



UIT

THE ARCTIC
UNIVERSITY
OF NORWAY

Institutt for geovitenskap

Geomorfologisk og strukturgeologisk undersøkning av ustabile skråninger og skredavsettingar

*Regional analyse av fjellområdet mellom Tromsøysundet og Ullsfjorden
-Troms, Norge.*

Gaute Haugen Sandnes

Masteroppgåve I GEO-3900 Mai 2017



Samandrag

Troms er det fylket i landet med flest registrerte ustabile fjellsider. Ved å kartlegga større områder for ustabile fjellparti og historiske skred, kan ein gjera ei regional analyse. Dette kan bidra til å forstå dei styrande faktorane for utrasing i eit regionalt perspektiv. Denne avhandlinga omhandlar hovudsakleg geomorfologi, og er skreve parallelt med Andreas Grumstad som har omtala strukturgeologi i større grad. Det studerte området er begrensa av Tromsøysundet og Ullsfjorden (69.52068°N – 69.80973°N og 19.02277°A – 19.62325°A), og er vald grunna store variasjonar i topografi over eit begrensa område.

Det vart utført feltarbeid hausten 2016 der 9 lokalitetar (Brattfjellaksla, Kavlbergåsen, Kronstadjellet, Langdalen, Ragnhildurnuten, Russevankskardet, Skredan, Svarthamartinden, og Trolldalskredet) vart befart over 12 feltdagar til fots og ein dag i helikopter saman med NGU. Vidare vart heile studieområdet kartlagt via flyfoto (Troms, 2006, 2011, og 2016) og tidlegare arbeid i området. Observasjonar og data som vart innhenta vart seinare bearbeida i ArcGIS, Orient(stereonett). Dette for å setja ting i system og få fram ein eventuell samanheng mellom feltobservasjonar frå ulike lokalitetar og innhenta data som omhandlar bergrunn og topografi.

På dei ulike lokalitetane som er studert, er det funne ut at ulike strukturar styrer kva type utrasingsmetode som gjeld for den enkelte lokaliteten. Det er funne lokalitetar med alle utrasingsmetodar, og fleire kombinasjonar av desse; utvelting, gliding, og komplekse områder. Foliajonen varierer frå svak helling mot vest-nordvest i dei fleste områda, men det er òg lokalitetar der foliasjonen heller svakt mot nord. Vertikale sprekkeseitt med ulikt strøk går igjen ved alle lokalitetar.

Dette studiet syner at skred og ustabile fjellparti i området er påverka av fleire felles faktorar. Skred og ustabile fjellparti med utrasingsretning mot vest-sørvest og nordvest er utglidingar på foliasjonsplan, medan utrasingar mot aust og nordaust er utvelting, kileutgliding og mindre utglidingar styrte av sprekkeseitt. Dei større skreda og ustabile fjellpartia i området er dei som har utgliding mot vest og nordvest. Avsettingslause skredarr og steinbrear er teikn på at store utrasingar har skjedd i området under den siste istida, samt i det kalde klimaet i Yngre Dryas. Den kaledonske fjellkjededanninga og den seinare tektoniske aktiviteten i mesozoikum er opphavet til dei styrande strukturane i området.

Forord

Då var det gjort. 5 år med geologistudium munnar ut i dette. Draumen om feltarbeid som viste seg å bli 95% kontorarbeid. Lite visste eg for 6 år sidan at den siste delen kunne vera så interessant og ikkje minst morosam.

Først og fremst vil eg gje ein takk til kollega, kontorkamerat, feltassistent, samarbeidspartner, og motivator i bratt lende, Andreas Grumstad. Me hadde nokre fine dagar i felt, men det blei jammen flotte dagar på kontoret også.

Takk til rettleiar Geoffrey Corner for gode svar, tilbakemeldingar og konstruktive diskusjonar. Eg må også takka birettleiar Steffen Bergh for god introduksjon til feltarbeid og generell rettleiing. Tusen hjartleg takk til Martina Böhme og NGU for datautveksling, konstruktive møter, og ein lærerik og minneverdig feltdag med helikopterbefaring.

Mamma, takk for at du og pappa maste om å få lesa oppgåva mi undervegs. Og Ingrid, takk for gjennomlesing og støtte, eg skal lova å vera meir heime, eller bortreist med deg i tida som kjem.

Gjengen frå Sogndal, som uvitande flytta nordover i flokk, overgangen frå Høgskulen til Universitetet hadde vore uendeleg hardare utan dykk! Og til alle nye bekjennskap her i nord, de har berika livet mitt, og eg håpar de fortsett med det.



Innhald

1. Innleiing.....	1
1.1 Bakgrunn	1
1.2 Formål.....	2
1.3 Samarbeid om prosjektet	2
1.4 Områdebeskrivelse.....	2
1.4.1 Tidlegare arbeid.....	4
1.4.2 Geografi og klima	4
1.4.3 Berggrunnsgeologi.....	6
1.4.4 Kvartærgeologi	7
2. Teori	11
2.1 Skredklassar	11
2.1.1 Steinsprang.....	12
2.1.2 Steinskred	12
2.1.3 Fjellskred	12
2.2 Klassifisering av kjeldeområder for stein- og fjellskred	13
2.2.1 Utvelting	13
2.2.2 Utgliding	14
2.2.3 Komplekse områder	14
2.3 Ustabile fjellparti	14
2.4 Utløyningsårsaker	15
2.4.1 Vatn	15
2.4.2 Glasial avlastning	16
2.4.3 Fryseprosessar	16
2.4.4 Seismisk aktivitet/Jordskjelv	17
2.5 Avsetning.....	17
2.5.1 Fjellskredavsetningar	17
2.5.2 Steinsprangavsetningar / Talus	17
2.5.3 Steinbrear	18
2.5.4 Protalus ramparts.....	18
2.6 Krypprosessar	19

2.7 Geomorfologisk terminologi på kjenneteikn for ustabile fjellparti	20
Bakskrent.....	20
Benkar / terrassar.....	20
Synkehol	21
Skredaktivitet	21
3. Metode.....	23
3.1 Feltarbeid	23
3.1.1 Strukturmålingar	24
3.1.2 Fotografi	24
3.1.3 Observasjonar	24
3.2 Flyfoto.....	25
3.3 Digital elevasjonsmodell (terrengmodell, DEM)	25
3.4 Programvarer (og Kartlegging)	26
3.5 Differensiell GPS (dGPS)	26
3.6 InSAR.....	26
4. Resultat	27
4.1 Ragnhildurnuten.....	29
4.1.1 Morfologi.....	29
4.1.2 Berggrunn.....	32
4.1.3 Rørslemålingar.....	34
4.1.4 Tolking og oppsummering.....	36
4.2 Svarthamartinden.....	38
4.2.1 Morfologi.....	39
4.2.2 Berggrunn.....	40
4.2.3 Tolking og oppsummering.....	40
4.3 Kronstadjellet (A. Grumstad)	41
4.3.1 Morfologi.....	42
4.3.2 Strukturgeologi og litologi.....	45
4.3.3 Tolking og oppsummering.....	45
4.4 Brattfjellaksla (A. Grumstad)	46
4.4.1 Morfologi.....	48
4.4.2 Strukturgeologi og litologi.....	51
4.4.3 Tolking og oppsummering	51

4.5 Brosmebakktaua (A. Grumstad)	52
4.5.1 Morfologi	52
4.5.2 Strukturgeologi og litologi	56
4.5.3 Rørsle	57
4.5.4 Tolking og oppsummering	57
4.6 Trolldalskredet	58
4.6.1 Generell morfologi	59
4.6.2 Berggrunn	59
4.6.3 Beskriving	61
4.6.4 Tolking	66
4.7 Ullstind (A. Grumstad)	68
4.7.1 Morfologi	69
4.7.2 Strukturgeologi og litologi	73
4.7.3 Tolking og oppsummering	73
4.8 Rundfjellet (A. Grumstad)	74
4.8.1 Morfologi	74
4.8.2 Strukturgeologi og litologi	78
4.8.3 Tolking og oppsummering	79
4.9 Russevankskardet (A. Grumstad)	80
4.9.1 Morfologi	81
4.9.2 Strukturgeologi og litologi	84
4.9.3 Rørsle	85
4.9.4 Tolking og oppsummering	86
4.10 Blånova	87
4.10.1 Morfologi	87
4.10.2 Berggrunn	89
4.10.3 Tolking og oppsummering	89
4.11 Storsteinen	91
4.11.1 Morfologi	92
4.11.2 Strukturgeologi og litologi	94
4.11.3 Rørsle	95
4.11.4 Tolking og oppsummering	95
4.12 Skredan (A. Grumstad)	97

4.12.1 Morfologi.....	98
4.12.2 Strukturgeologi og litologi.....	103
4.12.3 Tolking og oppsummering.....	106
4.13 Langdalen	107
4.13.1 Morfologi.....	107
4.13.2 Bergrunn.....	109
4.13.3 Steinbrear	109
4.13.4 Protalus ramparts / Snø og steinsprangavsetningar.....	111
4.13.5 Oppsummering.....	115
4.14 Mindre skred	116
1. Svartbergan.....	116
2. Blånova II.....	117
3. Rambergan	117
4. Trollvassnova.....	118
5. Småtuva/Kvitberget	118
6. Kavlbergåsen	119
5 Diskusjon	121
5.1 Foliasjon.....	121
5.2 Topografi i skredområder.....	124
5.2.1 Topografi i kjeldeområdet.....	124
5.2.2Trolldalskredet	125
5.3 Fordeling av utrasingsretningar	127
5.4 Avsetningslause skredarr	129
5.5 Større skredderiverte avsetningar	130
5.5.1 Steinbrear	130
5.5.2 Protalus Ramparts	131
6. Konklusjon	133
7. Referansar	135

1. Innleiing

1.1 Bakgrunn

Noreg er eit land med stor variasjon i terreng, landskap og geologi. Alt frå lågt kupert terreng med tildels tjukt dekke av lausmassar i sør og aust, til vilt alpint landskap i nord og vest. Det bratte og tildels ville landskapet i nord og i vest fører til at desse landsdelane er særst utsett for naturfaren skred. Skred i form av steinsprang, lausmasseskred og snøskred er dei vanlegaste formene for naturfarar i desse regionane og fører til store skadar på infrastruktur og fare for menneskeliv kvart år (Eikenæs, 2015). Historisk sett er dei største skredulukkene i landet forårsaka av store sjeldne fjellskred som skapar ein sekundær naturfare. Sekundære naturfarar kan vera ei flodbølge eller oppdemming av ei elv som kan føre til eit dambrot og deretter ein stormflaum (flashflood).

I Troms fylke finst alle dei landskapa som er nemnt over, og det kan vera fare for alle skredtypar innanfor eit relativt avgrensa geografisk område. Dette er grunnen til at Troms er det fylket i landet med høgst antall kartlagde ustabile fjellparti. Norges geologiske undersøkelse (NGU) har sidan 2005 registrert 117 ustabile fjellparti (NGU, 2015b). Av desse vert omlag 40 lokalitetar periodisk innmålt med ulike metodar, mens tre fjellparti vert kontinuerleg overvaka; Jettan, Indre Nordnes, og Gamanjunni 3. Dei fjellpartia som er kontinuerleg, men og dei som er periodisk overvaka, er fjellparti som utgjør ein risiko for liv eller infrastruktur og som potensielt kan bli store nok til å falle innanfor karakteristikken fjellskred. Mangan av dei ustabile fjellpartia i Troms ligg slik til at dei verken utgjør ein direkte eller ein indirekte risiko frå sekundære naturfarar som flodbølger. Undersøkingar av desse fjellpartia er derfor ikkje prioriterte.

For å få ein betre forståelse for dei drivande kreftene som fører til skred i ein region, er det viktig å samla og dra nytte av alle undersøkingar og observasjonar gjort i området. Både studier av strukturar og geomorfologi er avgjerande for å finna og for å forstå faktorar som

kan føra til destabilisering av fjellsider, samt vera med på å bestemma kva type utrasing som kan forekomma kvar.

1.2 Formål

I denne oppgåva vert fjellområdet avgrensa av Breivikeidet, Ramfjorden, Tromsøysundet og Ullsfjorden (Figur 1), kartlagt for ustabile fjellparti og skredderiverte avsetningar. Saman med generell geologisk og geomorfologisk informasjon og strukturgeologiske målingar, skal me sjå på dei styrande faktorane for utrasingar i ulike himmelretningar og lokalitetar i studieområdet. Heile området er undersøkt ved hjelp av flybilete. Nokre spesielt interessante lokalitetar nordaust i området, i tillegg til eit sentralt og eit i sørvest er undersøkte i felt. Feltdata kombinert med tidlegare rapportar og undersøkingar saman med kartdata, flybileter og GIS-analyser er hovudgrunnlaget for kartlegginga.

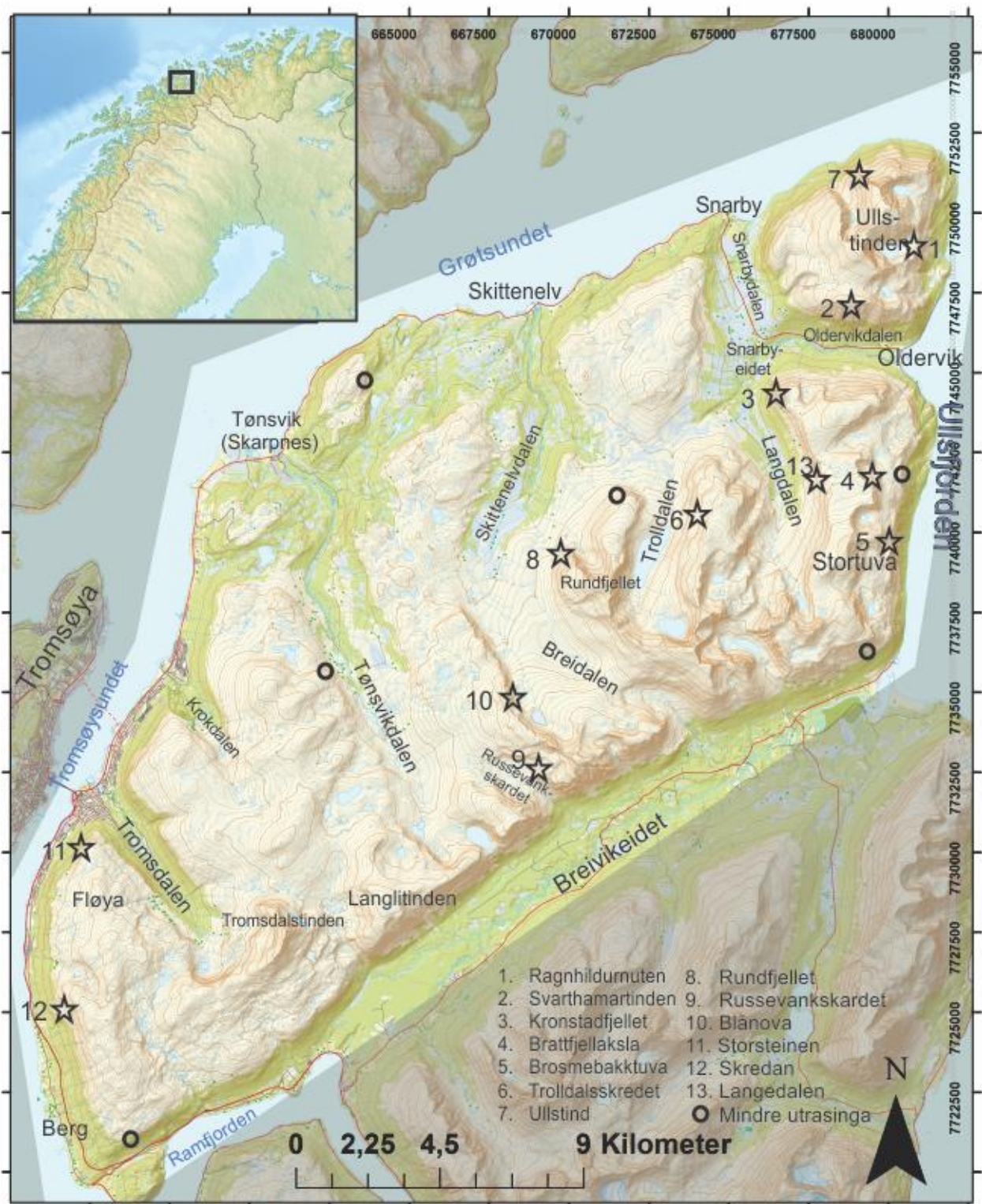
1.3 Samarbeid om prosjektet

Studieområdet er for stort for ei dekkande masteroppgåve. Eg har samarbeidd med Andreas Grumstad for å få arbeidsmengda ned, og samstundes få fruktbare diskusjonar rundt viktige tema. Dette gjorde òg feltundersøkingane meir konstruktive sidan ein har ein med felles mål for arbeidet å kunne diskutera observasjonar med. Alt av resultat er felles, der beskrivingar og tolking av delområder er delt tilnærma likt. For at oppgåvene skal verta meir individuelle og ulike er det i diskusjonskapitelet fokusert på ulike tema. Andreas har fokusert på strukturgeologi (Grumstad, 2017), medan i denne oppgåva er det lagt vekt på morfologiske element.

1.4 Områdebeskriving

Studieområdet ligg aust for Tromsøya, avgrensa av dalføret Breivikeidet, Nordbotn i sørvest og fergekaia i nordaust. Slik sett er området tydeleg avgrensa topografisk av det markante Breivikeidet i søraust og av fjordar og sund på alle andre kantar. Området har ein utstrekning på omlag 530 km². Fjellsidene har ein varierende helling og derav varierende moglegheit for at det skal kunne gå skred. Vest i området er fjella omkring 1000 m høge med bratte skråningar på alle sider ned mot dalar forma av brear i siste istid. Dalsida ned mot Breivikeidet er stort sett stupbratt heile vegen men med slake dalsøkk til sidedalar

innimellom. Store delar av området kan seiast å vera utsett for steinsprangaktivitet grunna mange klippeband av ulik størrelse i dalsidene til dei mange dalføra.



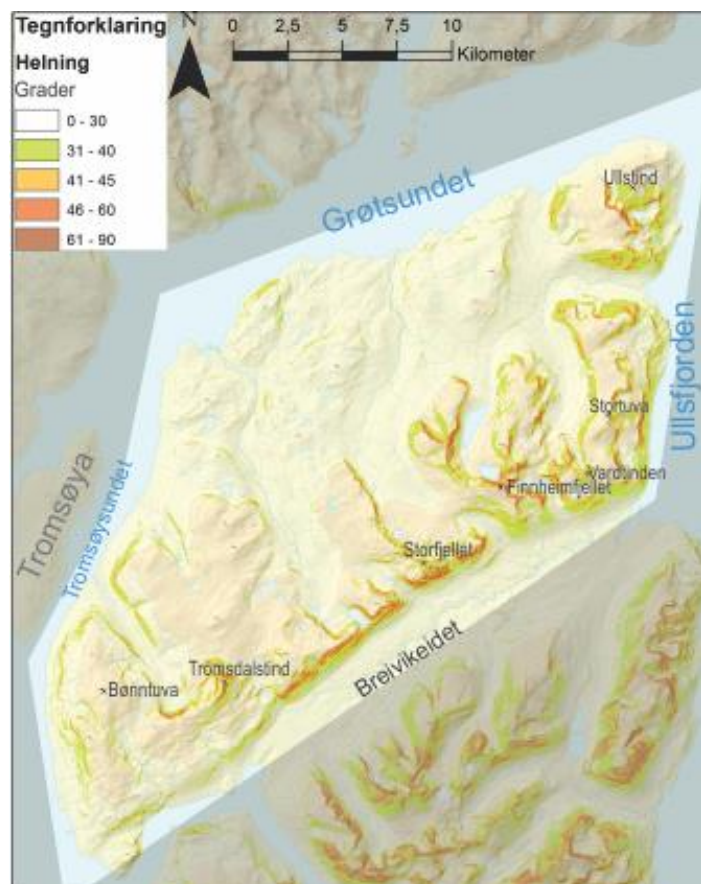
Figur 1: Oversiktskart over studieområdet, med omtalte fjellområder markert. Av desse er Skredan, Russevankskardet, Trolldalskredet, Brattfjellaksla, Kronstadvfjellet, Svarthamartinden, og Ragnhildurnuten befart i felt.

1.4.1 Tidlegare arbeid

Området har inngått i NGU sin kartlegging av ustabile områder/fjellsider i Troms, og punkt i området har blitt omtalt i fleire publiserte rapportar (Blikra et al., 2006b, Henderson et al., 2007, NGU, 2015b). NGU er no ferdige med forprosjektet til sitt fjellskredprosjekt i Troms og skal no arbeide vidare med ROS-delen av prosjektet (Bunkholt et al., 2011). Her har dei utarbeid fleire rapportar som tek føre seg alle kjende ustabile fjellområder i fylket og faregradsklassifisert dei. Norges geologiske institutt (NGI) sette opp måleutstyr og gjorde målingar ved nokre punkt allereie rundt 1987 (Brosmebakktuva) (Bunkholt et al., 2011) men rapportar frå dette arbeidet er ikkje funne.

1.4.2 Geografi og klima

Topografien i området er variert men prega av flate til runde toppar med bratte dalsider. Området har ein relief som går frå havnivå og opp til 1238 moh på Tromsdalstind som er det høgaste nivået. I nordvest er området kupert med toppar på opp mot 700 moh, her startar dei fem nordvest-søraust orienterte dalsøkk som går igjen i området (Tromsdalen, Tønsvikdalen, Breidalen, Snarbydalen/Langdalen). Det er fleire toppar som er over 1000 moh, og søraust mot Breivikeidet er det nokre spisse og til dels alpine toppar (feks. Vardtinden og Finnheimfjellet) før den bratte dalsida ned mot Breivikeidet (Figur 2). Klimaet i Troms er prega av den komplekse topografien med store forskjellar frå kyststrøk til indre strøk over korte avstandar. Normalnedbøren ligg på 1031 mm årleg med oktober og november



Figur 2: Hellingsskart over området. Grunna høg målestokk synest kun større heng, det er fleire mindre klippeparti i nordvest.

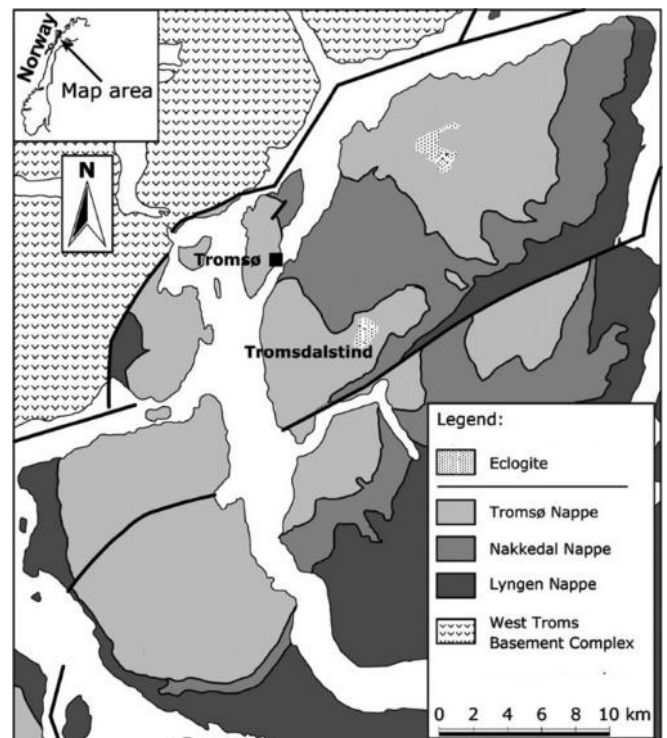
som dei våtaste månadane og mai som den tørraste(SSB, 2013b). Årsmiddeltemperaturen ligg på 2,5°C med januar og februar som kaldast, og juli og august som varmest(SSB, 2013a). Den dominante vindretninga er sørvest som følge av golfstraumen som fører med seg mykje varm og fuktig luft. Mykje av den fuktige lufta som kjem frå havet og inn over kyststrøka blir omdanna til nedbør når den treff kystfjella der det er ei makssone på omlag 1000-1500 mm årleg nedbør. Desse kystfjella(fjella på øyrekka langs kysten og Lyngenhavøya) legg ein regnskugge over indre strøk, og saman med mykje kald og tørr luft frå søraust gir det ein årleg nedbør på 300-600 mm (Dannevig, 2009).

Undersøkingar gjort ved prøvetakning frå borehol syner ei permafrostgrense på 800-900 moh i kyststrøk, og 600-700 moh i indre fjordstrøk(Christiansen et al., 2010). Det studerte området ligg på 69° nord mellom det som kan kallast ytre og indre strøk, så ei anslått permafrostgrense på omlag 700-800 moh er sannsynleg. Kvar haust og vinter kjem det stormar frå Atlanter- og Barentshavet som treff kysten og som fører til mykje nedbør og vind som ofte kjem brått og uvarsla. Desse lite forutsigbare straumane av ustabil havluft frå nordvest kan føra med seg store mengder nedbør som ofte kjem i form av snø(polare lavtrykk)(Harstveit, 2009).

