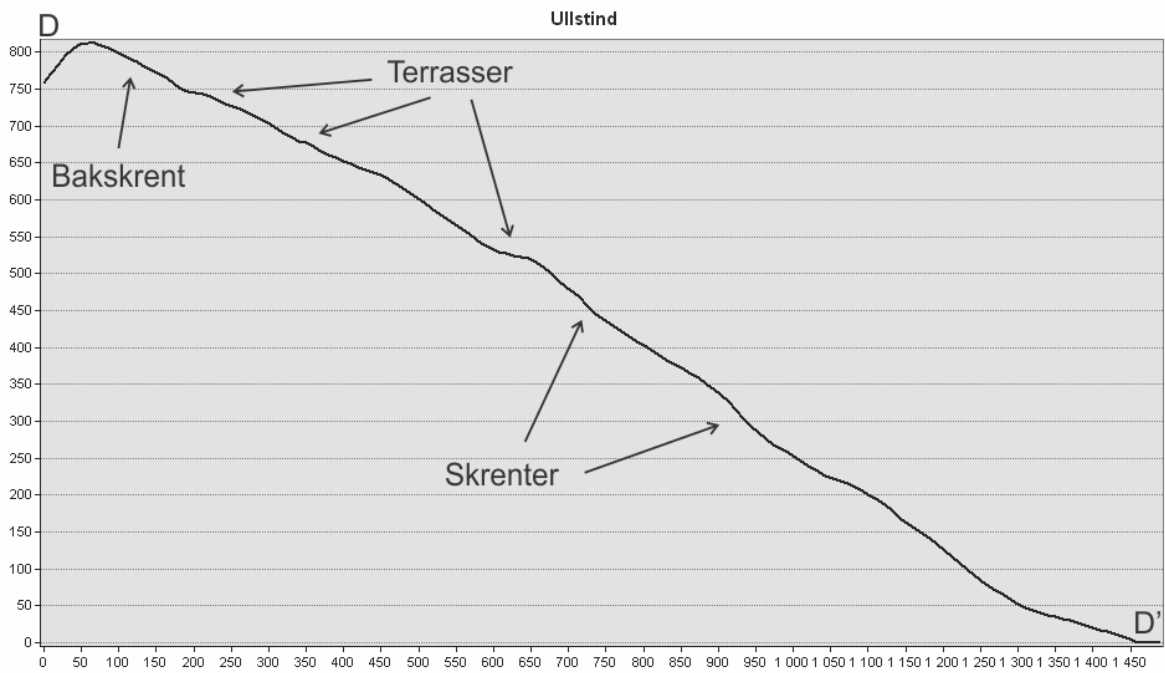
Figur 54. Nedsunken fjellparti i Ullstind massivet. Skyggen på bildet gjør det vanskelig å se. Hvit pil indikerer hvor den ned sunkne blokken ligger. Foto: Norgei3D.



Figur 55. Nærbilde av ned glidd fjellparti på Ullstind sett fra vest. Foto: Norgei3D.



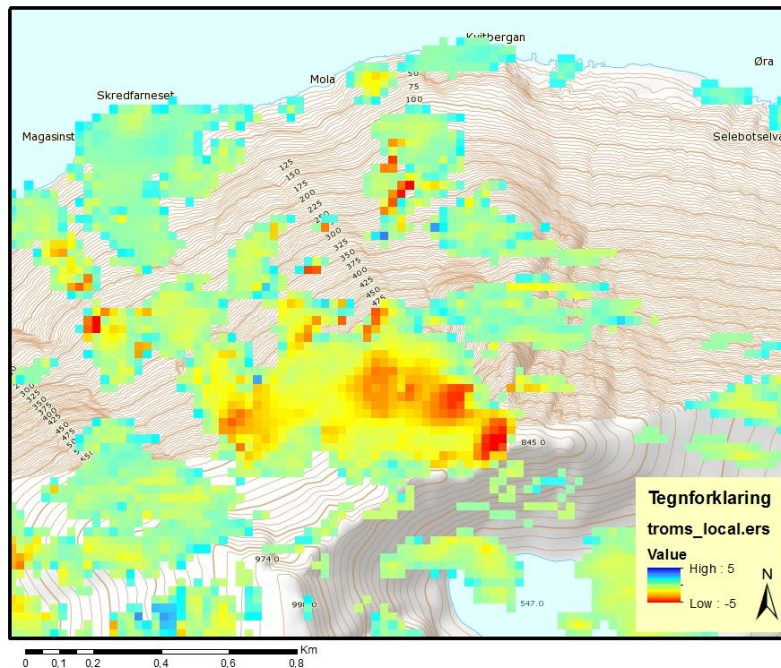
Figur 56. Tolkninger med baksprekk i rødt, antatte grenser for blokk A og B i oransje, og terrasser i rosa. Tegnforklaring i figur 13. Foto: Norgei3D.



Figur 57. Profillinje D-D' ved Ullstind. Morfologi som kommer frem er en ujevn overflate og svakt konveks skråning med terrasser og skrenter.

Bevegelse

InSAR data indikerer at fjellpartiet har noe bevegelse, men dette er ikke absolutte verdier og kan ikke fastslå hvor mye. Fjellsiden er også nordvendt, som gjør dataene mindre pålitelige fra satellittens bane og vinkel. Likevel kan dataene brukes til å få et inntrykk av hvor grensene til det ustabile fjellpartiet er. Relativ bevegelse på fjellskråningen, rødt, er vekk fra satellitten.



Figur 58. InSAR data for Ullstind. Rødt indikerer negativ bevegelse i forhold til satellitten.

Strukturgeologi og litologi

Ifølge NGU sitt berggrunnskart er bergarten er foliert glimmerskifer som kan være gneisaktig (Zwaan et al., 1998). Antydninger til foliasjon i Norgei3D indikerer en steil foliasjon som faller mot vest, men bildene kan være vrent, så dette er usikkert. Ingen annen data om strukturer er mulig å skaffe uten å besøke lokaliteten.

Tolkning og oppsummering

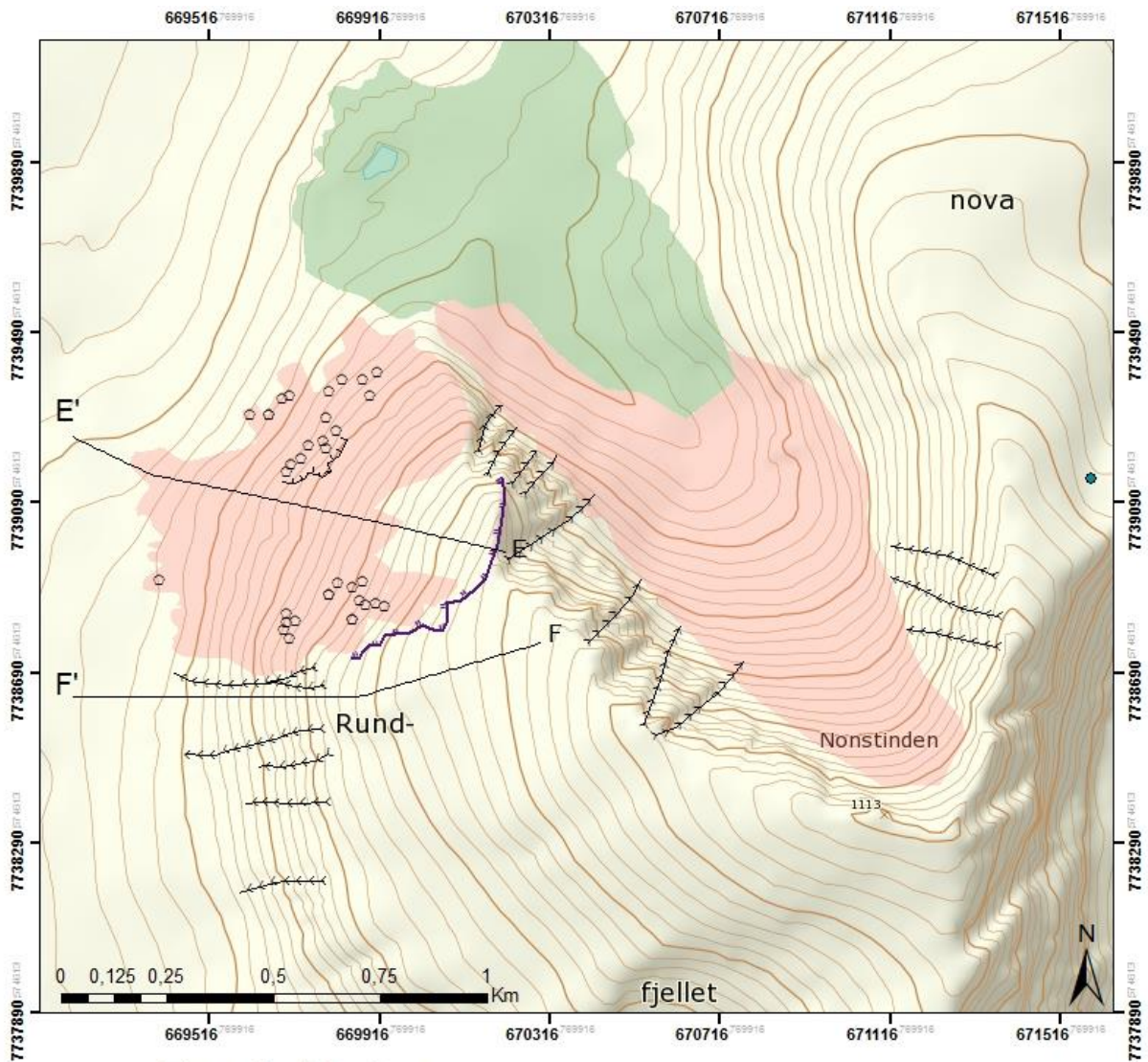
Nedsunken fjellparti som kan ha glidd på en kombinasjon foliasjon og sprekkesett, dette kan ikke bekreftes uten bedre datagrunnlag. InSARdata viser relativ bevegelse, som er brukt til å skape et inntrykk av omfanget til den ustabile fjellsiden og en indikasjon på at det er i bevegelse. Det potensielle ustabile fjellpartiet ligger like over fjorden med et signifikant volum og kan skape flodbølge mot blant annet Tromsø hvis det skulle kollapse. Ettersom bildene er vanskelige å lese og tolke anbefales det å undersøke denne lokaliteten nærmere.

4.2.8 Rundfjellet

Rundfjellet er enden av en rygg som løper nordvest fra Nonstinden, 1113 moh. (figur 11). Trollvassnova ligger mot nordøst, og Skittenevdalen og det rundere Snyfjellet mot vest og nordvest. Kartet i figur 59 viser avgrensing av det som ligner et skredarr uten avsetninger. I arret finnes det store blokker, bakskrent og tunger i bunnen og mindre avsetninger som følge av gravitasjonsprosesser. Rundfjellet er kartlagt fra flybilder og Norgei3D. Det finnes ingen strukturmålinger fra Rundfjellet, men det er gjort strukturmålinger og observasjoner på Trollvassnova, ved GPS 73 i figur 59. Det er ingen publiserte data om denne skråningen.

Morfologi

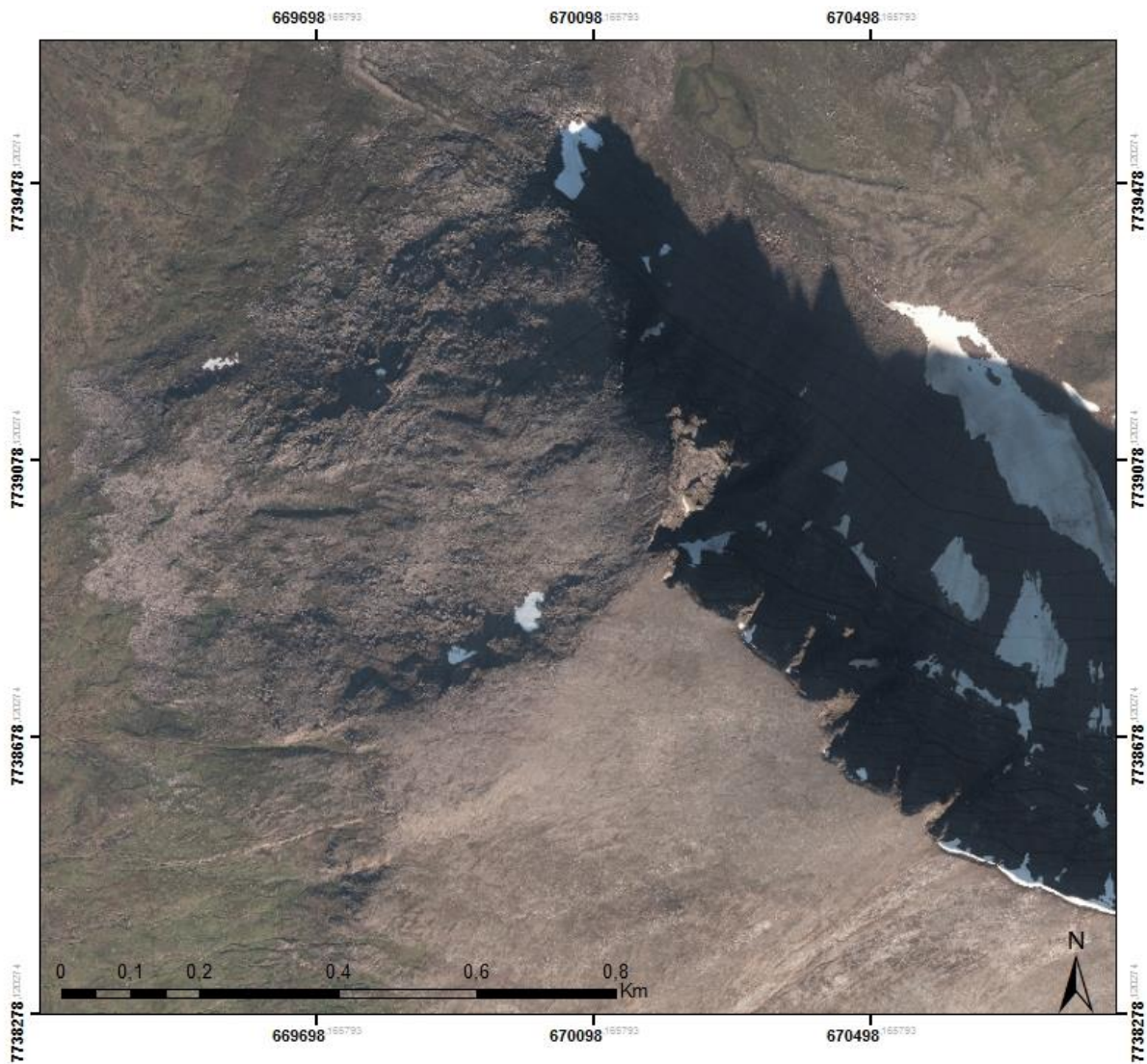
Skråningen har form som et jevnt plan som faller 30-35 ° mot nordvest, og ligger mellom 860 moh. og 460 moh. Mot sør er skråningen avgrenset av en bakskrent, og mot nord, en skrent og brattere terreng, se flyfoto i figur 60. På figur 61 kan skråningen ses fra NNV og vest. Her er det spredt utover i skråningen store løse blokker som sannsynlig har falt ut i steinsprang aktivitet. Mot dalbunnen er det et område med ur avsetninger i 4-5 tungeformer. Denne massen er sannsynlig rasavsatt, men mengden er liten i forhold til størrelsen på arret. Størrelsen på skredarret og mangel på avsetninger kan indikere at skredet har gått enten oppå en bre eller at en bre har dratt meg seg avsetningene. Siste gang det var større dalbreer i dette området var under og en tid etter LGM (figur 7). I Eldre og Yngre Dryas var dalbunnen isfri. Men en lokal dalbre kom ut av dalen på fjellets nordlige side, morenen av denne kan ses i dag (figur 60).



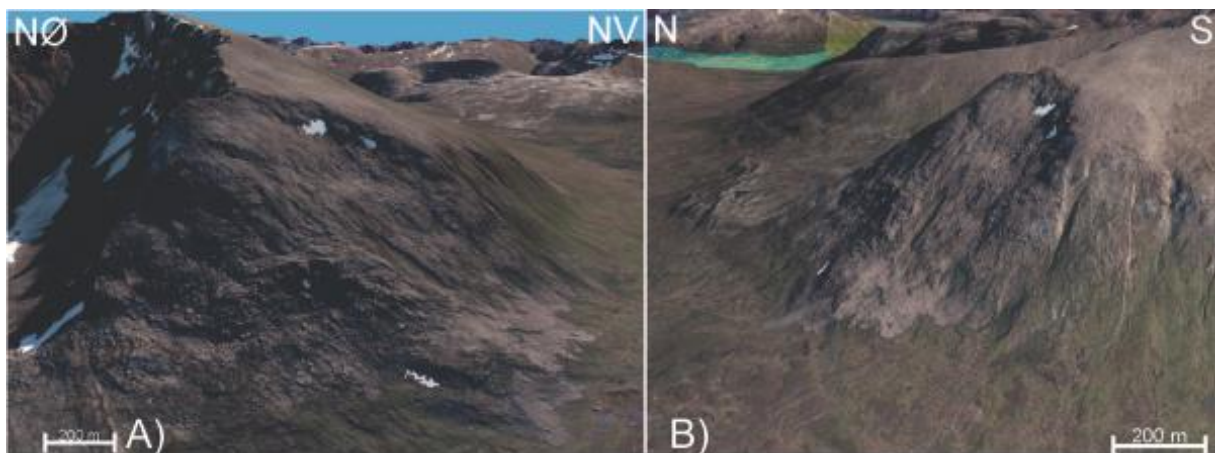
Tegnforklaring

- | | | |
|--|--|---|
| Skredmateriale | Bakskrent/skredkant | Stor blokk |
| Morene | Skrent | GPS 73 |

Figur 59. Detaljkart for Rundfjellet. Skråningen med profillinjen E-E' er skråningen av interesse. Dalen på nordsiden har en morene og eller steinsprang materiale. GPS punkt 73 er nærmeste punkt med strukturmålinger fra feltarbeid. Profillinje E-E' og F-F' er vist i figur 62.

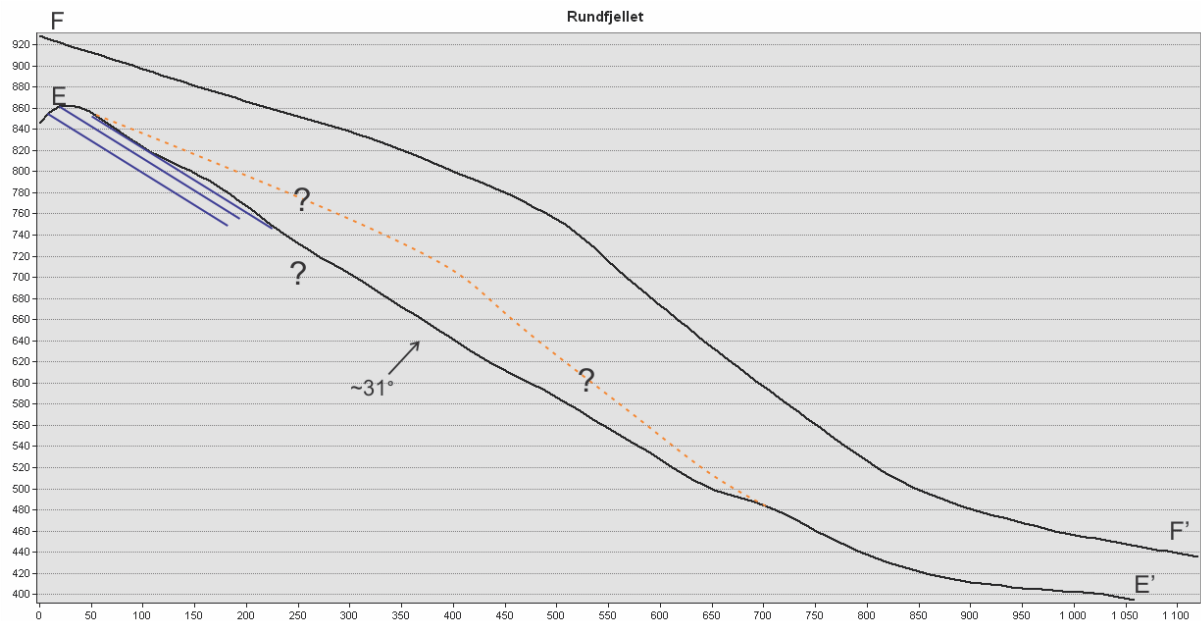


Figur 60. Flyfoto over Rundfjellet. En morene kommer ut fra dalen mot nord. Flyfoto over har større målestokk enn kart i figur 59. Foto: NorgeiBilder, 2011.

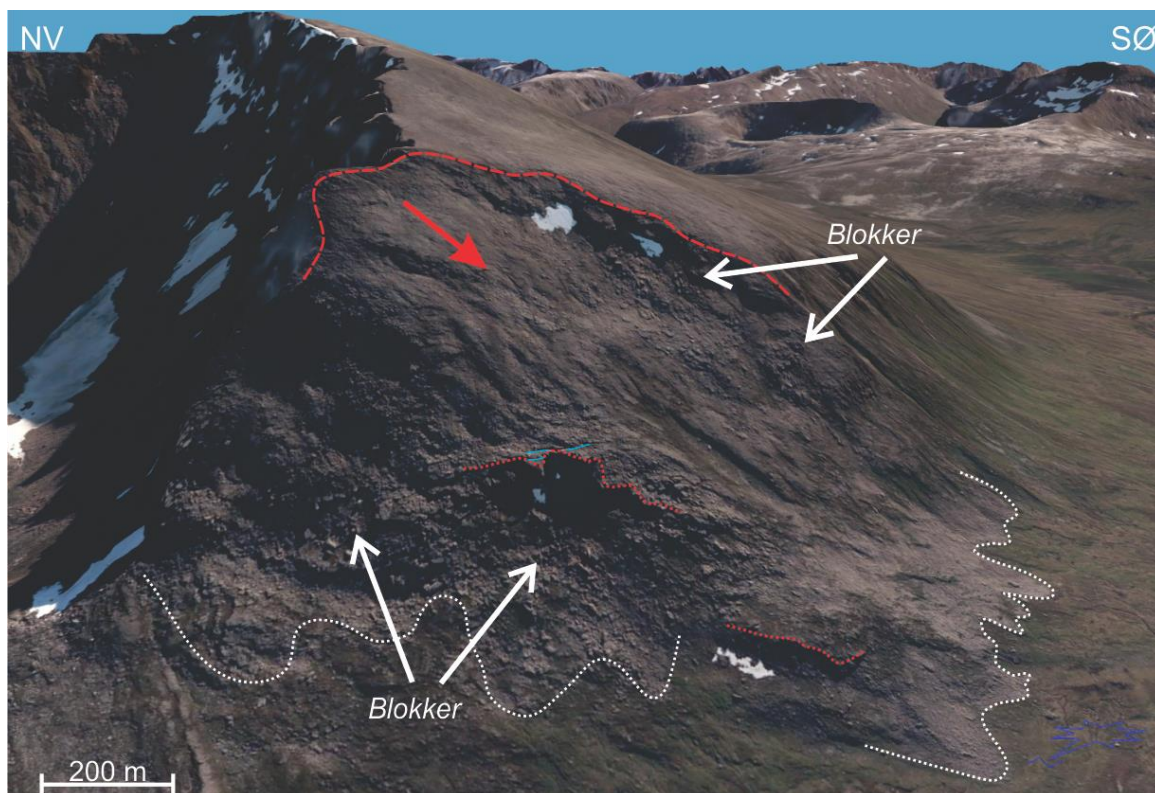


Figur 61. Rundfjellet fra NNW til venstre, fra vest til høyre. En plan overflate med baks Brent mot sør. Det ligger mye blokker i skråningen. På bilde A) er skråningsformen i arret og i fjellsiden sør for baks Brenten tydelig. Foto: Norgei3D.

Profillinjene E-E' og F-F' sammenlignes i figur 62. Formen på skråningen i de to profillinjene er ulike. Linjen F-F' har topografi med en slakere toppskråning som knekker over til en brattere skråning ned mot dalbunnen. Linjen E-E' faller jevnt og sammenlignet med F-F' passer det som glideplan. En mulig tidligere overflate basert på topografien i linje F-F' er tegnet inn med oransje stiplet linje. En mulig foliasjonsretning med blå streker, dette er usikkert.



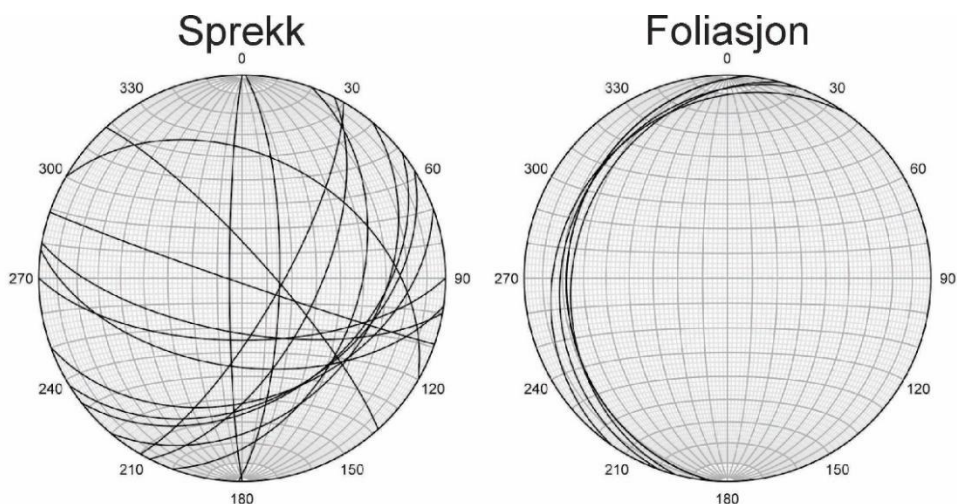
Figur 62. Profillinje E-E' og F-F' i figur 59. Sammenligning av skredarret og utenfor på Rundfjellet. Hele fjellsiden (E-E') er et jevnt plan, men den intakte fjellsiden (F-F') sør for arret har en typisk breerodert form med en slakere øvre del som knekker over i en brattere nedre del. Oransje stiplet linje viser hva som kan ha vært en tidligere overflate. Mulig foliasjonsretning med blå streker, dette er usikkert.



Figur 63. Rundfjellet med beskrivelser sett fra NNV. Rød pil indikerer retning på skredet. Tegnforklaring i figur 13. Foto: Norgei3D.

Strukturgeologi og litologi

Bergarten er foliert glimmergneis (Zwaan et al., 1998). Foliasjon og sprekker fra GPS punkt 73 er presentert i figur 64. Sprekker er orientert i NØ-SV, N-S, Ø-V retning, der NØ-SV orienterte sprekker faller omtrent 40° mot SØ, N-S sprekker faller nesten vertikalt og Ø-V orienterte sprekker faller mellom 40° og 60° mot sør. Foliasjonen er orientert omtrent 200/20, som er parallelt med skråningen og $10\text{-}15^\circ$ slakere. Ved å studere foliasjon på Norgei3D kan det tyde på at foliasjonen er skråningsparallell, men bildene kan være forvrengte. Berggrunnskart fra NGU viser foliasjon i området 25° mot nordvest.



Figur 64. Stereoplott med storsirkel for sprekker og foliasjon ved GPS 73 i figur 59.

Tolkning og oppsummering

Den nordvestvendte skråningen på Rundfjellet ligner et skredarr etter et fjellskred som kollapset en gang, muligens før LGM. Etter størrelsen på fjellsiden og bakskrenten mot sør å dømme vil dette skredet ha avsatt større mengder materiale enn det som er igjen i dag. Dagens avsetninger er sannsynligvis dannet som steinsprang materiale etter siste isavsmeltingen. Antydninger til foliasjon som er skråningsparallelle tilsier at dette er en planarutglidning på foliasjon.