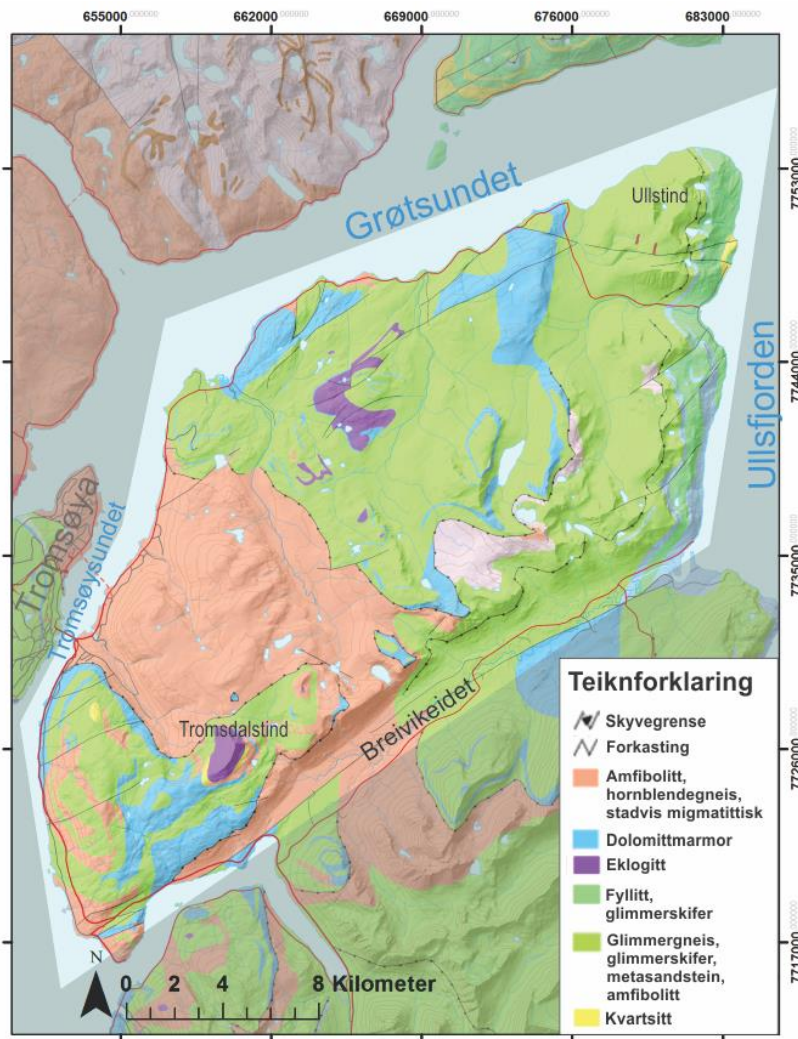
Innad i området er det også tidvis store varisjonar i klimaet som følgje av den varierte topografien. I Nordvest mot Tromsøy-/Grøtsundet kan det vera eit tildels varmt og fuktig maritimt/fjord klima, mens i Søraust i Breivikeidet er det ofte eit kaldare og tørrare klima som kan likne eit kontinentalt/innlandsklima.

1.4.3 Berggrunnsgeologi

Berggrunnen i studieområdet er ein del av den kaledonske dekkseria og danna for om lag 450 millionar år sidan (Fossen et al., 2007). Ut frå feltobservasjonar, berggrunnskart og flybilete ser ein at sjølv studieområdet hovudsakleg er prega av lineament med retning søraust-nordvest og avgrensa av lineament nordaust sørvest som det djupe, breie og flate dalføret Breivikeidet. Desse lineamenta er hovudsakleg framtrédande i overgangen mellom Lyngendekket og Nakkedalskomplekset. Desse lineamenta kan knyttast til mesozoiske forkastningar frå hovudriftfasen som åpna Norske-/Grønlandshavet (Gabrielsen et al., 2002, Bergh et al., 2007, Indrevær et al., 2013). Området er prega av gjenngåande systematiske bergartsgrenser som reflekterer lagdelinga av dei ulike skyvedekkekompleksa i området (Figur 3). Øvst ligg Tromsødekket som nord i området vårt er prega av ulike granatrike gneisiske bergartar og i høgda blokkhav med stor variasjon i bergart (ba). Under Tromsødekket ligg nakkedalskomplekset som er ein del av Tromsødekket. Vest i studieområdet, frå Ullstind i nord over Stortuva og austover mot Skarlifjellet går skyveforkastninga som skiller Tromsødekket frå det underliggande Lyngendekket, her representert av Balsfjordgruppa. Balsfjordgruppa har her ei undergruppe kalla breivikeidformasjonen som er samansett av lag med glimmerskifer og kalkspat/dolomitt marmor (Andresen og Bergh, 1985). Berggrunnsgeologisk kart synt i Figur 4.



Figur 3: Tectonostratigrafisk kart etter Ravna et al. (2006) som syner dei tre aktuelle skyvedekka i området og forkastninga gjennom Breivikeidet.



Figur 4: Bergrunnsgeologisk kart over studieområdet. Kartgrunnlag frå Zwaan et al. (1998)

1.4.4 Kwartærgeologi

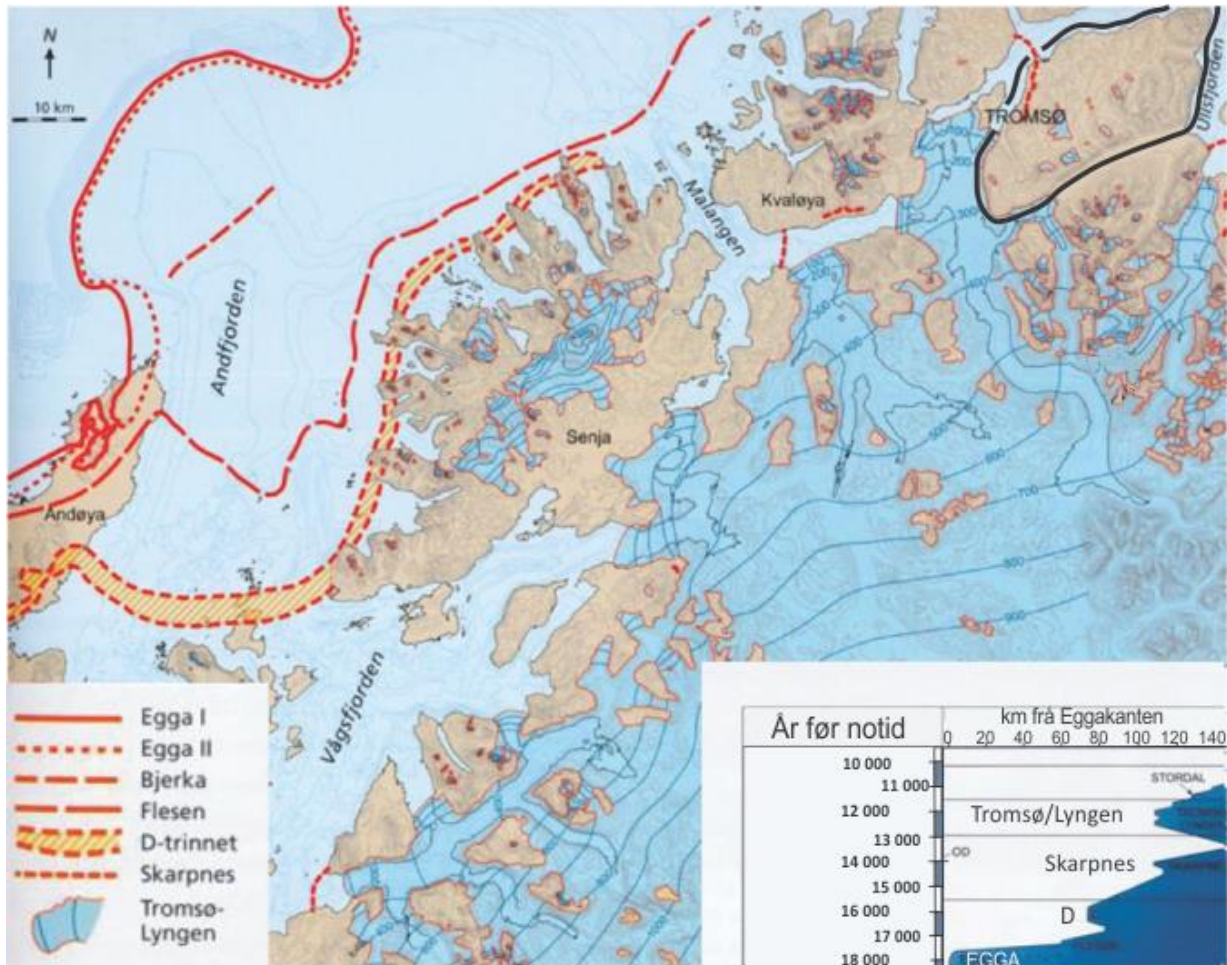
Sidan danninga av den kaledonske fjellkjeda har terrenget og bergrunnen gjennomgått store endringar ved nedbryting i form av tektoniske rørsler og erosjon i fleire fasar over 400 mill. år (Corner, 2005). Istider og aktiv tektonikk i kvartærtida har gjort stort arbeid med å forme landet frå den jamne paleiske overflata som stod att etter mesozoikum (Bryhni, 2015), til det me kjenner det som i dag. Kwartærtida starta for omlag 2,6 mill. år sidan (Bryhni, 2009). I løpet av denne tidsepoka som er prega av hyppige og valdsame klimaendringar har det vore så mange som 40 istider av ulikt omfang (Dahl og Sveian, 2004). Den siste istida er den som har gjort dei mest gjenkjennelege endringane i landet vårt og danna/finpussa landformer som dalar og tindar. Denne istida starta for omlag 115 000 år sidan, var over for omlag

10 000 år sidan, isdekket hadde størst utbreiing for omlag 25 000 år sidan. Under denne istida var heile Skandinavia dekkja av is, berre dei høgaste toppane var isfrie og stakk opp som nunatakkar frå isen. Isen slipte ned og skura vekk enorme mengder stein då denne prosessen utforma dalar og fjordar, materialet vart avsett og danna morenelandskap som terassar, ryggar og eit jamt dekke av stein, jord og sand. Men dalar og fjordar er ikkje danna av istidene åleine. Det er lettare for breane å slipa og skura vekk materiale der berggrunnen allereie er svak. Dette er områder med bergartsgrenser, forkastningssoner, områder med svakare bergartar, og områder med allereie godt utvikla terreng. Dette ser ein godt i områder der det er mykje hardfør berggrunn som granitt og gabbro, der fjella ofte er bratte og høgare som eit resultat av at dei er meir motstandsdyktige og fører til at isen "grev" meir nedover svakheitssoner enn sidelengs i fjellveggane.

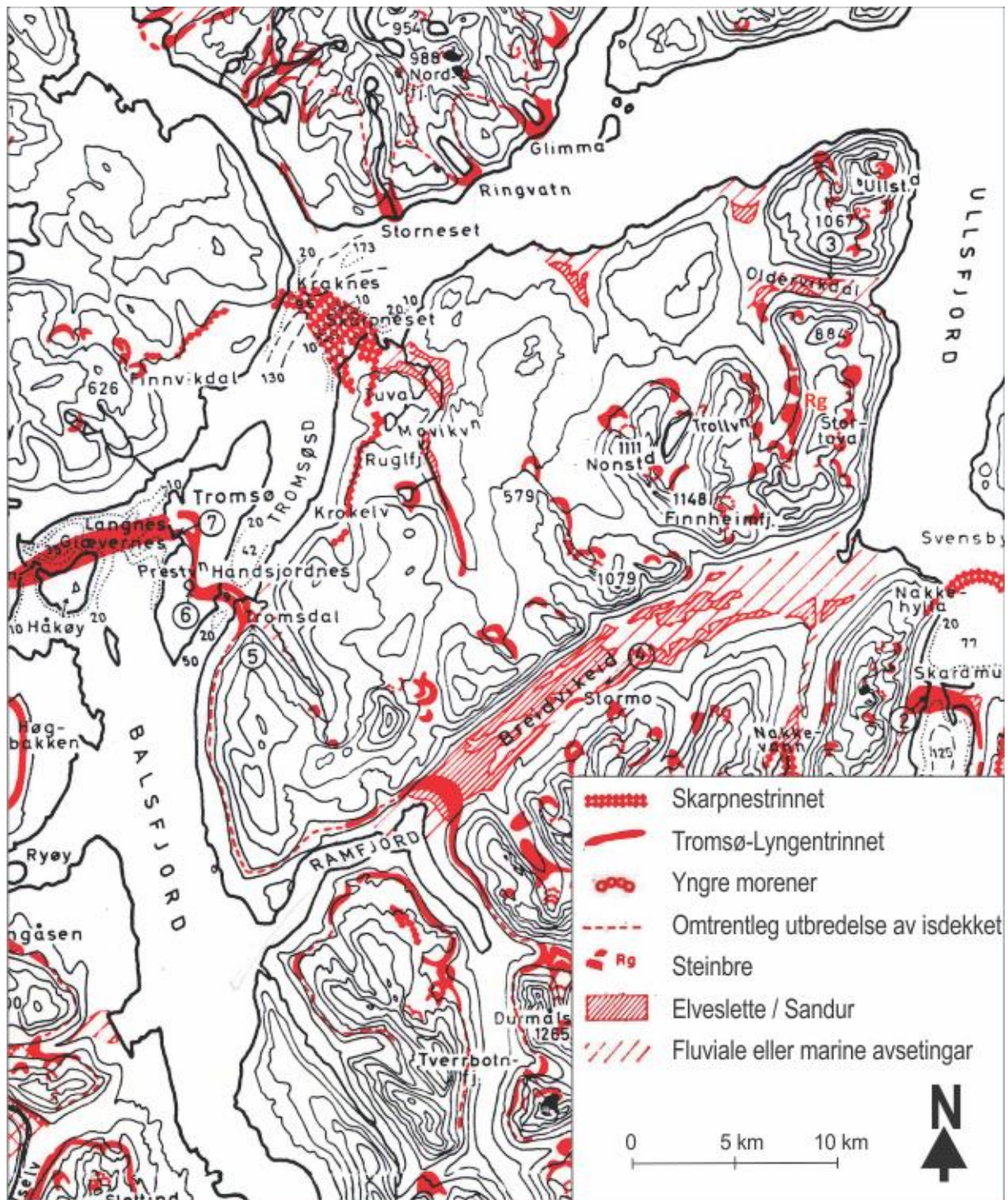
Sjølv om istida var på sitt største for 25 000 år sidan er fortsatt breerosjonen stor i delar av Troms. Istida var ikkje ein jamn kald fimbulvinter, og isen låg ikkje som ei jamn kappe i 100 000 år. Det var fleire tilbaketrekningar og framrykningar av isdekket som nådde heilt ut til Eggakanten ved to høver; 26 000 og 19 000 år sidan. Men dei mest gjenkjennbare framrykningen skjedde under eldre(skarpnestrinnet) og yngre(Tromsø-Lyngen-trinnet) dryas og har etterlete seg tydelege spor i Tromsøområdet samt studieområdet vårt i form av sidemorener langs fjordane og randmorener som syner utbredelsen av isdekket(Figur 5 og Figur 6)(Andersen, 1968).

Der det ser ut til å ha sett størst spor er den siste framrykkinga i Yngre Dryas kalla Tromsø-Lyngen-trinnet. Isdekket hadde mindre utstrekning enn under Skarpnes-trinnet i eldre dryas, men har truleg trekt seg milevis tilbake før det igjen gjorde eit stort framrykk. Avsetningane etter dette framrykket kan sjåast samanhengande som randmorener over store deler av Norden (under forskjellignavn, kjent som Raet i Sør-Norge). Morener frå mindre brear som låg utanfor det store isdekket kan og korelerast med dei to framrykningane i dryas. Isdekket utøver ikkje berre erosjon, men set og høgt trykk på berggrunnen for så å avlaste den når isen trekk seg tilbake. Dette er nærare omtala i teori-kapitlet.

Studieområdet vårt har nok ikkje vore dekt av is sidan slutten av den siste istida. Omkring Weichsel høgglasial(16 000 år sidan) ettersom det passar med skisser frå Vorren og Plassen (2002) laga for isutbredelse i Sør-Troms.



Figur 5: Isutbredelsen i Troms frå 18 000(Egga) til 12 000 år sidan(Tromsø-Lyngen) . Blågrønt dekke med høgdekoter syner isutbreiinga under Yngre Dryas(Tromsø-Lyngentrinnet). Avstanden til Eggakanten for dei ulike breandtrinna er synt nede til høgre. Studieområdet(svart omriss) hadde berre mindre botnbreiar under dryas, men var truleg dekt av is for 16 000 år sidan. *Figur etter Vorren og Mangerud (2006) (Ramberg et al., 2007)*



Figur 6: Kart over randtrinn og kvartærgeologiske avsetningar i studieområdet. Andersen (1968)

2. Teori

I denne avhandlingen vert ord som fjellskred, steinskred, ustabil område, og ustabil fjellparti brukt hyppig. For at desse skal bli tolka rett følger her ein teoridel med forklaringar, og definisjonar av uttrykka som vert nytta i denne oppgåva. Avsetningstypar vert og omtala i dette kapitlet.

2.1 Skredklassar

Skred er definert på ulike måtar i ulike artiklar og bøker av ulike forfattarar ut frå kva som skal omtalast i det gitte verket. I denne oppgåva vert skred definert slik; Skred er ei masserørsle av stein, og/eller lausmassar som er driven nedover av gravitasjonen (Braathen, 2004).

Vidare vil ulike relevante skredtypar bli klassifiserte ut frå materiale, storleik, og rørslesprosess (failure-mode/ kontrollerande faktorar). I Noreg vert masserørsla navngitt ut frå storleiken på massane som er i bevegelse medan på engelsk er det ein meir forklarande klassifikasjon som har med utrasingsmåten i dei ulike klassane.

Det er 3 hovudklassar av skred ut frå materialet som er i rørsle;

- Steinskred som er all masserørsle av stein i alle størrelsesordnar som har sitt opphav i fast fjell. Det vil seie at sjølve berggrunnen er vorten ustabil og sat i bevegelse (Høst, 2006). Steinskred vert vidare delt opp etter volum, beskrive seinare i kapitlet (steinsprang, steinskred, og fjellskred). Dette inkluderer også lausmassar og eventuell snø som blir utløyst sekundært, men som utgjer ein mindre del av massane. Heretter vil skred verte nytta om ein fullstendig kollaps, medan ein mindre forflytting/lausrivelse av eit fjellparti frå sine geologiske omgivnader vert betegna som eit ustabil fjellparti.
- Lausmasseskred gjeld for alle skred som går i lausmassar som ligg over og som ikkje har tilknytting til fast fjell. Dette kan vera stein, grus, silt og leire, jordsmonn med høgt innhald av organisk materiale, samt massar deponert av menneske. Lausmasseskred kan vidare delast inn i fleire grupper ut frå kva lausmasse som er hovudinnhaldet og kvar den stammar frå (NVE, 2013).
- Snøskred er store massar av snø og/eller is som losnar frå resten av snødekket og skliar ned i bratt terreng ($>30^\circ$) (McClung og Schaerer, 2006). Snøskred kan også innehalda lausmassar og organisk materiale som vert iblanda under bevegelsen (Boensch et al., 2014).

Det er tydeleg ut frå topografien, og geomorfologien i området at det er utsett for snøskred og lausmasseskred. Avsetningane frå desse skreda er mange, men vert ikkje lagt stor vekt på med mindre det har tilknytning til fjellskred.

2.1.1 Steinsprang

Steinsprang er masserørsle av stein opptil omlag 1000 m^3 som enten skliar eller veltar ut (Devoli et al., 2011). Det kan vera enkeltblokker eller fleire, men dei beveger seg uavhengig av kvarandre. Dette er den klart vanlegaste forma for masserørsle og førekjem over heile landet til alle årstider. Steinsprang førekjem i bratt terreng med helling $>40^\circ$ (Evans og Hungr, 1993, Dorren, 2003, Jaboyedoff og Labiouse, 2003, Dorren et al., 2011), og kan vera ein utløyssande faktor for større steinskred (eks. Tafjord 1934). Store delar av studieområdet er utsett for steinsprang, og vil bli omtala i samband med avsetningar og andre større skred.

2.1.2 Steinskred

Når steinmassane overskrider 1000 m^2 vert masserørsle kalla eit fjellskred, denne definisjonen går heilt opp til $100\,000 \text{ m}^3$ (Devoli et al., 2011). Eit steinskred skil seg hovudsakleg frå eit steinsprang ved at volumet kan vera betydeleg større, men og ved at store blokker blir knust opp til mindre blokker som spreiar seg over eit større område. Blokkene rullar, sprett og fell nedover dei bratte fjellsidene (hovudsakleg helling $>40^\circ$).

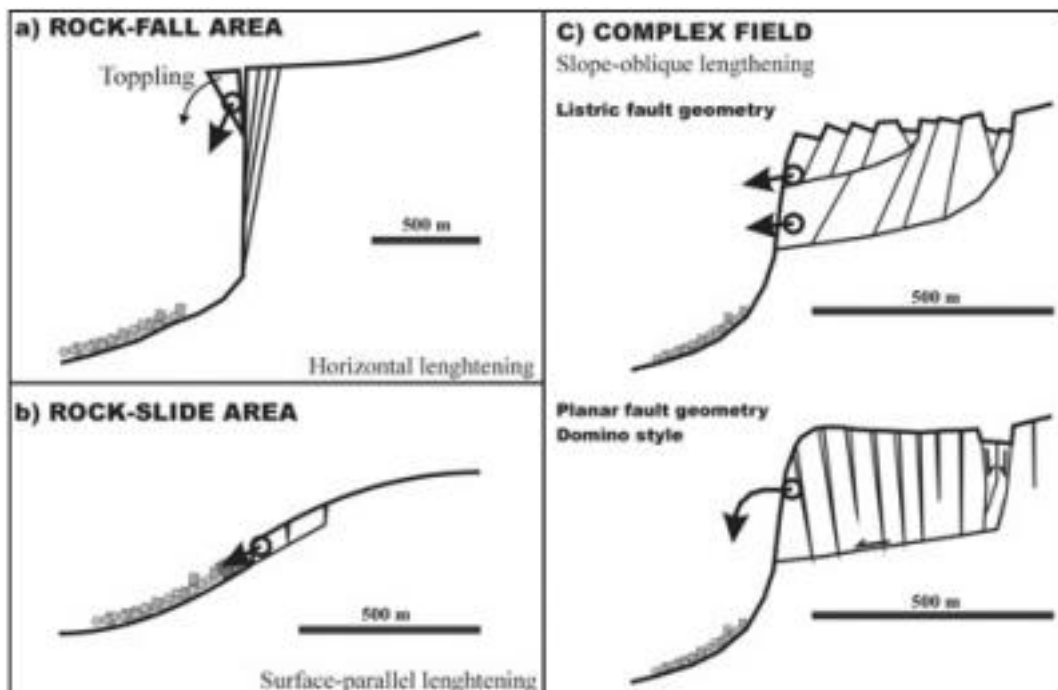
2.1.3 Fjellskred

Masserørsle av stein over $100\,000 \text{ m}^3$ vert kalla fjellskred og førekjem svært sjeldan. I eit fjellskred påverkar dei enkelte blokkene kvarandre og massane bevegar seg i ein straum der ulike blokker støytar på og knuser kvarandre nedover fjellsida. Fjellskred kjenneteiknast av komplekse utrasingsmekanismer, høg fart, og stor utstrekning. Grunna at utløpslengda til fjellskred kan bli fleire kilometer utviklar dei seg ofte også til å bli ein blanding av stein, jord og is som den dreg med seg nedover og derav får eit aukande volum, utstrekning og skadepotensial. Fjellskred etterlet store endringar i landskapet som kan synast tusenvis av

år seinare, både skredbaner og avsetningar. Ofte er det dei sekundære effektane som gjer størst skade både på landskap og liv. Slike sekundære effektar kan vera flodbølger som følgje av fjellskred som går ut i vatn, eller oppdemming av elver som kan føra til dambrot og derav ein "flashflood". (Devoli et al., 2011)

2.2 Klassifisering av kjeldeområder for stein- og fjellskred

I artikkelen "*Rock-slope failures in Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability*" av Braathen et al. vert det lagt fram tre klassifiseringar av kjeldeområder og prosessane for stein- og fjellskred:



Figur 7. Klassifisering av stein og fjellskred ut frå kjeldeområde (Braathen, 2004).

2.2.1 Utvelting

Utvelting(toppling)(Figur 7a) skjer i svært bratte klippeområder med vertikale sprekker som er tilnærma parallelle med bergveggen, men som ofte går ut i dagen lengre nede i bergveggen. Når den drivande krafta overgår friksjonskrafta som held blokka på plass vil blokka velte ut.

2.2.2 Utgliding

Utgliding (Figur 7b) skjer i fjellparti der bakkehellinga er relativt låg (<45°), og det er ei svakheitssone med eksempelvis foliasjon, lagdeling eller sprekkeseitt som er sub-parallell med bakkehellinga. Utglidinga skjer ved at blokker sklir på eit glideplan danna av eit eller fleire av eksempla ovanfor. Utgliding i ei fjellside kan føre til destabilisering av parti i fjellsida høgare oppe. Dette som eit resultat av at utglidinga lengre nede kan føra til høgare hellingsvinkel på sida. Utgliding kan skje på fleire måtar, som for eksempel planart eller ved sprekkeseitt som dannar kilar.