4.2.9 Russevankskaret

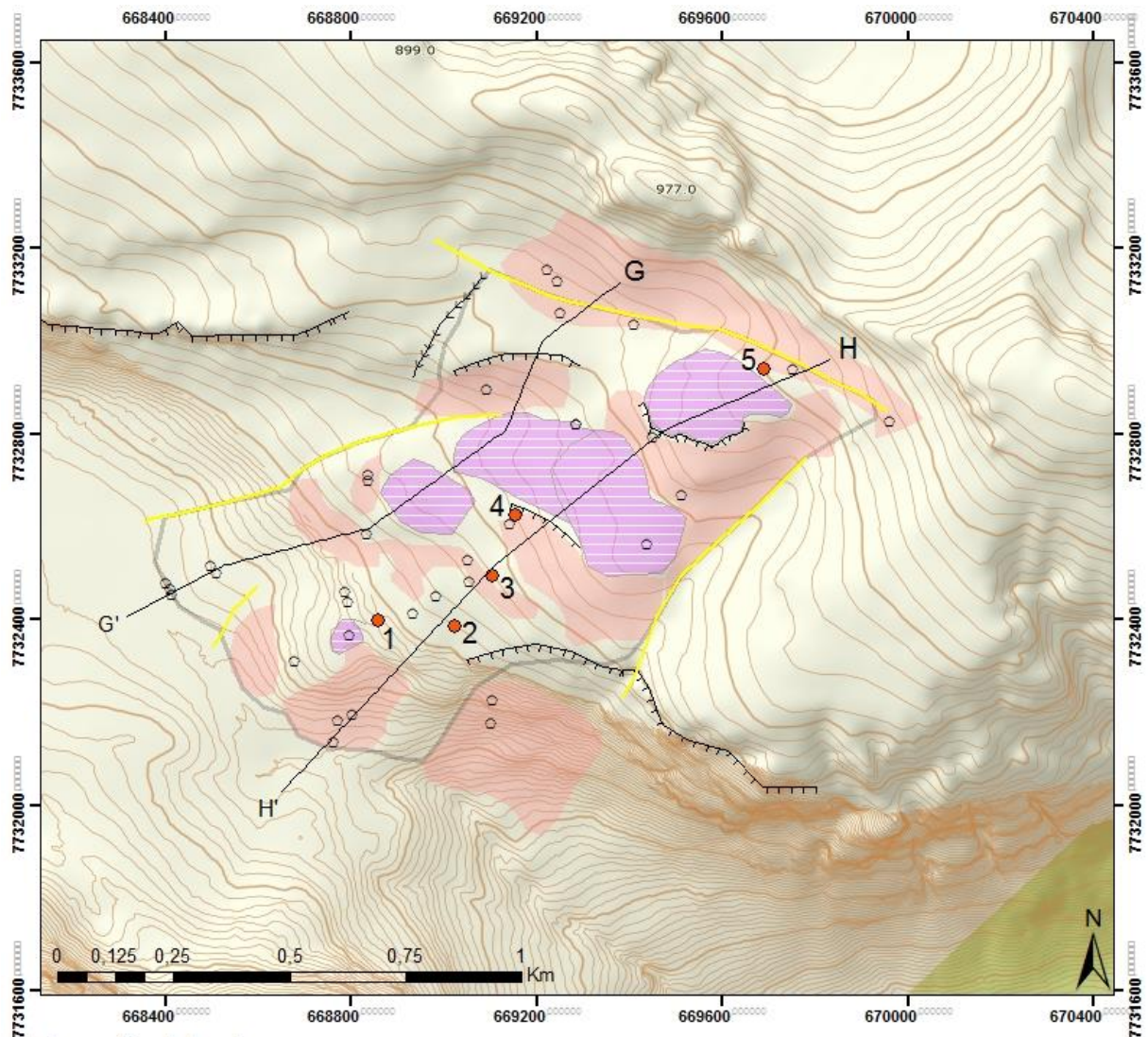
Russevankskaret er en hengende sidedal til Breivikeidet med Storfjellet i nord og Skarlifjellet i sør (figur 11). Her, like under Storfjellet ligger en stor sørvendt fjellside som har en kompleks overflate form. Skråningens storskala konveks gjør at fjellsiden minner om et nedsunken fjellparti. Øverste punkt i fjellpartiet ligger på 880 moh. og nederste lobeform er omtrent 430 moh. Fjellpartiet er omtrent 1250 m langt og 710-980 m bredt.

Russevankskaret ble undersøkt i felt én dag og fra helikopter med NGU én dag. Geoff Corner og Harald Ø. Eriksen har bidratt med foto og feltnotater for denne lokaliteten.

Figur 65 viser det ustabile fjellpartiet i sin helhet omrisset med en mørk linje. Flyfoto i figur 66. Terrasser, skrenter og opphopning av blokker er tilstede innad i fjellpartiet.

Avgrensingene som lobeform i fronten av partiet og forsenkinger lateralt og i bakkant. Legg merke til høydekvotenes konvekse og bulende form i fjellsiden. På kartet er det også

markert observasjonspunkter for å lettere orientere seg i beskrivelsene og hvor bilder er tatt.



Tegnforklaring

	Potensielt ustabil fjellparti		Omriss skred		Morfologisk forsenkning
	Skredmateriale		Ravine, skredløp		Stor blokk
	Terrasse		Skrent		Obs-punkter

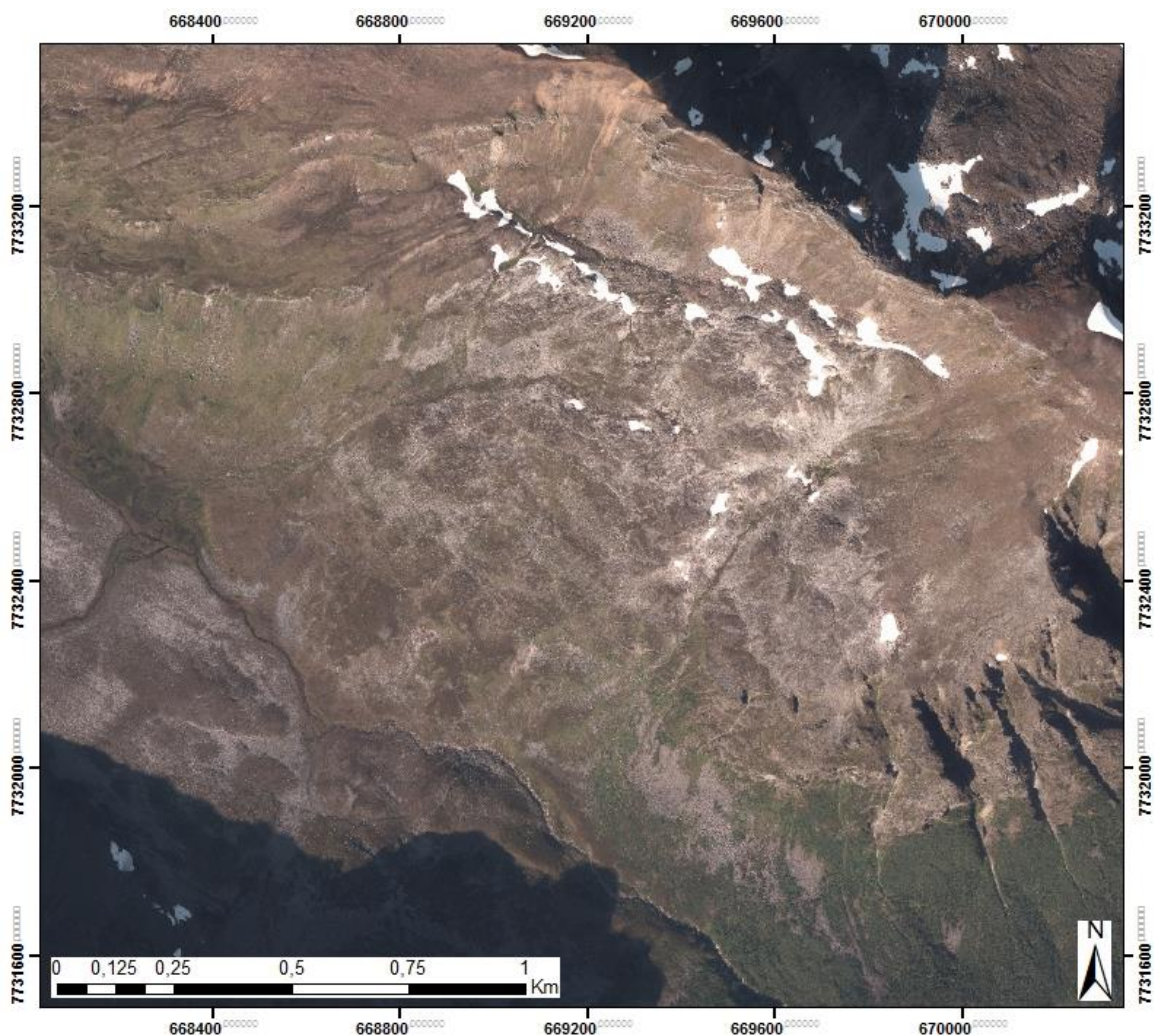
Figur 65. Kart over Russevankaret. Observasjons punktene til beskrivelser og bilder i figur 68. Profilene er presentert i figur 69.

Morfologi

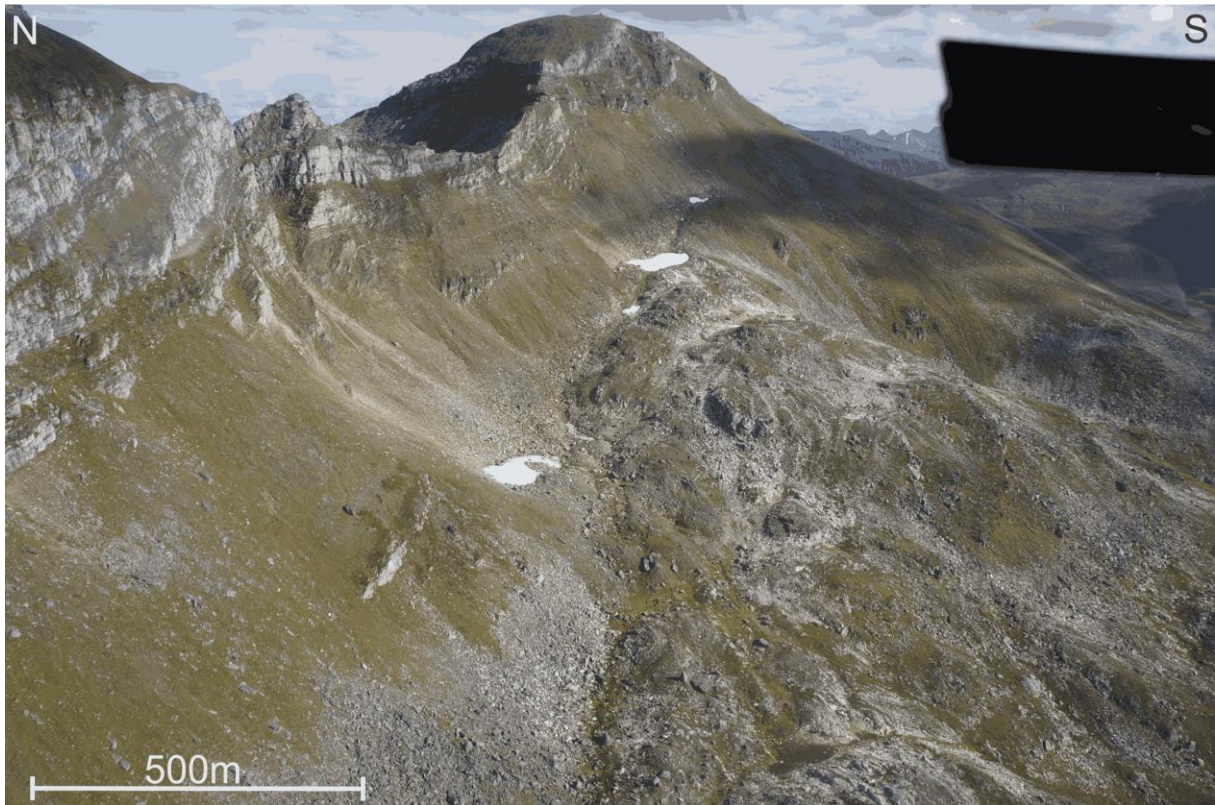
Skråningen i Russevankaret har to lobe formede «føtter» som strekker seg ned mot elven og dalbunnen, dette er tolket som nedre grense. Lateral mot øst er fjellpartiet avgrenset av en tydelig forsenking i terrenget med orientering NNØ-SSV. Mot vest er avgrensingen mer utydelig, men det kan anes en forsenking der en bekk renner med orientering NØ-SV. Øvre

del ses som en forsenkning og terrasse under den bratte bakkanten. Hele fjellpartiet kan karakteriseres som kaotisk med sub-horisontale terrasser/platåer og en bratte skråning eller skrent fører opp til et nytt platå, se figur 67. I de lokale skråningene og under skrentene ligger det oppsamling av større blokker (figur 68E og F), sannsynligvis lokal steinsprang aktivitet. Overflaten av terrassene er mosete, eller med gress i finkornet materiale.

I felt, rundt obs-punkt 1 (figur 65), ble det observert tilsynelatende fast fjell som kan indikere at fjellsiden ikke har vært påvirket av gravitativ deformasjon. Men det kan også bety at denne delen har gjennomgått minimal deformasjon. Overflaten på terrassene følger foliasjonen i området (sub-horisontal). Mot nedre del (obs-punkt 2) av fjellpartiet, like over første terrasse ble det observert kildeutspring ut fra vegetasjon og finkornete masser. Den overordnede formen på skråningen er kaotisk og skiller seg tydelig ut fra omliggende terreng (figur 67), og ligner svært mye på et fjellparti som har glidd ned.



Figur 66. Flyfoto over Russevankskaret. Foto: NorgeiBilder, 2011.



Figur 67. Oversikt over Russevanskaret fra småfly. Fra luften er det tydelig å se avgrensingene til et mulig nedsunken fjellparti. Sammenlignet med jevnere overflate rundt er det kaotisk topografi i skråningen. Foto: Geoff Corner, 1998.

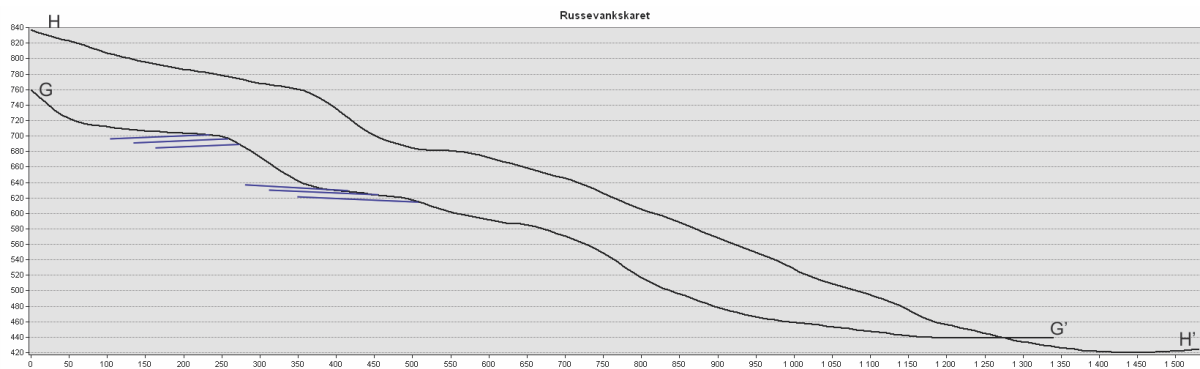


Figur 68. Bilder over ulike elementer i Russevankskaret ustabile fjellparti. A) (obs-punkt 1) Nedre del av fjellpartiet med tilsynelatende fast fjell av feltspatgneis. B) (obs-punkt 3) midtre del består av oppsprukne skrenter og blokkete partier, mørkere bergart. C) (obs-punkt 4) vekling mellom mørk amfibolittisk gneis og lysere gneis, sprekker følger foliasjon. Pilen indikerer et lite overheng over bakken. D) (obs-punkt 4) Detaljbilde av et lite overheng som følger foliasjonsplanet, foliasjonen er foldet og overhendet har oppknusningsmateriale med mye glimmer. E) og F) (obs-punkt 5) Øverste delen av det ustabile partiet har forskjellige bergarter samlet i blokkete samlinger, bakveggen ses i bakgrunnen. Foto: Gaute H. Sandnes og Andreas Grumstad.

Strukturgeologi og litologi

Bergartene i det ustabile fjellpartiet veksler i bånd oppover i skråningen. I nederste del ligger en kompetent lys bergart, kvartsfeltsapgneis. midtveis opp er det noe høyere skrenter (2-3 m) med bergart bestående av vekselvis gulbrunt lag og linser, og mørke lag (figur 68) som kan være amfibolittisk gneis. I midtre del (obs-punkter 3 og 4, figur 65) av fjellpartiet er det observert skrenter med små overheng, hvor svake bergarter med mye glimmer og opkunst

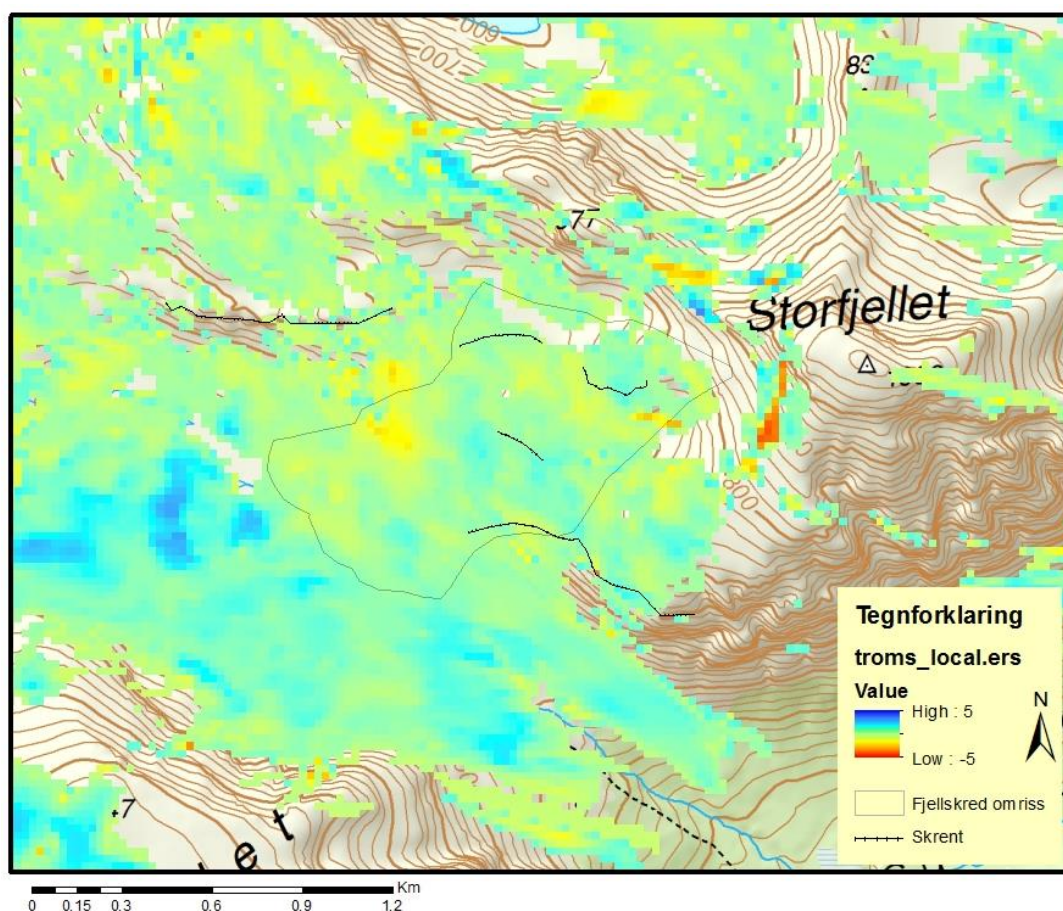
materiale er undersiden av overhenget (figur 68). Dette kan indikere en glidesone, men det kan også komme av forvitring. På den øverste terrassen (obs-punkt 5) er det observert lett forvitret gneisaktig skifer, og i bakveggen er det lysere bånd av dolomittisk marmor. Foliasjonen er foldet sub-horisontal på overflaten, hellende svakt innover og nedover skråningen. Profilene i figur 69 viser en slak skråning med terrasser og skrenter. Foliasjon er antydnet med mørkeblå streker.



Figur 69. Profillinjer H-H' og G-G' i figur 65. Terrasser og ujevn topografi kommer frem i profilene, generelt er det en lav gradient på skråningen. Foliasjon faller sub-horisontalt både innover og parallelt med skråningen (foliasjon i profilen er for å vise variasjon i helning, ikke nødvendigvis rett plassering).

Bevegelser

InSAR data (figur 70) viser lave bevegelsesverdier for dette området. Grønne områder har tilnærmet 0 mm bevegelse, mens gule og turkise farger indikerer litt relativ bevegelse. Områdene med litt bevegelse kan korreleres til partier med blokker, for eksempel under skrenter.



Figur 70. InSAR data over Russevankskaret ustabile fjellside viser svært lave verdier. Grønne områder har tilnærmet 0 mm bevegelse, mens gule og turkise farger indikerer litt bevegelse. Områdene med litt bevegelse kan korreleres til partier med blokker, under skrenter etc.

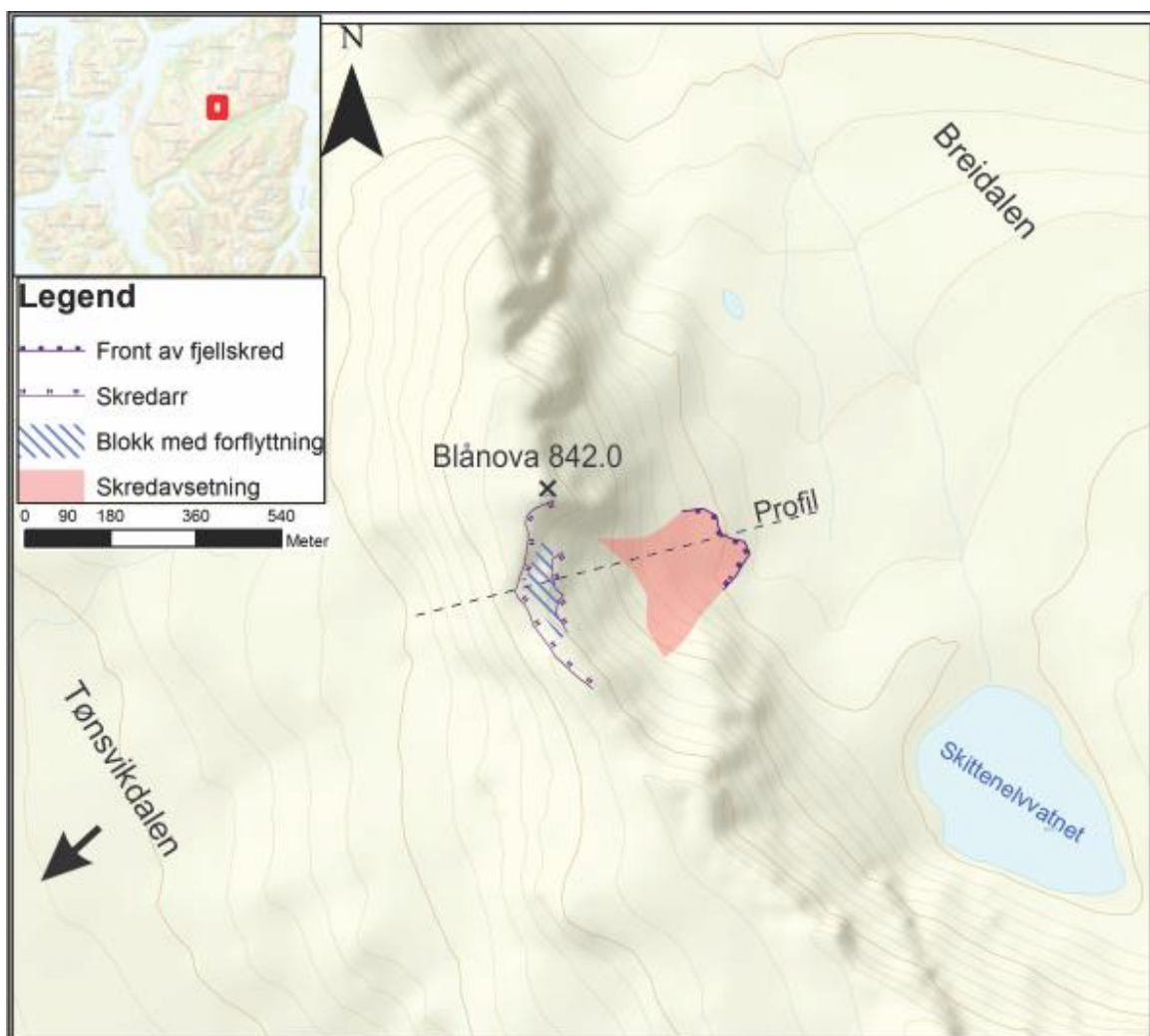
Tolkning og oppsummering

Russevankskaret er et nedsunken fjellparti uten relative bevegelser i dag. På overflaten går foliasjon sub-horisontalt innover og nedover fjellsiden, den er også foldet. Helningen på foliasjonen er ikke bratt nok til at det danner en glidesone alene. Sprekkesett er bratte i bakkanten. Glideplanet må ha vært en kompleks kombinasjon av sprekker og foliasjon. Uten mer strukturdata er det ikke mulig å si noe mer om hva slags strukturer som er styrende for deformasjon.

Den åpenbare overflateformen på fjellsiden tilsier at det har vært gravitativ bevegelse i fjellsiden, men etter våre observasjoner og data er det lite tegn på nylig aktivitet. Vanligvis vil fronten på ustabile fjellsider vise tegn til deformasjon som steinsprang og oppstikkende blokker eller kilde utspring. Vi kan se disse høyere opp i fjellpartiet, men ikke lenger nede. En mer aktiv nedre grense kan ha vært høyere opp, rundt kildeutspringene (obs-punkt 2).

4.2.10 Blånova (Gaute Sandnes)

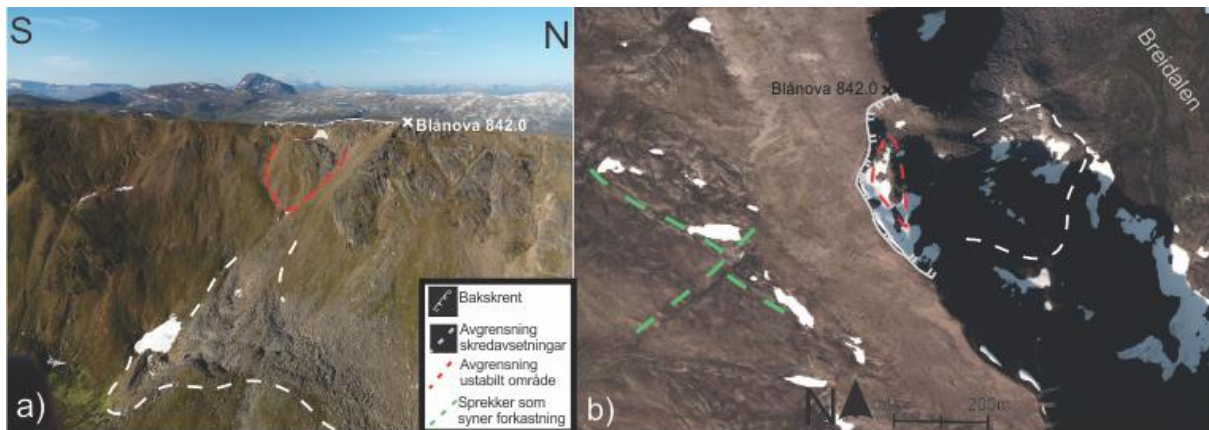
Blånova er en fjellrygg som løper nordover fra Storfjellet (Russevankskaret) og ligger geografisk midt i studieområdet (figur 11). Området er ikke feltbefart, men studert på flyfoto og helikopterfoto fra NGU. Lokaliteten er kun beskrevet som to punkter for potensielt ustabil fjellside i NGU-rapport 2013.021 (Bunkholt et al., 2013a). Det ligger like sørvest for topp 842 moh. på Blånova. Fra Storfjellet til høydepunkt 581 moh. nord for Blånova går det en rygg med en bratt skrent mot nordaust. Nedenfor skrenten er dalbunnen dekket av tykt talusdekke, samt spredte større blokker. Randmorener indikerer lokale breer var aktive her under yngre og eldre dryas. Kart er presentert under i figur 71.



Figur 71. Kartlegging av det ustabile området ved Blånova. Omtrentlig overflateareal på ustabil fjellparti er 6000 m². Profilet vises i figur 73. Etter Sandnes (2017).

Morfologi

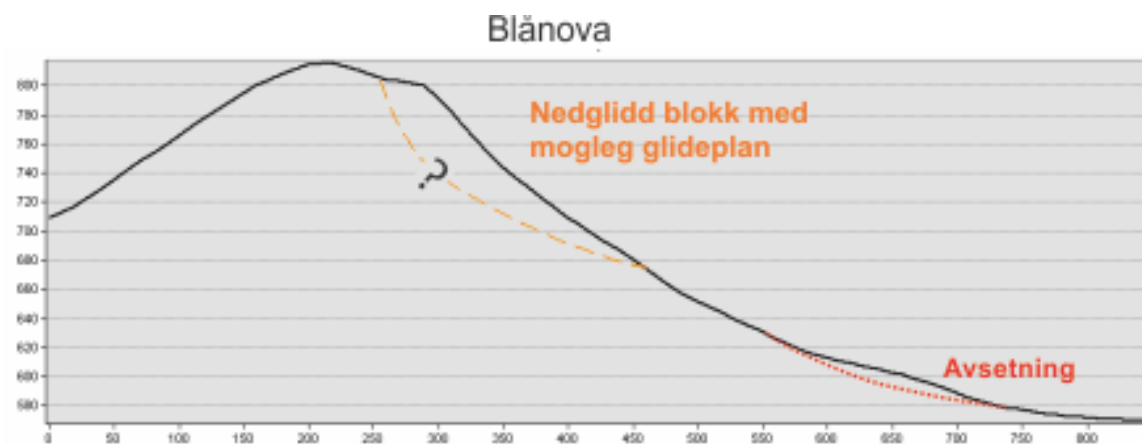
Blånova består av en blokk med vertikal forflytning på 20m og 30m horisontalt. Baksrenten er fullt utvikla og består av to skrentar, i sør en skrent med orientering nord-nordvest og i nord ein skrent med orientering nord-nordaust (figur 72). Overflatearealet av partiet er omtrent 6000m^2 , og med ei maks høgde på 80m er volumet grovt regna til $150\,000\text{--}180\,000\text{m}^3$. Det finnes en skredavsetning under den ustabile blokken, omtrent $20\,000\text{m}^2$. Denne har kildeområdet rett nord for den ustabile blokken og sør for topp 842 moh. Ut fra flybildet som ble gjort tilgjengelig på NorgeiBilder (2016 sett) mot slutten av oppgaven og ved grundigere studering av helikopterbildene, er det tegn på deformasjon i avsetningene. Avsetningene har rygger og forsenkninger på tvers i avsetningen. En sirkulær forsenkning med en vanndam ligger rett bak fronten på avsetningen.



Figur 72. Det ustabile partiet av Blånova og avsetninger. a) Indikasjoner på like strukturer som de baksprekken er dannet av. Disse strukturene har strøk nordaust-sørvest og nordvest-søraust. Den nordaust-sørvest retta strukturen er en forkastning som har en forflytning på 20m i overflaten (bilde a: NGU A. Solberg, bilde b: NorgeiBilder)

Strukturgeologi og litologi

Bergarten er foliert granatglimmergneis, med dolomitt- og kalkspatmarmor i tynne lag, samt små felt dunit (Zwaan et al., 1998). Baksprekkene har lik orientering som mange overflatestrukturer like vest for Blånova (figur 72). Her er det tydelige forkastninger i fjellskråningen, hellende omtrent $40^{\circ}\text{--}45^{\circ}$ mot søraust. Foliasjonen er ut fra berggrunnskart hellende 20° mot sør like nord for det ustabile området, og 15° mot nordvest rett sør for området. Dette indikerer en synklinal i Blånova.



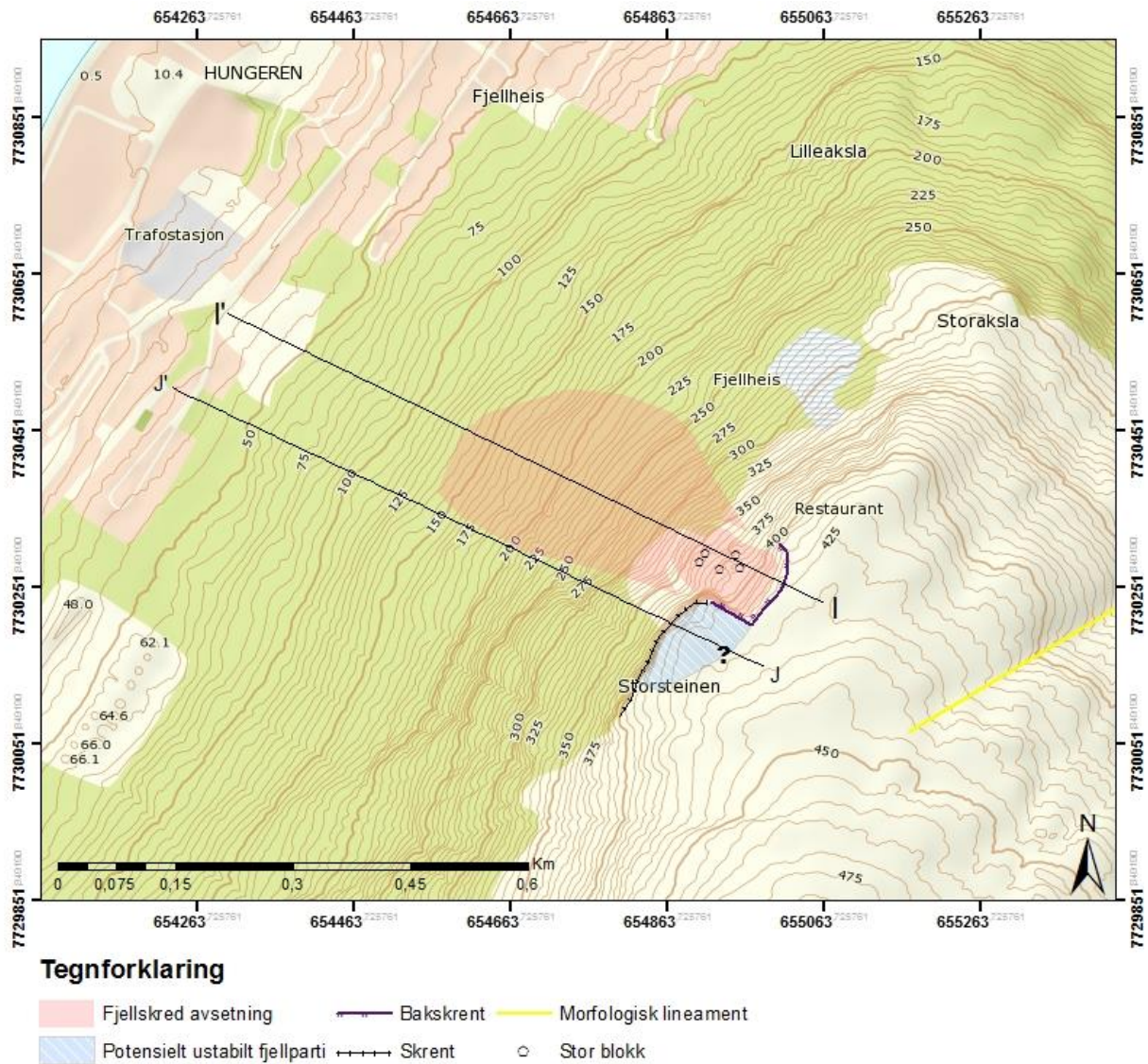
Figur 73. Profil ved Blånova (linje i figur 71). Skissert mulig dybde på glideplan og avsetninger.

Tolkning og oppsummering

Blånova er en ustabil blokk i en østvendt skråning med fullstendig utvikla baksprekk. Sprekkesett observert på flyfoto over Blånova indikerer kileutglidning som bevegelsesmekanisme. Kompresjonsrygger i avsetninger som er parallelle med fronten indikerer steinreaktivitet. Den sirkulære forsenkningen bak fronten på avsetningen kan tyde på at skredet kan ha rast ut på en liten bre eller ei mindre snøfonn som senere har smelta og gitt avsetninga sin «kollapsa» utseende.

4.2.11 Storsteinen

Storsteinen (421 moh.) er en 200 m lang, 70m bred og 50 m tykk blokk som ligger like sør for fjellheisen i Tromsdalen (figur 11). Denne blokken ble første gang rekognosert av NGI som satte opp fastpunkter til bevegelsesmålinger i 1982 (Hestnes, 2003), og senere av NGU (Blikra et al., 2006b). Lokaliteten er ikke befart i felt i sammenheng med denne oppgaven, men det finnes god dokumentasjon i NGU rapporter som benyttes (Henderson et al., 2007), og bilder og observasjoner fra Harald Ø. Eriksen. Kart over Storsteinen presentert i figur 74. To grenser for avsetninger er tegnet inn; den øverste er de godt synlige blokkene øverst under baksrenten, den nedre er basert på antydninger til blokkansamling med smilende form fra høyoppløselig DEM.

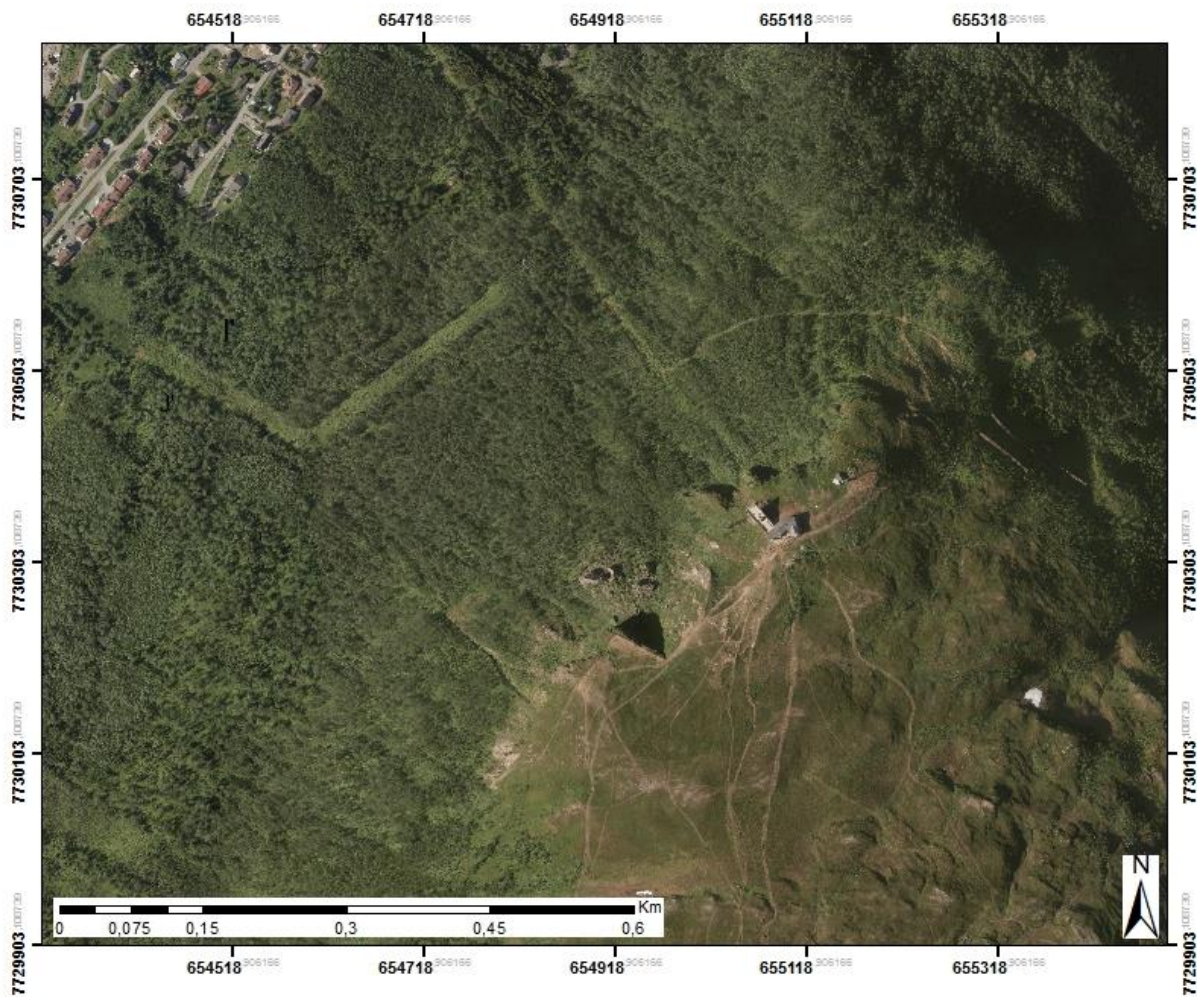


Figur 74. Kart over Storsteinen. Hvor grensen for bakkanten til Storsteinen ligger er usikker. Det er tegnet inn to avsetnings polygoner; ett for de øverste store steinene og ett lenger ned i skråningen basert på høyoppløselig DEM.

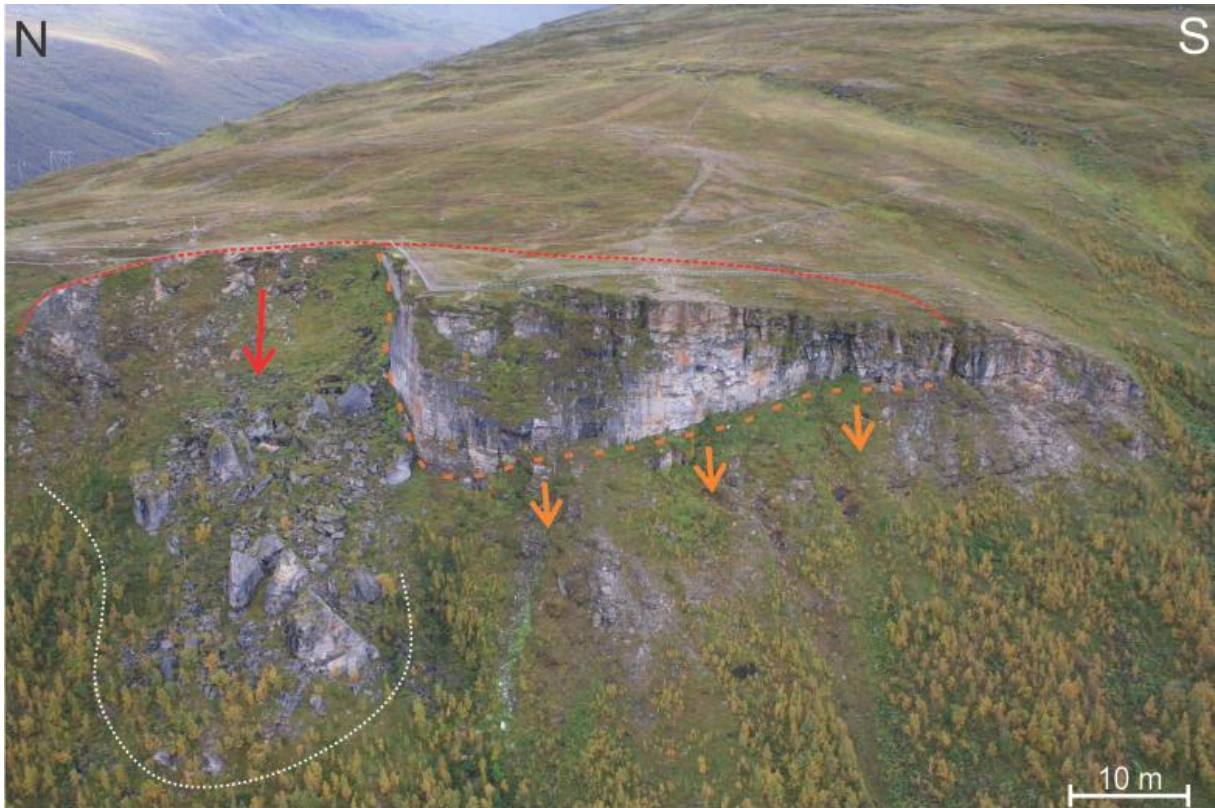
Morfologi

Denne lokaliteten består av en nordre del som har kollapset med avsetninger i skråningen, og en søndre del der en blokk med deformasjons strukturer er gjenværende (figur 75 og figur 76). Før kollapsen av den nordlige delen kan det antas at den sydlige blokken fortsatte mot nord til der fjellheisen er i dag. Avsetningene i skråningen består av flere store blokker, se figur 76. Høyoppløselig DEM tyder på at det ligger blokkete avsetninger lenger ned i skråningen. Skredkanten er omtrent 112m langt, som er litt kortere enn den antatte baksprekken til den gjenværende blokken. Storsteinen er avgrenset i nord og vest av en bratte skråninger. Skråningen mot nord skiller skredarret fra tidligere kollaps og Storsteinen. Baksprekken til Storsteinen er lite utviklet: Oppsprekking og en svak forsenking i bakkant av

nordveggen og sterk oppsprekking mot sør i vestveggen indikerer påbegynt utvikling. Figur 76 indikerer mulig baksprekk (rød stiplet linje) og tålinje (oransje prikket linje).



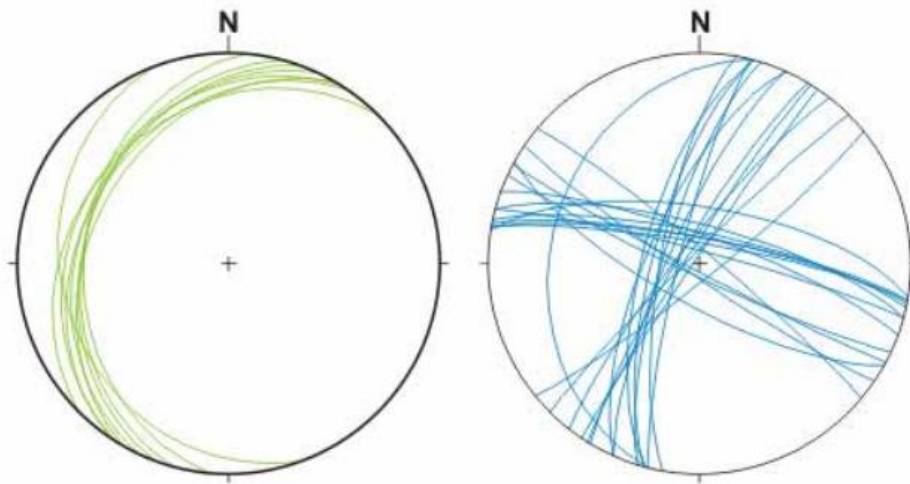
Figur 75. Flyfoto over Storsteinen. Foto: NorgeiBilder, 2016.



Figur 76. Storsteinen fra helikopter. Avsetninger og glideplan med piler som indikerer glideretning. Storsteinen som ligger igjen mot sør har antatt baksprekk og tålinje på foliasjon (samme glideplan som mot nord). Tegnforklaring i figur 13. Foto: I. Henderson, 2006 (NGU).

Strukturgeologi og litologi

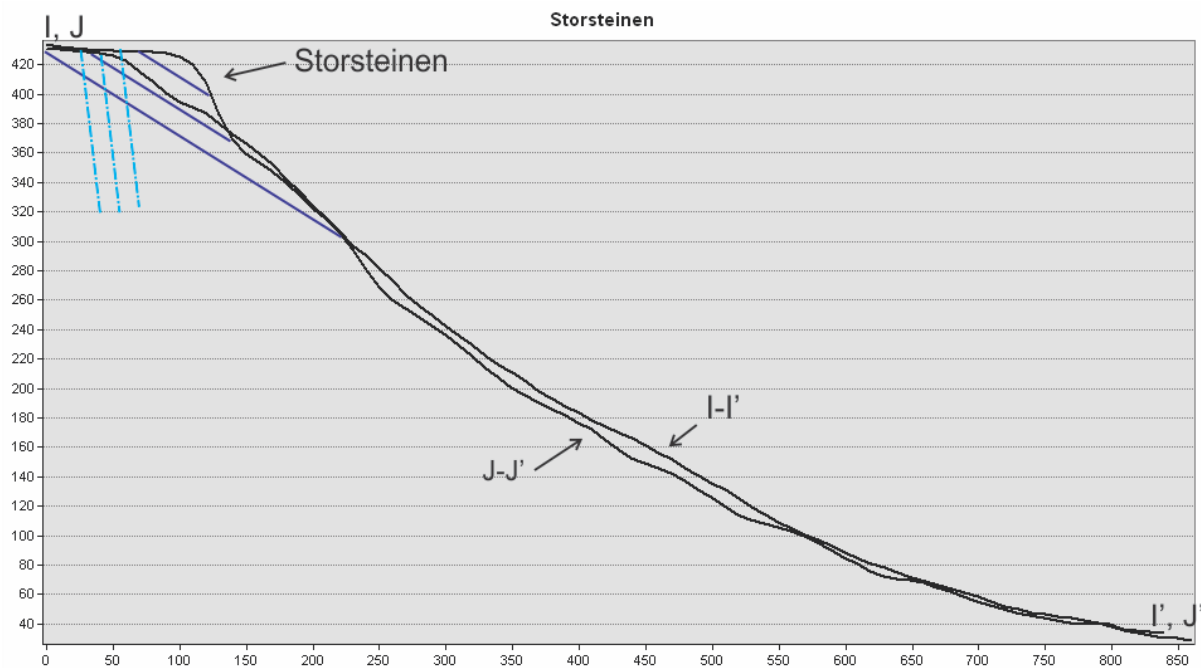
Litologien er en veksling mellom foliert kalspatmarmor med innslag av mafiske linser og glimmerskifergneis med øye og slirestruktur (Zwaan et al., 1998, Eriksen, 2011). Foliasjonen i området er varierende, men målinger fra NGU viser N-S orientert fjordhellende foliasjon (grønt i figur 77) som er parallell med glideplanet. To tydelige sprekkesett som krysser hverandre ortogonalt (blått i figur 77) kommer frem; ett parallell orientert med foliasjon, men brattere. NØ-SV sprekker danner forsenkingen og avgrensingen i bakkant av Storsteinen (figur 78) og den bratte vestveggen. Sett nummer to er steilt, ØSØ-VNV orientert og danner nordveggen til blant annet Storsteinen. Antatt glideplan for Storsteinen er foliasjon, og avgrensinger i sprekkesettene. Figur 79 sammenligner profillinjene I-I' og J-J'. NØ-SV strykende sprekkesett og foliasjon er tegnet inn.



Figur 77. Strukturdata ved Storsteinen fra NGU, grønt er foliasjon hellende mot fjorden, blått har to tydelige bruddsett; ett som stryker parallelt med foliasjon og ett sett som krysset vinkelrett og danner nordsiden av blokken. Begge sprekkesettene nær vertikale. Fra: Henderson et al. (2007)



Figur 78. Strukturer i bakkant av nordveggen på Storsteinen. Tegnforklaring i figur 13, grønt indikerer foliasjonsparallelt glideplan og svart pil peker mot en anelse forsinking i terrenget. Foto: modifisert etter A. Saintot, 2006 (NGU).



Figur 79. Profillinjer I-I' og J-J'. Ved å sammenligne disse kan vi tydelig se hvordan Storsteinen ligger på skråningsparallel foliasjon (mørkeblå streker). Lyseblått indikerer NØ-SV strykende sprekkesett som ses igjen i figur 78. Nede i skråningen ligger I-I' høyere enn J-J', dette kan indikere skredmasser fra tidligere skred

Bevegelse

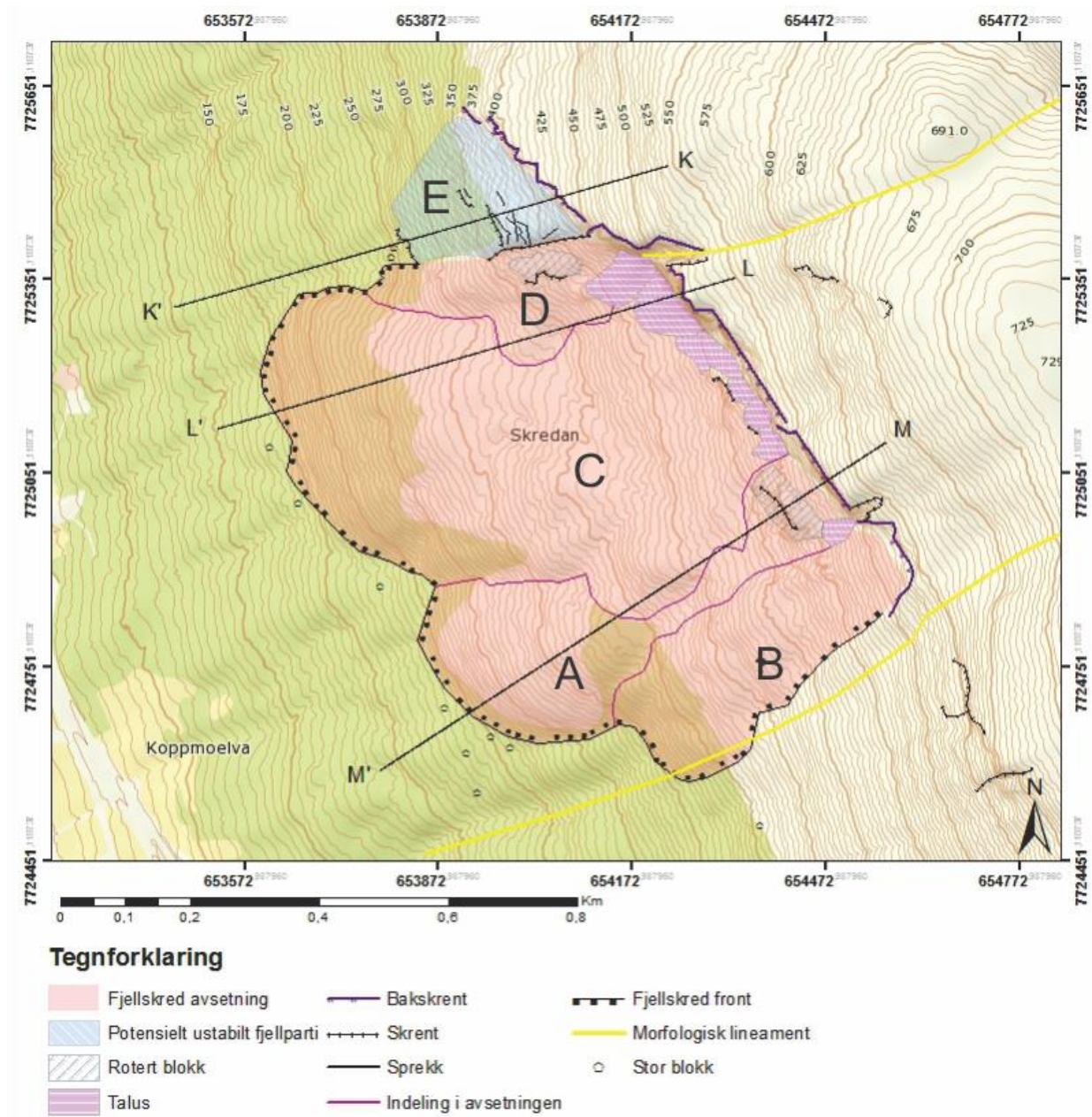
Strukturene i nordveggen til Storsteinen viser noe påbegynt tensjon, men lite aktivitet den siste tiden. Sprekker i nordsiden av blokken har begynt å propagere, men dør ut, mange av dem er også gjengrodd. Overflaten av Storsteinen viser ingen tegn til forsenkning eller sprekke dannelse. Dette er en lite utviklet baksprekk (Henderson et al., 2007). InSAR data indikerer heller ingen signifikant bevegelse. Hestnes (2003) skriver at målinger gjort fra 1982 til 2003 viser ingen særlig bevegelse da de er innenfor usikkerhetsgrensen.

Tolkning og oppsummering

Storsteinen er et ustabil fjellparti og skredavsetning som ligger over fjorden, lett synlig fra Tromsø sentrum. Den ustabile blokken er 200 m lang, 70m bred og 50 m tykk med bratte klippevegger mot vest og nord. Den nordlige klippeveggen avgrensner blokken mot et fjellparti som har kollapset som et steinskred ned skråningen mot fjorden. Avsetningene har stanset ved omtrent 130 moh. Foliasjonen er sub-parallel med skråningen, omtrent 195/30, ideelt som glideplan. Et bratt NNØ-SSV strykende sprekkesett kutter foliasjon og danner en baksprekk som observeres i den ustabile blokken. VNV-ØSØ strykende sprekkesett krysset først nevne sett ortogonalt og avgrensner Storsteinens nordside i form av en bratt klippevegg. Bevegelsesmekanisme for Storsteinen er planarutglidning. Storsteinen anses å være stabil.