2.2.3 Komplekse områder

Komplekse områder (Figur 7c) har ofte eit stort areal (>ca1km²) og varieranda djubde frå titals til fleire hundre meter. Slike områder er karakteriserte av kaos, det vil seie mengder av forskjellige geologiske strukturar som ein ikkje heilt ser samanhengar i ved første augekast. Dei kan ha låg, men varierende hellingsgrad, og dei ligg ofte i områder med ei eller fleire forkastingssoner. Geomorfologien er ofte prega av fleire deformasjonstunger danna av ein kombinasjon av utvelting, gliding og andre gravitasjonsprosessar. Dei ulike tungene er ofte adskilte av større sprekkesystem eller små lokale forkastingar. Horst- og graben strukturar er eit sikkert teikn på deformasjon og er svært vanlege i komplekse områder. Slike områder kan delast inn i to rørslemønster vist i Figur 7c; listrisk geometri med rotasjon bakover, og plangeometri med utvelting. Generelt sett fører områder med listrisk geometri til meir deformasjon før endeleg kollaps enn eit område med plan geometri. Slike komplekse områder kan vera ufarlege om dei vert utløyste i fleire ulike små hendingar, men kan og vera kjelda til katastrofale fjellskred om dei kollapsar i ei hending der dei skapar direkte enorme øydeleggingar eller utløyser sekundære farar som flodbølger og oppdemming.

2.3 Ustabile fjellparti

Ustabile fjellparti vert her nytta om områder som syner teikn til deformasjon, men som ikkje har rast heilt ut enda, det vil seie at massane ikkje har lagt seg til ro ved foten av fjellsida som følgje av ein utrasing (Høst, 2006). Det vert ikkje teke med i betraktninga om området i

dag har bevegelse, kun at det tydeleg har vore forflytting og er størrelsesmessig eit potensielt steinskred eller større.

Ustabilt fjellparti vert nytta om eit større område som kan innehalda fleire ustabile blokker, og platå som tydeleg er lause frå fast fjell og sine geologiske omgivnader. Når ustabile blokker og platå vert omtala er det ofte som fleire mindre punkt i eit større ustabil fjellparti. Dette kan vera eit platå eller ei blokk bak eit skredarr eller i ei bratt fjellside som tydeleg er påverka av gravitasjonen og syner at dei er delvis utsklid eller utvelta.

2.4 Utløysningsårsaker

Den endelege utrasinga av alt frå eit steinsprang til eit større ustabil fjellpart vert ofte påverka av og har samanheng med andre faktorar enn gravitasjon og strukturar. Her vert det lista opp fire faktorar som utset berggrunnen for ekstra krefter over kort tid(ikkje permanent).

2.4.1 Vatn

Vatn er den vanlegaste ytre krafta som bidreg til utløysning av steinskred om ein ser vekk frå jordskjelv(Holmes, 1984, Braathen, 2004). Vatn som følgje av nedbør, snøsmelting og avrenning kan raskt fylle opp sprekkesett, utføre eit stort trykk på berggrunnen, men og føre til at normal-spenninga som stabiliserar berggrunnen vert minska og derav føre til utrasing(Holmes, 1984).

Ved kjemisk forvitring over tid kan og vatn føre til nedbryting av mineral og vidare føre til danning eller destabilisering(forkastningsbrekkje) av eit glidesjikt av finstoff i sprekkesett (Braathen, 2004).

Vasstrykk som følgje av auka grunnvasstand er årsaka til at det tydeleg går flest steinsprang i Noreg på hausten grunna mykje nedbør, samt høg steinsprang aktivitet under kraftig snøsmelting seint på våren(Sandersen et al., 1997). Aukinga i grunnvasstanda som følgje av vassfylling i sprekker er og påverka av permafrost og is som tettar sprekkene og fangar vatnet, dette fører ei hurtig auking i vasstrykket

2.4.2 Glasial avlastning

Gjennom dei siste istidene har den glasiiale utbreiinga variert stort. Isdekket har vekse og minka, dette påfører bergrunnen store krefter som vart fjerna når isen forsvann. Denne trykkavlastninga fører med seg fleire faktorar som spelar inn på stabiliteten til fjellsider. Eit fenomen som er svært tydeleg og framtrudande i denne samanhengen er eksfoliasjon og som tyder avskaling, dette førekjem der foliasjonen er parallell med fjellsidene og andre framtrudande sprekkesett er få.

Meir vanleg er det ved å vera der, fungerer breane stabiliserande. Når breane forsvinn vert trykket isen har sett på bergrunnen borte og berggrunnen sine plastiske eigenskapar skapar nye og påverkar eldre sprekkesett(Ballantyne, 2002). Når den stabiliserande krafta forsvinn, og har auka brattheita til dalsida, samtidig som dei plastiske eigenskapane til fjellet fører til utviding/destabilisering får ein gode vilkår for utrasing(Jarman, 2009). Denne syklusen kan gjenntakast gjennom fleire istider der fjellet er stabilt under istada, ustabil når isen har trekt seg tilbake og mellombels stabilt når isen igjen gjer framrykk(Jarman, 2009).

Denne avlastninga er årsaka til at mange skred i Noreg er daterte til like etter isavsmeltinga, og kan vera opphavet til mange av dei fjellpartia ein ser på som ustabile i dag.

2.4.3 Fryseprosessar

Krafta som vert sett på bergrunnen når vatn i sprekker frys og utvidar seg er betydeleg. Denne krafta er med på å utvida sprekker og derav skape bevegelse i berggrunnen/fjellet, dette vert kalla frostsprenging. Denne prosessen er med på å både stabilisera og destabilisera ustabile fjellparti og blokker(Braathen, 2004). Ved frysing vil sprekker utvida seg, men og stabilisera seg om frosta varar over lengre periodar utan tining grunna at dei vert fryste fast.

Denne stabiliseringa er avhengig av at vatnet frys i store deler av sprekkane, og ikkje berre i botnen sidan isen då vil verka som ein propp som fangar vatn og aukar vasstrykket. Ved hurtige fryse-tine syklusar(frys om natta og tinar om dagen) vil det verka destabiliserande og det kan oppstå ein slags jekke-prosess som pressar blokker stegvis utover jo lengre ned vatnet og derav isen kjem i sprekkane(Sandersen et al., 1997).

2.4.4 Seismisk aktivitet/Jordskjelv

Jordskjelv er ein kjend utløysingsårsak for skred i områder der det er høg seismisk aktivitet, og teikn til seismisk utløyste skred er mange i historisk samanheng(Braathen, 2004).

I Noreg er dagens seismiske aktivitet låg, og det er berre observert mindre steinsprang og leirskred som har samanheng med jordskjelv(M6 i Mo i Rana i 1819)(Olesen et al., 2000). For at eit steinskred skal kunne verta utløyst av eit jordskjelv må det ha ein viss styrke, for steinsprang må det ha ein styrke på M4 medan for større fjellskred må ein opp i M6(Keefer, 1984). Jordskjelv på denne størrelsen er svært sjeldne i Noreg og har ein gjentakingsinterval på henholdsvis 130 år og 1500 år for M5 og M6(Olesen et al., 2000).

Det er gjort fleire undersøkingar omkring Storeggaskredet, og det er stor tru på at det vart utløyst, eller at det hadde samanheng med eit større jordskjelv i området Møre og Romsdal for om lag 7000 år sidan(Olesen et al., 2000).

2.5 Avsetning

Skred set spor i terrenget, det kan sjåast som både erosjon og avsetning. Her vert avsetningar knytt til ulike relevante skredtypar omtala og forklarte.

2.5.1 Fjellskredavsetningar

Store fjellskred dannar tungeforma avsetningar med dårleg sortering(ugradert) av store blokker. Avhengig av utløpsdistanse og størrelse på skredet vil gradienten og mektigheita på avsetninga variera(Blikra et al., 1989). Desse avsetningane kan i nokre tilfeller der forholda ligg til rette for det topografisk og størrelsesmessig strekka seg langt ut i dalsider, og ved nokre høve opp på motståande dalside eller kryssa fjordar.

2.5.2 Steinsprangavsetningar / Talus

- *Ur*

Ei jamn skråning som er danna av gjentatte steinsprang over lang tid. Kjeldeområdet er ofte ein jamn og bratt fjellvegg utan synleg utprega skredløp. Sorteringa går frå fint materiale i øvre del og gradert ned til botn der det grovaste materialet vert avsett grunna utløpslengda.

Hellinga på ura er jamn med fall på 20°-45°(Blikra et al., 1989). Steinsprangavsetningar har ein mykje brattare gradient enn fjellskredavsetningar grunna den mindre kinetiske energien i dei mindre massane.

- *Steinsprangvifte/kjegle*

Steinsprangavsetning som framstår som ei jamt forma kjegle med rot i skredrenner/skredbaner. Overflata er oftast jamn med ein helling på 25°-45°, men med ein konkav form i botn der dei største steinspranga vert avsett. Sorteringa går frå fint materiale i øvre del og gradert ned til botn der det grovaste materialet vert avsett grunna utløpslengda(Blikra et al., 1989).

2.5.3 Steinbrear

Ein steinbre er ei breforma samling av stein i ulik storleik, hovudsakleg frå blokker til grus, der holromma er eller har vore fylt av is. Ein aktiv steinbre har deformasjon og bevegelse som følge av gravitasjonen, som ein isbre, berre mykje tregare. Steinbrear er ofte resultat av utrasingar i områder der det er permafrost på utrasingstidspunktet(Haeberli, 1985, Hagen, 2011), danninga kan vera resultat av overflatevatn som frys mellom porene i skredmaterialet eller snøskred som vert dekt av lausmassar og blir ein del av permafrosten. Morener med is i kjerna kan og utviklast til å verte steinbrear om dei vert avsette i områder med helling . Kjenneteikna til steinbrear er ein steil front med helling akkurat på rasvinkel(~40°), og at dei er tungeforma, ofte med fleire ryggar bakover tunga som er parallelle med fronten(Hagen, 2011).

2.5.4 Protalus ramparts

Store tydelege avsetningar som kjem frå ein kombinasjon av steinsprang/-skred og snøskred er teke med i kartlegginga sidan dei er geomorfologisk framtrédande. Dei snøskredavsetningane som er kartlagde og som skil seg mest frå steinsprangvifter er protalus ramparts.

Ein protalus rampart er ei landform som kan likna på ei endemorene eller ei randmorene i form. Det som gjer at dei kan skiljast ut og kartleggjast som denne typen avsetning og ikkje morenemateriale er avsetningsmiljøet, den avgrensa størrelsen, og sorteringsgrad og form på materialet.

Denne typen avsetning vert danna ved at steinsprang losnar i ein klippevegg over ei snøfonna, steinspranga sklir/rullar over snøfonna og vert avsett langs kanten av fonna. Dette dannar ei rampeforma talusfront som namnet tilseier. Danningsgrunnlaget for ei slik landform er at snøfonna som steinspranga sklir på vert tjukkare/er i vekst(Ballantyne og Kirkbride, 1986). Ved minsking av fonna vil det bli danna ein ny rampart over den første. Når denne snøfonna er smelta vekk vil området over protalus ramparten bli til ei steinsprangvifte.

Kjenneteikn på avsetninga er at den ligg under kjeldeområde for steinsprang; bratte klipper og skredløp/gjel i dalsider på breeroderte U-dalar, dei har dårleg sortering og ingen fast matrix mellom større blokker. Dei er oppbygde av skredmateriale, det vil seie at materialet er svært kantete/angulært og ser på avstand ut som smilemunnar i fjellsida.

Ein rampart kan forvekslast med steinbrear sidan dei ofte førekjem i same områder. Den største forskjellen på dei to landformene er at steinbrear ofte har fleire kompresjonsryggar som er parallelle med fronten som er danna av rørsle i ismassane og den avgrensa størrelsen på ein rampart(Ballantyne og Kirkbride, 1986). Det er verdt å ta med at grunna danningsgrunnlaget for landforma vil den kunna utvikla seg til ein steinbre om snøfonna i bakkant veks over mange år, sidan størrelsen på avsetninga vil bli stor og det sannsynlegvis vil oppstå permafrost i avsetningane(Liestøl, 1962).

Terminologien er under revisjon/debatt (Hedding, 2011) , og det vert av nokre forskarar kalla pronival(foran snø) ramparts(Hedding, 2016). Her vil det bli nytta protalus rampart av den enkle grunn at det er den eldste termen samt at formålet er å skilje avsetningane frå dei større steinbreane med tydeleg teikn på indre deformasjon. Om det er teikn til deformasjon i det som størrelsesmessig liknar på ein protalus rampart kan det vera resultat av snøpressingsprosessar frå snøskred som går på steinur og lagar ei landform som kan likna på ein liten steinbre(Shakesby et al., 1999).

2.6 Krypprosessar

Store delar av studieområdet er dekkja av eit relativt fint, men til dels tjukt lausmassedekke. Fleire stader er det tydelege teikn på deformasjon i dette dekket, eksempelvis mellom Ragnhildurnuten og Svarthamartinden, samt i området omkring Steinbre 4 i Langdalen. Slike krypprosessar vert kalla soliflaksjon og er sakte kryp av vassmetta lausmassar(Andersson,

1906) og førekomma i både fine og grovare massar(Ballantyne, 2002). Dei er kjenneteikna av tungeforma hevingar i terrenget og kan dekkja store områder. Slike krypprossar kan førekoma i terreng med helling frå 2° - 30° . Denne vassmettinga kan komma av brå eller hurtig snøsmelting, store nedbørsmengder utanfor normalen over kort tid, smelting av telehiv og av smelting av det aktive laget i permafrost(Andersson, 1906, Benedict, 1976, Ballantyne og Harris, 1994). Lausmassane vert løfta opp, parallelt med overflata, som følgje av vassmetting eller telehiv. Om vassmettinga er stor og lausmassane fine nok kan det vera nok til å gjera det øvre laget i lausmassane ustabil og det vil siga nedover. Om det er snakk om telehiv vil dei heva lausmassane setje seg vertikalt ned i staden for å synka ned igjen parallelt med grunnen og derav gi forflytting/deformasjon av lausmassane.

Når områder med permafrost(det vera kontinuerleg eller sesongbasert) eller anna(bergrunn) som er ugjennomtrengelig for vatn er overlaga med eit tynt lag lausmassar er prega av krypprossar vert det kalla gelifluksjon. Under slike forhold er hastigheita på deformasjonen mykje høgare enn i områder med tjukt lausmassedekke. I tillegg til indre deformasjon, grunna ustabilitet innad i lausmassane, kan det førekomma gliding på det frosne laget eller på bergrunn. Det er antatt at store områder med krypprossar der det i dag ikkje er permafrost, vert sett i gang medan det tidlegare var permafrost i området og at det i dag ikkje er særleg aktivitet(Benedict, 1976, Ballantyne og Harris, 1994).

2.7 Geomorfologisk terminologi på kjenneteikn for ustabile fjellparti

Bakskrent

Ein bakskrent er ein skrent som avgrensar skredets øvre del. Bakskrenten er ofte det som skil den inntakte bergrunnen frå den deformerte bergrunnen, men i nokre tilfeller er det opne sprekker bak bakskrenten som er parallelle med bakskrenten men som ikkje syner vertikal deformasjon. Bakskrentar i skredområder der utrasinga er ferdig vert her omtala som skredarr.

Benkar / terrassar

Del av deformert skredområde som skil seg frå resten av utglidinga med si slakare heling og intakte framtoning. Tilnærma flatt område.

Synkehol

Fordjuping/innsynking i terrenget danna av oppløysning av kalkstein, og andre lettløselege bergartar. Dette fører til at overliggjande sediment eller anna bergart kollapsar og dannar eit hol.

Sjølv om det er kalkstein(marmor) i området, vert synkehol her nytta om sirkulære innsynkingar i ustabile områder(Henderson et al., 2011). Oppsprekking av bergrunnen i eit ustabil område skapar holrom i bergrunnen som overliggjande lausmassar sidan kollapsar inn i. Denne kollapsen kan og knyttast til dreneringspunkt som kan framskunda prosessen.

Skredaktivitet

I større fjellparti som er ustabile vil det som regel vera ein del mindre utrasingar som igjen kan tolkast som teikn på større indre deformasjon. Dette i form av streinsprang eller utrasingar av lausmassar som er gjort ustabile av den større deformasjonen. Slike utrasingar kan skje i heile det ustabile fjellpartiet, bakskrent, del av ustabil blokk, og i fremre avgrensing der deformasjonen er størst.

3. Metode

I avhandlingsa vart det utført felles feltarbeid og delvis felles bearbeiding av innhenta data saman med Andreas Grumstad.

3.1 Feltarbeid

Feltarbeidet til denne oppgåva vart med unntak av ein dag i juni utført i august og september 2016. Ni lokalitetar vart befart over tolv dagar derav elleve til fots og ein med helikopter. Den første dagen i juni vart brukt saman med biveileidar Steffen Bergh og to andre masterstudentar ved det store skredet ved Skredan sørvest i studieområdet for å få ein innføring i gode feltmetodar. Det vart og nytta ein dag i juni med hovud- og biveileidarar Geoffrey Corner og Steffen Bergh samt tre andre masterstudentar for å få innføring i gode feltmetodar og ein innføring i studieområdet ved Oldervik nordaust i studieområdet. Ni dagar i august og september vart nytta til å sjå nærare på interessante områder. Dei besøkte områda vart valde ut frå flyfoto, tidligare publisert arbeid samt hovudveileidar sine anbefalingar. 20. august vart nytta til helikopterbefaring av nokre lokalitetar i studieområdet saman med Martina Böhme og Reginald Hermans frå NGU, samt to andre masterstudentar. I Figur 8 er det synt til dei lokalitetane som vart befart til fots. I tillegg til dette vart Skredan, Russevankskardet, Svarthamartinden og Ragnhildurnuten befart frå helikopter saman med NGU, det var kun på Skredan det vart landa.

Formålet med feltarbeidet var å få samla inn data og å gjere observasjonar ved skredområder for å få ein oversikt og forståing for både dei spesifikke interesseområda, samt i ein meir regional setting. Det vart gjort strukturmålingar, ved samtlige lokalitetar og på samtlige feltdagar.

Under kvar feltdag vart det nytta ein GPS av typen Garmin 64st til å føre sporlogg, samt sette interessepunkt ved områder der det vart utført strukturmålingar, teke bilete samt ført notatar av observasjonar.

3.1.1 Strukturmålingar

Geologiske strukturar er det som styrer utrasingar i fast fjell. For å tolka desse strukturane, og for å kunne vurdere sjansen for ein skredhendelse, og for å kunne forstå tidlegare hendingar er det nyttig å ha ein oversikt over berggrunnsgeologiske strukturar i området. Under feltarbeidet vart det teke strøk og fall målingar av sprekkesett og foliajon med eit Silva Expedition S speglkompass. Her var me påpasselege med å nytte høgrehandsregelen for å få rette og konsekvente målingar på alle lokalitetane gjennom dei 12 feltdagane. Det vart gjort målingar ved fleire punkt ved kvar lokalitet samt i områder undervegs til lokalitetane. Ved nokre lokalitetar var det få gode blotningar å gjere målingar på, og i nokre områder var det usikkert om blotningar var fast fjell eller store deformerte blokker. Etter feltarbeidet vart strukturmålingane framstilt i stereonett gjennom programmet orient(<http://www.frederickvollmer.com/orient/>) og nytta til vidare tolking av området. Feilkjelder kan vera dårleg blotta planstrukturar, dårleg presisjon på målingar ved tilnærma horisontale plan, samt lite presise kompass og avlesingar.

3.1.2 Fotografi

Det vart teke i overkant av 1500 bileter under feltarbeidet med eit kamera av typen Sony NEX-5N (18-55mm). Desse fotografia er nytta til tolking og figurar i oppgåva. Under helikopterbefaringa med NGU tok Martina Böhme og Reginald Hermanns fleire foto ved kvar av lokalitetane som vart befarte. Det er og innhenta fleire foto frå tidlegare feltbefaringar gjort av NGU, masterstudent Eirik Bjørklid, og tidlegare masterstudent ved UiT Harald Eriksen. Der desse bileta er nytta er det presisert.

3.1.3 Observasjonar

Ute i felt vart det og gjort skisser, tolkingar, og teke notatar av observerte berggrunnsgeologiske og geomorfologiske strukturar. Det vart og notert idear om vidare arbeid/undersøkingar i form av spørsmål og lister.

Alle desse feltobservasjonane har gjort vidare arbeid med tolkingar ut frå flybilete og terrengmodellar svært mykje enklare.

3.2 Flyfoto

Ulike former for flyfoto vart nytta til å tolka og kartlegga strukturar studieområdet

Flyfoto frå Norgebilder vart nytta under heile prosessen, før og etter feltarbeid og vidare gjennom heile oppgåveskrivinga. Ut frå flybileter kan ein sjå strukturar og avsetningar før ein går ut i felt, dette er svært nyttig for å få eit overblikk/fugleperspektiv og ikkje bli fanga i froskeperspektiv når ein er i felt. Det er og særst hjulpsamt og heilt nødvendig for å studera områder frå kontoret sidan det er tidkrevjande og til dels umogleg å dekke eit så stort område berre med feltbefaringar. Flybileter er og lasta inn i ArcGIS for å gjera det lettare å setja grenser under kartarbeidet. Flybileter vert og sett på med stereolupe for å kartleggja områder ein ikkje har vitja under feltarbeidet. I stereolupa får ein flybileta fram i 3D med overdriven vertikal projeksjon.

Dei flyfotoa som er nytta til figurar er tatt 16/08-2011 og har ein oppløysning på 0.4m, for å få andre skyggeforhold vart også bilete tatt 29/07-2006 nytta til tolking og kartlegging i ArcGIS.

Stereoflyfoto er og nytta for å få ein vertikal overdriving som i nokre tilfelle gjer det enklare å peike ut morfologiske strukturar i skredområder ved tolking.

3.3 Digital elevasjonsmodell (terrengmodell, DEM)

Frå kartverket si nettstad er det henta ein terrengmodell over området med oppløysning på 10m, dette gir moglegheit for å gjera analyser som høgdeprofil, brattheitskart, og himmelretningskart ut frå høgdedata. Terrengmodellen som er tilgjengeleg for området er svært grov, men den gir tilstrekkeleg data for større områder der mikroterreng ikkje er fullt så nødvendig.

For nokre delområder (Skredan) er det tilgjengeleg høgoppløyste terrengmodellar med oppløysing 0.5m via hoydedata.no som gjer at ein kan tolka skredområder utruleg detaljert.

3.4 Programvarer (og Kartlegging)

For å systematisera og visualisera innsamla data vart det geografiske informasjonssystemet (GIS) ArcGIS 10.5 frå utviklaren esri nytta. Dette programmet let oss lasta inn eksisterande kartdata, flybileter, og terrengmodellar for så å kunne gjera analyser ut frå dei og teikne på eigne observasjonar i form av nye kartobjekt. Det er vorte laga brattheitskart, himmelretningskart, og høgdeprofilar i ArcGIS. Dette kan nyttast til å laga eit fullstendig kart over strukturelle og geomorfologiske element det kartlagde området, samt illustrative figurar.

Kartfigurar henta frå ArcGIS, bileter frå norgei3D, flyfoto og eigne foto er behandla i programmet CorelDRAW X8, dette er eit program som er skapt for å gjera endringar i todimensjonale figurar. Her er det nytta til å setje saman panoramabileter, teikne skisser på foto, setje inn teiknforklaringar, og nedskalering.

3.5 Differensiell GPS (dGPS)

GPS-punkt vert sett ut i områder der ein ønsker å måla bevegelse i grunnen over lengre tid. Ved bruk av differensiel GPS vert punkta innmålte manuelt, og alt du treng er det faste punktet. Ved Ragnhildurnuten er det av NGU utplassert fleire GPS punkt, her er det gjort målingar i 2005,2006,2007, 2011, og 2016. Desse GPS punkta syner relativ bevegelse frå første måling vart utført i 2005(Figur 14).