4.2.12 Skredan

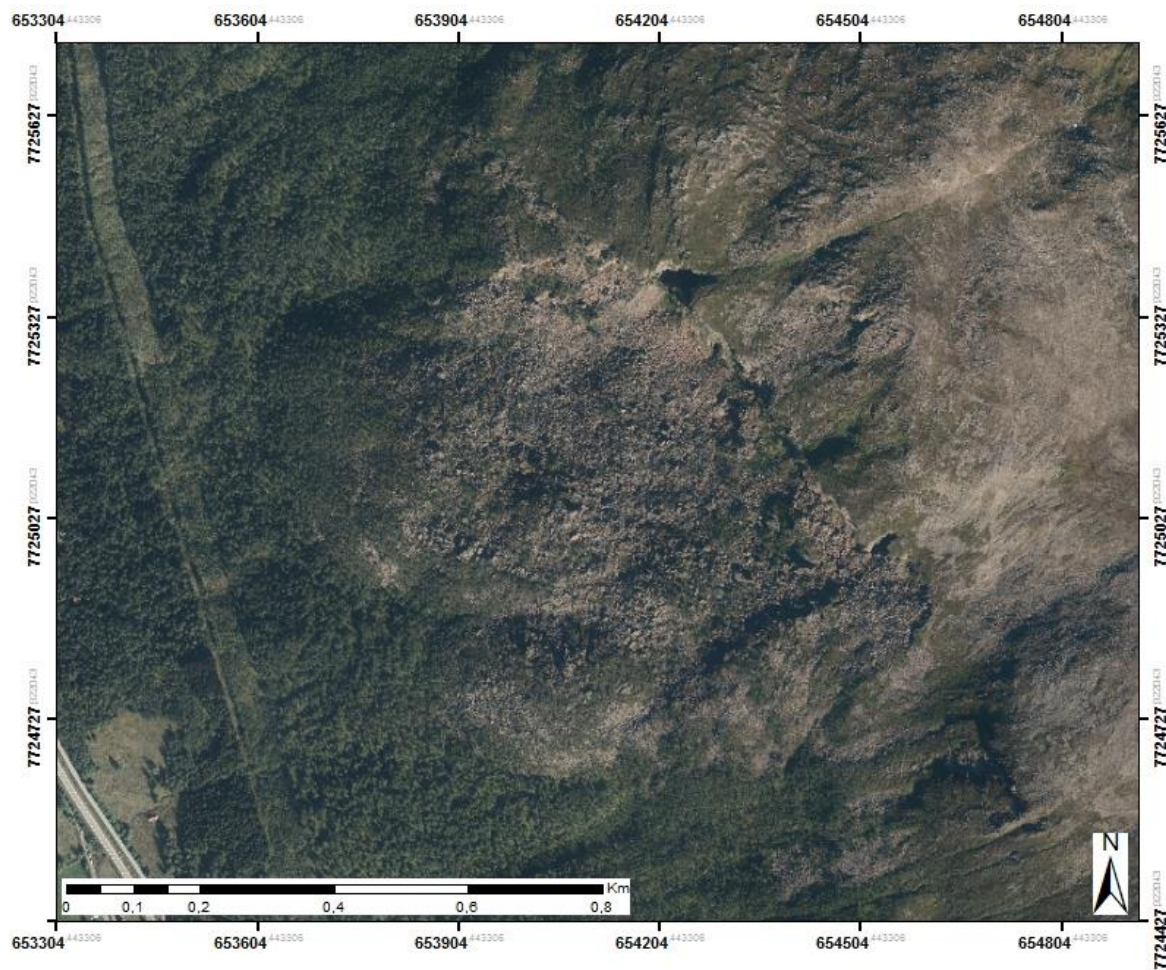
Skredan (~550 moh.) ligger sørvest-vendt noen km sør for Tromsøya og Storsteinen langs E8 (figur 11). Skredan er en stor fjellskred avsetning med et ustabil fjellparti som henger igjen på avsetningens nordside. Lokaliteten har vært observert av flere, men aldri detaljundersøkt før nå. NGU har markert det ustabile fjellpartiet på nordsiden i sin database over potensielle ustabile fjellskred. Denne lokaliteten har vært besøkt to ganger under feltarbeidet. Første gang med biveileder, Steffen Bergh, andre gang på helikopter befaring med NGU. Ellers har lokaliteten blitt kartlagt etter tilgjengelig kart og flybilder. Eirik Bjørklid gir en detaljert morfologisk og strukturgeologisk beskrivelse i sin masteroppgave. En håndfull bilder og utvekslet og litt strukturdata, samt enkle diskusjoner om lokaliteten. Hovedsakelig er beskrivelsen basert på egne data. For en mer detaljert analyse anbefales det å lese Bjørklid (under forberedelse). Kartet i figur 80 gir en oversikt over viktige elementer i Skredan, samt profillinjer.



Figur 80. Morfologisk kart over Skredan. Profilene K-K', L-L' og M-M' er vist i figur 82, figur 85 og figur 86. Delområde A, B, C, D og E er beskrevet under morfologi.

Morfologi

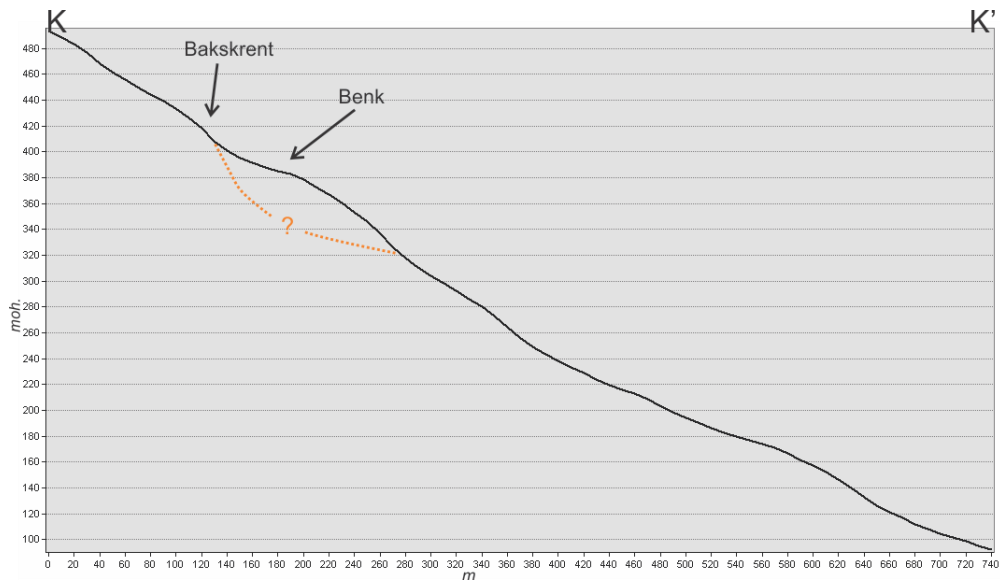
Skredan kan deles inn i to hoved deler: et potensielt ustabil fjellparti som står igjen som en benk i terrenget og skredavsetninger, henholdsvis blå og rød polygon i figur 80. Kartet er basert på flyfoto (se figur 81) og en høyoppløselig terrengmodell (0.25m).



Figur 81. Skredan fra fly. Foto: NorgeiBilder, 2016.

Det ustabile partiet som står igjen er omtrent 15 300 m² stort. Benken avgrensnes i bakkant av en nordvest-sørøst strykende baks Brent og lateralt mot sør en bratt skrent, vest-øst orientert. Skrenten markerer kontakten med de kollapsede avsetningene. Den nedre avgrensingen er mer uklar, terrenget i blokken heller bratt vestover mot fjorden for så å slake ut litt, se profil i figur 82. Bratte skrenter med sub-horisontale foliasjonssprekker, hellende mot vest er observert i felt, som indikerer en mulig nedre grense. Sprekkene er åpne med oppkjust materiale og blokken som danner oversiden av sprekkene har et lite overheng på 30-40 cm.

Deformasjonen av benken øker fra nord til sør og størst nærmest skrenten mot skredavsetningene (figur 83). Mot nord er benken preget av utraste blokker og løsmasser og kort nedglidning fra baks Brenten, 1-5 m vertikalt. Mot sør er det åpne tensjonssprekker som blir bredere nærmere sørs Brenten. Sørs Brenten er omtrent 7-10 m høy og fungerer som en glimrende blotning av berggrunnen i vest-øst retning.



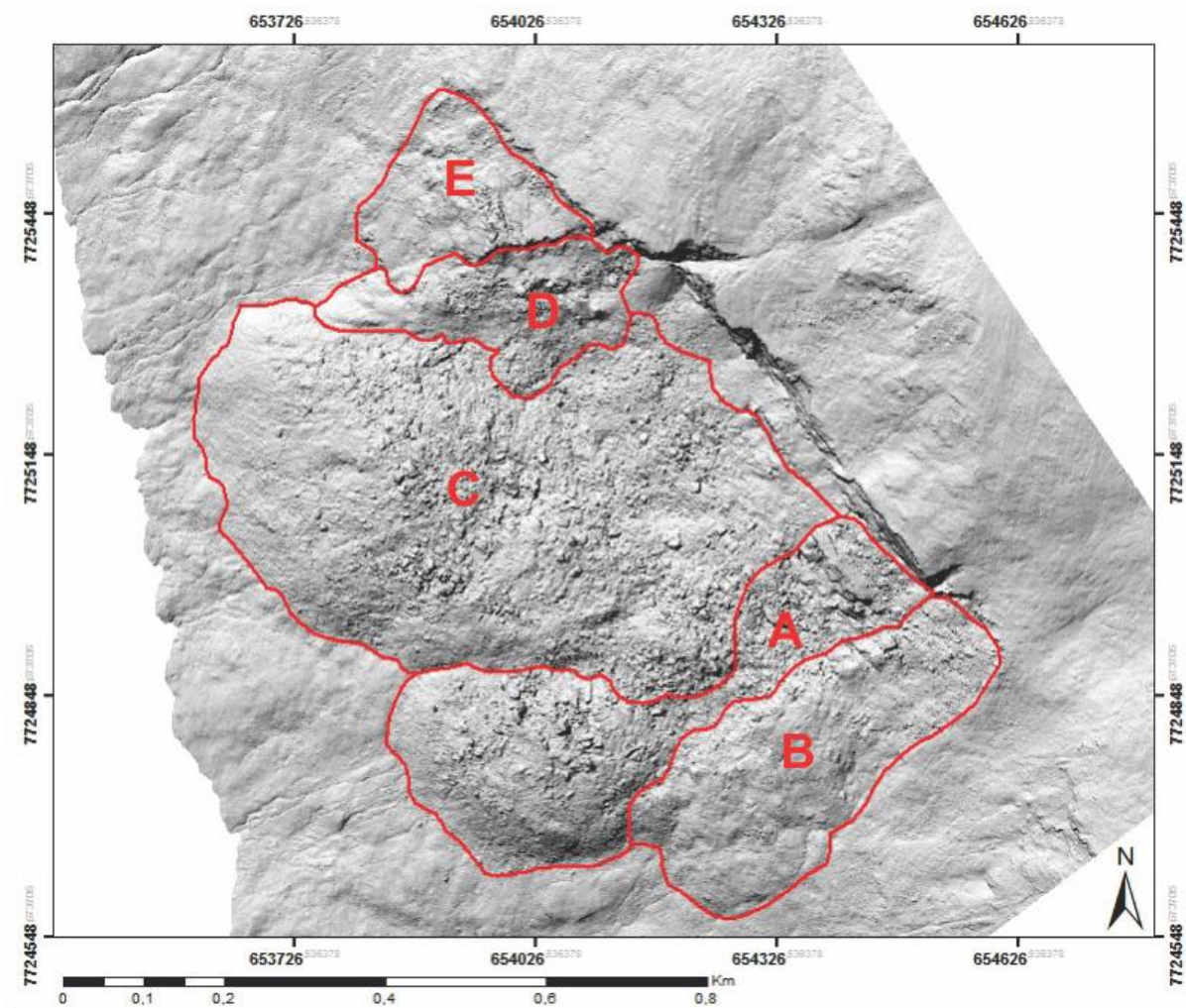
Figur 82. Profilinje K-K' i figur 80. Indikerer hvordan terrenget så ut før skredhendelsene. Oransje stiplet linje viser en mulig avgrensning i den ustabile benken ved Skredan.



Figur 83. Ustabilt fjellparti ved Skredan. Vest-øst strykende sprekkeseett avgrenset partiet i en skrent i bunn av bildet. Sprekkeseett i NØ-SV og NV-SØ retning har åpnet flere store sprekker (piler) i den ustabile blokken. Foto: Eirik Bjørklid, modifisert til oppgaven

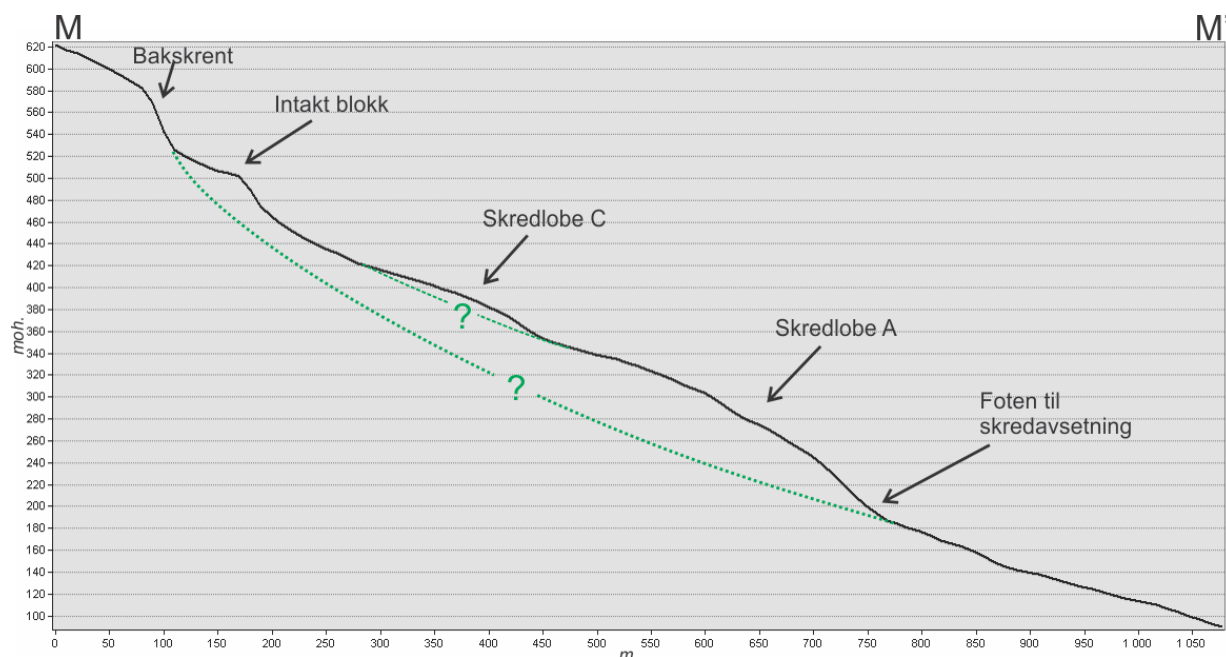
Skredmassene dekker totalt et areal på 500 000 m². Skredavsetningen er avgrenset i bakkant av en nordvest-sørøst strykende klippvegg, omtrent 70°-90° bratt mot vest og fra 20-90 m høy. Bakskrenten blir høyere mot nord og på det høyeste der den møter SV-NØ orientert lineament. Flere resultat av skredhendelser kan indentifiseres i fjellskredavsetningen.

Lobene overlapper hverandre og danner basis for kronologien (figur 84). Tidligste avsetning er i sør og seneste er i nord, mot den ustabile benken.



Figur 84. Inndeling av Skredan fjellskred avsetning i kronologisk rekkefølge A-D. E er intakt, ustabil fjellparti.

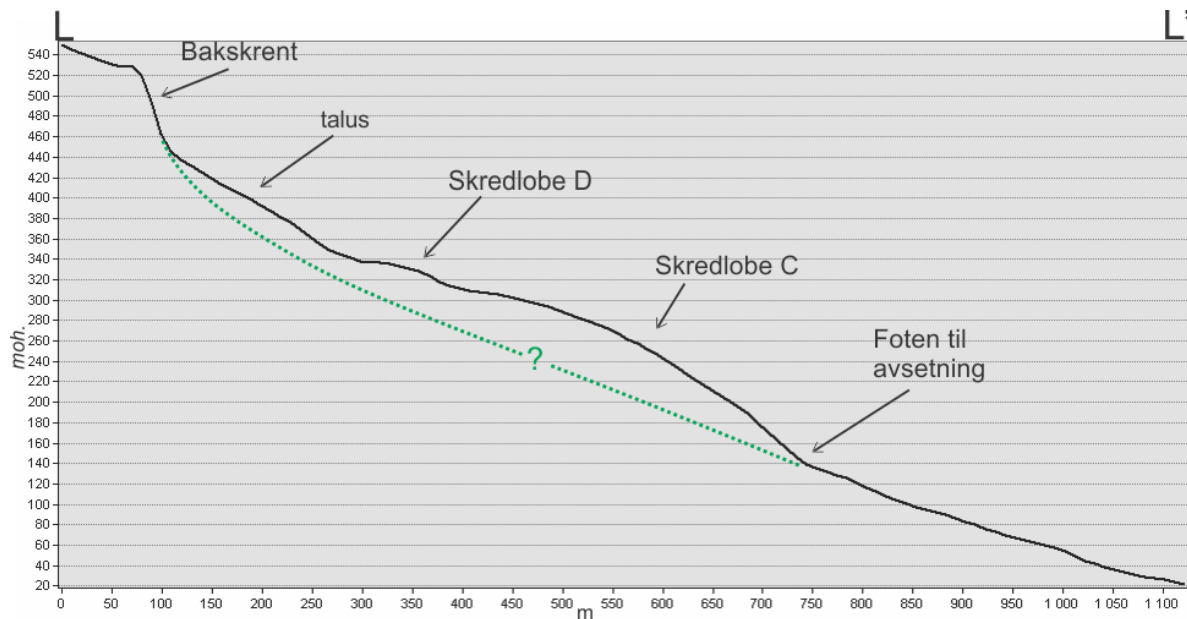
Del A er preget av store blokker fra midtpartiet til baksrenten. Nær i baksrenten ligger en intakt blokk som har rotert bakover. Blokkens overflate har fortsatt vegetasjonsdekke. Fronten av loben er bratt med en markant overgang til omliggende terreng, se profilinje M-M' i figur 85. Avgrensning til B er markert av et kileformet arr i baksprekken som kan følges ned i avsetningene til en rygg med store blokker. Ryggen avtar og går over i en forsenkning mellom A og B mot foten av avsetningene. C ligger over fra nordvest. Skillet er en forsenkning mot foten av avsetningene også her, og tunge som ligger over eldre avsetninger der hvor A er smalest.



Figur 85. Profilinje M-M' i figur 80. Legg merke til platået som er en intakt blokk rotert bakover. Grønne linjer indikerer mulig mektighet.

Skredlobe B har ikke like mye oppknuste løsmasser som de andre delene av skredet. Dette gir et inntrykk av mer intakt fjell. Det er fortsatt et område med store blokker nærmest bakskrenten. Bakskrenten endrer retning fra å stryke NV-SV til SV-NØ for så å forsvinne i terrenget. Skredlobe B har flere og gjennomsnittlig større blokker enn det som ligger utenfor skredområdet. Mot foten og den sørlig grensen av B er blokkene mindre enn i øvre del.

Skredlobe C er størst og regnes som den mest dramatiske hendelsen. Denne delen har en liten tunge som har beveget seg sørover og over skredlobe A. Dette kan ses i profilet i figur 85 som en forhøyning. Overgangen fra omliggende terreng i vest til loben er markant brattere. Profilet L-L' i figur 86 viser en bratt bakskrent og hvordan karakteren til lobens overflate endrer seg fra øst til vest. En bratt bakskrent følges av et jevnt og slakere parti med mindre størrelse blokker, dette regnes som avsetninger fra steinsprang aktivitet i senere tid. En forhøyning i profilet der skredlobe D har rast og krysser profilet før hoveddelen av lobe C bratner til mot foten. De største blokkene ligger sentralt i skredmassene, store som hus. Denne skredhendelsen er sannsynlig avgrenset av et storskala lineament mot nord som er tydelig markert i terrenget (figur 80). Lineamentet danner et gjel i bakskrenten og nordlig avgrensning av fjellskredavsetningene.



Figur 86. Profilinje L-L' i figur 80. Bratt bakskrent med talus nedenfor. Tydelig overgang fra skredfront til omliggende terreng. Grønn stipt linje indikerer mulig mektighet på avsetning.

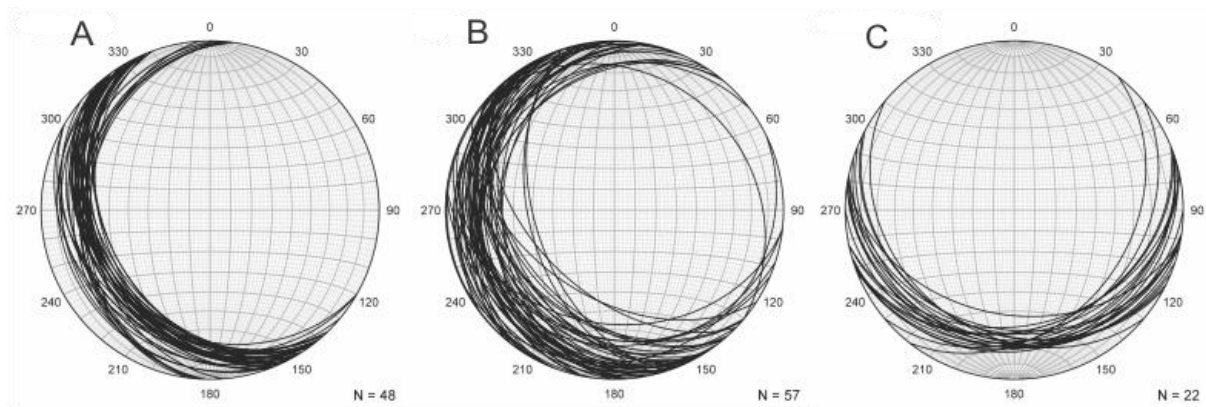
Lobe D har kollapset over skredlobe D. Skredlobene A, B og C har beveget seg mot vest og sørvest, mens D sannsynlig har kollapset som en egen hendelse mot sør etter lobe C. Massene her består av en intakt blokk med vegetasjon, samt flere store løse blokker. Den intakte blokken har sprekker som kan sammenlignes med tesnjonssprekkene i den ustabile benken.

Strukturgeologi og litologi

Litologien ved Skredan er todelt, baksprekken og kildeområdet er foliert glimmergneis med bånd av amfibolitt. Lenger ned i terrenget mot fjorden er det hornblendegneis (Zwaan et al., 1998). Berggrunnen er sterkt påvirket av duktil deformasjon som folder, vekselvis bånding og boudiner. Dette gir varierte foliasjonsmålinger. Strukturmålinger ble gjort begge dager denne lokaliteten ble besøkt i felt, hovedsakelig fra området på og rundt den ustabile blokken.

Foliasjonsmålingene varierer fra sub-horisontal til bratt, der 44° er den bratteste målingen og 8° den slakeste (figur 87). Et representativt snitt av foliasjonen i bakskrenten er omtrent 150/30. Ved den ustabile benken er målingene litt mer variable: fra 130/15 til 180/25. I antatt fast fjell på nordsiden av bakskrenten er foliasjonen generelt vendt mot sør i et fall på omtrent 25° .

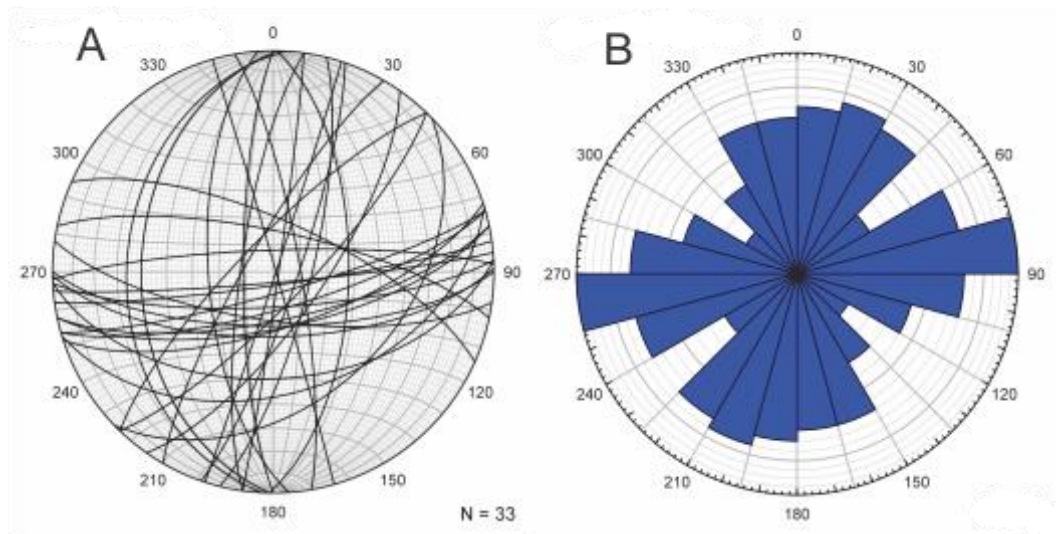
Foliasjon ved Skredan



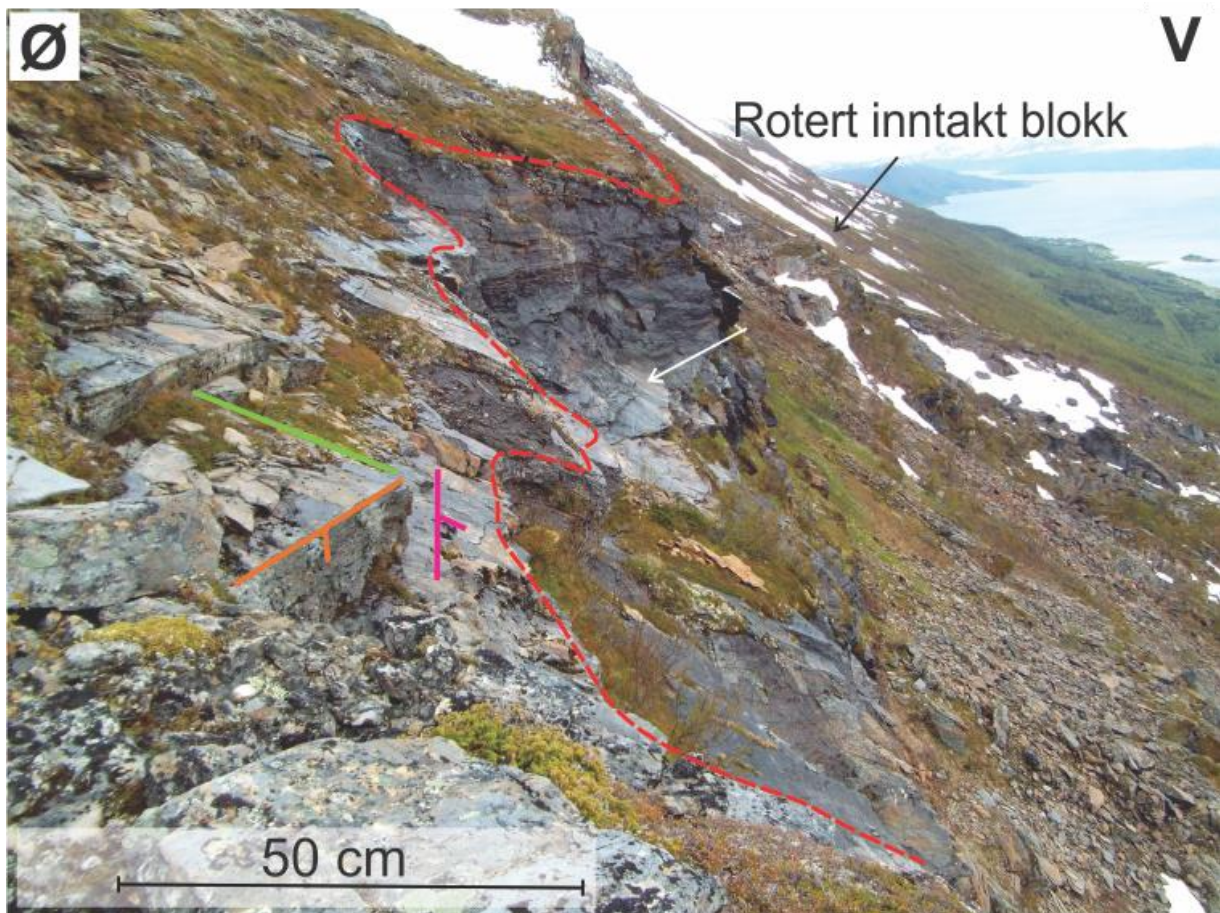
Figur 87. Foliasjon ved tre ulike målepunkter ved Skredan. A) målinger fra bakskrenten til skredmassene, B) foliasjon i den ustabile fjellsiden, C) målinger fra fast fjell nord for fjellskredet. Målinger er innhentet i felt og supplert med Eirik Bjørklid sine.

Tre sprekkesett dominerer ved Skredan slik presentert i stereonett og rosedigram i figur 88. Stereogram med storsirkler (A) fremhever vest-østlig (~85/72) og nord-sør (omtrent 15/75 og 345/70) gående sprekkesett fra en blotning ved den ustabile fjellsidens antatt nedre avgrensing. Rosediagrammet viser det mest dominerende sprekkesettet i vest-østlig retning med litt variasjon. Variasjonene danner kileformer som kan observeres i småskala, og storskala i baksprekken (figur 89). Vest-øst orienterte sprekkesett kan korreleres med storskala lineamenter som krysser i og utenfor skredet. I felt er det observert svært finkornet og oppknuet materialet i sammenheng med lineamentet, dette kan indikere forkastningsbevegelse i lineamentet, antakelig i mesozoikum (Indrevær et al., 2013). NV-SØ og NØ-SV strykende sprekkesett kommer også godt frem i rosedigrammet. Bakskrenten har en NV-SØ retning og krysser vest-øst strykende sprekkesett ortogonalt. Sprekkesettene krysser hverandre som tensjonssprekker i det ustabile fjellpartiet, se figur 83.

Sprekkesett ved Skredan



Figur 88. Sprekkesett ved Skredan: A) Sprekkemålinger i antatt nedre grense for det ustabile fjellpartiet. Sprekkesett vest-øst og nord-sør kommer frem. B) Rosediagram med samtlige målinger, baksprekken og ved nedre grense til den ustabile benken. VSV-ØSØ strykende sprekker, og variasjoner fra NØ-SV til NV-SØ. Målinger er innhentet i felt og supplert med Eirik Bjørklid sine.



Figur 89. Strukturer i baksprekken ved Skredan. Strukturer i grønt og oransje er ortogonale sprekkesett som kutter foliasjon (rosa). Hvit pil indikerer foliasjonsplanet som kuttes av den bratte baksprekken. Baksprekken spiser seg inn i fjellet i en kileform. I bakgrunnen ligger rotert blokk fra skredlobe A. Foto: Eirik Bjørklid, modifisert til oppgaven.

Tolkning og oppsummering

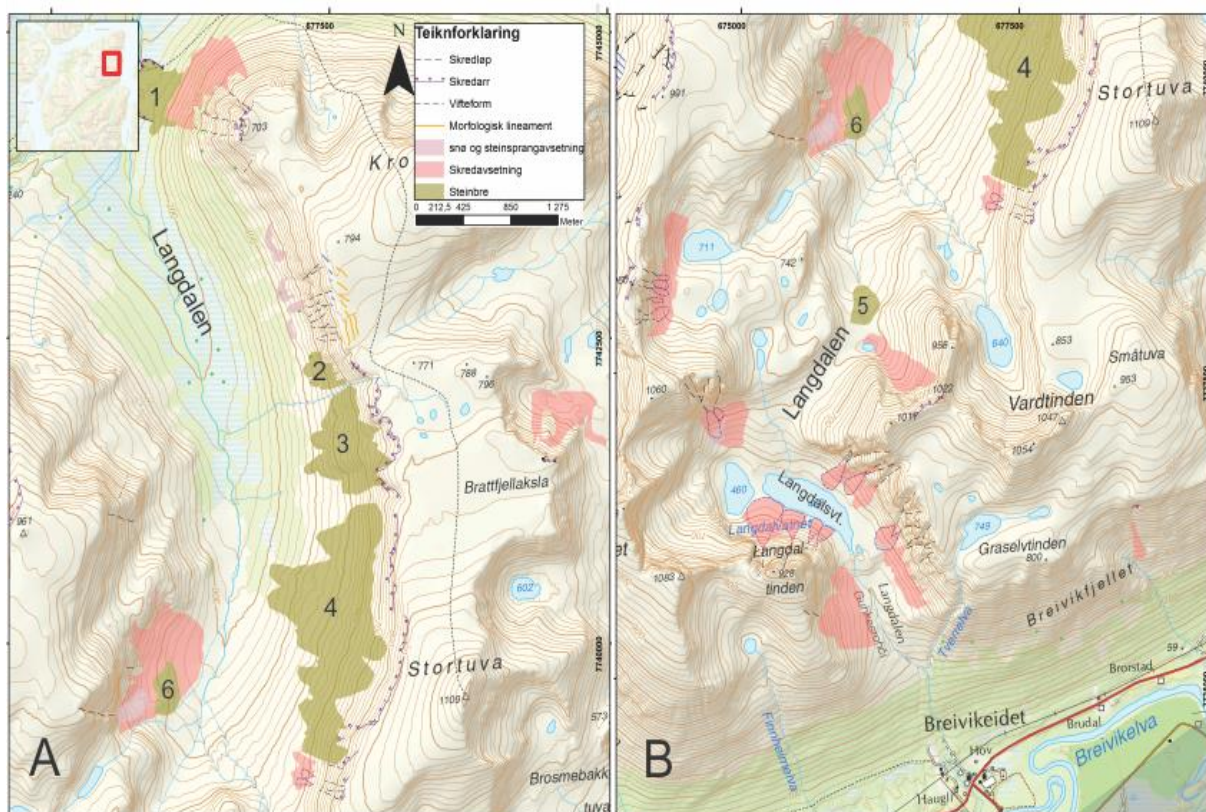
Skredan er en lokalitet med flere store fjellskredavsetninger og et ustabil fjellparti som står igjen like over E8 hovedinnfartsvei til Tromsø. Avsetningene deles inn i flere hendelser som antyder en propagerende kollaps fra sør mot nord, der den nordligste delen ikke ennå har kollapset. Den største enkelthendelsen dekker et areal på omtrent 300 000 m² og området til sammen dekker omtrent 550 000 m². Strukturmålinger og observasjoner i felt viser foliasjon som er fjordhellende, varierende mellom 8° og 44°. Sprekkesett danner tre dominerende sprekkesett: VSV-ØVØ, NØ-SV og NV-SØ.

Laterale avgrensinger av skredet er NØ-SV strykende sprekkesett og storskala lineament som krysser skredlokaliteten. Bakscrenten er bratte sprekker som danner en høy klippevegg. Klippeveggen og tilhørende sprekkesett kutter foliasjonen. Et mulig glideplan er foliasjon som kuttes av sprø NV-SØ strykende forkastninger og danner trappetrinns geometri.

4.2.13 Langdalen (Gaute Sandnes)

Langdalen er en nordøst til nordvest orientert dal som lett kan nås fra Snarbyeidet (figur 11). Dalen inneholder mange interessante skredderiverte landformer. Den største samlingen av landformer ligger nord i Langdalen der den fortsatt er bred. Her er det store steinbreer, og skredavsetninger med ulik opprinnelses- og avsetningsform. Materialet steinbreene består av har opphav i toppen av dalsidene der det er en stedvis godt utvikla bakscrent. Det er mange raviner, nedsunkne benker, erosjonskanaler og baksprekker over hele dalen. Sør i Langdalen, ved Langdalsvatnet, er fjellsidene preget av steinsprang og snøskredavsetninger fra bratte skredrenner som danner vifteformer.

Langedalen er observert fra flybilder og i felt. Det er ingen tidligere data tilgjengelig for dette området annet enn løsmassekart fra NGU og tidligere regionale kart, som Andersen (1968). Feltobservasjoner er gjort toppen av fjellet på motsatt side av dalen, mot vest, og strukturmålinger i fast fjell på fjellet over skråningen mellom Kronstadvjellet (steinbre 1, figur 90A) og steinbreer 2 – 3.



Figur 90. Oversikt over skredderiverte avsetninger i Langdalen. A) Nordre Langdalen med sine store steinbreer og protalus ramparts B) Sørliche delen av Langdalen. Steinsprangavsetninger med skredrenner som kjeldeområde.

Steinbreer

Det som gjør steinbreene i Langdalen interessante er deres geografiske beliggenhet. De ligger vestvendte, godt under permafrostgrensa i regionen. Dagens aktivitet i steinbreene er målt med InSAR, se under. Her vil hver av de seks kartlagte steinbreene bli beskrevet og deltolket.

Steinbre 1

Helt nordaust i utgangen av Langdalen, figur 90A, ligger det en stor fjellskredavsetning som viser tegn til steinbre deformasjon. Denne lokaliteten er nærmere beskrevet i kapitlet om Kronstadvjellet.

Steinbre 2

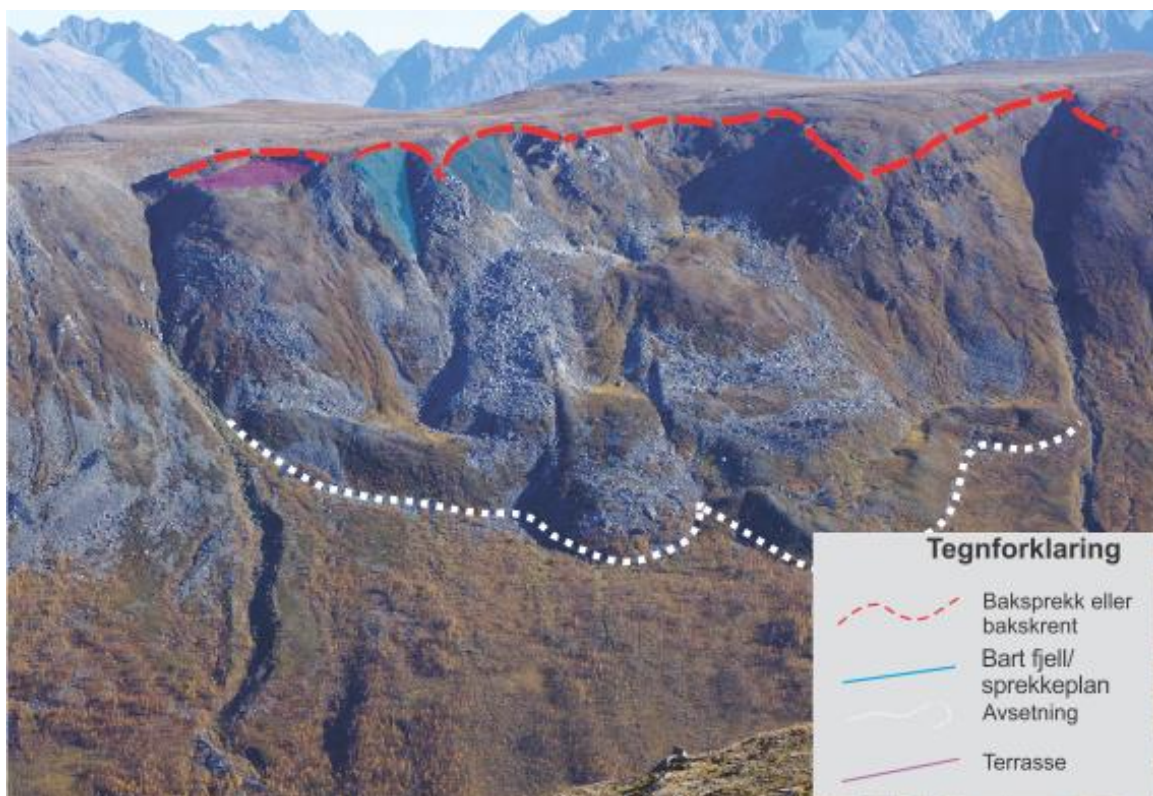
Steinbre 2 ligger vestvendt, mellom 400 moh. og 600 moh. (figur 90A). Kildeområdet er skråningen ovenfor, som er preget av dype skredrenner. Mektigheten på avsetninga er størst i nord og avtar mot sør, i likhet med brattheten på skråningen ovenfor. Denne steinbreen har indikasjoner på å være en steinbre eller tre mindre protalus ramparts. Den har lik

halvmåne form som i avsetningens tå, som de nordligere rampart formene. Høyere opp mot skråningen er avsetningen lobeformet. På overflata av avsetninga er det flere skredrenner med laterale leveer. Avsetninga er tolka til å være en steinbre videreutviklet fra en protalus rampart.

Steinbre 3

Den mest markante av steinbreene i Langdalen ligger vestvendt og mellom 380moh og 700moh (figur 90A). Baksrenten er 800 m lang i kryssende nordøst, nordvest kileformer. Helning mot toppen er 30°-45°. Avsetningen har et areal på 310 000 m², og består av alt fra blokker til grus, men med blokker som det dominerende i overflata. Figur 91 viser et foto over steinbreen med indikerte avgrensinger og baks Brent.

Avsetningen er tolket til være en fjellskredavsetning som har utviklet seg til en steinbre.



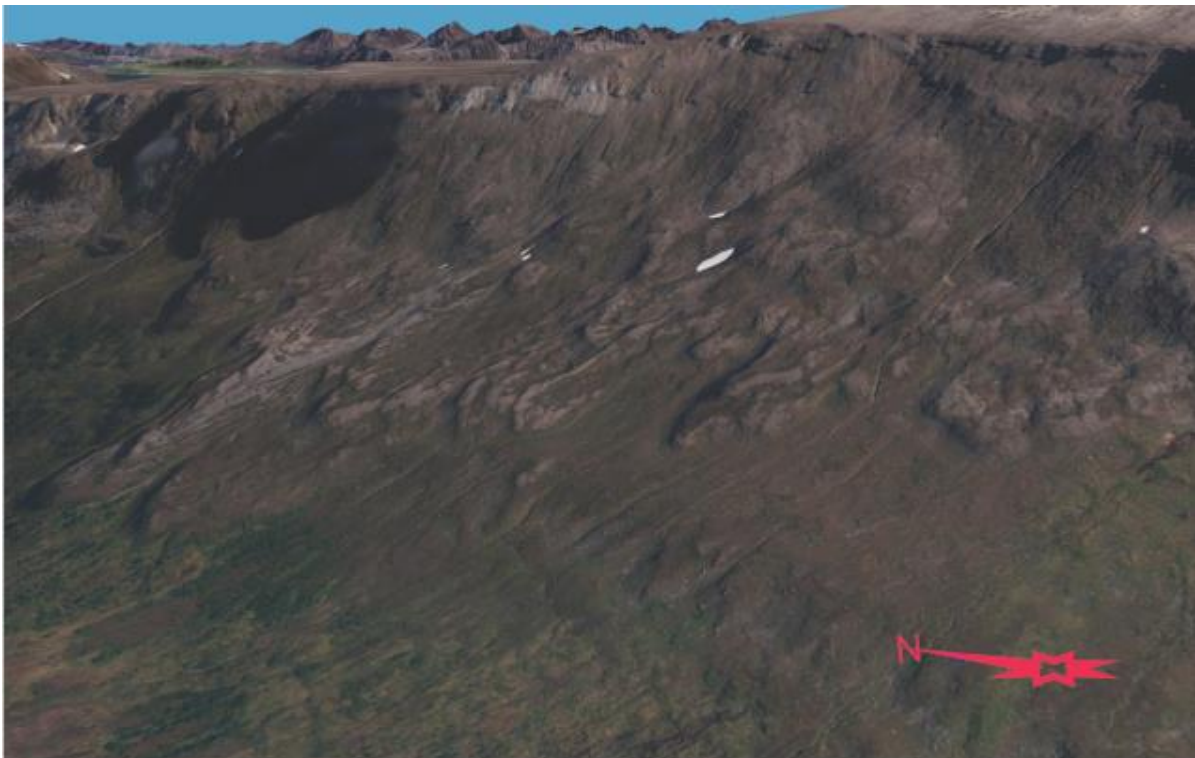
Figur 91. Steinbre 3. plan markert med blått er potensielt glideplan for utrasing (styrende for kileutglidning). Bilde tatt mot øst. Foto: Sandnes (2017).

Steinbre 4

Dette er den landformen som er størst i utstrekning i Langdalen (figur 90A). Den ligger vestvendt og strekker seg fra 320 moh. til 800 moh. på det høyeste. Den dekker omtrent 1,1

km² av den vestvendte Langedalsiden. Den er sammensatt av flere mindre tunger med tydelige transverse rygger og forsenkninger. Steinbreen har et mer «klumpete» utseende mot øvre del av dalsiden. Tungen som strekker seg lengst mot dalbunnen er dominert av større blokker og danner en strømlinjeformet avsetning (figur 92). Ellers er overflaten preget av tynt vegetasjonsdekke med krypprosesser og spredte blokker. Her er det ingen framtreddende skredarr i dalsida, men heller et sammenhengende klippebånd langs toppen. Formen på kildeområdet antyder at det kan være et aktivt steinsprang område, det er få tegn til at det kan eller har rast ut større masser her.

Mangelen på et markant skredarr, formen på avsetningen og krypprosesser i dalsiden indikerer at opphavet til massene kommer av steinsprang, løsmasseskred og snøskred.



Figur 92. Bilde av steinbre 4 henta fra Norgei3d. Det er tydelig at kildeområdet for denne og steinbre 3 har ulike karakterer. Etter Sandnes (2017).

Steinbre 5

Denne landformen (figur 90B) har ut fra relieff, plassering i landskapet og morfologisk utseende opphav i morenemateriale. Avsetninga ligger i dalbotnen på det smaleste partiet i Langdalen og har rygger som kobler det sammen med en botn i sørøst. Avsetninga har mye deformasjonsrygger, som gjør at den er tolket til å være en steinbre.

Steinbre 6

Steinbreen ligger østvendt, mellom 360moh og 420moh (figur 90A). Formen på avsetningen er jevn i front men har en kaotisk overflateform i bakkant. Halve fronten er godt dekket av løsmasser, mens resten er lett vegetert. Ovenfor den antatte steinbreen ligger en protalus rampart som har kjeldeområde i et bratt skredløp som også kan ha vært kildeområdet til steinbreen. I overkant og omkring begge avsetningene er det en bred talus. Denne er tolket til en overgangsform mellom en steinbre, randmorene og en større protalus rampart.

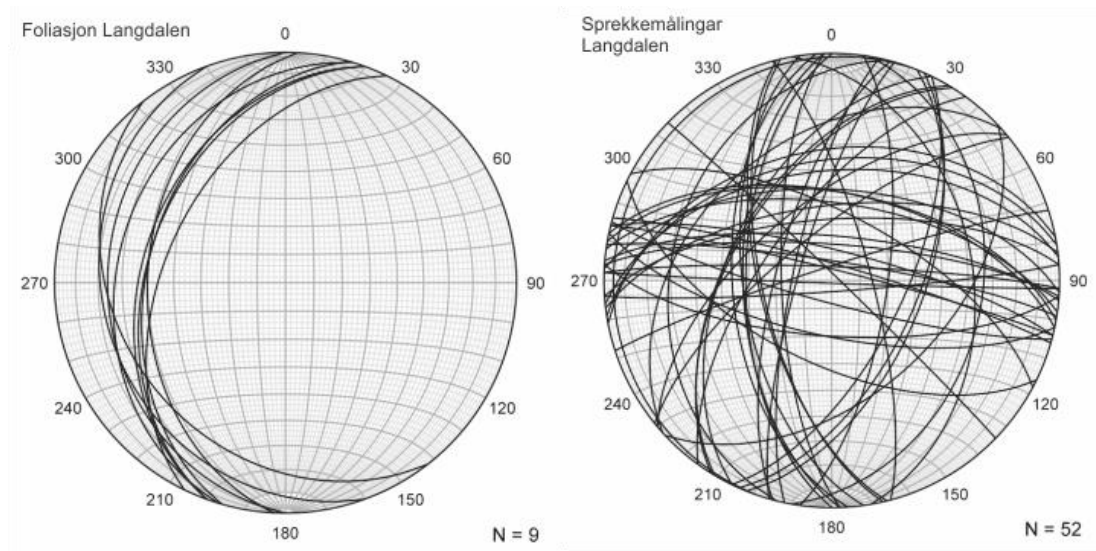
Protalus ramparts

Vollene, bratte på innsiden og utsiden, bestående av skredmateriale som ligger mellom steinbre 1 og 2 (figur 90A) er tolka til å være protalus rampart avsetninger. I disse avsetningene er det ikke tegn til indre deformasjon. For at protalus ramparts skal dannes må det ligge snø bak vollene slik at skredmateriale kan avsettes i fremkant av snøen og bygge opp en voll (Ballantyne og Kirkbride, 1986). Det er ikke observert snø bak vollene, som kan bety at vollene ikke lenger vokser. Vegetasjonen er og en indikasjon på inaktivitet i rampeformene. Kildeområdet for disse avsetningene er preget av skredrenner. Ovenfor rennene er det nedsunkne benker med baksprekk orientert nord-sør med fall på om lag 55° mot vest. Denne lokaliteten er tolka som inaktive protalus ramparts.

Strukturgeologi og litologi

Dalbunnen er dekket av tykke løsmasser. Bergarten i dalsidene er foliert glimmergneis, -skifer, metasandstein og amfibolitt. Strukturmålinger av foliasjon gir et strøk og fall som er kan sammenlignes med resten av området, et fall på omtrent 30° mot vest (figur 93). Sprekkesett er steile N-S og Ø-V orienterte. Krysningen av disse kan danne kileutglidning i baksskrenten (figur 93). Skredrenner med kileform kan bekrefte at denne formen er tilstede langs dalsiden, se figur 94.

Steinbre 3: Langs baksskrenten kan en se to tydelige sprekkeplan med strøk ØSØ med fall på 40°-50°. Dette sprekkeplanet er tolket til å være et potensielt glideplan og det styrende for en kileutglidning sammen med sprekkesettet som går nord-sør med fall på omkring 60°.



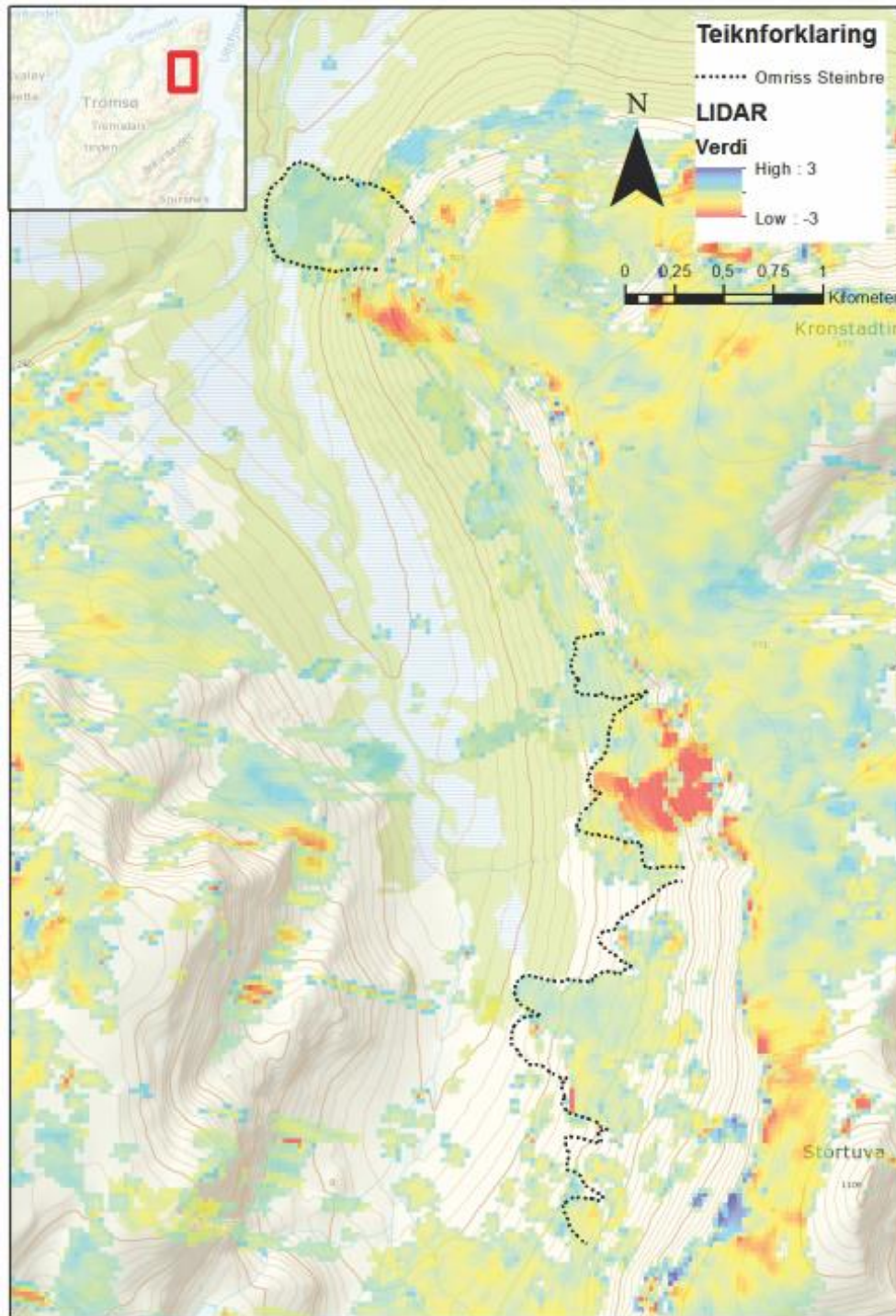
Figur 93. Stereonettet til venstre viser måler av foliasjon innhentet på platået mellom Kronstadjellet og Stortuva. Til høyre er det målinger av sprekkesett fra det same platået. Sprekemålingene viser sprekkesett som kan virke sammen til utglidning.



Figur 94: Panoramabilde av dalsiden nord i Langdalen tatt mot øst. Her ser en fra venstre steinbre 1,2, og 3. Samt snø og steinsprangavsetninger (protalus rampart) i senter av bildet.

Bevegelse

Figur 95 viser InSAR data for Langdalen. Det er indikert bevegelser i avsetningene som er steinbre 3. Disse målingene er kun av overflata, så om det også er indre deformasjon og ikke bare kryp, er ikke sikkert.



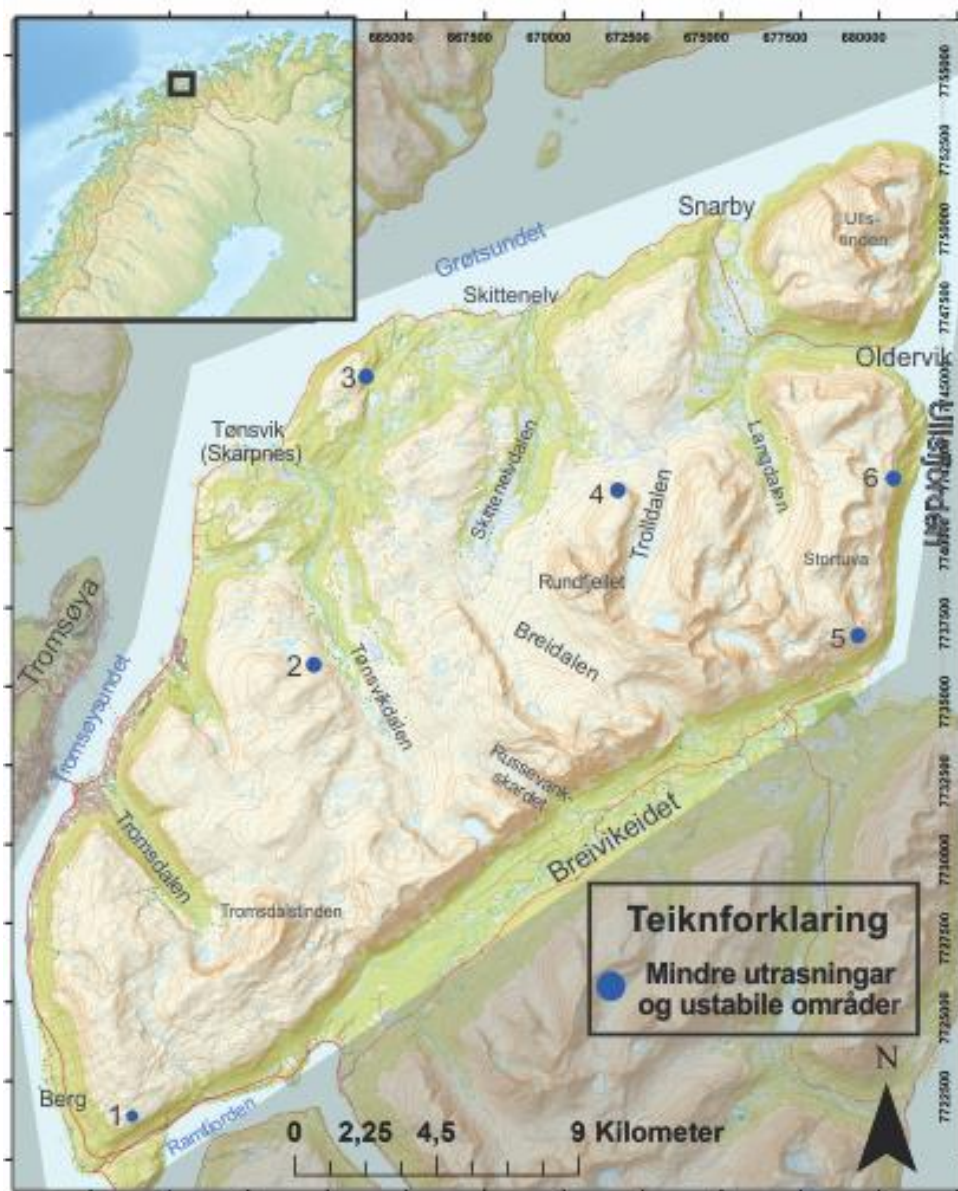
Figur 95. InSAR data over Langdalen med omriss av steinbre 1-4. Dette indikerer mulig bevegelse i steinbreene men og krypprosesser i løsmassedecket i dalen. Noen av området med høy verdi passer godt overens med avgrensinga til steinbreene, men og områder der det er tegn til krypprosesser i overflata.