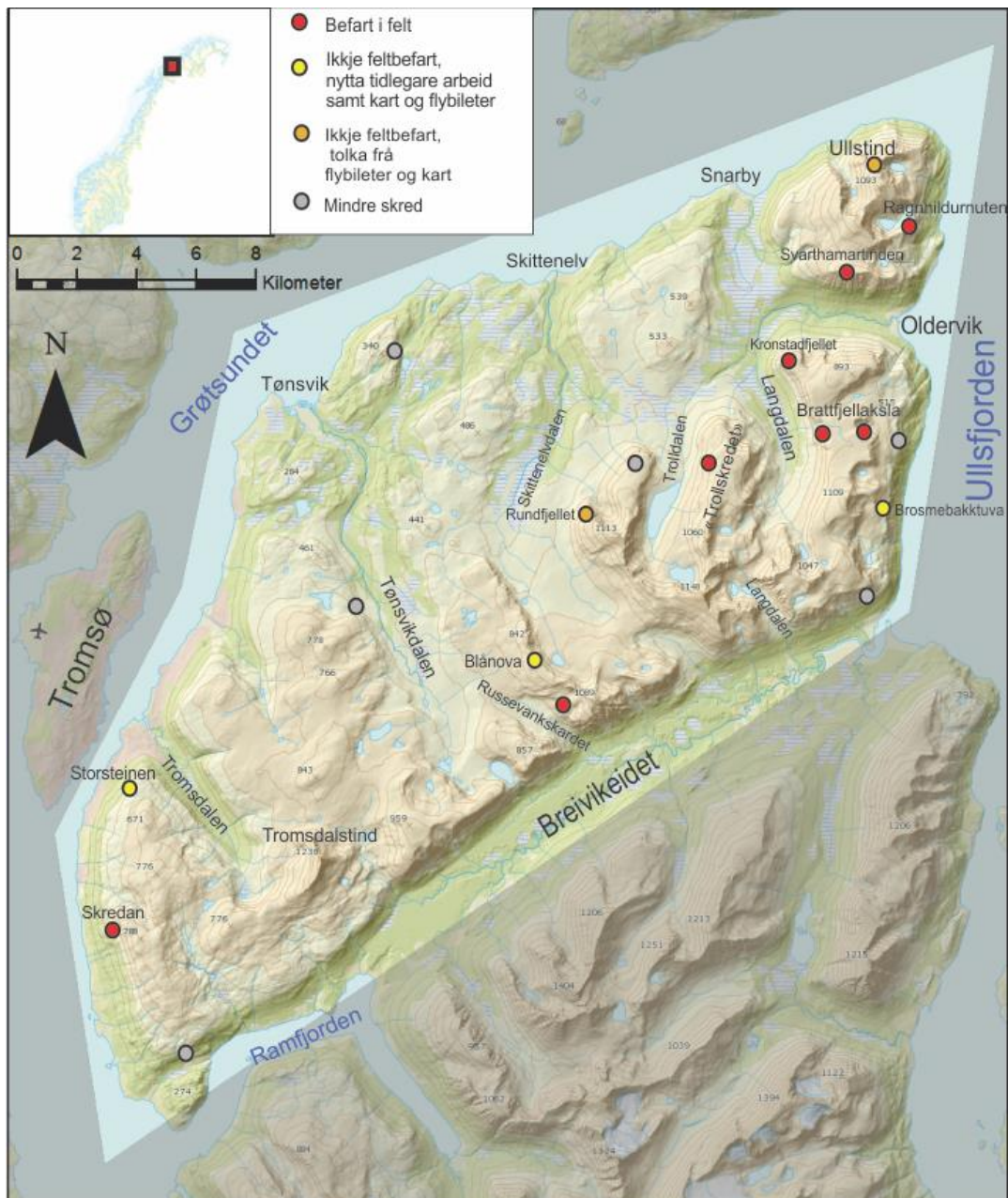
3.6 InSAR

Interferometric synthetic aperture radar(InSAR) er ein metode som syner høgdeendring gjennom faseendringar mellom to radarsignal sendt frå ein satellitt med same posisjon til ulik tid(NGU, 2015a). Nye målingar og avanserte algoritmar er i stand til å måla endringar i overflata på milimeterskala om måleoverflata er egna i forhold til siktelinja til satelittens radarsignal. Her har det vært tilgjengelig data frå den eldre canadiske satelitten Radarsat-2 og den nyare europeiske Sentinel-1a. Det er berre nytta data frå Radarsat-2 grunna at her var det betre data med mindre støy enn i data frå Sentinel-1a over området(det blei ikkje nytta mykje tid på dette). Dette datasettet vart overrekk frå NGU ved Martina Böhme 2017.

4. Resultat

Andreas Grumstad har skrive oppgåve på same området. Alt frå feltarbeid og datainnsamling til kontor er og har vore felles. For å få dekkja området best mogleg, vart beskrivinga og tolkinga av interessepunkta delt oss i mellom. Og resultat kapitlet er derav likt i begge oppgåvene. Det er presisert kva underkapitel i resultatdelen Andreas har skrive. I utgangspunktet hadde me same problemstilling, dette er ikkje endra mykje men diskusjonen vår er vinkla på ulik måte. I hans oppgåve er det fokus på geologiske strukturar, medan eg har fokusert på geomorfologi og relief.

I dette kapitlet vert dei større skreda, ustabile fjellpartia samt framtrekande geomorfologi og avsetningar omtala. Det er lagt mest vekt på områder der feltarbeidet er utført, men områder med relevante strukturar tolka ut frå flybileter og tidligare arbeid er og teke med (Figur 8). Dei interesseobjekta med større utrasingar og ustabile områder har fått egne underkapittel, medan dei mindre er oppsummerte i eit felles kapittel.



Figur 8: Oversikt over større skred og interreseområder markert med farge ut frå datagrunnlag for beskrivelse og tolking.

4.1 Ragnhildurnuten

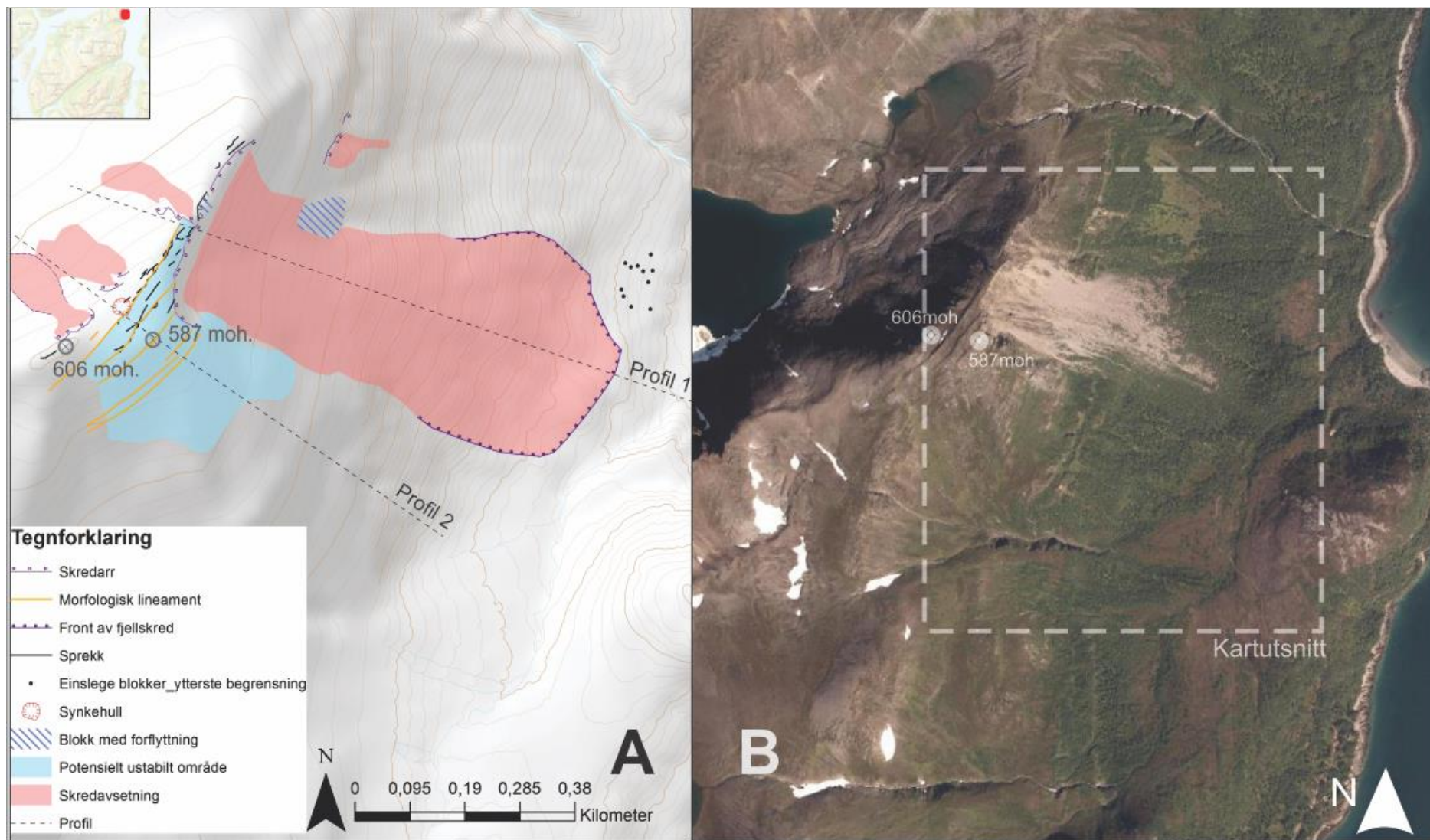
Ragnhildurnuten(606 moh)(Figur 9) ligg heilt nord i studieområdet, aust for Ullstind(Figur 8). Området består av eit historisk skred og ein ustabil del.

Denne lokaliteten vart feltbefart 6/09-16, samt befart frå helikopter saman med NGU 20/08-16. NGU har befart objektet ved fleire høve, og det er omtala i NGU rapport 2006.040 Forprosjekt fjellskred i Troms Status 2005(Blikra et al., 2006b).

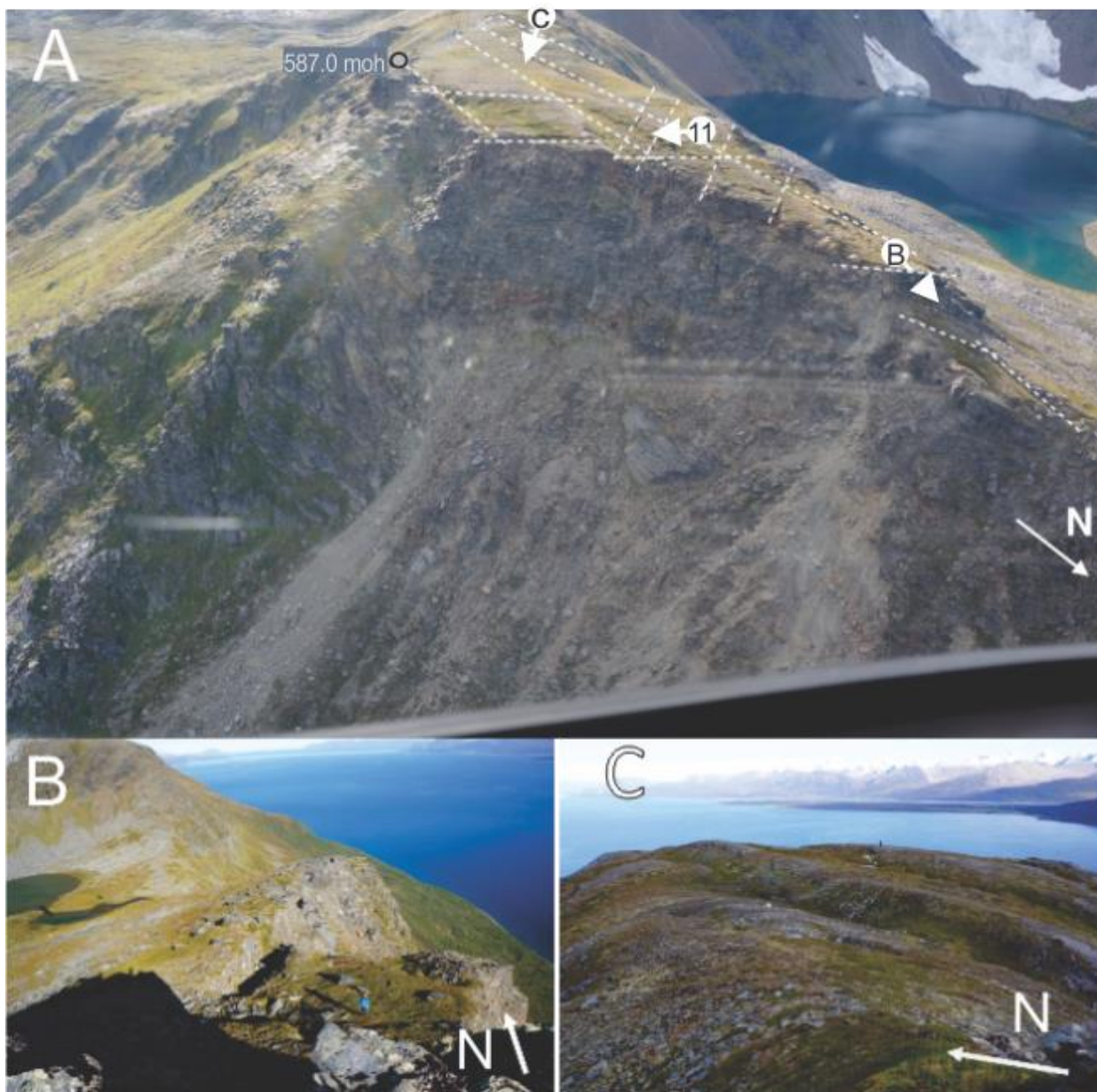
4.1.1 Morfologi

Morfologisk er Ragnhildurnuten eit veldig slåande område. Nuten er ein del av «Ullstindmassivet», og det høgaste punktet på ein rygg som går nordaust-sørvest. Mot aust er det ein klippevegg med hyppig steinsprangaktivitet ned mot Ullsfjorden, her er det og store skredmassar etter eit tidlegare skred. Mot vest er det ein bratt skråning ned mot Storelvvatnan på 461 moh som ligg i ein botn truleg greven ut av ein botnbre.

Parallelt med retninga på ryggen, mellom høgdepunkt 606 moh. og 587 moh. på Figur 9b, nordaust-sørvest, er det fleire innsynkingar dekkja av vegetasjon som dannar eit undulerande platå(Figur 10c). Desse innsynkingane er svært framtrudande med tre hovuddepresjonar med fleire åpne sprekker(Figur 10), og eit par stader er det synkehol med diameter på omlag 1-1,5 m i depresjonane. Desse depresjonane er teikna inn som morfologiske lineament i Figur 9a men er vanskeleg å få visualisert i kart og høgdeprofil grunna låg oppløysning på terrengmodell. Ut frå flybilete og helikopterbefaring kan det sjåast fleire geomorfologiske strukturar nedover fjellsida mot aust som liknar ryggar og depresjonar som er parallelle med innsynkingane på toppen. Aust for den nordlige delen av ryggen er det eit stort skredarr med mykje oppknust skredmateriale. Langs skredarret er det fleire små til store blokker som tydeleg er lausrivne frå sine geologiske omgivnader og som syner forflytting ut og ned. På vestsida av ryggen er det mykje lausmassar/ur, denne massen ser ut til å vera hovudsakleg morenemateriale, med litt skredmaterial frå mindre steinsprang samt blokkhav frå frostprosessar.



Figur 9: Kart over geomorfologiske strukturar på Ragnhildurnuten(A), samt oversiktsfoto frå norgebilder(B).



Figur 10 : Bilder som syner hovudstrukturane ved Ragnhildurnuten. I **A** ser ein ein oversikt over sprekkesetta som er lette å sjå att i overflate strukturar, desse har tilnærma vertikalt fall. Tydelege nordaust-sørvest orienterte depresjonar, aust-vest orienterte sprekkesett og det aktive steinsprangområdet ved Ragnhildurnuten. Heilt til høgre i bilete ser ein ei deformert utoverrotert blokk(foto: *Hermanns, R. (NGU)*).Plasseringa og retninga til fotograf er markert med piler. **B** viser tydelegare størrelsen på den utoverroterte blokka til høgre i figur **A** med person som skala, blokka er estimert til å vera omlag 8000 m³. Figur **C** syner dei NØ-SV orienterte depresjonane(prikken mot fjorden er ein person). Retning på foto i Figur 13 synt med pil og nummer i **A**.

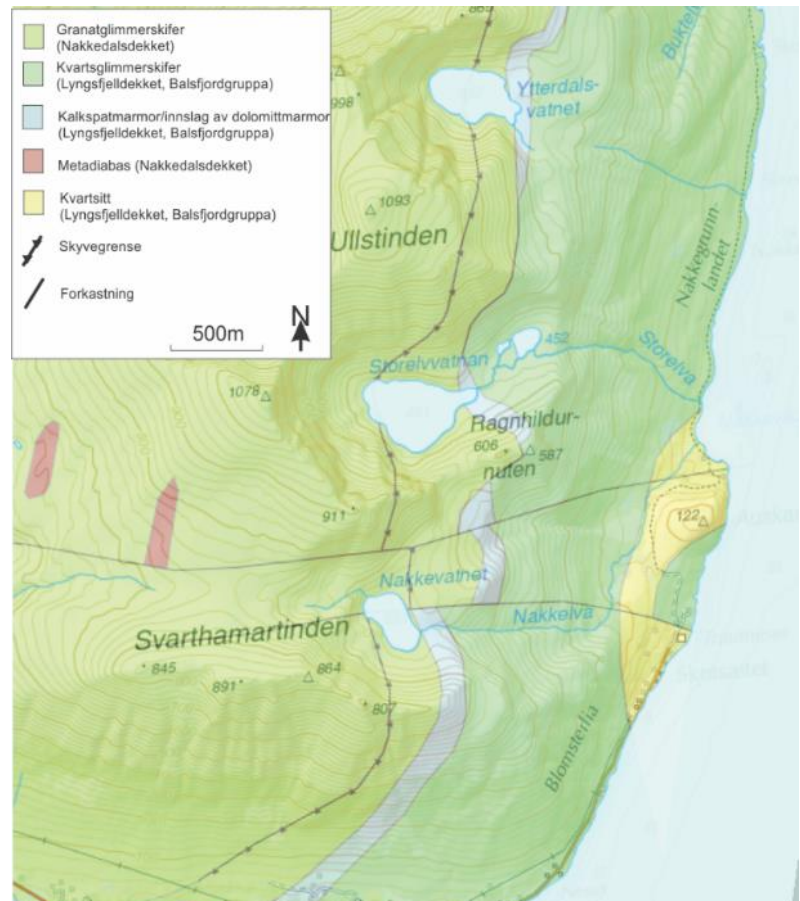
4.1.2 Berggrunn

Berggrunnen (Figur 11) i området rundt toppen består av godt foliert granatglimmerskifer med innslag av fyllitt, langs ryggen går det ei åre med kalkspatmarmor/dolomitt i nord-sør retning som er parallell med skyvedekkegrensa mellom tromsø- og lyngendekket. Dette laget med marmor skiller granatglimmerskiferen frå eit lag med kvarts-biotittskifer.

Hovudstrukturane i området ser ut til å same orientering som skyvedekka, men og nokre aust-vest orienterte forkastningar sør for Ragnildurnuten. Foliasjonen

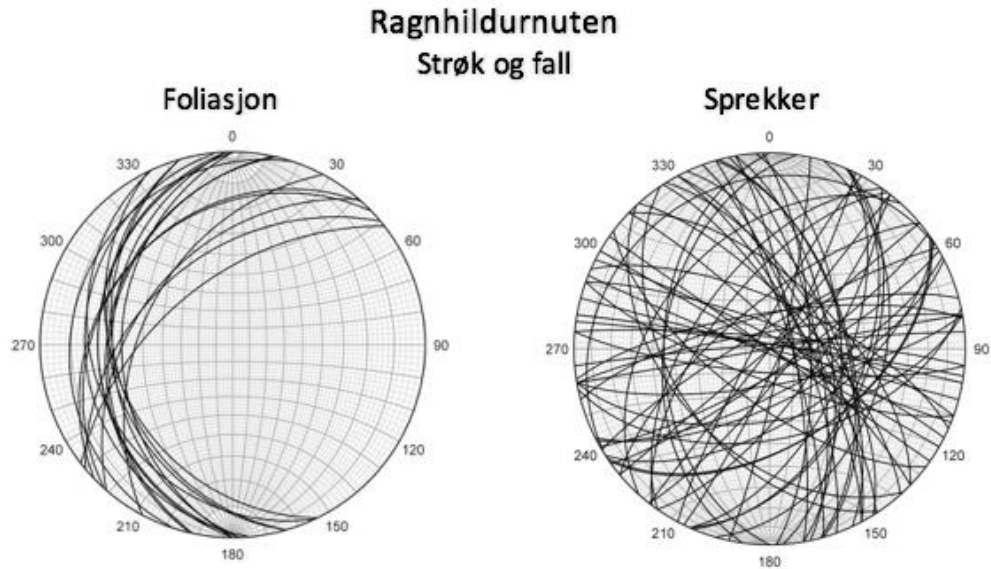
heller svakt (20° - 30°) innover mot vest (Figur 12, og Figur 13), og i tillegg til foliasjonen er det to hovudsprekkesett samt fleire mindre sprekkesett som ikkje er like gjennomgåande.

Berggrunnen er svært oppsprukken, og foliasjonen samt vertikale sprekkesett med strøk aust-vest og nordaust-sørvest er dei mest utprega/styrande strukturane. Det er og funne eit mindre sprekkesett som ikkje er særleg utprega, men som kan verka som eit glideplan, dette har strøk mot nordaust og eit fall på omkring 40° . Strukturmålingar vart gjort i store deler av fjellpartiet, både på toppen i det ustabile området, men også på veg opp til toppen. Desse målingane er framstilte i Figur 12 og utprega strukturar med tilnærma nordaust-sørvestleg strøk er framstillt i Figur 15. Dei morfologisk framtrédande nordaust-sørvest retta innsynkingane er tolka til å vera ekstensjonsprekker grunna si store horisontale utviding utan betydeleg innsynking frå rygg til rygg, og kan korelerast med målte strukturar. Dei

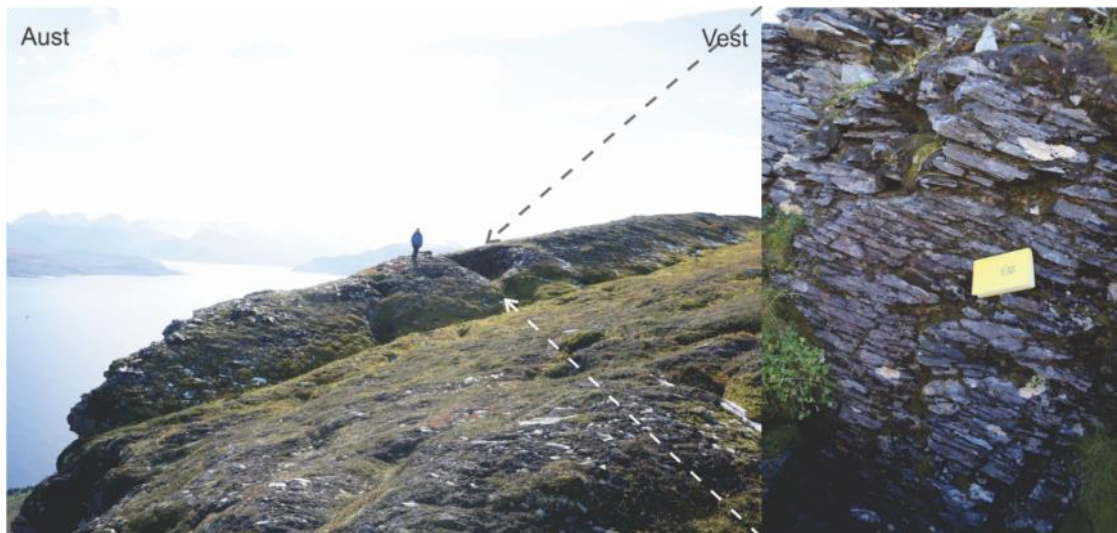


Figur 11: Berggrunnskart over området omkring Ragnildurnuten og Svarthamartinden. Kart henta frå NGU (<http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>) basert på Zwaan et al. (1998)

strukturane dei er tolka til å ha samanheng med har eit gjennomsnittleg strøk og fall på 220/80.



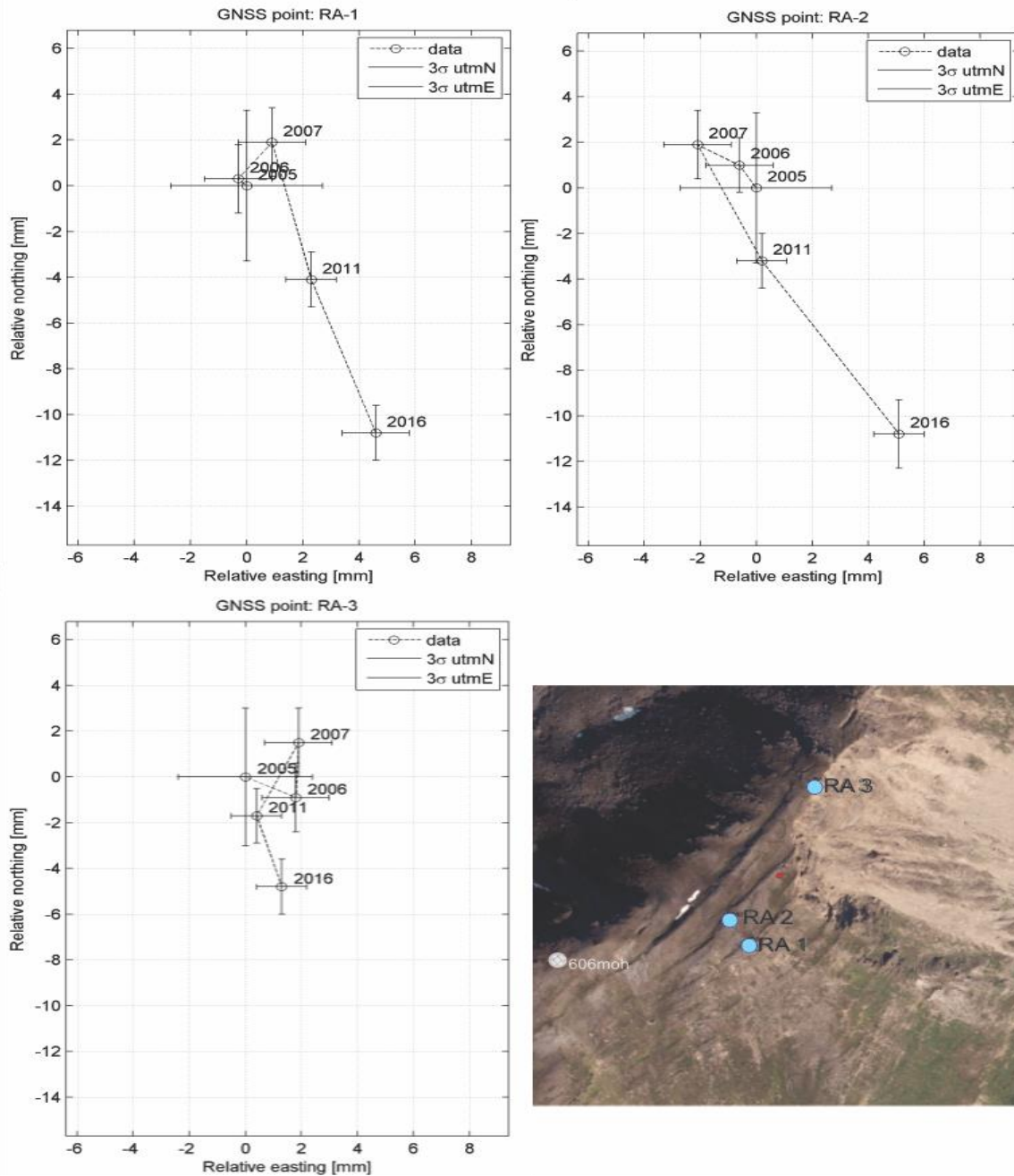
Figur 12: : Strukturmålingar frå Ragnhildurnuten. Foliasjonen har ein klar trend som syner ein helling på 20°-30° mot vest. Sprekkemålingane er prega av mange og bratte sprekkeseitt.