Tolkning og oppsummering

Langdalen er et område med mange skredrelaterte landformer. I den nordlige delen er det flere store avsetninger i vestsiden av dalen. Disse har form av steinbreer og protalus ramparts i vestsiden, og er danna av større og mindre skred. Steinbre 1 og 3 er tolket til å ha opphav i fjellskred der foliasjon og sprekkesett har vært styrende for utgliding. De mindre protalus rampartformene samt steinbre 2 har opphav i mindre skred og steinsprang avgrensa av konjugerende Ø-V rettede sprekkesett som danner skredløpene i overkant av avsetningene. I overkant av disse skredløpa er det flere ustabile nedsunkne benker som er avgrensa av NNV-SSA orienterte lineament. Steinbre 4 er av mer ubestemmelig opphav, men det er tydelig en del mindre skredmateriale i avsetningen. Den eneste steinbreen og protalus rampartformen på vestsida av dalen har opphav i steinsprang med kilde i et dypt og tydelig skredløp styrt av SV-NØ og Ø-V orienterte sprekkesett. Den sørlige delen av Langdalen består av mange tydelige skredløp som munner ut i tydelige steinsprangvifter, her er det ikke observert større skred eller ustabile fjellparti.

4.3 Andre interessepunkt (Gaute Sandnes)

Det er observert flere lokaliteter av interesse i form av mindre utrasinger eller potensielle ustabile fjellpartier som ikke er detaljbeskrevet (lilla prikker i figur 11 og figur 96). Ettersom arbeidsmengden med de tidligere lokalitetene er stor har det ikke vært tid til å detaljkartlegge alle. Likevel tas disse med for å gi et helhetlig inntrykk av studieområdet og fylle skreddatabasen. Beskrivelsene er kortfattede med lokasjon, himmelretning og enkle observasjoner fra NorgeiBilder



Figur 96. Kart over mindre utrasingar. Nummerering er nytta til henvisning i teksten.

4.3.1 Svartbergan

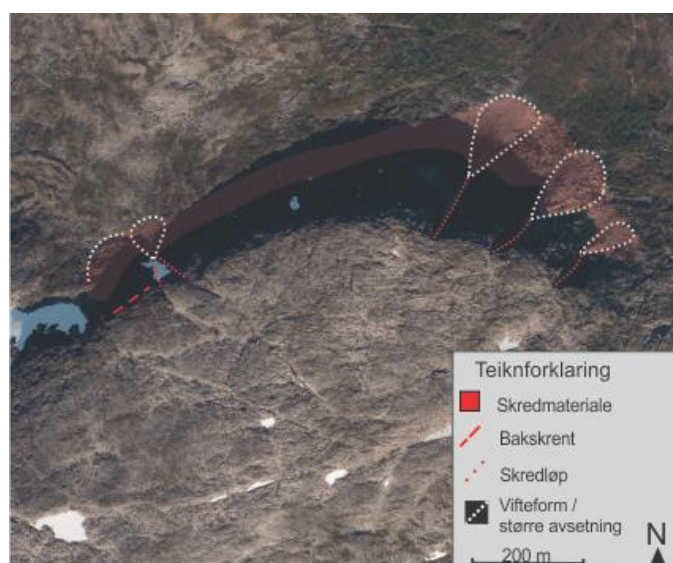
Svartbergan er punkt 14 i figur 11 og tabell 2 og punkt 1 i figur 96. Klippen ligger NNV for Hundsbergan hvor det er observert et tydelig skredarr orientert mot SSØ med steinskred avsetninger (**Error! Reference source not found.**). Dette skredet er lett synlig fra veg E8 Foliasjonen heller svakt mot nordvest (Zwaan et al., 1998). Det er vanskelig å bestemme noe presist om bevegelsesmekanisme ut fra flybilletter. Men et tilsynelatende plant og jevnt skredarr kan tyde på utglidning på et bratt NA-SV orientert sprekkesett.



Figur 97. Flyfoto med skisse over bakskrent og avsetning til skredet ved Svartbergan. Foto: NorgeiBilder.

4.3.2 Blånova II

Blånova II er punkt 15 i figur 11 og tabell 2 og punkt 2 i figur 96. Like vest for turistforeningshytta Blåkollkoia, på vestsida av Tønsvikdalen, ligger det et mindre fjellparti med bratte skrenter mot NV-NA (figur 98). Dette fjellet heter Blånova, men må ikke forveksles med tidligere omtalt fjellparti med same navn. Foliasjonen heller svakt mot SØ (Zwaan et al., 1998). Ut fra flybilder ser berggrunnen ut til å være sterkt oppsprukken. Den bratte skrenten mot NV-NØ er i botn omkranset av skredmateriale. Mot NØ er det tre store steinsprangvifter med en del grovt materiale, mens mot NV er det en mindre vifte samt det som ser ut til å være avsetning fra et større skred (kan og være morene).



Figur 98. Skredvifter og mindre utrasningar ved Blånova II. Foto: norgebilder.

4.3.3 Rambergan

Rambergan er punkt 16 i figur 11 og tabell 2 og punkt 3 i figur 96. Klippen ligger på østsiden av Åsfjellet som igjen ligger mellom Tønsvika og Skittenelv. Skredet har en tydelig bratt bakskrent og avsetninger rett under mot øst (figur 99). Dette skredet er meget kompakt, og hadde det ikke vært for bilder og feltnotater fra tidligere masterstudent Harald Eriksen, ville det ikke blitt oppdaget. Bakskrenten er en forkastning og bergartsgrense og foliasjonen heller her slakt mot vest (Zwaan et al., 1998). Bevegelsesmekanisme ser ut til å kunne være utvelting, hvor den bratte overflata i avsetningsområdet kan antyde om et mulig bratt glideplan.



Figur 99. Skredet ved Rambergan. Foto: Eriksen, H.

4.3.4 Trollvassnova

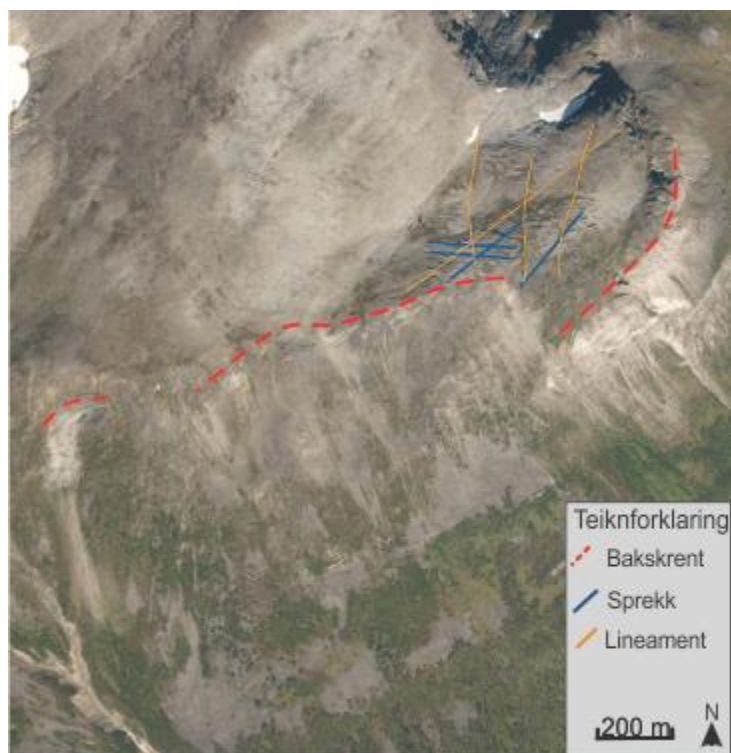
Trollvassnova er punkt 17 i figur 11 og tabell 2 og punkt 4 i figur 96. Dette er et fjellparti som henger sammen med det tidligere beskrevne Rundfjellet med en rygg mot sør. Dette fjellet ligger vest for Trolldalen. I nordvestsida av dette fjellet er det observert et ustabil område med åpen baksprekk. På flybilder er det observert tydelige lineament med retning NNØ-SSV og NV-SØ i fjellpartiet. Det ustabile området beveges mot nordvest og består av en åpen baksprekk og en tungeform med fallretning mot NV (figur 100 **Error! Reference source not found.**). Det er òg to steinsprangvifter mot NØ.



Figur 100. Kart over den nordre delen av Trollvassnova. Det ustabile området er til venstre i figuren. Foto: NorgeiBilder.

4.3.5 Småtuva

Småtuva er punkt 18 i figur 11 og tabell 2 og punkt 5 i figur 96. Rett ovenfor ferjekaien i Breivikeidet er det et klippeparti som strekker seg omtrent 1 km i retning NØ-SV (figur 101). Dette klippepartiet ligger i ei bergartsgrensa mellom kvarts-biotittskifer, dolomittmarmor og granat-klorittglimmerskifer. Ut fra flybildet ser det ut til å være et aktivt steinsprangområde, men strukturer et gir inntrykk av at større blokker og kan løsna. Disse strukturene er N-S orienterte lineament, Ø-V og SV-NØ orienterte sprekkesett. Ut fra den lyse fargen på avsetninger i fjellsida kan det antas at størstedelen av skredet kommer fra dolomittmarmoren.



Figur 101: Kart over skrenten mellom ferjekaien ved Breivikeidet og Småtuva. Foto: NorgeiBilder.

4.3.6 Kavlbjergåsen

Kavlbjergåsen er punkt 19 i figur 11 og tabell 2 og punkt 6 i figur 96. Mellom tidligere omtalte Brattfjellaksla og Ullsfjorden ligger det et lite platå som av NGU blitt kalt Kavlbjergåsen. Dette er tolka til å være en stor nedsunken blokk som har stoppa i startfasen av en deformasjonsprosessen (figur 102). Dette punktet ble befart med helikopter sammen med NGU den 20.08.2016. Det ble diskutert om det var et ustabil område eller ikke, som førte til at det ikke ble brukt mer tid på det i denne oppgaven. Området er omtalt i NGU rapport 2013.021 (Bunkholt et al., 2013a). I rapporten ble lokaliteten beskrevet til å ligge på nedsida (mot nordaust) av et svakt morfologisk lineament som går rett vest på skrenten til Ullsfjorden for så å bøyes av nordover. I nord er platået avgrenset av et erosivt lineament. Om dette fjellpartiet kolliderer vil det medføre konsekvenser i form av en flodbølge som kan nå vestsiden av Lyngahalvøya. Derfor ble det anbefalt i rapporten fra 2013 å gjøre en nærmere analyse av strukturelle og geologiske forhold. Dette ble gjort under feltbefaringa i 2016 men resultatet av risikoklassifiseringa er ikke kjent enda.



Figur 102. Helikopter foto over Kavlbegåsen med avgrensinger. Foto: Hermanns, R (NGU, 2016).

5.0 Diskusjon

Dette kapittelet skal diskutere utbredelse av skred og sammenhengen mellom skred og ulike faktorer i berggrunnen, som litologi og strukturer (duktile og sprø), og hvordan disse faktorene samlet kan brukes til å belyse mulige skredmekanismer, og variasjoner i mekanismer i området. Som tidligere nevnt er det i dette kapittelet at Gattes oppgave og denne har det største skillet. Denne oppgaven vil ta for seg en strukturgeologisk diskusjon, men noe geomorfologi kan ikke være foruten. For en mer detaljert geomorfologisk diskusjon anbefales det å lese Sandnes (2017).

Til å begynne med vil kontrollerende faktorer i berggrunnen diskuteres på bakgrunn av resultater (kap. 4). Her diskuteres det kritiske parametere, definert av Saintot et al. (2011b), observert ved ustabile fjellsider i Møre og Romsdal: (1) svake bergarter (litologi); (2) bratt foliasjon fallende sub-parallelt med skråningen; (3) folder og interferens folder; (4) kaledonske skyvegrensener som kutter skråningen; (5) gjennomgående sprekkese og forkastninger med finkornet forkastningsmateriale. Selv om ikke alle lokaliteter undersøkt i denne oppgaven er en ustabil fjellside forsøkes det å bruke kriteriene nevnt ovenfor for å diskutere årsakssammenhenger. Dette fordi parameterne kan undersøkes og observeres i bakskrenter og fast fjell etter at skredet har gått. Til slutt en regional analyse av lokasjon og utbredelse av lokalitetene og deres sammenheng med skredtype gjennomgås og diskuteres.

5.1 Kontrollerende faktorer i berggrunnen

Berggrunnen har stor variasjon i styrke (Barton, 1973). Dette kommer av bergartens mineralsammensetning, duktile deformasjon, oppsprekkingstetthet og –utholdenhet. Alle disse tingene er med å påvirke stabiliteten i berggrunnen (Braathen et al., 2004). Viktige parametere vil bli gjennomgått og diskutert under.

5.1.1 Litologi

Som nevnt i teoridelen (se kap. 2.3.1) er litologiens karakter med å påvirke stabiliteten i en fjellside. Derfor vil jeg diskutere i hvilke bergarter det finnes flest skred og hvorfor.

Skred og ustabile fjellsider i studieområdet er identifisert i 7 ulike bergarter; Granatglimmerskifer, fylitt, glimmergneis, dolomitmarmor, amfibolitt, hornblendegneis og kalkspatmarmor (figur 5 og kap. 4.2). Samtlige bergarter er metamorfe og utgjør deler av den kaledonske fjellkjeden (Solli og Nordgulen, 2013). Bergartene har en tydelig foliasjon og i

noen tilfeller tydelig mylonittisk foliasjon, som ved Kronstadjellet (kap. 4.2.3). Av tabell 2 kommer det frem at glimmerrike bergarter som glimmergneis og glimmerskifer er dominerende bergart i skredområdene. Bare Trolldalskredet og Russevankskaret (kap. 4.2.6 og 4.2.9) skiller seg ut med å bestå av en kompleks sammensetning av bergarter, men selv Trolldalskredet består av mye glimmerskifer. Trolldalskredet, Ragnhildurnuten, Brattfjellaksla, Ullstind og Svarthamaren ligger nært en tektonisk grense (figur 103). Kontrasten mellom ulike litologier kan svekke styrken og bidra til gravitativ deformasjon og et eventuelt skred (Saintot et al., 2011b). Bergartene ved Kronstadjellet og Russevankskaret har en veksling mellom kompetente lag og svakere lag. De svakere sonene består av fint oppknusningsmateriale eller er glimmerrike og fungerer glimrende som glideplan. Foliasjon er tilstede i de fleste litologiene og vil bli diskutert videre under (se kap. 5.1.2 om duktile strukturer).

Til sammenligning finnes det ingen større skredhendelser eller ustabiliteter i Skattøra migmatitten, eklogitten eller diorittisk-granittisk gneis. Dette er bergarter som også har foliasjon og bånding, men helst grovere. De er mer kompetente og generelt er topografien slakere og jevnere hvor disse ligger. Ettersom disse bergartstypene er antatt hardere vil de være mer motstandsdyktige mot forvitring, i motsetning til for eksempel mafiske gneiser. Det er også mindre glimmer i bergartene og lite fremtredende svake soner. Det finnes likevel eksempler fra andre steder i landet med store ustabile fjellpartier i massive, kompetente bergarter som for eksempel devonske konglomerater, metamorf monzonitt og metamorf kvarts dioritt (Böhme et al., 2011). Deformasjonen av disse bergartene skyldes sannsynligvis av andre kriterier enn litologisk sammensetning alene.

Observasjoner rundt litologi i jeg har gjort passer godt med Cave og Ballantyne (2016) sine studier av 126 større fjellskred i nordvest Skottland, hvor det er høyest tetthet av fjellskred i mylonittiske skifer langs skyveforkastninger (for eksempel Moine Thrust). Også Crosta et al. (2013) finner at størsteparten av større fjellskred i Alpene har oppstått i berggrunn bestående av folierte metamorfe bergarter, og studie av Saintot et al. (2011b) viser til at de fleste store ustabile fjellsider i Norge er lokalisert i bergarter av fylitt, skifer og folierte gneiser.

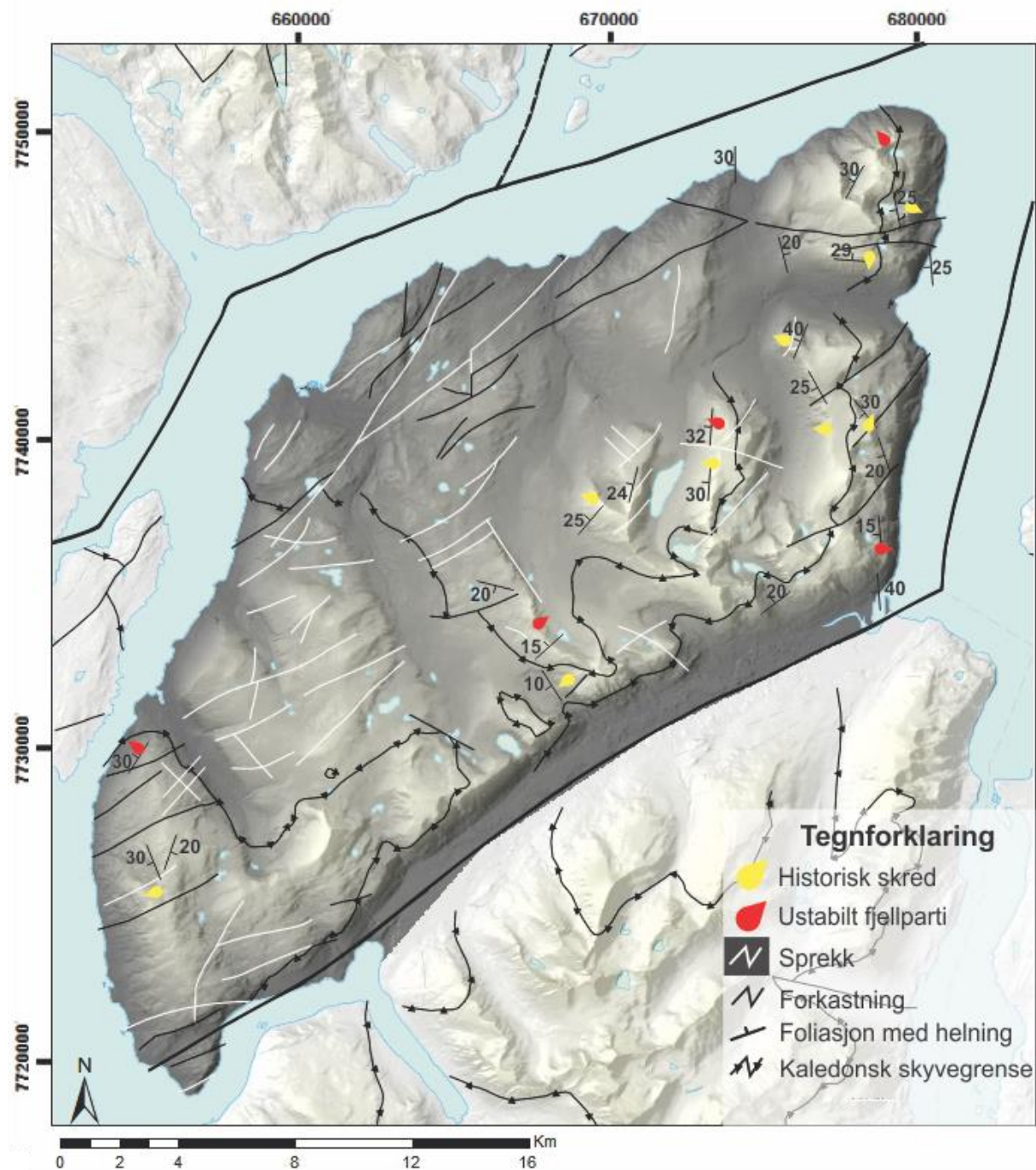
5.1.2 Duktile strukturer

Duktile strukturer som foliasjon og skyvesoner er en viktige strukturer i berggrunnen som under favoriserende forhold kan gjøre fjellsider ustabile (Blikra, 2002, Braathen et al., 2004, Ambrosi og Crosta, 2006, Henderson et al., 2006, Saintot et al., 2011b). Av denne grunn vil duktile strukturer og deres implikasjoner på fjellsider og relaterte bevegelses mekanismer bli diskutert her.

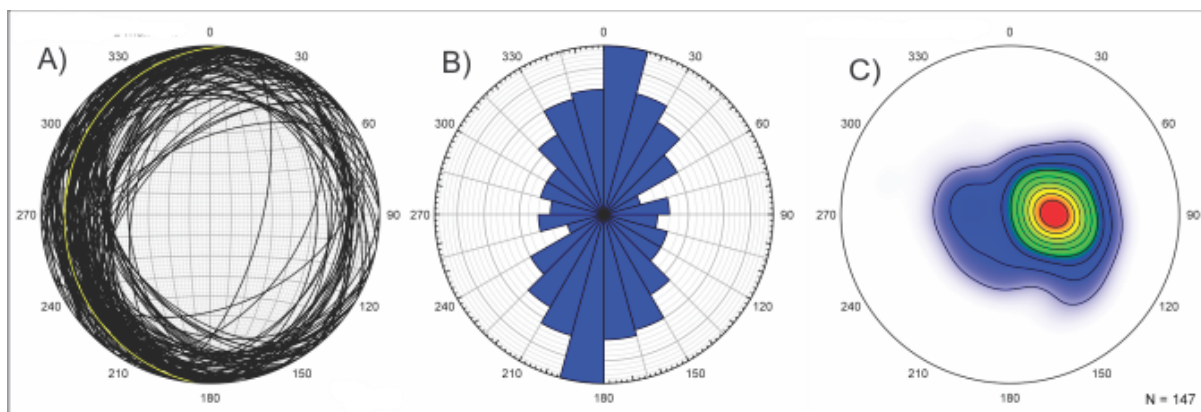
Foliasjonen i bergartene i studieområdet er godt utviklet. Som tidligere nevnt danner glimmerrike og mylonittiske soner i foliasjonen gode glidesoner, observert i Kronstadjellet (kap. 4.2.3) og Trolldalskredet (kap. 4.2.6), eksempelvis. En regional sammenligning av orienteringen (strøk og fall) til foliasjon/skyveforkastninger og orientering og helling av dalsider og fjordsider er presentert i figur 103 og figur 105. Figuren viser også sprø lineamenter (forkastninger og sprekker, diskutert nedenfor). Den gjennomsnittlige foliasjonen i studieområdet faller omtrent 20°-30° mot vest (figur 104). Helningen varierer fra horisontal til 50° fall i ulike retninger, nord øst og sør. Svarthamaren har foliasjon som heller mot nordøst, og ved Skredan har foliasjonen fall både mot øst og vest. Dominerende fallretning i foliasjonsmålingene er mellom nordvest og sørvest. Denne variasjonen i orientering tolkes å være resultat flerfaset deformasjon og større åpne folder i området, slik Indrevær (2011) og Mikkelsen (2011) dokumenterer i sine masteroppgaver.

Av tabell 2 og figur 103 kommer det frem at lokaliteter langs dal- og fjellsider som faller mot vest også har foliasjon som faller parallelt med skråningen. Alle de største skredene i studieområdet, inkludert Langedalen med høy steinbre utbredelse, har gått mot vest hvor foliasjonen er sub-parallell med skråningen. Observasjoner i bakskrenter og skredarr indikerer at foliasjon har fungert som glideplan, alene eller sammen med sprekkesett, ettersom foliasjonen er parallell med skråningen i bevegelsesretning. Lokaliteter orientert mot øst; Brosmebakktuva, Ragnhildurnuten og Brattfjellaksla (tabell 2) har foliasjon som hovedsakelig innover i fjellsiden. Svarthamaren er sørvendt og eneste lokalitet med foliasjonen som faller mot nordøst (innover i fjellsiden) har også en foliasjon ikke virker destabiliserende. Mer om sprekkesett og deres implikasjoner er diskutert under (se kap. 5.1.3 om sprø strukturer). Lokalitetene med innoverhellende foliasjon er av steinskred eller mindre fjellskred i størrelse. Dette indikerer at foliasjon som glideplan er viktig for at volumet på skred og ustabile fjellsider i studieområdet blir stort. Store deler av Troms har

kaledonske dekkebergarter med generell foliasjon hellende mot vest. Mange fjellskred og ustabile fjellsider har nettopp foliasjon med fall mot vest som en viktig styrende faktor for skråningsdeformasjon, eksempelvis Nordnesfjellet (Skrede, 2013).

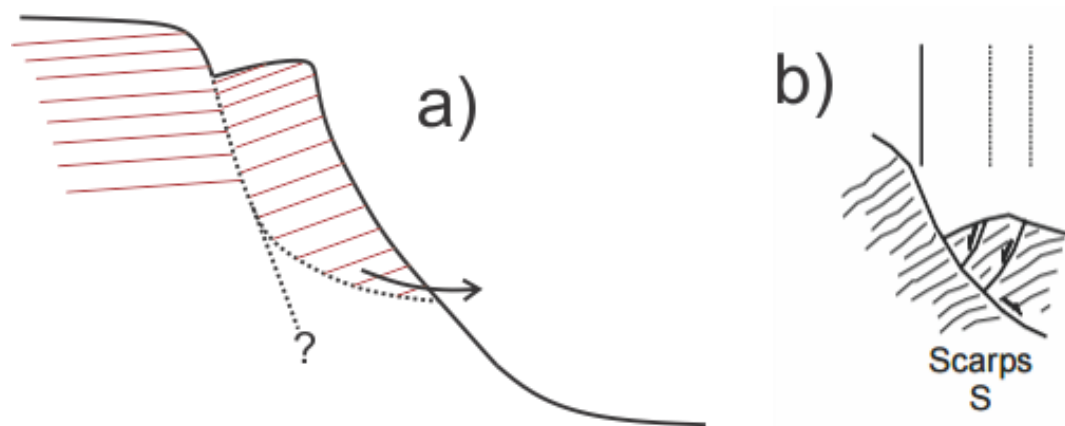


Figur 103. Strukturgeologisk kart som viser foliasjon med helning og større forkastninger og sprekker nær lokaliteter presentert i denne oppgaven. Lokalitetene er markert i gult eller rødt med en pil som viser bevegelsesretningen til skredet eller den ustabile fjellsiden. Selv om lokalitetene i figuren er inndelt etter historisk skred og ustabil fjellparti, har noen lokaliteter både en kollapset del og en blokk eller fjellparti som står igjen som ustabil. Lineamenter (sprekker og forkastninger) og skyveforkastningsgrense er lånt fra NGU sitt berggrunnskart (Zwaan et al., 1998), i tillegg til egne observasjoner fra flybilder og i felt. Tykkere svarte linjer igjennom Breivikeidet og i fjordene markerer større regionale forkastninger.