Figur 13: Blotting på platået like ved høgdepunkt 587 som syner kor oppsprukken berggrunnen i fjellpartiet er. Foliasjonen er også godt synleg, hellande mot vest, sprekkkeplanet som danner flata på blottinga. Har strøk aust-vest og er tilnærma vertikalt. Ein ser og ein av dei nordaust-sørvest retta innsynkningane. Retning og plassering av fotograf synt i Figur 10

4.1.3 Rørslemålingar

Fjellpartiet kan delast inn i to deler, den nordlege delen med eit tydeldeg skredarr og hyppige steinsprang, og plataået som ligg aust for toppen(606 moh) som har tydelege depresjonar danna av ekstensjonssprekker. Det er dette plataået som er rekna som ustabil. Om heile dette plataået skulle skli ut er det av NGU tolka til å verta ein fare for at skredet når fjorden og at det kan danna ei flodbølgje. Denne potensielle flodbølgja utgjer ein fare for bebygging og infrastruktur på vestsida av lyngenhavøya. Grunna dette har NGU utstyrt plataået med tre GPS-punkt for å ta rørslemålingar ved hjelp av dGPS (differensiel-GPS). NGU var ferdige med den geologiske undersøkinga i 2006 og har utført periodiske dGPS målingar her i 2005, 2006, 2007, og 2011, utan å sjå større rørsle i det store partiet. I 2016 vart det gjort nye målingar som synte ein bevegelse på om lag 1 mm/år sidan 2006 i det store plataået, medan det i den mindre blokka i nord(Figur 10b) ikkje vart funne signifikant rørsle(Figur 14)(NGU; M. Böhme pers. medd. 2017).



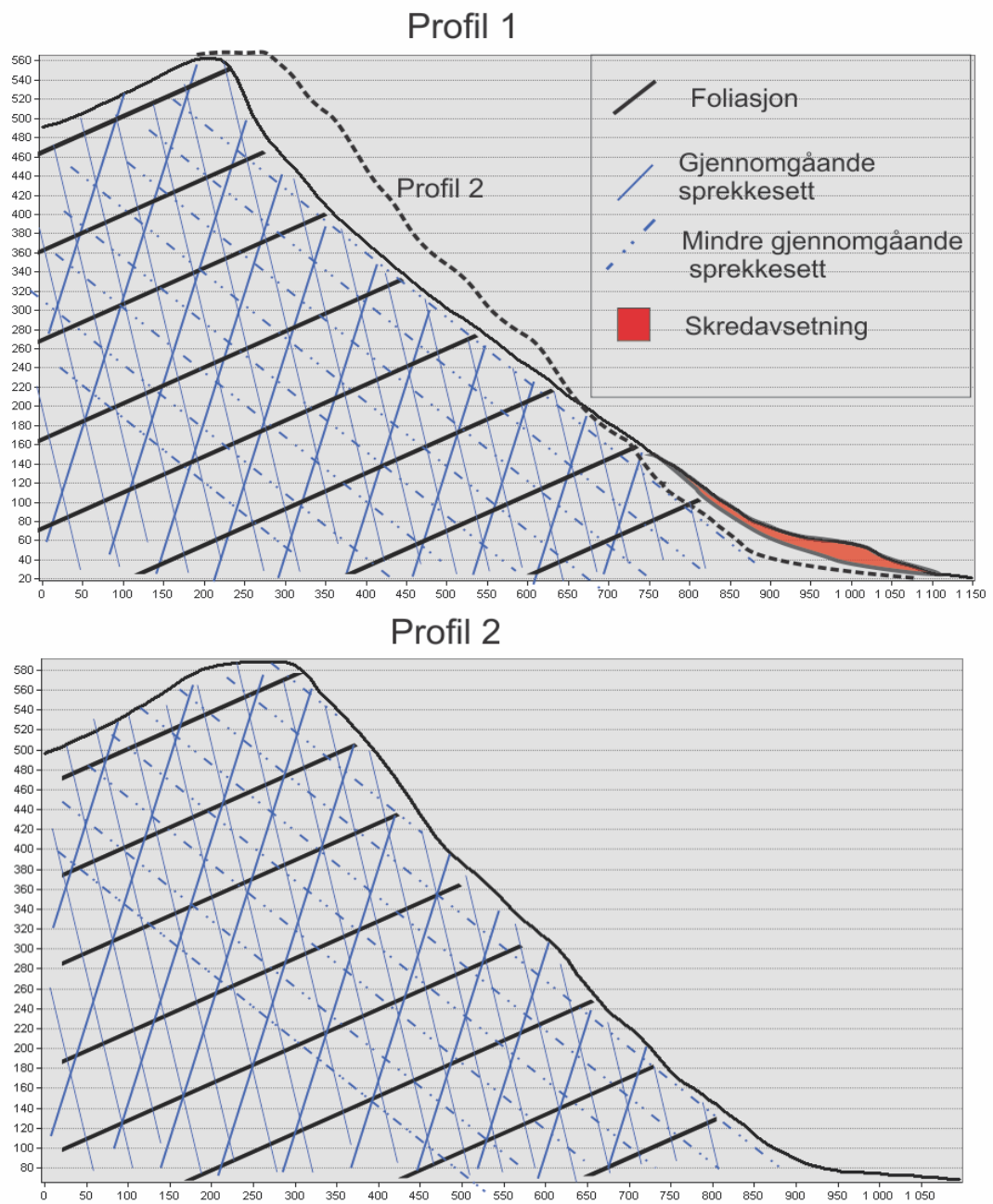
Figur 14: Rørslemålingar gjort av NGU ved Ragnhildurnuten. Desse syner ein liten bevegelse mot søraust i det store platået (~1 mm/år), medan det i den mindre blokka nord i området er liten til ingen signifikant bevegelse (NGU; M. Böhme pers. medd. 2017).

4.1.4 Tolking og oppsummering

Det store platået mellom punkt 587 og steinsprangområdet kan utgjera ein fare ved utrasing og NGU har studert det i forhold til om det kan føre til ei flodbølgje. På platået kan ein ut frå flyfoto sjå tre/fire store depresjonar som er parallelle med fjellveggen, desse avgrensar størrelsen på blokkene som eventuelt kan velta eller rotera ut. Desse depresjonane ser ut til å vera strekk/ekstensjonssprekker og å vera hengsla i sørvest grunna at størrelsen på depresjonane/(dybden og breidda) aukar mot nordaust. Ved å sjå på strukturdata frå Figur 12 og samanliknar det med morfologiske strukturar frå bilete teke frå helikopter ser ein igjen hovudstrukturane i større skala og at dei kan korelerast(Figur 10). Ut frå desse målingane og med foliasjonen som heller innover i fjellet er det hovudsakleg utveltning og i nokre tilfeller kileutglidning som er aktuelt her. Det er ein del sprekker med låg vinkel(30-40°) som fell mot fjorden som kan gjera fjellet ustabil og kan verka som eit glideplan men dette er ikkje framtrædande strukturar(Figur 15). Frå feltobservasjonar og flybilete er det vanskeleg å sjå teikn til deformasjon lågare i fjellsida som kan tyde på ein utglidning i dette sprekkesettet/potensielle glideplanet. Det største men minst sannsynlege scenarionet ved Ragnhildunuten har ei størrelse på opp mot 3Mm³ og omfattar så og seie heile fjellplatået frå forseinkinga lengst mot vest som bakre avgrensing, det utrasa partiet som nordre avgrensing, medan sørleg og austleg(nedre) avgrensing er noko uklar. Avgrensingane er skisserte på Figur 9a.

på Profil 1 i Figur 15 er det skissert kor mykje som kan ha rast ut frå den nordre delen tidlegare og ved å leggja høgdeprofilet frå profil 2 oppå profil 1. denne figuren gir eit inntrykk av kor mykje som kan rasa ut frå det ustabile området samt kva strukturar som er styrande. Det skisserte glideplanet samfell godt med overflata i profil 1.

Arealet på heile området som er tolka til å vera ustabil er omlag 40 000 m² (0.04 km²), medan topplatået er omlag 10 000 m².

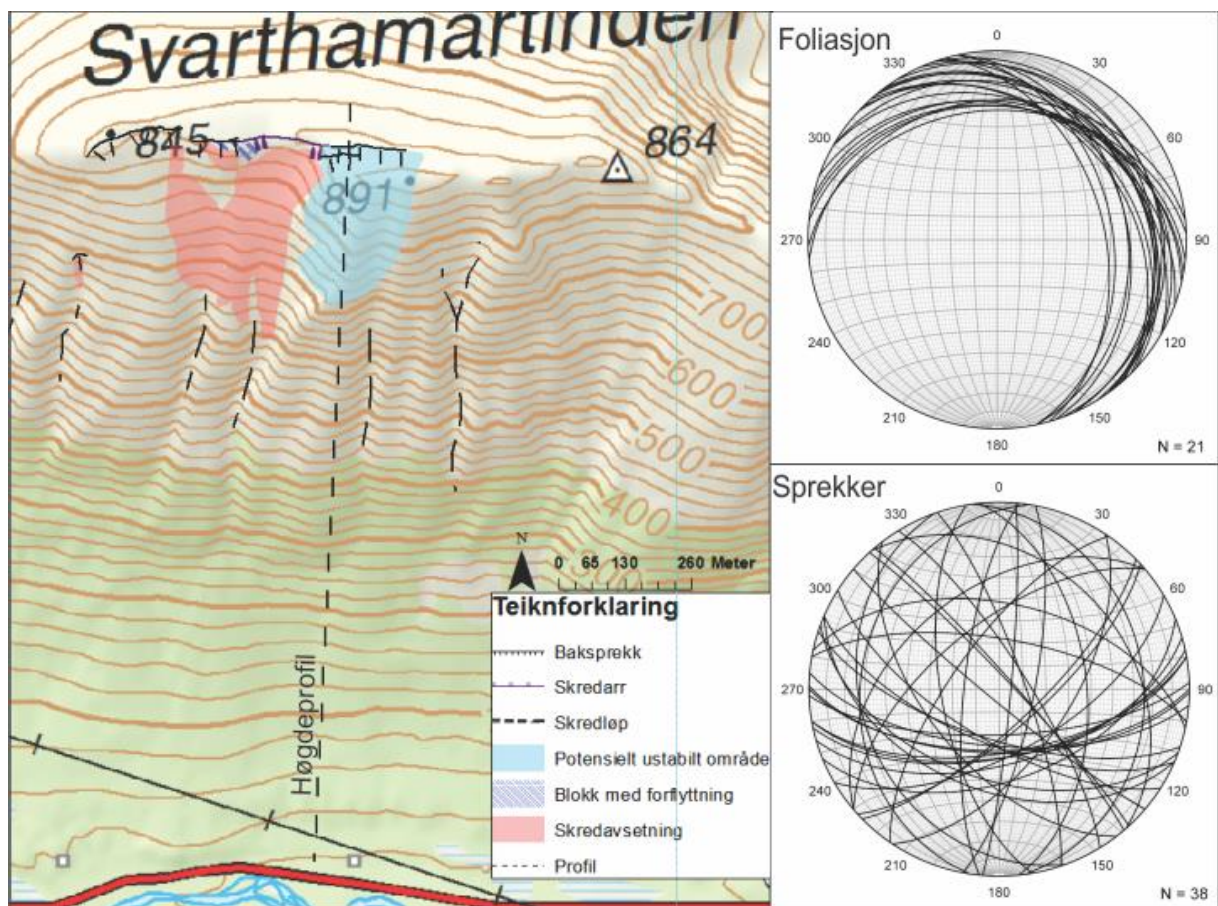


Figur 15: Høgdeprofil frå Ragnhildurnuten med strukturar som er tolka til å vera styrande for ei utrasing. Sjå Figur 9a for plassering av profil. Strukturane er her forenkla og heiltrukne for å lettare kunne gi eit inntrykk av moglege utrasingismetodar. Stipla svart linje i Profil 1 er overflata i Profil 2 for å syne mogleg gamal overflate før utrasing. Her er berre sprekker som går tilnærma vertikalt på profilet synt. Dei avgrensande sprekkeseitta som går parallelt med profilet og hellinga er ikkje synt.

4.2 Svarthamartinden

Svarthamartinden er lokalisert nord i studieområdet, og sør i "Ullstindmassivet" (Figur 8). Det er det høgaste punktet på ein aust-vest gåande rygg, og det ustabile partiet omfattar sjølve Svarthamartinden (891 moh) (Figur 16). Det ustabile området er vendt mot sør, har eit utløpsområde med fall på omlag 800 m, og ein gjennomsnittleg helling omkring 40° . Den øvste delen har ein del steinsprangaktivitet, men desse ser ikkje ut til å nå langt.

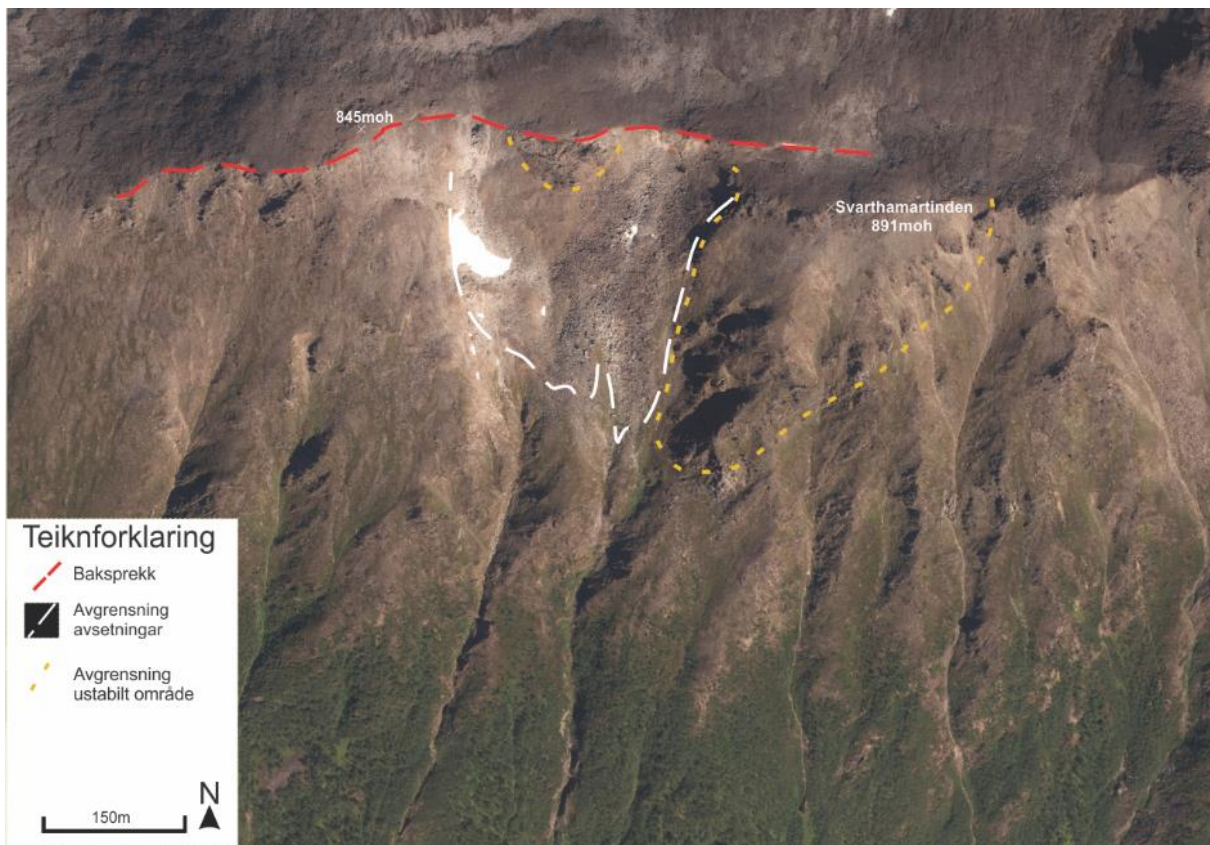
Svarthamaren er karakterisert som eit lågrisiko objekt frå NGU grunna få teikn til ustabilitet etter helikopterbefaring i 2006 (Henderson et al., 2007).



Figur 16: Kartlegging av struktur og avsetningar på svarthamartinden, samt stereonett med sprekk- og foliasjonsmålingar. Strukturmålingane er gjort i bakkant av skredaret, og i det som er antatt å vera fastfjell.

4.2.1 Morfologi

Overflata på ryggen er prega av blokkhav med blotningar av fast fjell som stikk opp. Vest for toppunktet og sør for ryggen er det ei stor skredavsetning etter tidlegare skredhendingar samt steinsprangaktivitet. Området har fleire tydelege nedsunkne platå, og rett nord for toppryggen er det depresjonar parallelle med ryggen som tyder på rørsle mot syd. Dette kan tenkjast å vera eit teikn på bakoverrotasjon(mot nord). Depresjonane er tydde som baksprekkar. Midt i området er det og ei stor blokk som tydeleg er utoverrotert(mot sør) og som har stoppa midt i ein utveltningsfase(midt i øvre del av Figur 17).



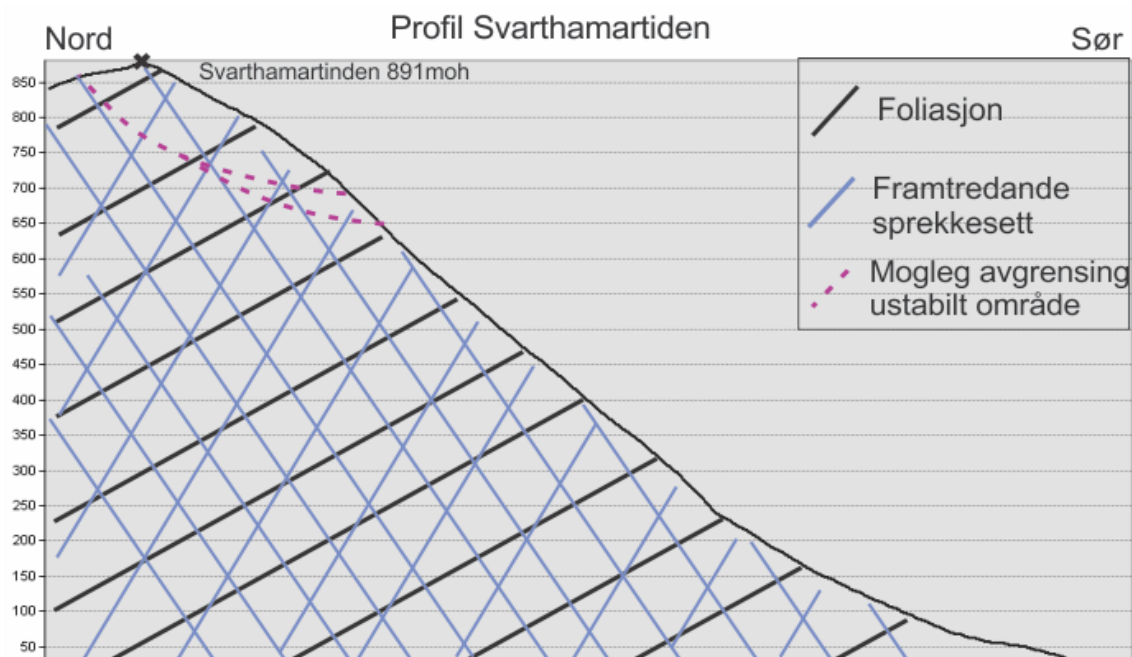
Figur 17: Skisse over Svarthamartinden. Foto: Norgebilder.

4.2.2 Berggrunn

Berggrunnen består hovudsakleg av skifrig granatførande glimmergneis og amfibolitt. Rett nord for ryggen går det ein aust-vest retta forkastning(Figur 11), mens mot aust møter ein den nord-syd gåande grense mellom Nakkedalskomplekset i vest og Balsfjordgruppa i aust. Aust-vest depresjonane som er parallelle med ryggen passar godt saman med våre målte strukturdata som viser eit hovudsprekkesett med eit fall på 60° mot sør(Figur 16) Foliasjonen i fjellområdet har eit fall på om lag 30° mot nordaust som skil seg frå den generelle trenden for studieområdet som er 30° mot vest-nordvest.

4.2.3 Tolking og oppsummering

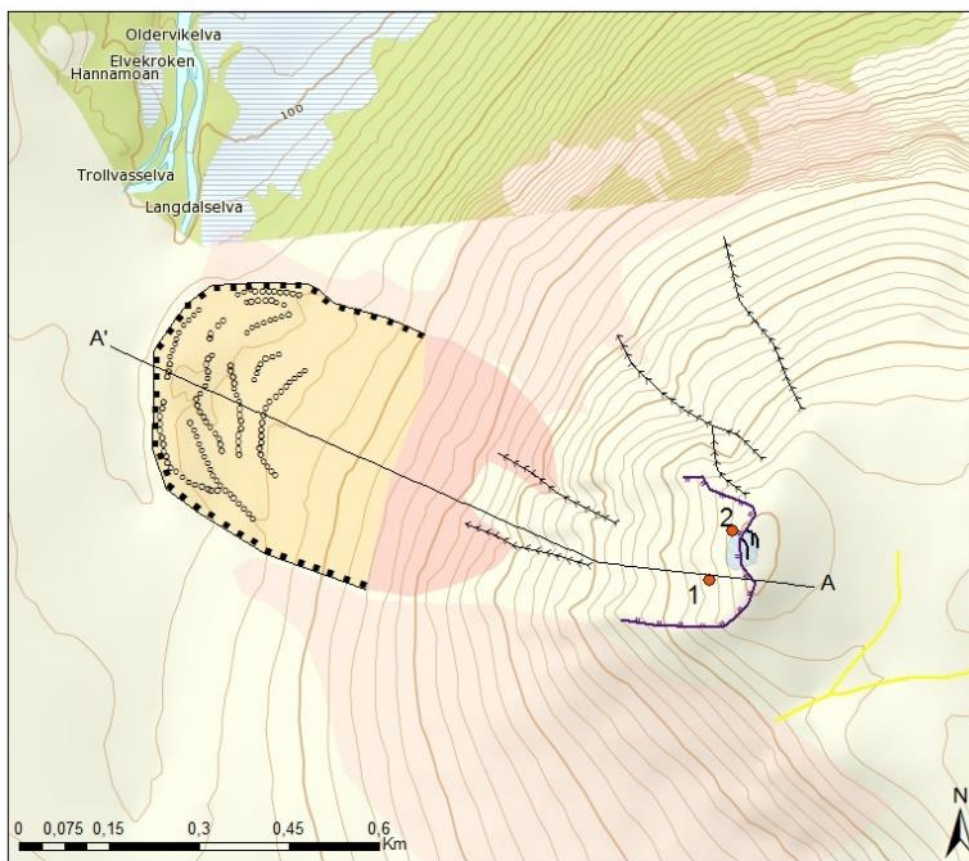
Om fjellpartiet har sunke ned og rast ut som eit resultat av trykkavlastning etter sist istid eller om det har skjedd dei siste par hundre åra er vanskeleg å avgjera. Ut frå feltbefaringa og strukturmålingar er det lite som tyder på at det tidlegare skredet har rast som ei stor utgliding, men er meir sannsynleg at det har vore ei serie med utveltingar. Dette kan ein sjå ut frå vegetasjon, forvitring, og dei generelle formasjonane i kildeområdet og avsetningane. Størrelsen på det som i aller verste fall kan rase ut er av betydning(Figur 16, Figur 18), dette er området med sjølve Svarthamartinden. Her er ikkje baskprekker verken aktive eller heilt utvikla og det er ikkje teikn til deformasjon i framkant. Det er steinsprangaktivitet i området, men desse går ikkje lengre enn ~200 m og stoppar i ura.