Figur 104. Samtlige foliasjonsmålinger fra feltarbeid: A) Storsirkler hvor gul sirkel indikerer gjennomsnittet, B) rosedigram, C) Konturdiagram av poler til sprekker. Dominerende foliasjon faller omtrent 20-30 grader mot vest.

Parallell orientert glimmerskifre har friksjonsvinkel mellom 20°-27° (Barton, 1973). De fleste lokaliteter med antatt glideplan på foliasjon har bratte fall (25°-50°), med unntak av Russevankskaret. Ved Russevankskaret faller foliasjonen omtrent 10° VSV (nedover fjellsiden) og noen steder innover fjellsiden (kap. 4.2.9). Foliasjon som heller innover kan komme av at ustabile blokker i et fjellparti roterer innover mot fjellsiden, ofte på et listrisk glideplan (McCalpin, 1999, Agliardi et al., 2001). Den ustabile blokken ved Brattfjellaksla og roterte blokker langs nordøstlige avgrensing av Trølldalskredet har foliasjon som faller brattere innover i fjellsiden enn den antatt faste baksrenten (figur 105). Denne typen struktur antyder rotert deformasjon. Store komplekse fjellsider kan ha flere slake glideplan som er linket sammen av sprekkesett i trappetrinsgeometri (Braathen et al., 2004, Jarman, 2006). Russevankskaret kan ha en indre struktur med moderat hellende foliasjon og steilere sprekker som til sammen definerer en trappetrinsgeometri, og dermed forårsaket en bevegelsesmekanisme som dette. Av denne typen gravitativ deformasjon finnes det flere typer i Troms, blant andre; Rasmussen (2011), Hannus (2012).



Figur 105. a) illustrasjon av bakskrent ved Brattfjellaksla jfr. figur 34A. b) mulig modell for bakskrenten til Russevankskaret (Agliardi et al., 2001). Merk at foliasjonen heller innover og brattere innover i tilfellene.

Det er diskutert av flere (Ambrosi og Crosta, 2006, Skrede, 2013) hvordan store skyveforkastninger kan reaktiveres som glideplan eller fungere som avgrensinger i fjellsider. De Kaledonske skyvegrensene har ofte gjennomgått flere faser med bevegelser, dette danner en svakhetssone som lett kan reaktiveres under de rette forholdene. Det er ingen av lokalitetene som ligger på en skyveggenre (figur 103), slik de er kartlagt av Zwaan et al. (1998). Likevel er det flere lokaliteter som ligger svært nærme skyvegrensene, Ullstind, Svarthamaren, Trolldalskredet, Storsteinen (figur 103). Dersom skyvegrensene ikke her helt korrekt kartlagt, kan svakheter fra litologiske kontraster og høy deformasjon i sammenheng med skyvegrensen forekomme. Internt i dekkene finnes det mange mindre skyvesoner som kan virke på samme måte som de større regionale skyvegrensene. Som tidligere nevnt; en mylonittisk sone ved Kronstadvjellet, kan være en slik skyvesone som reaktiveres som glideplan.

Fra resultater i denne oppgaven er det indikert at foliasjon et viktig kriterium for at det skal gå store og mange skred i studieområdet. Likevel er ikke foliasjon som heller parallelt med skråningen nødvendig for utvikling av gravitativ deformasjon og skredhendelser, som observert ved mange lokaliteter i studieområdet, Norge og ellers i Europa (Watters, 1972, Holmes, 1984, Böhme et al., 2011). Ved lokaliteter som har foliasjon som heller innover i fjellsiden vil sprø strukturer være styrende, men foliasjonen kan også falle skrått i forhold til skråningen eller være slakere enn friksjonsvinkelen (slik som Russevankskaret for sistnevnte). Bredal (2016) diskuterer muligheten for et glideplan langs skjæringslinjen mellom et skråstilt foliasjonsplan/skyveggenre og et sett kryssende sprø strukturer i Oksfjellet. Dette vil klassifiseres som en kileutglidning (Wyllie og Mah, 2004).

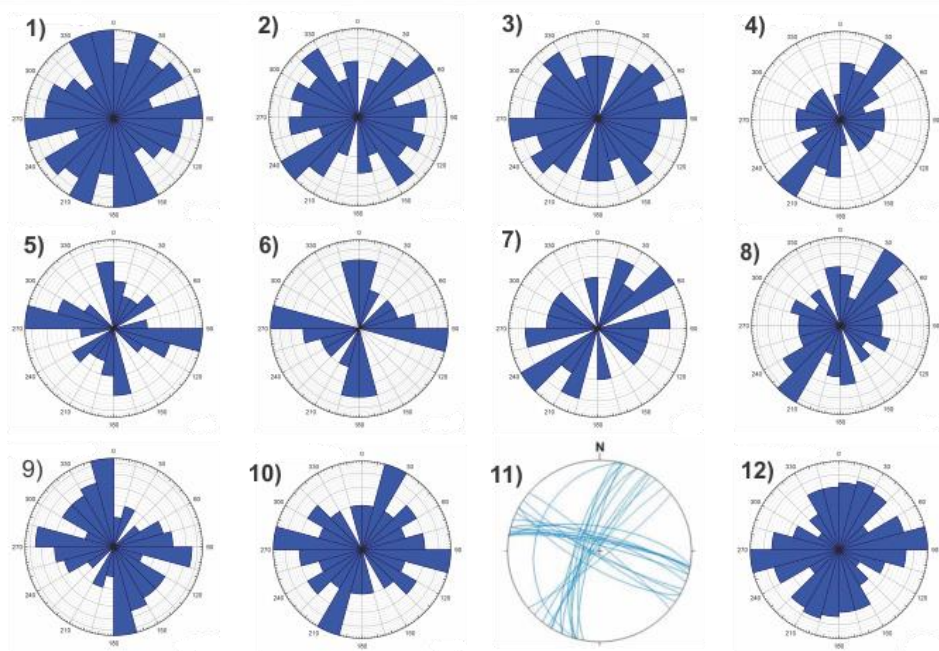
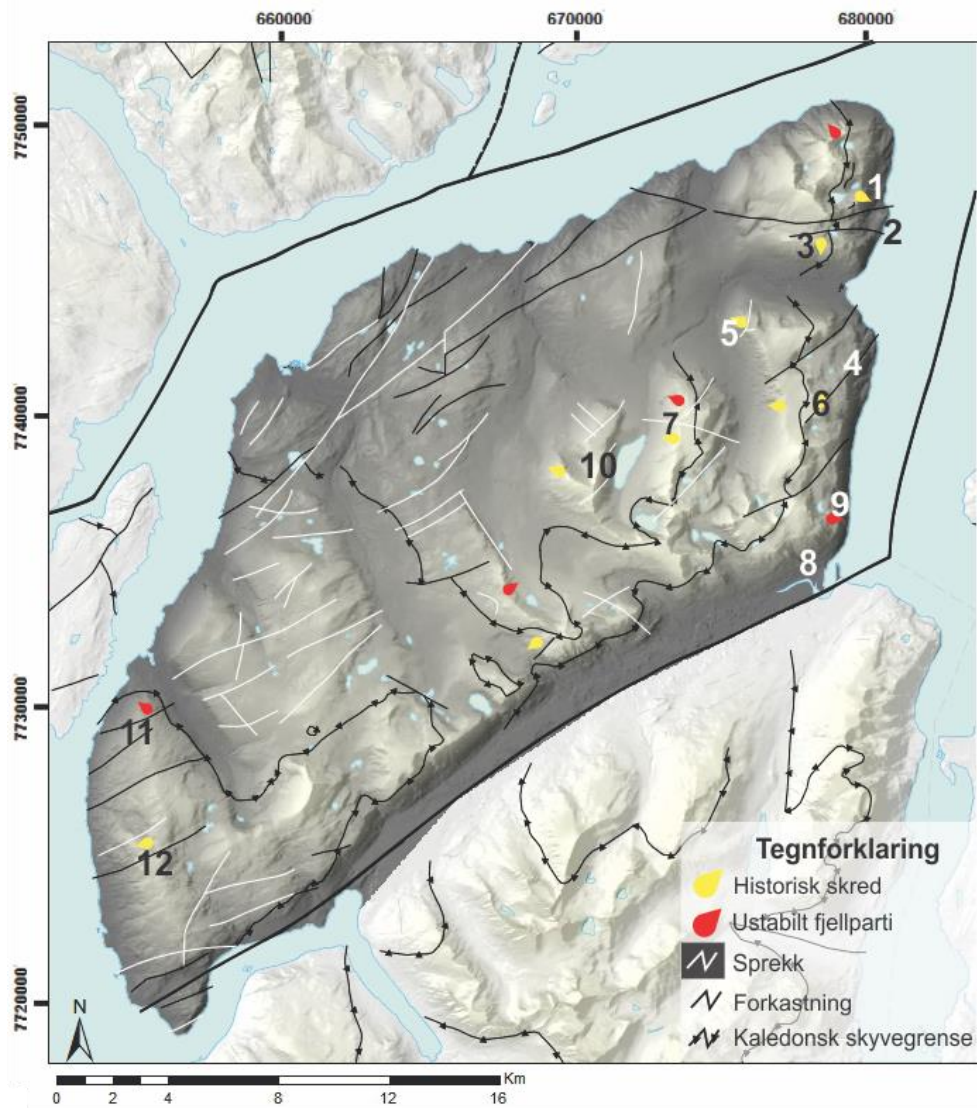
Skredan og Russevankskaret er begge lokaliteter som kan ha en indre struktur med trappetrinsgeometri som glideplan. Skredan har varierende foliasjon (fra sub-horisontal til bratt, se figur 87) og bratte NV-SØ/NØ-SV strykende sprø sprekkesett (figur 88) som kan fungere som bindeledd mellom foliasjonsplan i dybden.

5.1.3 Sprø strukturer

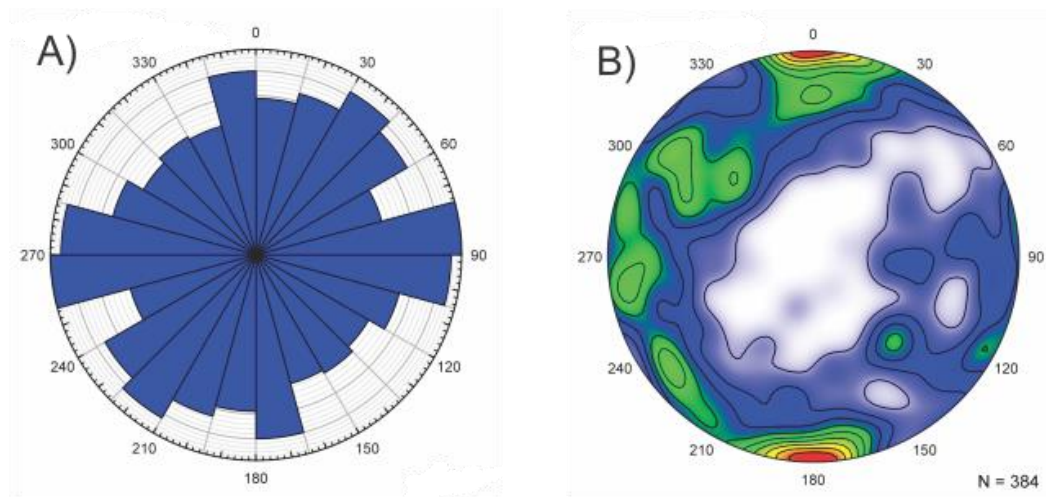
Den siste, men like viktige parameteren i berggrunnen er sprø strukturer. Forkastninger og sprekker danner ofte avgrensinger, og kan derfor være med å bestemme størrelse på skred, men de kan også fungere som glideplan på lik linje som foliasjon. En kort diskusjon av sprekkeorientering og deres relasjon til større regionale sprø strukturer blir gitt til slutt for å få et helhetlig bilde av studieområdet og en sammenheng med resten av Troms.

Pre-eksisterende lineamenter (hvite og svarte linjer i figur 103 og figur 106), hovedsakelig sprekkesoner eller forkastninger, er utbredt i studieområdet. Dersom disse krysser en dal- eller fjellside kan de være med å danne grunnlag for utvikling av ustabile fjellsider og skred (Saintot et al., 2011b). Sprekker og forkastninger kan i likhet med foliasjon danne glideplan, som planare eller roterte plan, eller kileform. I studieområdet er dette observert ved blant annet Ragnhildurnuten, Brattfjellaksla og Brosmebakktuva (kap 4.2.1, 4.2.4, 4.2.5). Men i de fleste tilfeller fungerer sprekker og forkastninger som avgrensinger lateralt eller i bakkant av lokalitetene, slik som ved Storsteinen (kap. 4.2.11).

Sprekkes orientering og helning i forhold til foliasjon og skråningen er viktig for skredets bevegelsesmekanisme. Viktige faktorer for størrelse og stabilitet er sprekketetthet og utholdenhet (Henderson et al., 2006). I studieområdet har sprø strukturer som sprekker og bruddplan variabelt strøk, men Ø-V til ØSØ-VNV, NØ-SV og NNV-SSV dominerer, og oftest er fallet steilt, se figur 106 og figur 107. Det finnes observerte sprekker eller bruddplan med middels bratt fall, blant annet ved Brosmebakktuva (figur 39) og Ragnhildurnuten. Der disse er orientert ut av skråningen kan det danne en planar utglidning, eller kileutglidning i kombinasjon med et annet bruddplan eller foliasjon. Ustabile fjellpartier som ikke har noe glideplan kan kollapse som utvelting hvis skråningens form og sprekker danner grunnlag for dette (Wyllie og Mah, 2004).



Figur 106. Sprø strukturer er presentert i rosediagram for ulike lokaliteter med et tall som samsvarer på kartet. Variasjoner av vest-øst, NØ-SV og NV-SØ går igjen i sprekkesettene.

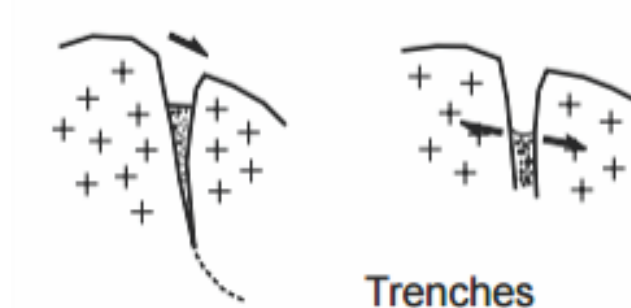


Figur 107. Samtlige innhentede sprekkemålinger fra feltarbeidet. A) Rosediagram viser at vest-øst retning dominerer sammen med NNW-SSØ og NØ-SV med variasjoner. B) Konturdiagram av poler til sprekker antyder at majoriteten av sprekkesett er bratte.

Det kan være vanskelig å vite hvilke strukturer som er styrende og hvilke bevegelsesmekanisme som gjelder ved noen lokaliteter. Ved Brosmebakktuva er det observert en bruddflate som faller ut av skråningen og kan fungere som glideplan. I tillegg viser strukturdata sprekker som danner bratte kiler og laterale avgreninger. Dette danner grunnlag for komplekse strukturer i Brosmebakktuva. Sprekkene som danner kileform er så bratte at et glideplan i skjæringspunktet mellom planene ikke er sannsynlig, men de kan fungere som baksikret i sikkakk mønster (se kap. 4.2.5, figur 41). Denne typen kileutglidning er også observert av Stead og Wolter (2015) i Sveits. Vinkelen mellom planene som skjærer hverandre har noe å si for hvor enkelt en kile kan skli ut. To sett som krysser ortogonalt vil ikke kunne skli ut like lett som to sett som krysser hverandre med en lavere vinkel, for eksempel 60° (Wyllie og Mah, 2004).

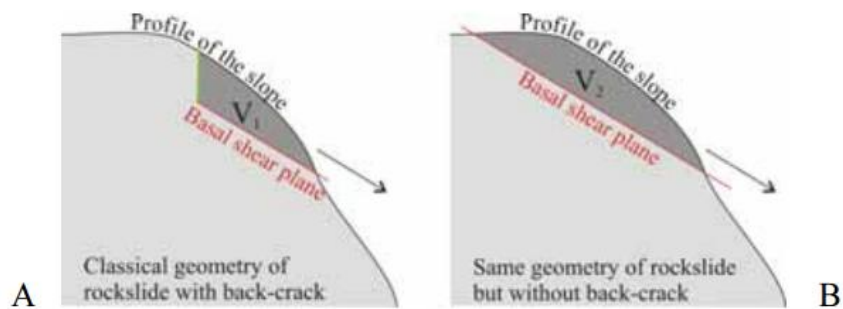
Brattfjellaksla har et antatt glideplan som faller ut av skråningen avgrenset av bratte tverrgående sprekker (kap. 4.2.4). Blokken som står igjen har rotert foliasjon i forhold til fast fjell bakom (se figur 105). Til sammen indikerer dette rotasjonsutglidning. Svarthamaren indikerer samme type bevegelsesmekanisme, der blokken som henger igjen har rotert bakover og ut fra baksikrenten (se kap. 4.2.2). Ragnhildurnuten har bratte sprekker som er orientert parallelt med skråningen. Disse vises som forsenkninger i terrenget, har samme form som skissene vist i figur 108. Denne typen lineær tektonomorfologi er assosiert med fjellskred med dype glideplan, og blir omtalt av Agliardi et al. (2001) som et uttrykk for åpning av et vertikalt eller nedover fallende bruddplan. Hver av ryggene ved

Ragnhildurnuten kan være en sammenhengende blokk som kan velte ut. Vi kan anta at samme mekanisme har skjedd da skredavsetningene som ligger under skråningen ble avsatt. Det finnes ingen store skredlokaliteter i området som har utelukkende kileutglidning som bevegelsesmekanisme, men det finnes småskala utrasinger og indikasjoner på dette. Det beste eksemplet er fra Skredan. Her er det observert flere steder tydelig kiler i baksprekken hvor masser har rast ut (figur 89).



Figur 108. Vertikalt eller bratt glideplan som faller ut av fjellsiden kan danne oppgav til ekstensjon og forsenkninger i Ragnhildurnuten.

Sprø strukturer danner, som tidligere nevnt, avgrensinger i skredlokalitetene. Dersom glideplanet kan regnes som en primærstruktur for bevegelse, kan avgrensinger kalles sekundærstrukturer og hjelper bevegelsen (Henderson et al., 2006). Baksprekken ved Storsteinen er NØ-SV strykende i likhet med Breivikeidet og lineamenter i terrenget like sør for Storsteinen. Nordveggen som avgrenser Storsteinen mot nord er NV-SØ strykende, tilnærmet lik orientering som dalsidene i Tromsdalen. Skredan har en baksprekk strykende i samme retning som lateral avgrensing til Storsteinen; NV-SØ. Lateral avgrensing mot nord i Skredan er orientert NØ-S V, lik som baksprekken til Storsteinen. Disse to lokalitetene har sprekkese sett orientert i sammen retning, men fjorden og skråningens karakteristikk gjør at retningen for utglidning blir nordvest ved Storsteinen og sørvest ved Skredan. Kronstadjellet har ingen baksprekk, men foliasjonsplanet skjærer igjennom fjellsiden og ut på toppen. Forskjellen mellom Skredan, Storstein som har en baksprekk, og Kronstadjellet er illustrert i figur 109. Sprekkene kan være tensjonssprekker dannet av gravitativ deformasjon i nyere tid, eksfoliasjonssprekker eller sprekker og forkastninger dannet i sammenheng med rifting og åpningen av Nord-Atlanteren (Osmundsen et al., 2009, Saintot et al., 2011b).



Figur 109. A. Typisk geometri for skred med en baksprekk og et glideplan som faller ut av skråningen. B) Geometri av en skråning der glideplanetskjærer igjennom hele fjellsider og ut på toppen. Legg merke til volum (V) forskjellene. (Henderson et al., 2006)

Sprø strukturer i studieområdet, oppsummert i figur 106 og figur 107, kan sammenlignes med storskala regionale strukturer, både på land og på sokkelen utenfor Nord-Norge. Som tidligere nevnt er dominerende sprekker og bruddplan orientert Ø-V til ØSØ-VNV, NØ-SV og NNV-SSV. Disse orienteringene korrelerer med storskala regionale forkastninger knyttet til åpningen av Norske-Grønlandshavet og Nord-Atlanteren (Hansen et al., 2011, Hansen og Bergh, 2012, Indrevær et al., 2013). Studieområdet grenser i vest til Kvaløysletta-Straumbukta forkastningene (figur 6 og figur 106) som veksler mellom NØ-SV og ØNØ-VSV strykende forkastninger i et sikksakk mønster (Indrevær et al., 2013). Ullsfjorden, på østsiden av studieområdet har også en NØ-SV orientering. Dalsystemene innad i området (Eksempelvis Tromsdalen, Tønsvikdalen og Langdalen (figur 106) følger NV-SØ og NØ-SV hovedsakelig.

Ved godt dokumenterte ustabile fjellsider og skred i Lyngen-Kåfjord-Balsfjord området argumenteres det for sprø strukturer (sprekker og forkastninger) er knyttet til storskala regionale forkastninger knyttet til åpningen av Norske-Grønlandshavet og Nord-Atlanteren (Osmundsen et al., 2009, Bunkholt et al., 2013b). For eksempel: Laksvatnfjellet (Rasmussen, 2011), Nordnesfjellet, Hompen (Hannus, 2012), (Skrede, 2013), Adjet (Bakkhaug, 2015) og Oksfjellet (Bredal, 2016). Sprø strukturer som danner baskreanter og avgrensner skredlokaliteter observert i oppgaven er sannsynligvis relatert til pre-eksisterende regionale forkastningsmønstre.

5.2 Regional analyse

En regional analyse vil i denne sammenheng innebære en gjennomgang og diskusjon av lokalitetenes geografiske lokasjon og orientering, type og hvilke primære strukturer som gjelder i forhold til hverandre. Dette for å se om de lokale forutsetningene for skred eller et ustabil fjellparti gjelder i en større regional sammenheng.

5.2.1 Utbredelse og typer

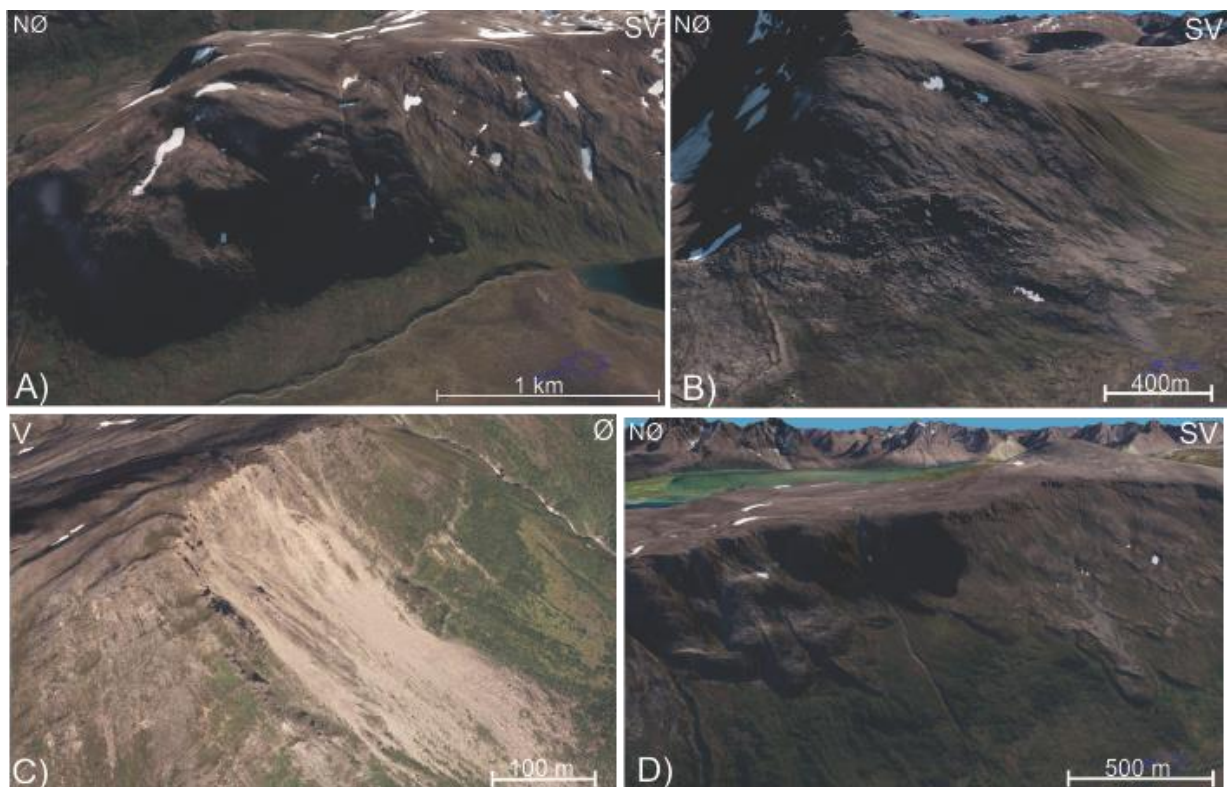
Mange steder i Norge og resten av verden er det utført feltundersøkelser og kartlegging som gir god sammenligning av utbredelse og styrende faktorer i skred og ustabile fjellparti (Holmes, 1984, Braathen et al., 2004, Høst, 2006, Henderson et al., 2007, Jarman, 2009, Henderson og Saintot, 2011, Bunkholt et al., 2013a, Cave og Ballantyne, 2016). Innenfor studieområdet for denne oppgaven er det representert et godt utvalg av ulike skredformer og tolkede deformasjonstyper (se kap. 4.2 for deltolkninger), både strukturgeologisk og morfologisk (se figur 110 for eksempler). Det finnes utbredte steinsprang områder, skred og ustabile fjellsider med ulik deformasjon- og bevegelsesmekanismer. Flere av lokalitetene (Ragnhildurnuten, Svarthamaren, Kronstadjellet, Brattfjellaksla, Brosmebakktuva, Ullstind, Blånova, Storsteinen og Skredan) i studieområdet har både en kollapset del som kan ses som avsetninger og arr i fjellsiden, samt ustabile blokker hengende igjen som potensielt kan rase i fremtiden (eksempelvis Ragnhildurnuten i figur 110C).

Som bevegelsesmekanisme kan 8 av 13 lokaliteter tolkes til å bli styrt av foliasjon som antatt glideplan, avgrenset av sprø sprekesett (tabell 2). Dette er hovedsakelig planarutglidning, men også planarutglidning med trappetrinsgeometri og kileutglidning. De resterende fem har foliasjon som faller innover (virker ikke destabiliserende), og har sprekker som kontrollerende faktorer. For sistnevnte lokaliteter er utvelting, kileutglidning og rotasjonsglidning gjeldene bevegelsesmekanismer.

Skredarr uten avsetninger kan klassifiseres som en landform dannet av fjellskred. Trolldalen (kap. 4.2.6, figur 110A høyre del av bildet) og Rundfjellet (kap. 4.2.8, figur 110B) har skredarr uten betydelige avsetninger. Cave og Ballantyne (2016) har beskrevet lignende skredarr uten avsetninger i Skottland, og diskuterer betydningen av det. Benn (1989) viser at volum av morener i NV Skottland er direkte relatert til størrelsen på botnveggene. Dette indikerer at store deler av botnmorener fra eldre og yngre dryas er matet av steinsprang og fjellskred aktivitet, som også kan gjelde innenfor studieområdet. Ettersom det ikke har vært isbreer i

dalbunnen under Trolldalskredet og Rundfjellet under eldre og yngre dryas (figur 7) kan det tyde på at kollaps i disse fjellsidene mye tidligere, sannsynlig før LGM. Langedalen (se kap. 4.2.13, figur 110D) har flere steinbreer, antatt dannet av hyppige og større skredhendelser i en kald klimaperiode som yngre dryas (Frauenfelder et al., 2003, Blikra et al., 2006a). Steinbreene kan klassifiseres til en morfologisk landform med opphav i skred eller blokkrik morene (som kan igjen ha sitt opphav i skred) (Haeberli, 1985).