Figur 18: Høgdeprofil med framtrede aust-vest gåande struktur på svarthamaren. Profillinje er vist i Figur 16 og er det større området som er rekna som ustabil aust for skredavsetningat

4.3 Kronstadjellet (A. Grumstad)

Kronstadjellet(703 moh) er ein NV-vendt skråning ved Snarbyeidet, mellom Oldervik og Snarby (Figur 8). Denne fjellskråninga er enden på ein bred rygg, eller platå, del Langdalen munner ut i Oldervikdalen. Under fjellet ligg skredmaterialet som ei blokkete avsetning med form som ei tunge(Figur 19). Kjeldeområdet for skredet er på toppen av fjellet der skredarret danner ei form som to skåler som går som to renner ned til avsetninga der dei møtest. Desse rennene er avgrensa av ein rygg med fast fjell (Figur 20). Dette skredet er ikkje dokumentert i publisert materiale, men avsetninga er kartlagt som steinbre i NGUs lausmassekart. Kartet i Figur 19 syner ei oversikt over skredet og omliggande element. Skredmassane er tydeleg avgrensa i front og lateralt av bratte skråningar. Arret etter skredet er også tydeleg frå fleire



Tegnforklaring

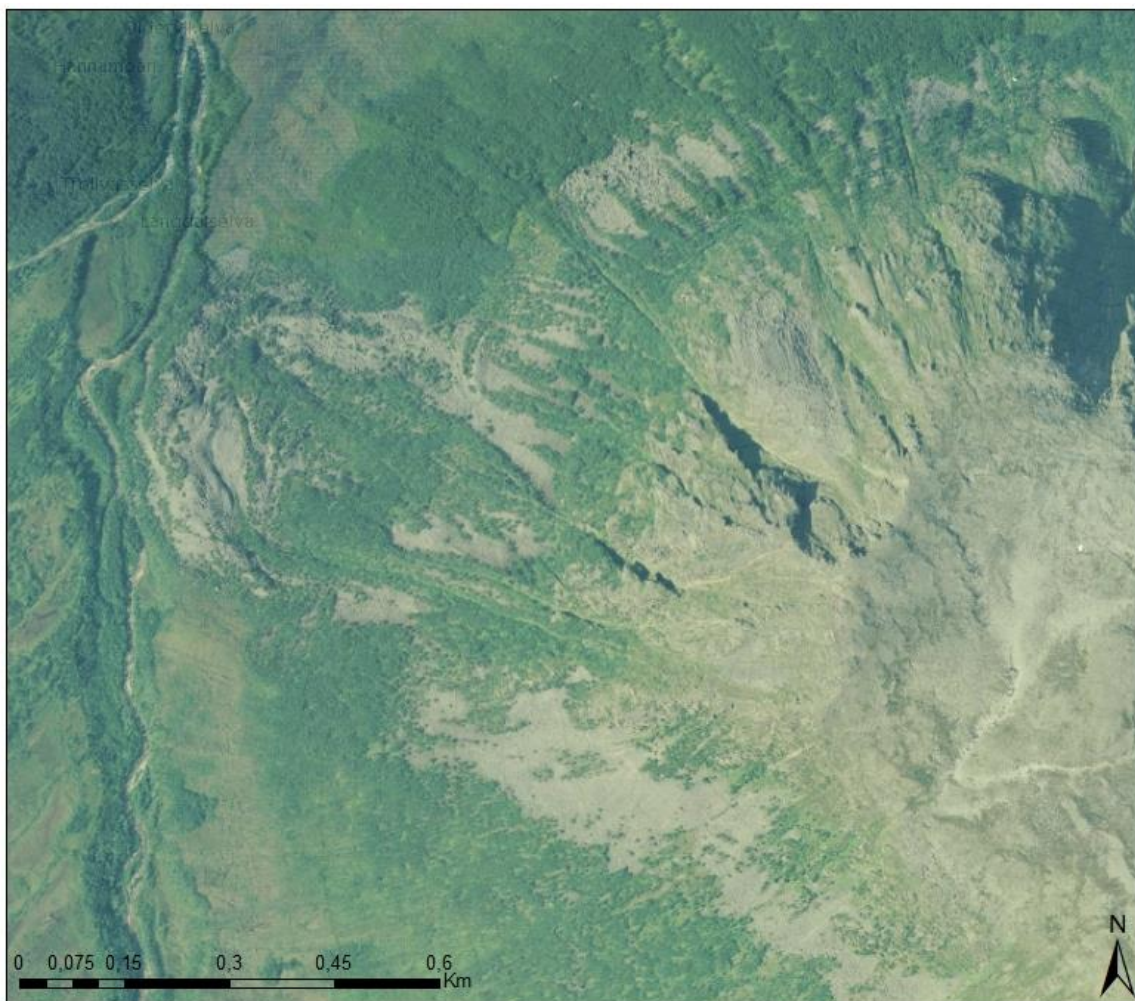
Skredmateriale	Fjellskred front	Rygg
Fjellskred avsetning	Bakskrent/skredkant	Obs-punkter
Potensielt ustabil fjellparti	Morfologisk forsenkning	
Steinbre	Ravine, skredløp	

Figur 19: Kronstadjellet's steinbre og rasavsetninger, potensiell ustabil blokk med baksprekker på toppen. Svart linje A-A' er profillinje i Figur 22.

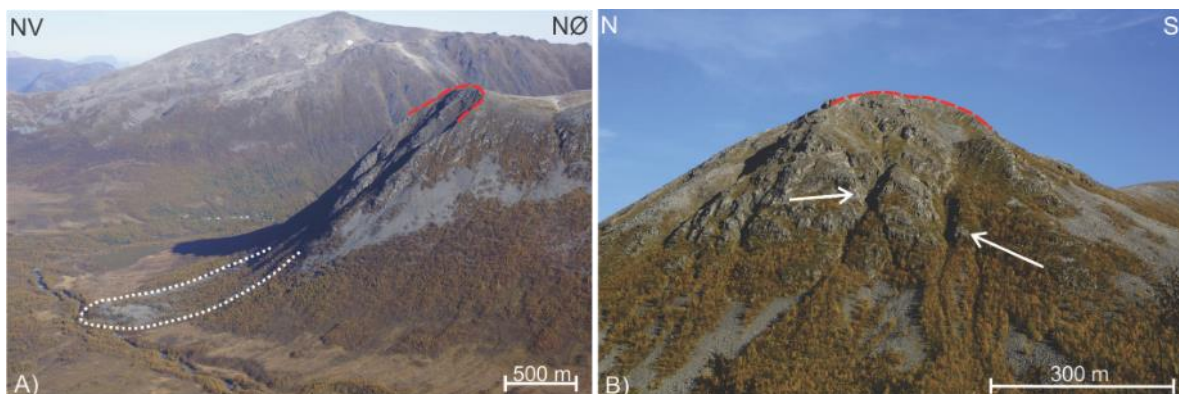
ulike vinklar (Figur 21). På toppen av fjellet ligg det ei blokk med deformasjonsstrukturar, eksempelvis ein utvikla baksprekk. Observasjonspunkt er lagt til for enklare å finna fram i beskrivinga. Flyfoto i Figur 20 syner bakgrunnen for tolking av kartet.

4.3.1 Morfologi

Fjellskråninga har kollapsa og det er danna ei tungeforma(lobeforma) avsetning i dalbotnen. Avsetninga har eit areal på 170 648 m²(Figur 19). Avsetninga består av store kanta til kantrunda blokker i varierende størrelse. Avsetninga er avgrensa av markerte bratte sider og front. Innad i avsetninga er det transverse ryggar og forseinkingar som gjer topografien ujamn. Denne typen morfologi er typisk for steinbrear. Avsetninga kan følgjast oppover mot fjellskråninga som ur der den vert delt av ein rygg. På kvar side av ryggen er det skredbaner(renner), og mot toppen er skredarret forma som ei rund forseinking i fjellsida.



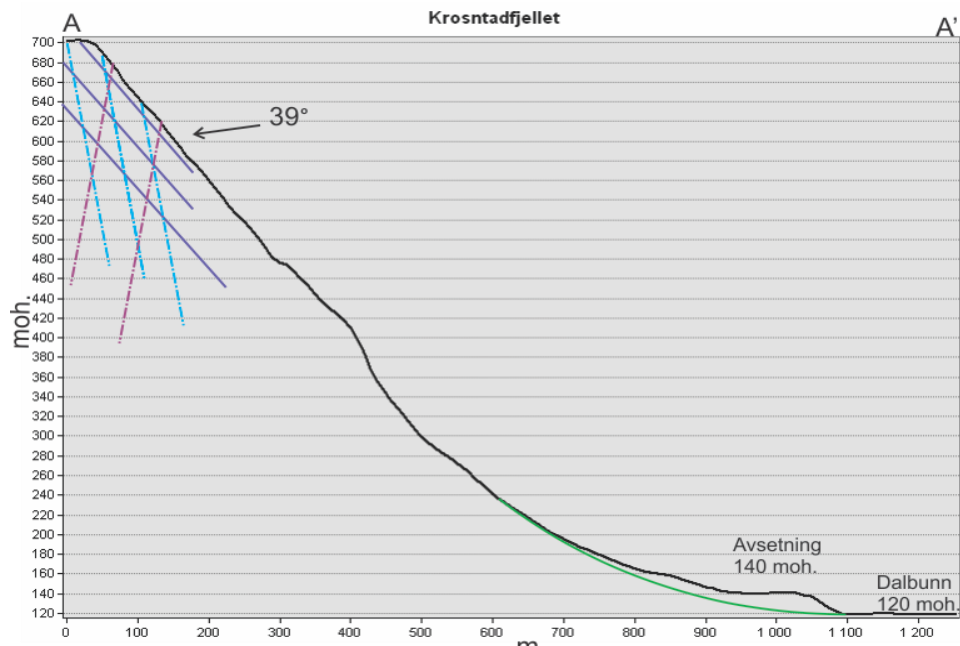
Figur 20: Flyfoto over Kronstafjellet. Samme utsnitt som kartet i Figur 19. Foto: NorgeiBilder.



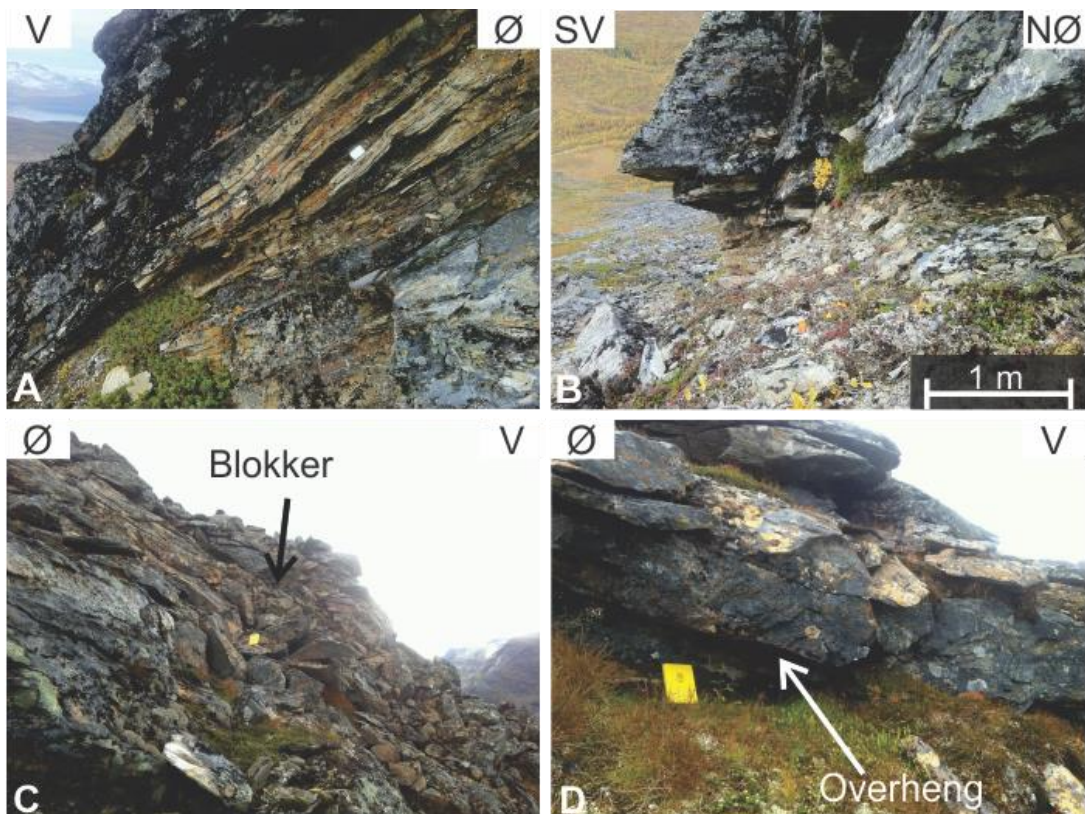
Figur 21: A) Oversikt over Kronstadfjellet; Avsetningar ligg som ei lunge mot elva og skredarret har form som to renner med ein rygg som skiljer dei. Høgaste topp i bakgrunnen er Ullstinden(1093 moh). **B)** Fjellet sett framifrå, skredkanten kan følgjast i horisonten og pilene peikar mot djupe gjel/skredbaner som vitnar om lausmasse- og eller snøskred aktivitet. Same teiknforklaring som i Figur 17.

På toppen av fjellet ligg ei blokk som syner deformasjon. Inne på toppen er det tre baksprekker som er utvikla i ulik grad. Sprekken som er nærmast skredkanten er best utvikla og avgrensar tydeleg blokka, men dør ut mot sør etter 7-8 meter. Bak denne første sprekk ligg ein sprekk som deles i to, for så å dø ut i begge retningar. I framkant av blokka ligg det ei opphoping av blokker og ein brattare helling på skråninga liknar resten av arret (Figur 23C og D). Det er også observert små overheng der overhengsblokka kan sporast til ei større samanhengande blokk. Berre eit lite felt med ferske brotflater og skarpe blokker er observert i underkant av toppen, målast til omtrent 2-3 m langt med ein transport på 4-7 m ned skråninga (rundt observasjonspunkt 1). Den gjenverande blokka er beregna til å vera omlag 2500 m² i overflateareal.

Frå toppen av arret til dalbotnen er det 583 høgdemeter og brattheita i kjeldeområdet er omlag 40°, som indikert i høgdeprofilen langs skredarret og ned til avsetninga i Figur 22. Det antas at djubden er omtrent 10 m i gjennomsnitt (Figur 22), som gir et grovt estimat med volum på omtrent 1 500 000 m³ klassifiseres som et stort fjellskred.



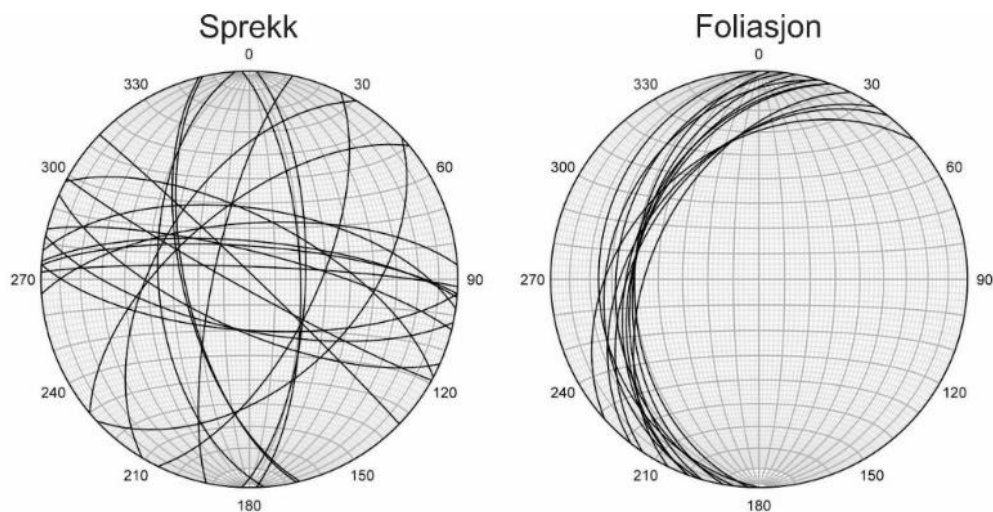
Figur 22: Høgdeprofil for Kronstadvfjellet, profillinja er vist i Figur 19. Grøn strek er antatt dalbotn før skredmassane vart avsett, avsetninga er omtrent 20 m tjukk i front. Mørkeblå linjer indikerar foliasjon og at den ligg parallelt med skråninga. Lysesblå og lilla linjer viser bratte N-S gåande sprekkesett, VNV-ØSØ strykande sprekker er ikkje lagt inn, sidan dei går parallelt med profilen(Figur 24). Forholdet er 1:1.



Figur 23: Foto er teke heilt i toppen av skredarret på den ustabile blokka samt nærliggande strukturar. A) (obs-punkt 1) Foliasjon og svake bergartslag hellande parallelt med skråninga. Veksling av mørke glimmerrike og lysare kvartsfeltspatiske gneisar. Kompass som skala. B) (obs-punkt 1) Kompakt mørk bergart dannar overheng over den lyse svakare bergarten. C) (obs-punkt 2) Blokker velta og dytta opp i forkant av gjenverande laus blokk. Feltbok som skala (gul). D) (obs-punkt 2) Overheng sannsynlegvis danna av bevegelse i den gjenverande blokka. Feltbok som skala.

4.3.2 Strukturgeologi og litologi

Bergarten er høgmetamorfe granat-kvarts-plagioklas-glimmerskifer, middels grå, noko rusten (Zwaan et al., 1998) og med stadvis godt utvikla foliasjon. Målingar og observasjonar i feltarbeidet er teke på toppen av fjellet og rundt den ustabile blokka (Figur 19). Fjellpartiet øvst mot toppen er kompakt og kompetent, nede i arret finns tydeleg bånding i bergarten, med lag av glimmerrike parti i foliasjonen (Figur 23A og B), som er oppsprukken og meir forvittra. Strukturmålingar er gjort i dei resterende bergmassane i arret etter skredet. Foliasjonen fell omlag 200/40 (Figur 24) og dannar planare overflater som heller parallelt med skråninga. Dei duktile strukturane er kutta av nær vertikale sprekker i N-S og VNV-ØSØ retning, og steile NØ-SV orienterte sprekker (Figur 24).



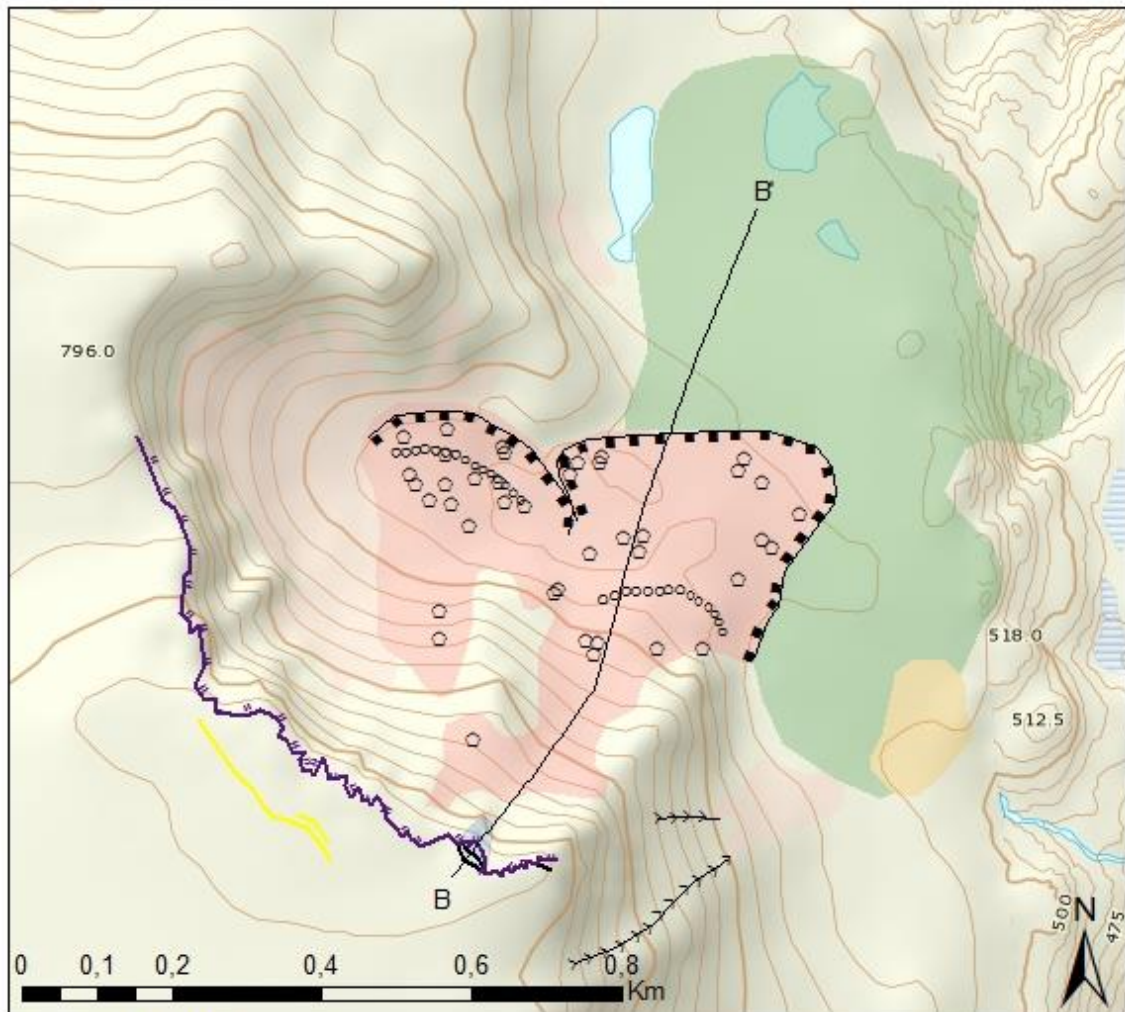
Figur 24: Sprekker og foliasjon målt i felt. Tre sprekkesett kan defineres; N-S, NØ-SV og NNV-SSØ. Foliasjon er eintydig mot V-NV med fall rundt 40°, parallelt med skråninga

4.3.3 Tolking og oppsummering











Skredet tolkast som ein planarutglidning langs foliasjonsplan avgrensa av kryssande VNV-ASA, N-S sprekkesett og terrenget si form. Foliasjonsplanet er sub-parallelt med skråninga og kryssar overflata på terrenget. Etter Braathens inndeling vil dette vera eit fjellskred med planarutgliding. Avsetninga er antaklegvis ein tidlegare steinbre som har utvikla seg etter hendelsen. Skredavstninga har nok utvikla seg til ein steinbre ettertrasing, dette er synt med bratte avgrensingar i ytterkant av avsetninga. .

4.4 Brattfjellaksla (A. Grumstad)

Brattfjellaksla (~820 m.o.h.) er eit fjellplatå mellom Stortuva (1109 m.o.h.) og Oldervik. Den har ein NV-vendt skråning som har kollapsa i ein botn (Figur 8). Området vart observert som eit svært blokkrikt område under feltarbeid. Avsetninga frå ein tidlegare kollaps ligg i botnen og dannar eit tungeforma blokkfelt. Området ligg langt frå infrastruktur og avsetningane frå tidlegare skred har ikkje vorte transportert nemneverdig langt med tanke på utrasing i Ullsfjorden mot aust. Brattfjellaksla er omtalt som eit ustabil fjellparti i NGU rapport 2013.021 (Bunkholt et al., 2013) som Stortuva D. Figur 25 syner kart med tolkingar over Brattfjellaksla der ein kan sjå forma på baksrenten og korleis den jamnast ut mot nordvest. Flyfoto i figur 26 syner kva kartet er tolka ut frå. Andersen (1968) og NGUs lausmassekart har markert ei morene frå Yngre Dryas på platået aust for skredavsetningene. Ettersom skredet har dekkja morena kan det indikera at det har vore skredaktivitet etter deglasiasjon. Det er vanskeleg å setja ei avgrensing av fjellskredmassane si vestre flanke ettersom det er snødekt på flyfoto (figur 26 og figur 27). Ei nedsunken blokk med tydeleg baksprekk heng igjen i bakkanten, markert som eit potensielt ustabil fjellparti.



Tegnforklaring

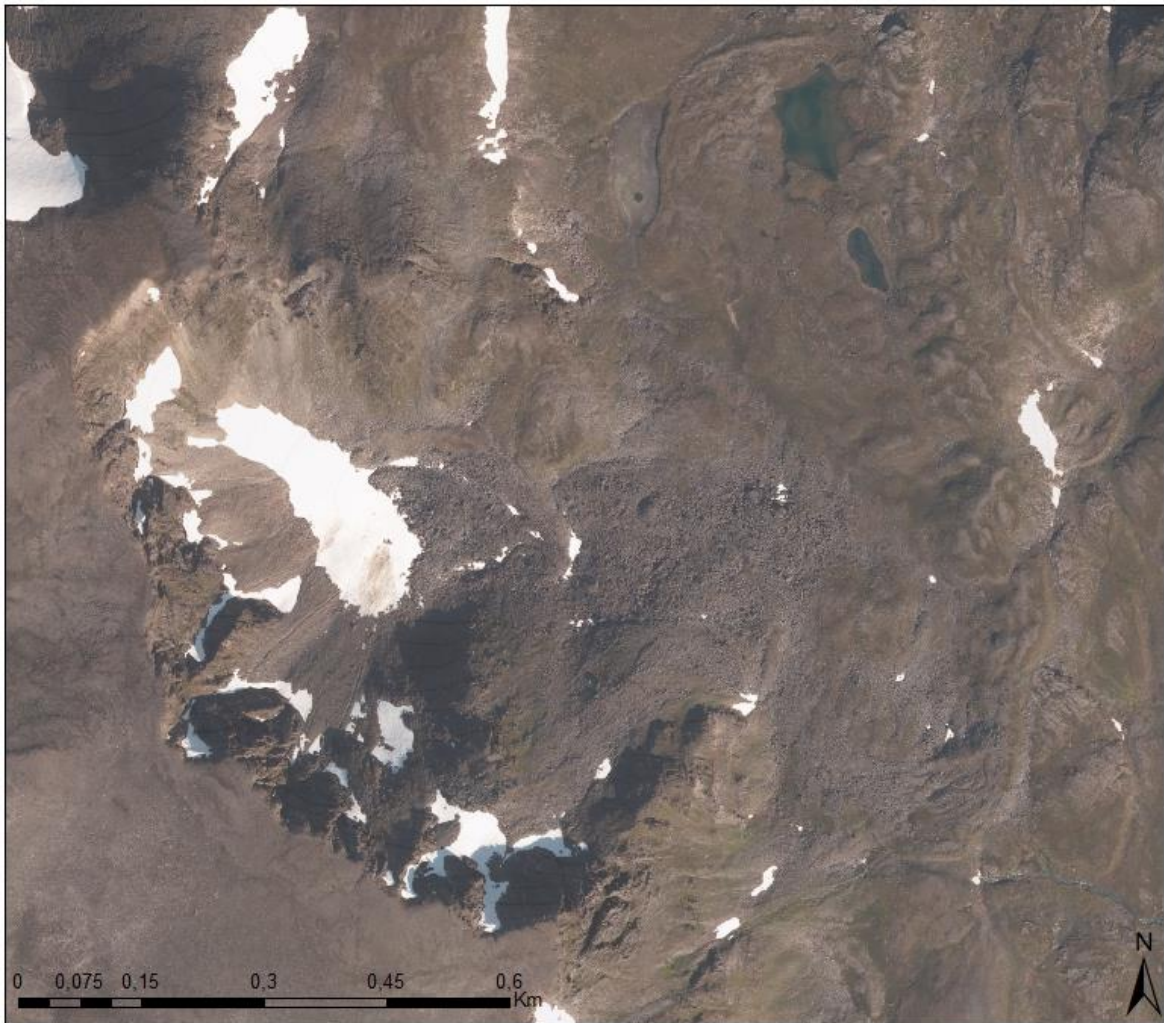
- | | | | |
|---|-------------------------------|---|-------------------------|
|  | Fjellskred avsetning |  | Morfologisk forsenkning |
|  | Skredmateriale |  | Fjellskred front |
|  | Potensielt ustabil fjellparti |  | Rygg |
|  | Morene |  | Ravine, skredløp |
|  | Bakskrent/skredkant |  | Stor blokk |
|  | Sprekk | | |

Figur 25. Oversikt over Brattfjellaksla. Bakskrenten har småskala kileformer som kan sjåast igjen i stereonettet (figur 30). Avsetningane kan skiljast i to tunger adskilt av ein rygg med fast fjell. B-B' er profillinje i figur 29.