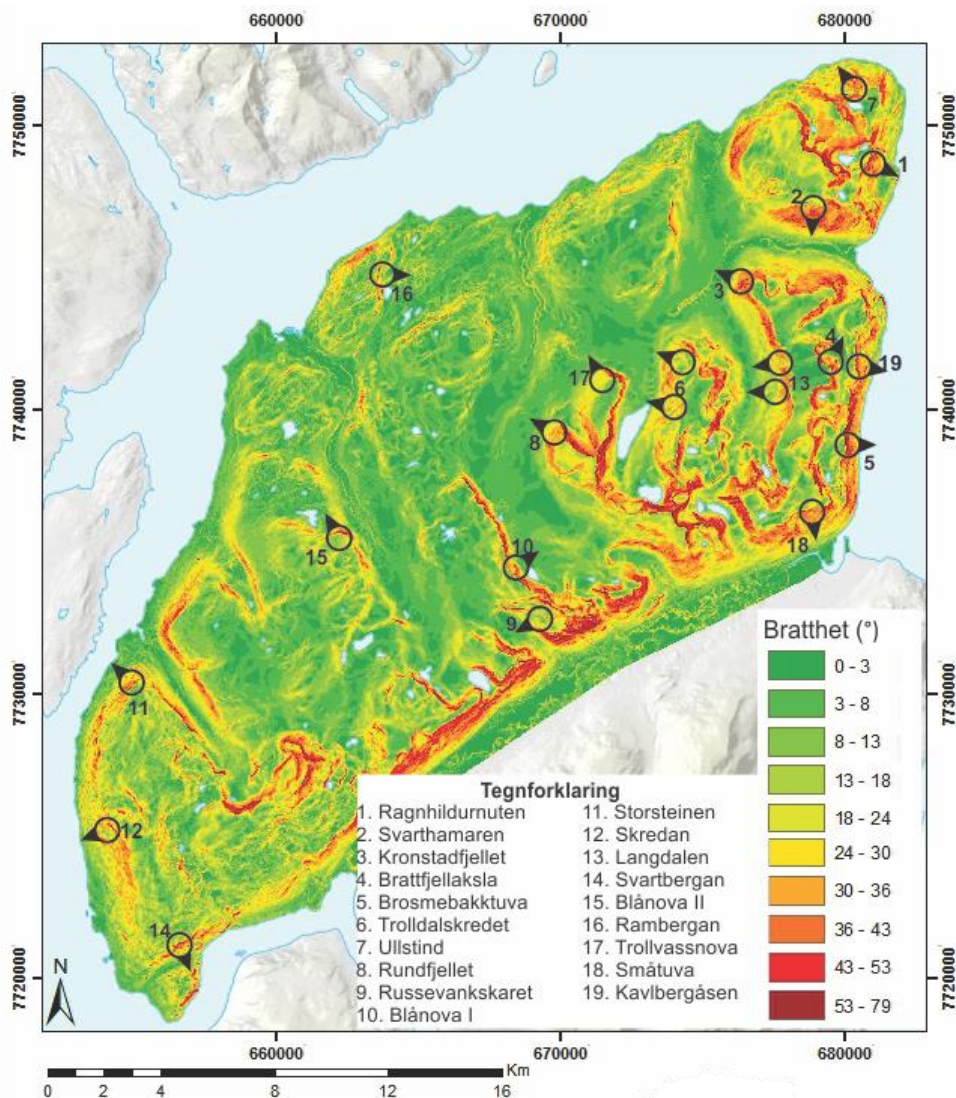
Den vestvendte siden av Trolldalen (figur 110A venstre del av bildet) har et stort ustabil fjellparti med kompleks morfologi; graben, synkehull, tensjonssprekker, roterte blokker, nedsunkne flater, som kan sammenlignes med andre store ustabile fjellsider i Troms, som Laksvatnfjellet i Balsfjord, (Rasmussen, 2011), Nordnesfjellet i Kåfjord kommune (Skrede, 2013), Adjet i Storfjord kommune (Bakkhaug, 2015) eller Oksfjellet i Kåfjord kommune (Bredal, 2016). Disse er alle ustabile fjellsider som hovedsakelig er styrt av iboende strukturer i berggrunnen.



Figur 110. Eksempler på ulike skredformer identifisert; A) Stort ustabil fjellparti og skredarr uten avsetning, Trolldalskredet, B) skredarr på Rundfjellet, C) Fjellskred på Ragnhildurnuten og D) steinbreer i Langedalen. Foto: Norgei3D

5.2.2 Lokasjon og geografisk orientering

Av de totalt 19 identifiserte lokalitetene ligger hovedvekten nordøst i studieområdet (figur 11 og figur 12). Bare fire ligger utenfor dette; Russevanskaret og Blånova lokalisert sentralt, og Skredan og Storsteinen i sørvest i området. Skredene følger dalsidene og er hovedsakelig vendt i østlig eller vestlig retning, med unntak av skredene på Svarthamaren, Brattfjellaksla og Ullstind som vender henholdsvis mot sør, NNØ og nord (tabell 2 og figur 111). Størrelser på skredene varierer fra små steinskred til store fjellskred og ustabile fjellsider. De største lokalitetene er Trolldalskredet, et ustabil fjellparti, Skredan, Langedalen og Russevanskaret, alle vestvendt. De minste lokalitetene er Brosmebakktuva, Svarthamaren, Storsteinen og Blånova; alle øst eller sørvendte med unntak av Storsteinen som er vestvendt. Størrelsen på skredet virker avhengig av himmelretning.



Figur 111. Bratthetskart over området med piler som indikerer bevegelsesretning ved lokalitetene og bratthet. Legg merke til at de fleste fjellsidene med skred har bratthet 30° og oppover.

Av de observerte lokalitetene er 4 skred eller ustabiliteter (Ragnhildurnuten, Svarthamaren, Ullstind, Blånova I, Rundfjellet) på en fjellrygg, 7 lokaliteter (Kronstadjellet, Skredan, Storsteinen, Trolldalskredet, Brosmebakktuva og hele Lagedalen) har skredkant eller baksprekk inn på et platå, mens bare Russevankskaret er lokalisert på en flanke og Brattfjellaksla er eneste i en botn. Denne fordeling reflekterer topografien regionalt i Troms: Alpine landformer med skarpe rygger og tinder sentralt og i vest, samt platålandskap med dype daler mot øst (Rudberg, 1960, Rudberg, 1984). Interessant er det mest alpine og bratte området (innerst i Trolldalen og Langedalen mot Breivikeidet, se kart figur 3) uberørt av store ustabile fjellsider og avsetninger. Her er det mye talus avsetninger og morener med mye masse som tyder på hyppige steinsprang hendelser. Flest skred og ustabile fjellsider er assosiert med platålandskap og færrest med alpint terreng, i likhet med resten av Troms; en bemerkelsesverdig høy tetthet av ustabile fjellsider og skred i Kåfjord området i sammenheng med sprø strukturer terreng med platålandskap (Jarman, 2009, Osmundsen et al., 2009, Bunkholt et al., 2011, 2013b). Ifølge Böhme et al. (2011) er lokasjonen til ustabile fjellsider i Sogn og Fjordane viktig for deres utvikling. Mange av lokalitetene i studien har en skråningsprofil med et tydelig knekkpunkt (kinkpoint), typisk for Sogn og Fjordanes platålandskap avbrutt av dype daler og fjorder.

6.0 Konklusjon og sammendrag

- Det er kartlagt og registrert til sammen 19 skred og ustabile fjellsider i studieområdet, hvor 4 er fjellskred, 8 steinskred og store forekomster av steinsprang materiale, samt 11 ustabile fjellsider og 2 skredarr uten avsetninger. Noen lokaliteter har både en avsetning fra tidligere skredhendelser og en ustabil blokk eller fjellparti som henger igjen i bakskrenten.
- De fleste skred og ustabile fjellsider i studieområdet er konsentrert i den nordøstlige og sørlige delen hvor det er høyere relieff sammenlignet med sentrale og nordvestlig deler. Skredene er lokalisert på knekkpunkter til plataer og under skarpere rygger.
- Litologien består av metasedimentære bergarter med en generell høy grad av deformasjon. Bergartene i studieområdet har gjennomgått flere faser av deformasjon som gir opphav til variert foliasjon og folder. Glimmerskifer dominerer store skred, men amfibolitt og dolomitt også er tilstede i skred.
- Lokalitetene dekker til sammen alle typer bevegelsemekanismer; Planar- og rotasjonsutglidning, kileutglidning, utvelting og en kompleks kombinasjon av disse.
- De største skredene har gått mot vest, på vestvendte skråninger, med foliasjon som styrende glideplan, og sprekkesett eller terrengoverflate som avgrensinger, eller en kombinasjon av disse.
- Mindre fjellskred og steinskred mot de resterende himmelretningene er styrt av glideplan dannet av en kombinasjon av sprekkeretninger, bruddflater. Disse med kileutglidning, planar- og rotasjonsutglidning og utvelting.
- Sprø strukturer (sprekker og forkastninger) som danner avgrensinger og glideplan i skredlokaliteter korrelerer med storskala regionale forkastninger knyttet til åpningen av Norske-Grønlandshavet og Nord-Atlanteren (Hansen et al., 2011, Hansen og Bergh, 2012, Indrevær et al., 2013). De dominerende retningene er Ø-V til ØSØ-VNV, NØ-SV og NNV-SSV.

7.0 Referanser

- Agliardi, F., Crosta, G. & Zanchi, A. 2001. Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, 59(1), s. 83-102.
- Ambrosi, C. & Crosta, G. B. 2006. Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps. *Engineering Geology*, 83(1), s. 183-200.
- Andersen, B. G. 1968. Glacial geology of western Troms, north Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 256.
- Andersen, B. G. 2000. *Ice Age Norway: Landscapes Formed by Ice Age Glaciers*. Universitetsforlaget.
- Andresen, A. & Steltenpohl, M. G. 1994. Evidence for ophiolite obduction, terrane accretion and polyorogenic evolution of the north Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics*, 231(1), s. 59-70.
- Bakkhaug, I. 2015. *Undersøkelse av ustabil fjellparti ved Adjet, Storfjord, Troms. Betydningen av ulike kategorier av glideplan i berggrunnen og mekanismer for utglidning*. UiT Norges arktiske universitet.
- Ballantyne, C. K. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21(18), s. 1935-2017.
- Ballantyne, C. K. & Kirkbride, M. P. 1986. The characteristics and significance of some Lateglacial protalus ramparts in upland Britain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11(6), s. 659-671.
- Barton, N. 1973. Review of a new shear-strength criterion for rock joints. *Engineering geology*, 7(4), s. 287-332.
- Benn, D. I. 1989. Debris transport by Loch Lomond Readvance glaciers in Northern Scotland: Basin form and the within-valley asymmetry of lateral moraines. *Journal of Quaternary Science*, 4(3), s. 243-254.
- Bergh, S. Rock-slope failures in Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability. UiT, 2016 Tromsø. Forelesning fra kurset.
- 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/Norsk Geologisk Forening*, 87.
- Bergh, S. G., Kullerud, K., Armitage, P. E., Bouke Zwaan, K., Corfu, F., Ravna, E. J. & Inge Myhre, P. 2010. Neoproterozoic to Svecofennian tectono-magmatic evolution of the West Troms Basement Complex, North Norway. *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 90.
- Bjørklid, E. 2017. Strukturgeologisk og geomorfologisk studium av fjellskredet Skredan, ved Solligården, Tromsø kommune. Pågående arbeid: Universitetet i Tromsø.
- Bjørlykke, A. & Olaussen, S. 1981. *Siberian Sediments, Volcanics and Mineral Deposits in the Sagelvatn Area, Troms, North Norway*. Universitetsforlaget.
- Blikra, L. 2002. Store fjellskred i Troms. *Ottar*, 241, s. 25-32.
- Blikra, L., Longva, O., Braathen, A., Anda, E., Dehls, J. & Stalsberg, K. 2006a. Rock slope failures in Norwegian fjord areas: examples, spatial distribution and temporal pattern. *Landslides from massive rock slope failure*, s. 475-496.
- Blikra, L. H. & Christiansen, H. H. 2014. A field-based model of permafrost-controlled rockslide deformation in northern Norway. *Geomorphology*, 208, s. 34-49.
- Blikra, L. H., Eiken, T., Henderson, I. & Venvik-Ganerød, G. 2006b. Forprosjekt fjellskred i Troms–Status 2005. *NGU Rapport*.
- Blikra, L. H., Hole, P. A. & Rye, N. 1989. *Skred i Norge: hurtige massebevegelser og avsetningstyper i alpine områder, Indre Nordfjord*. Norges geologiske undersøkelse.
- Boensch, M., Rudolf-Miklau, F., Sauermoser, S. & Mears, A. 2014. *The technical avalanche protection handbook*. John Wiley & Sons.

- Braathen, A., Blikra, L. H., Berg, S. S. & Karlsen, F. 2004. Rock-slope failures of Norway, type, geometry deformation mechanisms and stability. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 84(1), s. 67-88.
- Bredal, M. 2016. *A structural, geomorphological and InSAR study of the unstable rock slope in Oksefjellet, Kåfjord, Troms*. UiT Norges arktiske universitet.
- Bunkholt, H., Osmundsen, P., Redfield, T., Oppikofer, T., Eiken, T., L'Heureux, J., Hermanns, R. & Lauknes, T. 2011. ROS Fjellskred i Troms: status og analyser etter feltarbeid 2010. *NGU rapport*.
- Bunkholt, H., Otterå, S., Yugsi Molina, F., Hermanns, R., Dehls, J., Osmundsen, P., Redfield, T. & Eiken, T. 2013a. Undersøkelser av ustabile eller potensielt ustabile fjellpartier i Troms-status og planer etter feltarbeid 2011 og 2012. *Geological Survey of Norway, Report*.
- Bunkholt, H., Redfield, T., Osmundsen, P. T., Oppikofer, T., Hermanns, R. L. & Dehls, J. 2013b. The Role of Inherited Structures in Deep Seated Slope Failures in Kåfjorden, Norway. *Landslide Science and Practice*. Springer, s. 265-271.
- Böhme, M., Saintot, A., Henderson, I. H., Henriksen, H. & Hermanns, R. L. 2011. Rock slope instabilities in Sogn and Fjordane County, Norway: a detailed structural and geomorphological analysis. *Geological Society, London, Special Publications*, 351(1), s. 97-111.
- Capps Jr, S. R. 1910. Rock glaciers in Alaska. *The journal of Geology*, 18(4), s. 359-375.
- Cave, J. A. S. & Ballantyne, C. K. 2016. Catastrophic Rock-Slope Failures in NW Scotland: Quantitative Analysis and Implications. *Scottish Geographical Journal*, 132(3-4), s. 185-209.
- Christiansen, H. H., Etzelmüller, B., Isaksen, K., Juliussen, H., Farbrot, H., Humlum, O., Johansson, M., Ingeman-Nielsen, T., Kristensen, L., Hjort, J., Holmlund, P., Sannel, A. B. K., Sigsgaard, C., Åkerman, H. J., Foged, N., Blikra, L. H., Pernosky, M. A. & Ødegård, R. S. 2010. The thermal state of permafrost in the nordic area during the international polar year 2007–2009. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(2), s. 156-181. doi: 10.1002/ppp.687.
- Corner, G. D. 1972. Rockslides in North Troms, Norway. *Upublisert manuskript*. Tromsø museum: 10 sider, 4 figurer.
- Crosta, G., Frattini, P. & Agliardi, F. 2013. Deep seated gravitational slope deformations in the European Alps. *Tectonophysics*, 605, s. 13-33.
- Dahl, R. & Sveian, H. 2004. *Ka dokker mein fjørr stein! : geologi, landskap og ressurser i Troms*. Norges geologiske undersøkelse.
- Dannevig, P. 2009. *Troms: klima. I Store norske leksikon*. [Online]. <https://snl.no/Troms%2Fklima>. [Lest 18.10].
- Devoli, G., Eikenæs, O., Taurisano, A., Hermanns, R., Fischer, L., Oppikofer, T. & Bunkholt, H. 2011. Plan for skredfarekartlegging–Delrapport steinsprang, steinskred og fjellskred. *NVE rapport*, 15, s. 2011.
- Eikenæs, O. 2015. *Nasjonal beredskapsplan for fjellskred*. Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Eriksen, H. Ø. 2011. Innsamling av data til masteroppgave, upublisert. Universitet i Tromsø.
- Eriksen, H. Ø. 2013. *Slope displacement patterns observed using satellite InSAR data in the Storfjord-Kåfjord-Lyngen region, Troms*. Universitetet i Tromsø.
- Frauenfelder, R., Haeblerli, W. & Hoelzle, M. Rockglacier occurrence and related terrain parameters in a study area of the Eastern Swiss Alps. *Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost*, 2003. Balkema Publishers: Lisse, s. 253-258.
- Gabrielsen, R. H., Braathen, A., Dehls, J. & Roberts, D. 2002. Tectonic lineaments of Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 82(3), s. 153-174.
- Ganerød, G. V., Grøneng, G., Rønning, J. S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Tønnesen, J. F., Kveldevik, V., Eiken, T., Blikra, L. H. & Braathen, A. 2008. Geological model of the Åknes rockslide, western Norway. *Engineering Geology*, 102(1), s. 1-18.
- Giardino, J. R., Shroder, J. F. & Vitek, J. D. 1987. *Rock glaciers*. Allen & Unwin London.
- Goodman, R. E. & Bray, J. W. Toppling of rock slopes. *Rock Engineering for Foundations & Slopes*, 1976. ASCE, s. 201-234.

- Haerberli, W. 1985. Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zurich*, 77, s. 5-142.
- Halvorsen, R. & Sulebak, J. R. 2009a. *Massebevegelse i skrånninger som geomorfologisk prosess*. Naturhistorisk museum, Universitet i Oslo.
- Halvorsen, R. & Sulebak, J. R. 2009b. *Massebevegelse i skrånninger som geomorfologisk prosess*. Naturhistorisk museum, Universitetet i Oslo.
- Hannus, M. 2012. *Structural geometry and controlling factors for a rock slope failure area at Hompen/Várás, Signaldalen, Troms, North Norway*. Universitetet i Tromsø.
- Hansen, J.-A. & Bergh, S. G. 2012. Origin and reactivation of fracture systems adjacent to the Mid-Norwegian continental margin on Hamarøya, North Norway: use of digital geological mapping and morphotectonic lineament analysis. *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 92(4).
- Hansen, J.-A., Bergh, S. G., Henningsen, T. & Davids, C. 2011. Brittle fault zones in North Norway: onshore-offshore link and regional implications. *NGF abstracts and proceedings of the Geological Society of Norway*, 1, s. 37.
- Heim, A. 1932. Landslides and human lives (Bergsturz und Menschenleben): Vancouver. *British Columbia, Bi-Tech Publishers*, 196.
- Henderson, I., Saintot, A. & Derron, M. 2006. Structural mapping of potential rockslide sites in the Storfjorden area, western Norway: the influence of bedrock geology on hazard analysis. *Geological Survey of Norway, Trondheim, Norway, NGU report*, 86, s. http://www.ngu.no/FileArchive/235/2006_052.pdf.
- Henderson, I., Saintot, A., Venvik-Ganerød, G. & Blikra, L. 2007. Fjellskredkartlegging i Troms. *NGU Rapport*, s. 1-37.
- Henderson, I. H. & Saintot, A. 2011. Regional spatial variations in rockslide distribution from structural geology ranking: an example from Storfjorden, western Norway. *Geological Society, London, Special Publications*, 351(1), s. 79-95.
- Hestnes, E. 2003. *Strorsteinen, Tromsdalen: Vurdering av måledata*. NGI rapport. Tromsø Kommune: Norges Geotekniske Institutt, NGI.
- Highland, L. & Bobrowsky, P. T. 2008. *The landslide handbook: a guide to understanding landslides*. US Geological Survey Reston.
- Hoek, E. & Bray, J. D. 1981. *Rock slope engineering*. CRC Press.
- Holmes, G. 1984. *Rock-slope failure in parts of the Scottish Highlands*. Phd, University of Edinburgh.
- Humlum, O. 1988. Rock glacier appearance level and rock glacier initiation line altitude: a methodological approach to the study of rock glaciers. *Arctic and Alpine Research*, s. 160-178.
- Hungr, O. 2005. Classification and terminology. *Debris-flow hazards and related phenomena*. Springer, s. 9-23.
- Hungr, O., Evans, S., Bovis, M. & Hutchinson, J. 2001. A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental & Engineering Geoscience*, 7(3), s. 221-238.
- Høst, J. 2006. Store fjellskred i Norge. *Utredning for LMD på vegne av 6 departementer*.
- Indrevær, K. 2011. *The Tromsø Nappe Contact with the Nakkedal Nappe Complex NE of Tromsdalstind: Shear kinematics and relationship with metamorphism*. Universitetet i Tromsø.
- Indrevær, K., Bergh, S. G., Koehl, J.-B., Hansen, J.-A., Schermer, E. R. & Ingebrigtsen, A. 2013. Post-Caledonian brittle fault zones, on the hyperextended SW Barents Sea margin: New insights into onshore and offshore margin architecture. *Norwegian Journal of Geology*, 93(3-4).
- Jaboyedoff, M., Crosta, G. B. & Stead, D. 2011. Slope tectonics: a short introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 351(1), s. 1-10.
- Jarman, D. 2006. Large rock slope failures in the Highlands of Scotland: characterisation, causes and spatial distribution. *Engineering Geology*, 83(1), s. 161-182.

- Jarman, D. 2009. Paraglacial rock slope failure as an agent of glacial trough widening. *Geological Society, London, Special Publications*, 320(1), s. 103-131.
- Krogh, E., Andresen, A., Bryhni, I., Broks, T. & Kristensen, S. 1990. Eclogites and polyphase P–T cycling in the Caledonian Uppermost Allochthon in Troms, northern Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, 8(3), s. 289-309.
- Landmark, K. 1973. *Beskrivelse til de geologiske kart "Tromsø" og "Målselv": et snitt gjennom fjellkjeden i Midt Troms. Del II., Kaledonske bergarter*. Tromsø Museum.
- Lauknes, T., Shanker, A. P., Dehls, J., Zebker, H., Henderson, I. & Larsen, Y. 2010. Detailed rockslide mapping in northern Norway with small baseline and persistent scatterer interferometric SAR time series methods. *Remote Sensing of Environment*, 114(9), s. 2097-2109.
- Massonnet, D. & Feigl, K. L. 1998. Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. *Reviews of geophysics*, 36(4), s. 441-500.
- McCalpin, J. P. 1999. Criteria for determining the seismic significance of sackungen and other scarplike landforms in mountainous regions. *Techniques for Identifying Faults and Determining their Origins. US Nuclear Regulatory Commission, Washington*, s. 2.55-2.59.
- Mikkelsen, O.-A. 2011. *Kontakten mellom Tromsødekket og Skattøra migmatitt kompleks (Nakkedalsdekket) NØ for Tromsdalstinden: kinematiske indikatorer og metamorfose*. Universitetet i Tromsø.
- Morris, S. E. 1981. Topoclimatic factors and the development of rock glacier facies, Sangre de Cristo Mountains, southern Colorado. *Arctic and Alpine Research*, s. 329-338.
- Nesje, A. 2012. *Brelære: Bre, landskap, klimaendringer og datering*. . Bergen: Høyskoleforlaget.
- NGU. 2015. *Fjellskred i Norge: Troms* [Online]. <http://www.ngu.no/emne/troms>: Norges geologiske undersøkelse. [Lest 13.12.2016].
- Nordvik, T., Blikra, L. H., Nyrnes, E. & Derron, M.-H. 2010. Statistical analysis of seasonal displacements at the Nordnes rockslide, northern Norway. *Engineering geology*, 114(3), s. 228-237.
- NVE. 2013. *Forebygging av skredfare i Norge, Jordskred og flomskred* [Online]. <http://www.naturfare.no/attachment/506973/binary/819611>: NVE. [Lest 11.11.2016].
- NVE. 2014. *Terskelstudier for utløsning av jordskred i Norge - Oppsummering av hydrometeorologiske terskelstudier ved NVE i perioden 2009 til 2013.*, 43, 62. Rapport 43: NVE.
- Olsen, L., Sveian, H., Bergstrøm, B., Ottesen, D. & Rise, L. 2013. Quaternary glaciations and their variations in Norway and on the Norwegian continental shelf. *Quaternary Geology of Norway, Olsen L, Fredin O, Olesen O (Eds). Geological Survey of Norway Special Publication*, 13, s. 27-78.
- Osmundsen, P., Henderson, I., Lauknes, T., Larsen, Y., Redfield, T. & Dehls, J. 2009. Active normal fault control on landscape and rock-slope failure in northern Norway. *Geology*, 37(2), s. 135-138.
- Ramberg, I. B., Bryhni, I. & Nøttvedt, A. 2007. *Landet blir til: Norges geologi*. Norsk geologisk forening.
- Rasmussen, E. 2011. *Fjellskred i Laksvatnfjellet, Balsfjord, Troms: indre struktur, morfologi og skredmekanismer*.
- Ravna, E. J., Kullerud, K. & Ellingsen, E. 2006. Prograde garnet-bearing ultramafic rocks from the Tromsø Nappe, northern Scandinavian Caledonides. *Lithos*, 92(3), s. 336-356.
- Redfield, T. F. & Hermanns, R. L. 2016. Gravitational slope deformation, not neotectonics: Revisiting the Nordmannvikdalen feature of northern Norway. *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 96(3).
- Roberts, D. & Gee, D. G. 1985. An introduction to the structure of the Scandinavian Caledonides. *The Caledonide orogen—Scandinavia and related areas*, 1, s. 55-68.
- Rudberg, S. 1960. Geology and geomorphology. In *A geography of Norden*, SømmeA (ed.). *JW Cappelen's Forlag: Oslo*, s. 27–40.
- Rudberg, S. 1984. "Caledonian Highlands: Scandinavian Highlands". *C. Embleton (ed.) Geomorphology of Europe*. London: Macmillan.

- Ruddiman, W. F. 2008. *Earth's Climate: past and future*. second edition. utg. Macmillan.
- Saintot, A., Böhme, M., Redfield, T. & Dahle, H. 2008. Field studies of unstable slopes in Sunndalen Valley. *Geological Survey of Norway, Report*.
- Saintot, A., Elvebakk, H., Oppikofer, T., Ganerød, G. & Farsund, T. 2011a. Mannen unstable rock slope (Møre & Romsdal): Logging of borehole and drill core KH-01-10, geomorphologic digital elevation model interpretation & displacement analysis by terrestrial laser scanning. *NGU report*.
- Saintot, A., Henderson, I. & Derron, M.-H. 2011b. Inheritance of ductile and brittle structures in the development of large rock slope instabilities: examples from western Norway. *Geological Society, London, Special Publications*, 351(1), s. 27-78.
- Sandnes, G. H. 2017. *Geomorfologisk og strukturgeologisk undersøkning av ustabile skråninger og skredavsetninger - regional analyse av fjellområdet mellom Tromsøysundet og Ullsfjorden, Troms, Norge*. Master i geologi, Universitetet i Tromsø.
- Selbekk, R. S., Furnes, H., Pedersen, R.-B. & Skjerlie, K. P. 1998. Contrasting tonalite genesis in the Lyngen magmatic complex, north Norwegian Caledonides. *Lithos*, 42(3), s. 243-268.
- Sigmond, E., Bryhni, I. & Jorde, K. 2013. Norsk geologisk ordbok: Med engelsknorsk ordliste. *Akademika forl.*
- Skrede, I. 2013. *Jettan, Nordnesfjellet, Kåfjord, Troms—indre geometri og struktur, kinematikk og styrande faktorer av eit ustabil fjellparti, basert på strukturellanalyse, geomorfologi og overvåkingsdata*. Master, UiT - Norges arktiske Universitet i Tromsø.
- Solli, A. & Nordgulen, Ø. 2013. *Berggrunnskart over Norge og kaledonidene i Sverige og Finland - M1:2 000 000*. Norges geologiske undersøkelse.
- Stead, D. & Wolter, A. 2015. A critical review of rock slope failure mechanisms: The importance of structural geology. *Journal of Structural Geology*, 74, s. 1-23.
- Torsvik, T., Smethurst, M., Meert, J. G., Van der Voo, R., McKerrow, W., Brasier, M., Sturt, B. & Walderhaug, H. 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic—a tale of Baltica and Laurentia. *Earth-Science Reviews*, 40(3-4), s. 229-258.
- Trimble 2013. Datasheet Trimble NetR5 GNSS reference station. http://trl.trimble.com/docushare/dsweb/Get/Document-277834/022543-215C_NetR5_DS_0309_lr.pdf.
- Twiss, R. J. & Moores, E. M. 1992. *Structural geology*. Macmillan.
- Varnes, D. J. 1978. Slope movement types and processes. *Transportation Research Board Special Report*, (176).
- Watters, R. J. 1972. *Slope stability in the metamorphic rocks of the Scottish Highlands*. Imperial College London.
- Wyllie, D. C. & Mah, C. 2004. *Rock slope engineering*. CRC Press.
- Zwaan, K., Fareth, E. & Grogan, P. 1998. Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Tromsø, M 1: 250.000. *Norges geologiske undersøkelse*.