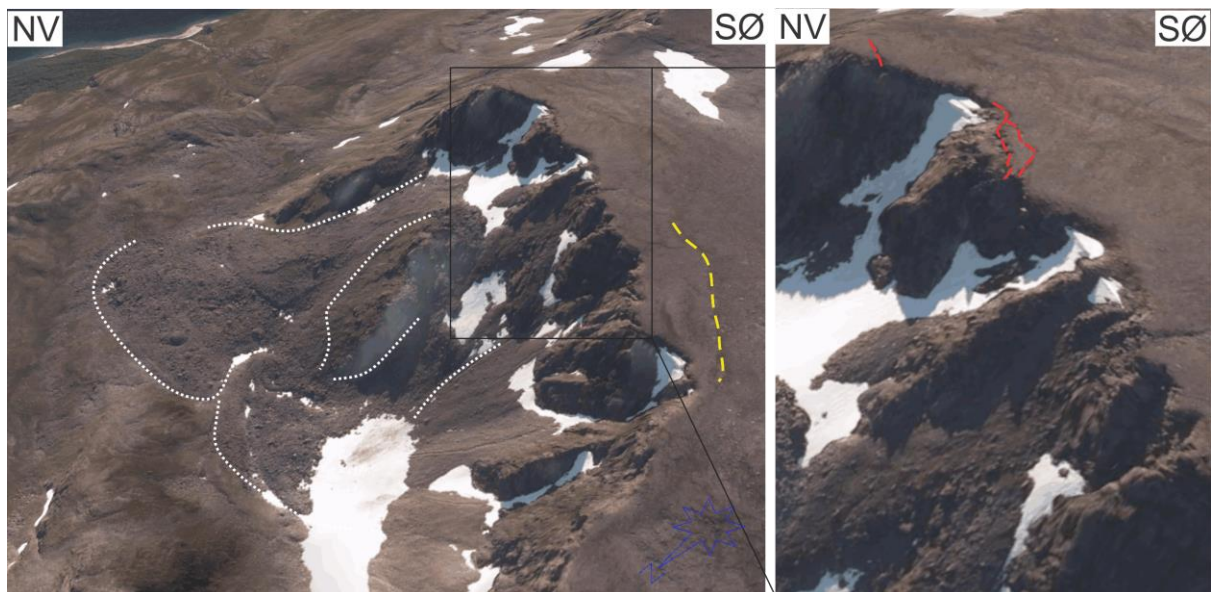
4.4.1 Morfologi

Tidlegare skred ligg igjen som avsetningar i botn og kan tydeleg sjåast på flyfoto (figur 26 og figur 27). To tydelege tunger som dannar fronten på fjellskredet er synleg. To transverse ryggar av store kanta blokker på overflata innad i avsetninga, spesielt den vestlege kan vera ei tunge som har blitt avsett over tidlegare avsetningar. Dette kan indikera fleire hendingar. Fronten av tungene har ein slak overgang til platået, i motsetning til avsetninga til Kronstafjellet (profillinje i figur 29). Fjellskredavsetningane er markert av eit tydeleg skille i større blokkstørrelsar og tungeform enn steinsprangavsetningane som ligg vest i botnen og i den austvendte skråninga sør for skredskråninga. I si heilheit er avsetninga omtrent 150 000 m² stor, der den største tunga i aust er omtrent 100 000 m². Ryggen som skiller fjellskredavsetningane vart observert i felt til å vera intakt og fast, ingen deformasjonsstrukturar var å sjå.

Morena som ligg nord og aust for fjellskredavsetningane består av ei stor mengde materiale. Den har ein markert morenefront i nord som kan følgjast sørover langs den austlege avgrensinga. Tidlegare skredmassar ville blitt transportert av ein lokal botnbre og avsett som morene på platået. Den sydlegaste delen av morena er teikna inn som steinbre. Her er det markante ryggar og depresjonar i massane som kan tyda på deformasjon. Avsetningane er observert frå toppen av Brattfjellaksla og på avstand frå platået langs med fjorden.

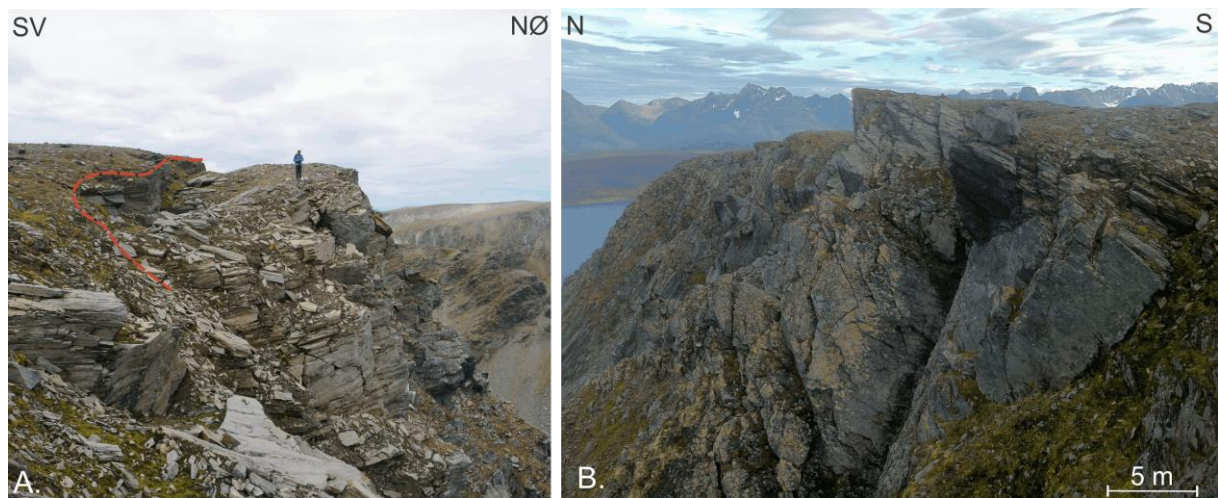


Figur 26. Flyfoto over Brattfjellaksla. Samme utsnitt som kartet i figur 25. Foto: NorgeBilder.

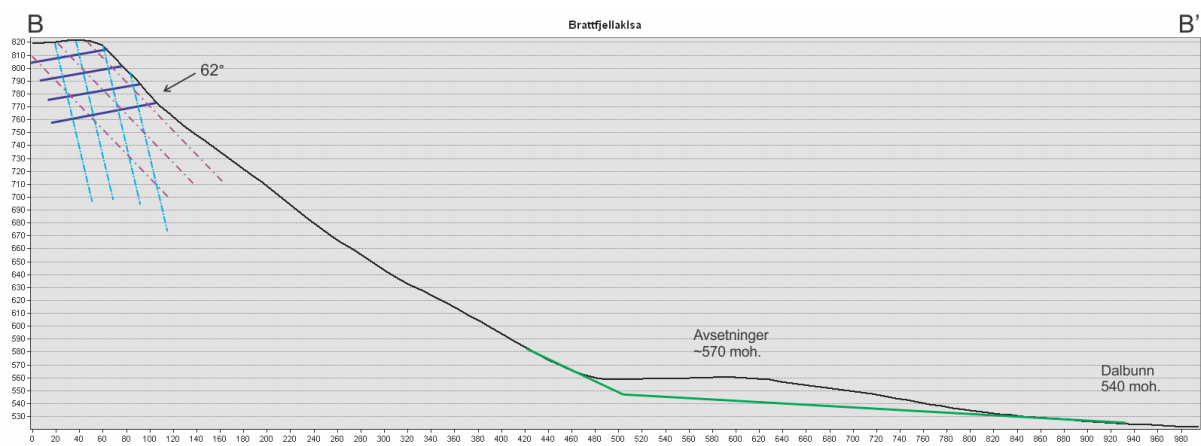


Figur 27. Oversikt over brattfjellaksla med gamle avsetningar og potensiell ustabil blokk. Utsnittet syner tydeleg baksprekkar i bakscrenten og ei potensiell ustabil blokk. Teiknforklaring: Kvit stipla linje: avsetningar. Raud stipla linje: baksprekk/skrent. Gul stipla linje: innsynkning. Foto: Norge3D.

Skredkanten (lilla strek i figur 25) føl sørenden av botnen i V-former, eller kileformer. Brattfjellaksla har to velutvikla baksprekker i plataet. Ei blokk er avgrensa tydeleg i bakkant (figur 28), samt ein mindre tydelig forseinking i terrenget eit par meter bak denne. På austkanten av skrenten (figur 25) er ein baksprekk tydelig utvikla mot vest, der den har sunke 20 cm ned og ~1 m ut, men dør ut omtrent 5-6 m mot aust. Blokka som heng igjen i bakscrenten er omtrent 400 m² i grunnareal (Bunholt et al., 2013). Baksprekken har strøk og fall omtrent 128°/80° og har innsynkning på ~1-2 meter. Sannsynlegvis er blokka restar etter dei større kollapsa av fjellmassar. Dersom blokka på Brattfjellaksla skulle rasa ut vil det skape eit lite steinskred utan særleg konsekvens.



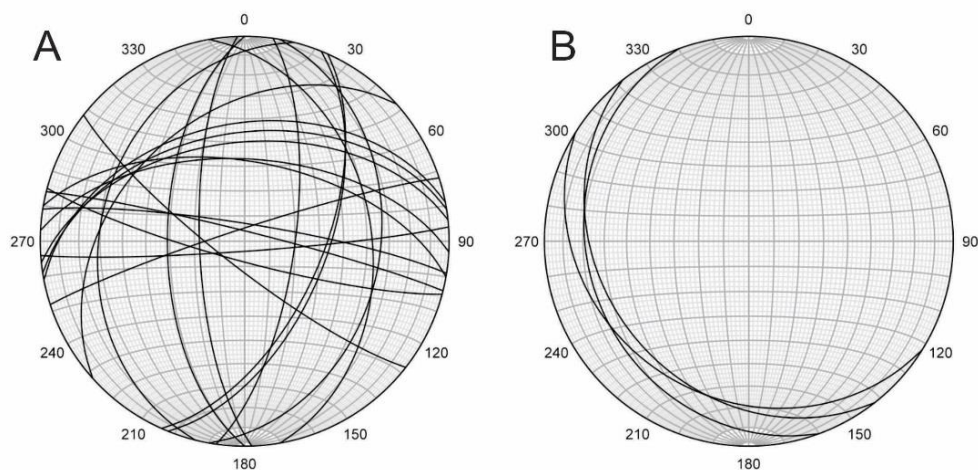
Figur 28. A) Nedsunken blokk på skredkanten med person som skala. Legg merke til innover hellande foliasjon og sprekesett fallande bratt mot nord. B) Foto frå same posisjon som A), men motsatt retning. Legg merke til brotflatene: bratte sprekesett mot nord, aust og vest.



Figur 29. Profil Brattfjellaksla B-B' i figur 25. Omtrentleg helling på foliasjon i mørkeblått, A-V orienterte sprekesett i lyseblått og lilla, og grovt estimat på avsetninga si mektigheit i grønt. Sprekesetta dannar typisk utvelting geometri. Forholdet er 1:1.

4.4.2 Strukturgeologi og litologi

Brattfjellaksla er ein del av Balsfjordgruppa som næraste kontakt til Tromsødekket, skyveforkastninga ligg nokre få 100 meter vest for skråninga. Bergarten er glimmergneis og glimmerskifer. Foliasjonen fell innover i skråninga mot søraust. Tre målingar av foliasjon ved lokasjonen gir 122/24, 142/28 og 160/22 (figur 30B). Duktile strukturar er kutta av sprø sprekkeseitt i N-S, NNA-SSV, A-V retning. Mest framtrèdande frå feltobservasjonar er brotflata orientert A-V ($270^{\circ}/57^{\circ}$, figur 30A), denne er kutta av N-S og NA-SV orienterte brotflater (figur 28). V-A og NA-SV orienterte sprekkar dannar skråninga si overflate i øvre del mot plataet. Bakscrenten sine kileformer avtek mot vest, her dreier orienteringa på skredkanten mot nord og forma vert jamnare. Vest i botnen er det ikkje teikn til større enkelthendingar, men tjukke steinsprangavsetningar finst. Sprekkesetta favoriserar større utglidingar mot aust og sør i botnen.



Figur 30. (A) Sprekkesett orientert A-V, N-S og (B) foliasjon ($\sim 140/25$) på Brattfjellaksla er innoverhellande.

4.4.3 Tolking og oppsummering

Brattfjellaksla er en botn med ein nordaust vendt skråning som har kollapsa i eit fjellskred over ei morene, mogleg i fleire hendingar. Avsetningane kan sjåast som fire blokkete tunger. Ei nedsunken blokk ligg igjen på toppen av skråninga som eit potensielt ustabil fjellparti med ein velutvikla baksprekk. Skråninga i si heilheit er kontrollert av sprø sprekkeseitt, foliasjonen heller innover i fjellsida. Brattfjellaksla er kategorisert som fleire steinskredhendingar, der den største hendinga kan ha vore av fjellskredstørrelse.

Rørslemekanisme kan vera utvelting med kileforma avgrensingar, etter observasjonar i stereoplott og forma på bakskrenten.

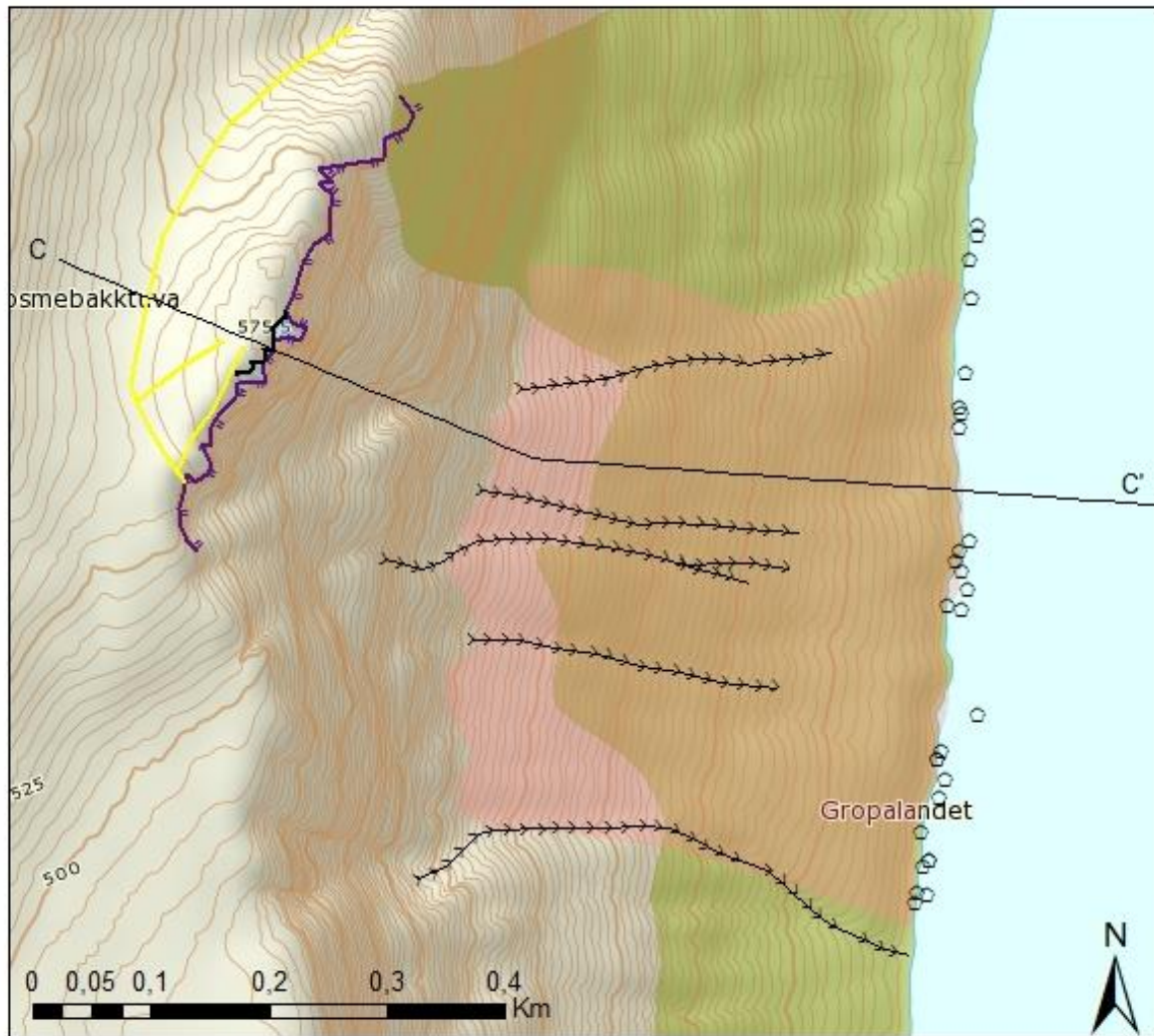
4.5 Brosmebakktuva (A. Grumstad)

Brosmebakktuva ligg austvendt ut mot Ullsfjorden mellom Oldervik og Breivika, 575 moh. (Figur 8). Den vart dokumentert første gang av NGI i 1987, og har hatt fleire besøk og målingar av NGU sidan, blant andre Blikra et al. (2006b), Bunkholt et al. (2011), (2013).

Brosmebakktuva vart ikkje undersøkt i felt for denne oppgåva, men kartlegging frå flyfoto og Norgei3D er gjort med hjelp frå publiserte rapportar og artiklar.

4.5.1 Morfologi

Brosmebakktuva er eit ustabil fjellplatå med ein vertikal skrent ned i fjorden. Heile området er avgrensa i bakkant av ein N-S strykande forseinking i terrenget. Forseinkinga fortsett mot nordaust og ender opp i ei stor skredbane som fell skrått ned mot fjorden før den dør ut. Dette området er omlag 300 m langt og 100 m breitt, og vert kalla for «Hovudblokka». Ut mot kanten av stupet heng fleire ustabile blokker som tilsynelatande kan rasa ut når som helst (figur 35). Langs heile kanten av stupet vitnar det om tidlegare utrasingar som i dag ligg i botn av skrenten og i fjorden som ur. På flyfoto er det observert store blokker som har nådd fjorden, men utan batymetri frå fjorden er det vanskeleg å seie om Brosmebakktuva har kollapsa i større skred tidlegare. Kart over Brosmebakktuva i figur 31 syner tolking frå flybileter: sprekkesett på overflata av platået, skrenten, blokkene på kanten og avsetningar med renner under fjellpartiet. Heile partiet er avgrensa av gul linje i bakkant.



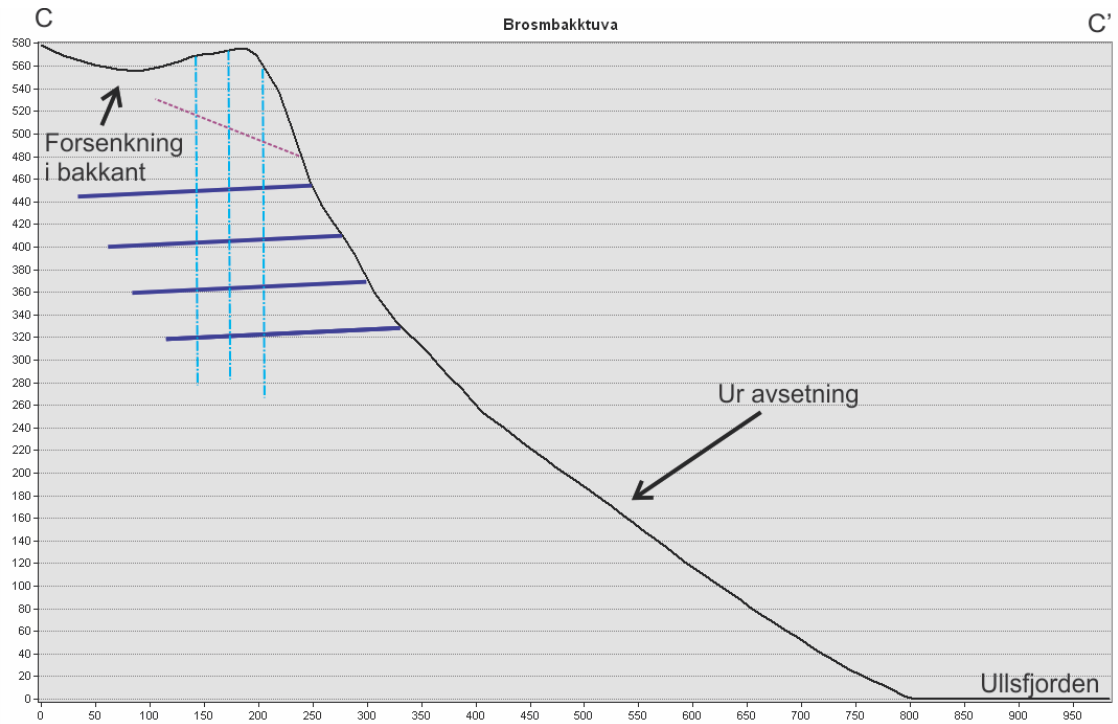
Tegnforklaring

- | | | | |
|---|-------------------------------|---|-----------------------|
|  | Skredmateriale |  | Morfologisk depresjon |
|  | Potensielt ustabil fjellparti |  | Ravine, skredløp |
|  | Bakskrent/skredkant |  | Stor blokk |
|  | Sprekk | | |

Figur 31. Kart over Brosmebakktuva.



Figur 32. Flyfoto over Brosmebakktuva. Legg merke til renna/søkket som går mot nord ut av bilete, sprekkane på toppen av «hovudblokka», viftene og skredløp i avsetningane, og bergartsforskjellen nede i skråninga. Det kvite båndet er dolomitt. *Foto: NorgeiBilder.*



Figur 33. Profil C-C' i figur 31. Forseinkinga som avgrensar «hovudblokka» kjem tydeleg fram. Dei mørkeblå linjene indikerer foliasjon som heller svakt innover i fjellsida, lyseblå linjer indikerer N-S gåande vertikale sprekkesett (figur 36). Lilla linje representerar glideplan som indikert i figur 34. Det andre framtreddande sprekkesettet er vertikalt V-Ø orientert som ikkje er teikna inn i profilen (dei vert parallelle med profilet).



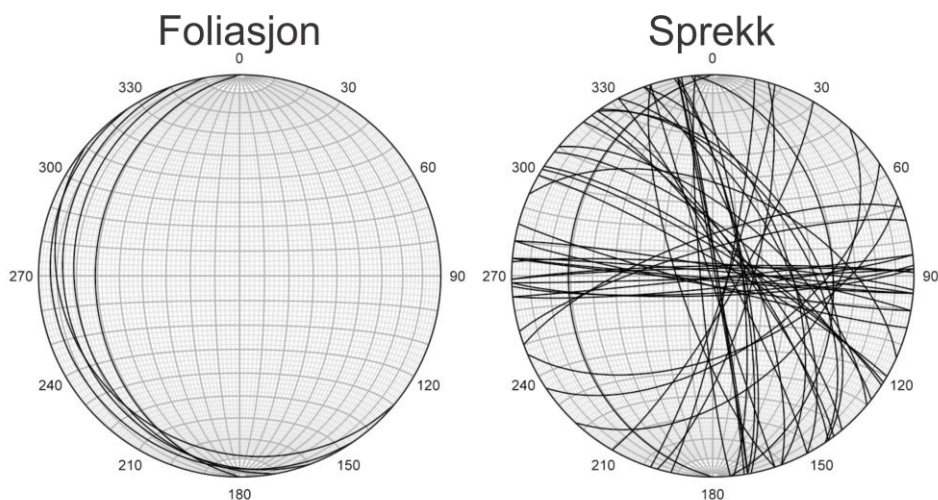
Figur 34. Helikopterfoto over Brosmbakktuva. Forseinkinga i terrenget ut til stupet kallast hovudblokka. Legg merke til blokkene på kanten av stupet og antatt glideplan (pil). Gul linje for avgrensning av ustabil område. Foto: I Henderson, 2006 (NGU), modifisert til oppgåva.



Figur 35. Helikopterfoto med tolking av sprekker(blå) og baksprekker(raud) på kanten av Brosmebakktuva.. Foto: I Henderson, 2006 (NGU), modifisert til oppgåva.

4.5.2 Strukturgeologi og litologi

Strukturdata for Brosmebakktuva er fått frå NGUs 2005 befarings. Bergarten er biotittskifer med foliasjon hellande svakt mot vest (285/20). Sprekkesetta kan delast inn i N-S ($348/77 \pm 14^\circ$, $169/77^\circ \pm 14^\circ$), A-V ($90^\circ/85^\circ \pm 4^\circ$, $270/85 \pm 4^\circ$), NV-SA ($316^\circ/69^\circ \pm 15^\circ$), NNA-SSV ($21^\circ/80^\circ \pm 9^\circ$), NØ-SV ($55^\circ/52^\circ \pm 12^\circ$). N-S, NV-SA og A-V sprekker er dominerande brotretning. Brotsetta som dominera dannar kriterier for kileutrasing: A-V ($\sim 100^\circ/87^\circ$) og NV-SA ($326^\circ/70^\circ$), hjulpet av glideplanet indikert i figur 34.



Figur 36. Strukturdata i stereoplott for Brosmebakktuva. Data henta frå NGU. Foliasjon i VSV-lig retning med fall på omlag 20°. Fem sprekkesett kan identifiserast, N-S, A-V, NNA-SSV, NA-SV, NV-SA.

4.5.3 Rørsle

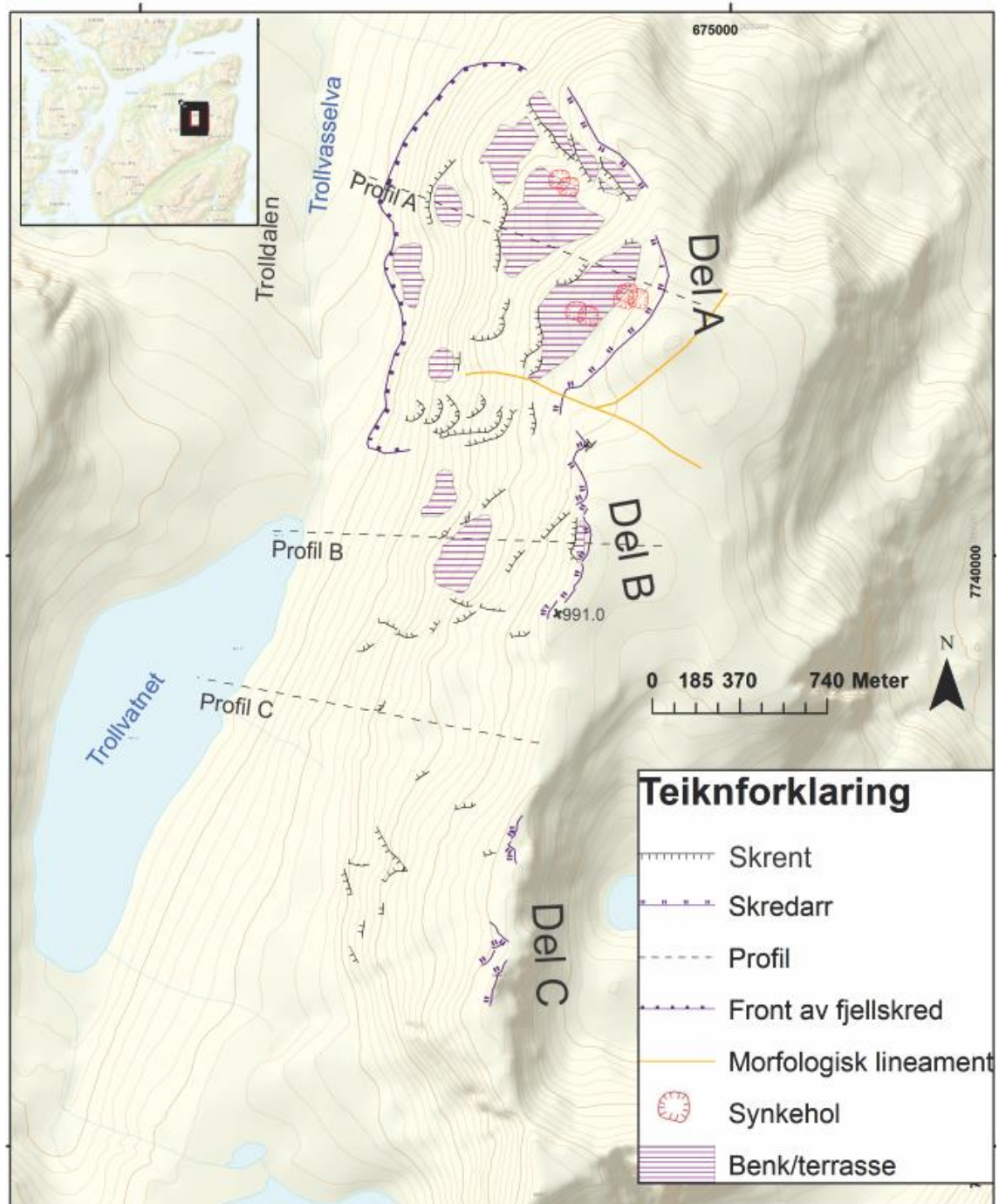
NGI sette i 1987 opp to armeringsjarn på tvers over sprekkar inne på hovudblokka. Sidan da har det vore ei gjennomsnittleg bevegelse på 0.9 mm/år (Bunkholt et al., 2013). Periodiske målingar er gjort av NGU sidan 2005 med dGNSS med fokus på «hovudblokka». Denne er det ingen signifikante rørsle på, imidlertid er det registrert rørsle på to av blokkene ut mot stupet, henholdsvis 9600 m³ og 12400 m³ store blokker. Når desse rasar vil det vera små steinskred, uten store konsekvenser.

4.5.4 Tolking og oppsummering

Brosmebakktuva er ein bratt skrent på kanten av eit platå ut mot Ullsfjorden. Ei større blokk, «hovudblokka» er avgrensa av ein forseinking omtrent 100m bak kanten av stupet. Denne blokka er ansett som stabil, men blokker av mindre størrelse på kanten syner rørsle og vil kunna rasa ut som steinskred. Frå strukturmålingar verkar ikkje foliasjonen destabiliserande, men sprekkesett verkar å være drivande strukturar i kombinasjon av kileutglidning og utvelting.

4.6 Trolldalskredet

I den austlege sida av Trolldalen, rett sør for turistforeningshytta Trollvassbu ligg det eit namnlaust fjell. Vestsida av dette fjellet er dekt av eit stort komplekst ustabil fjellparti som vert kalla Trolldalskredet (Figur 8, og Figur 37) (målt til 3.6 km² horisontal flate i norgebilder). Dette fjellpartiet inneheld mange svært typiske skredmorfologiske element som benkar, horst-graben strukturar, baksprekkar og skrenter. Under feltobservasjonar vart ikkje heile

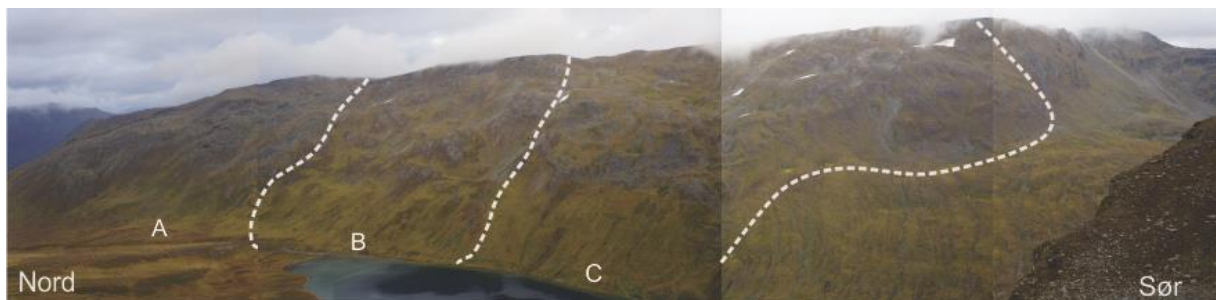


Figur 37: Kart over skredrelevante strukturar ved Trolldalskredet.

skredområdet dekt, men me fekk ein oversikt og eit inntrykk av omfanget og skredets kompleksitet. Feltbefaringa gav oss god hjelp til å kunne forstå området ut frå flybileter i etterkant. NGU har ved tidlegare anledningar fotografert området frå helikopter, men det er ikkje gjort noko meir arbeid enn dette.

4.6.1 Generell morfologi

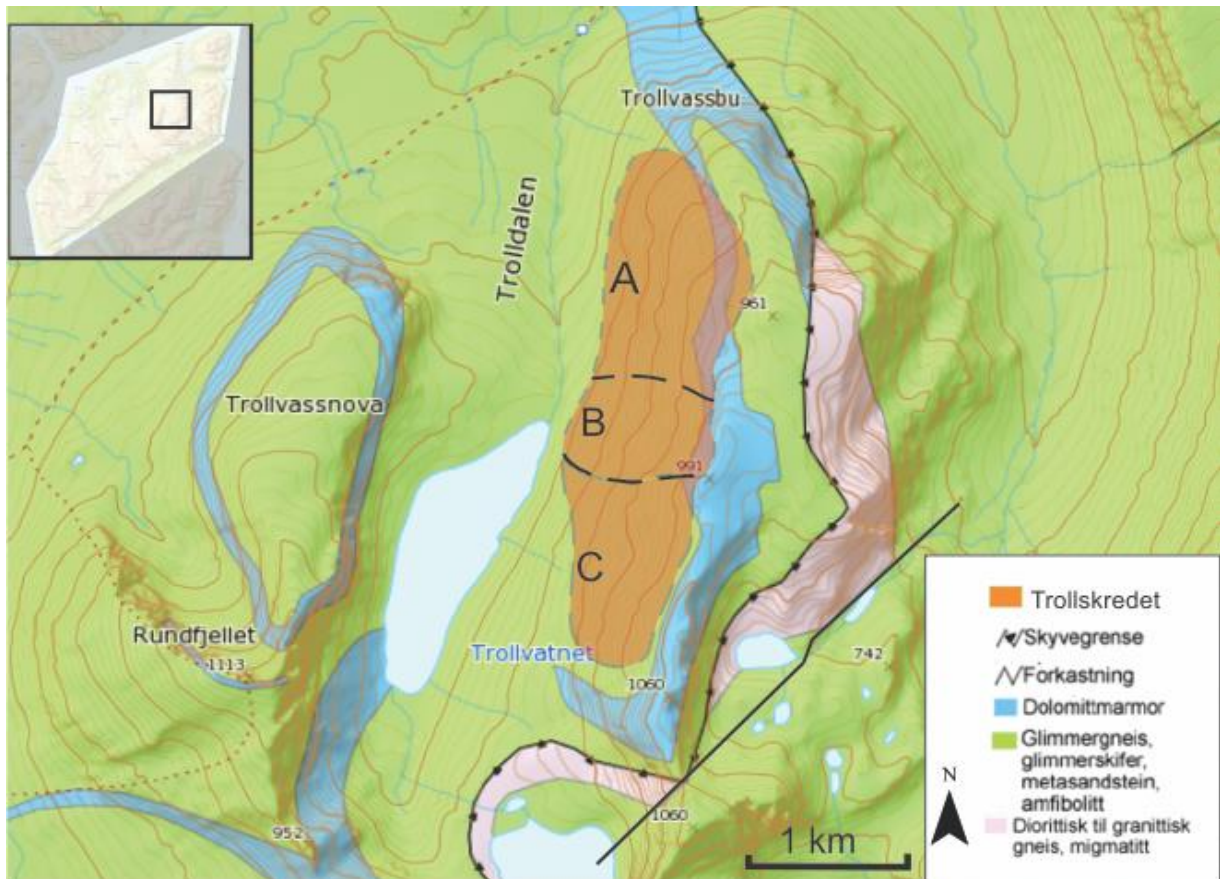
Overflata i dalsida er godt dekkja av lausmassar med lett vegetasjon, og bart fjell er berre synleg i skrentar og opne sprekkar. Det som gjer dette området så spesielt, og til dels vanskeleg å tolka, er mangelen på større skredavsetningar i dalbotnen. Dette kan og vera årsaka til at det ikkje er omtalt i tidlegare arbeid sidan det kan vera vanskeleg å identifisera. Ut frå Figur 38 kan ein få eit inntrykk av overflatedekket som er lett vegetert og som kan skjula deler av historia til fjellsida.



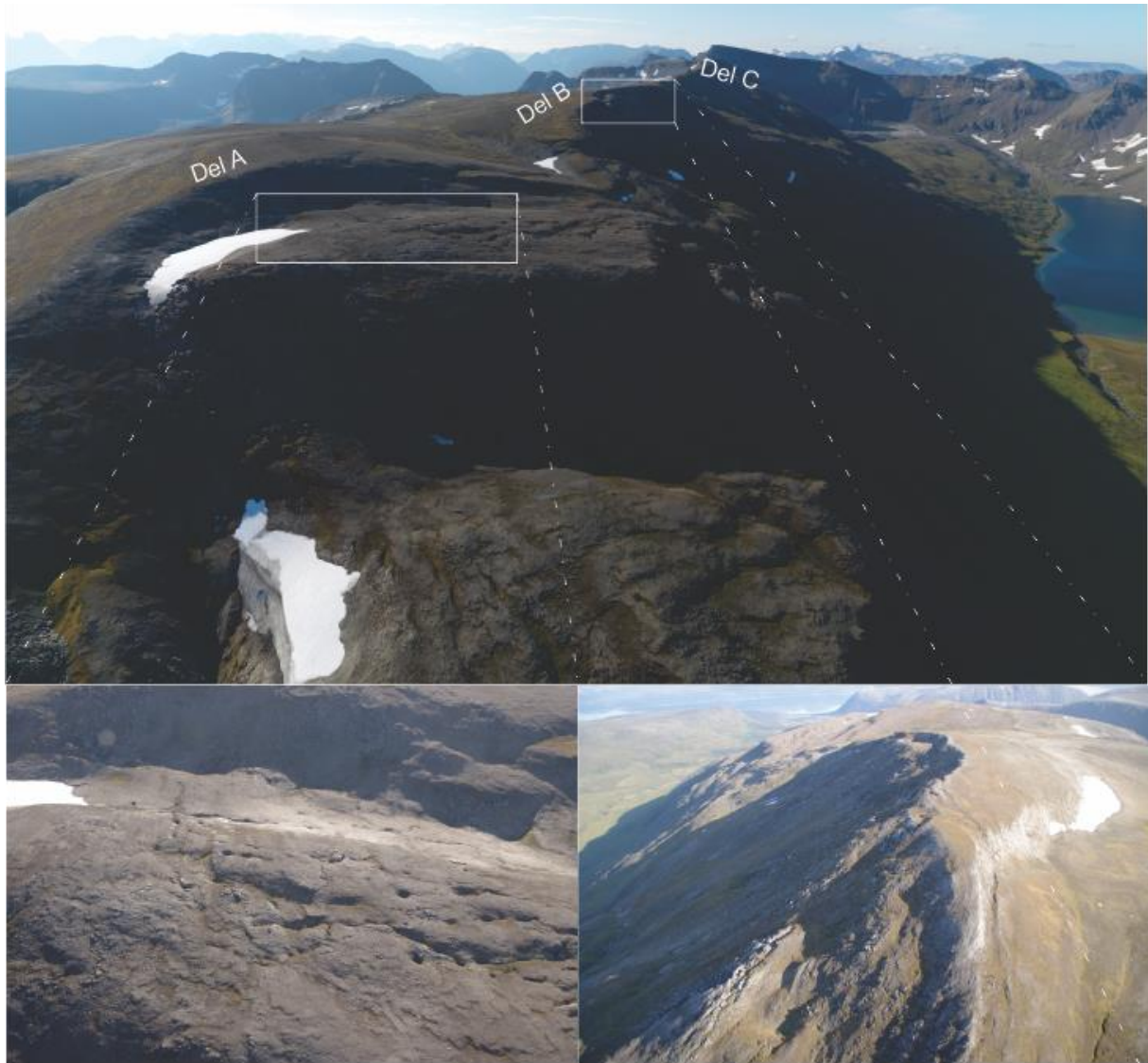
Figur 38: Panoramabilete av Trolldalskredet teke mot aust. Vidare inndeling av dalsida er synt med stippla linje.

4.6.2 Berggrunn

”Trollfjellet” ligg orientert Nord-Sør, parallelt med skyvegrensa mellom Tromsødekket og Nakkedalskomplekset. Berggrunnen i fjellområdet er granatførande glimmergneis med ei ”åre” med dolomittmarmor langs fjellet på vestsida(Figur 39).Foliasjonen i dalsida har ein gjennomsnittleg helling på 40° mot vest men er sterkt folda så hellinga varierar frå 25°-50°(Figur 47).



Figur 39: Bergrunnskart over området omkring trolldalskredet. Omrisset av Trolldalskredet er vist med inndelinga som blir nytta vidare. *Bergrunnskart etter Zwaan et al. (1998).*

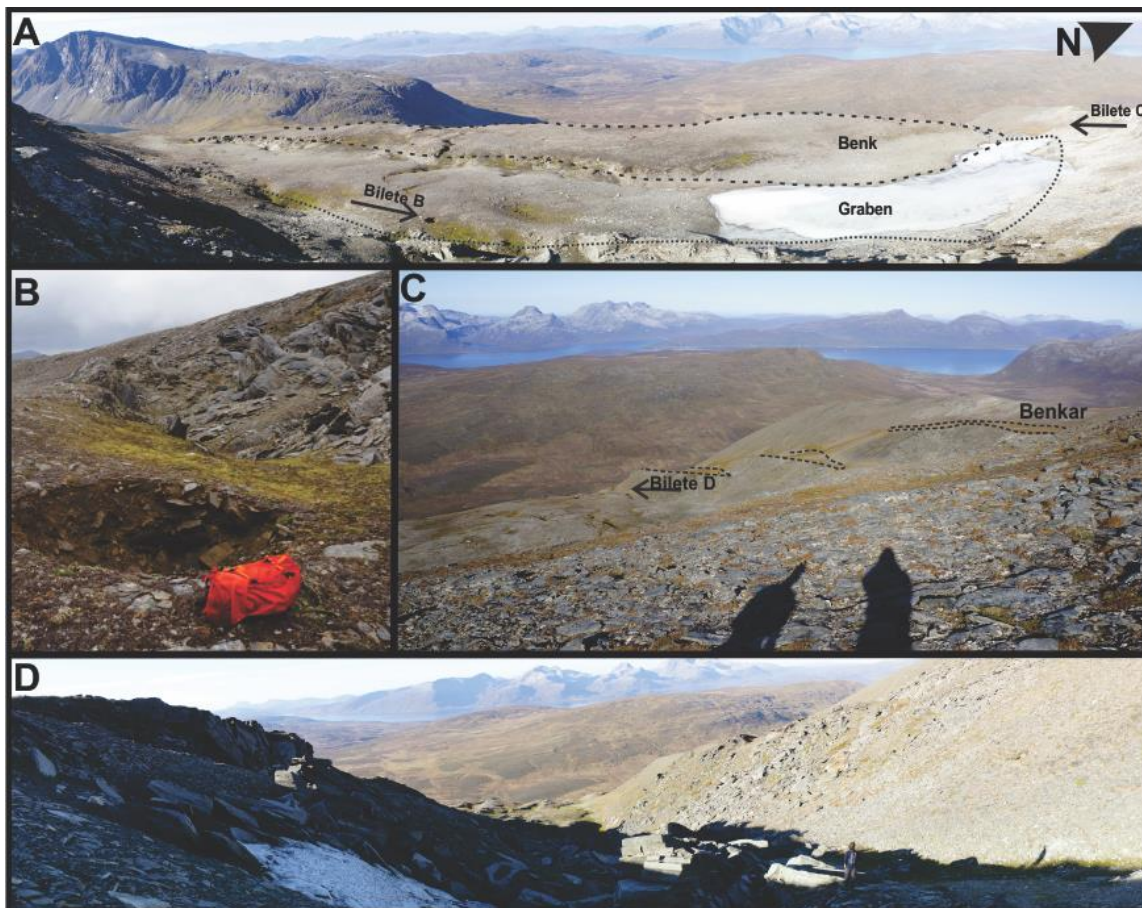


Figur 40: Framtredande morfologi ved Trolldalskredet. I hovudbiletet ser ein dei øverste benkane som danner terrasseformene i **del A**, og ein kan skimte den konkave framtoninga til skredarret i **del B**. Nede til venstre ser ein grabenstrukturen i bakkant av den øvre benken samt fleire synkehol. Nede til høgre ser ein tydelege skredarret i **del A**, eit nedglidd parti og geomorfologiske strukturar parallelle med skredarret. (Foto: NGU; Böhme og Solberg)

4.6.3 Beskrivelse

For å beskriva fjellområdet er det delt opp i tre deler med ulike karakteristikk (Figur 39). Område A er eit område med delvis utglidning og truleg fortsatt deformasjon, B har eit tydeleg skredarr på toppen som tyder på fullstendig utrasing, men fjellskredavsetingane manglar. Område C er eit område med geomorfologiske tegn som kan tyde på utrasing og deformasjon, men langt frå like tydeleg som A og B (Figur 40):

Del A: Dette er den nordlegaste delen, og er den med mest framtrèdande geomorfologi i større skala (Figur 41), området har eit areal på om lag 1.4 km². Her er dalsida prega av fleire store platå som dannar benkar nedover heile fjellsida. Det er lett å sjå at det har vore deformasjon i området grunna mykje lausmassar i front av benkane (på nedsida). Det er lite fast fjell i overflata, noko som gjer det tydeleg at området er deformert/har sige og at den er dekkja av lausmassar. I bakkant av den øvre benken er det fleire store synkehol i

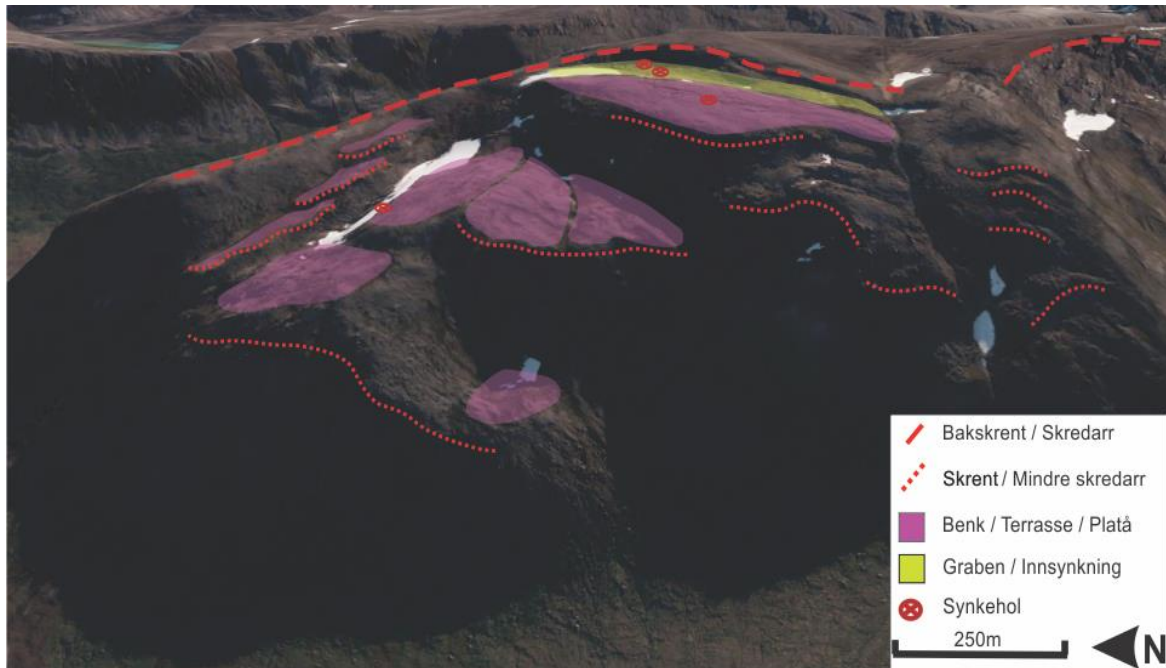


Figur 41: Bileter som syner nokre av dei framtrèdande geomorfologiske strukturane i del A av trolldalskredet.

A) Den øverste benken samt graben-strukturen i bakkant sett frå baks-krenten rett mot vest. Merk retning på foto **B** og **C** inntegna. **B)** Synkehol som såg ut til å vera aktive vart observert fleire stader i graben-strukturen. **C)** Bilete teke vest-nordvest i den nordlege avgrensninga av trolldalskredet. Her ser ein tre benkar som dannar ei slags trapp nedover, desse har hatt ein utglidning mot sørvest frå det som er tolka til å vera kjeldeområdet. Merk retning på foto **C**. **D)** Bilete teke i søkket mellom to benkar nordvest i skredet. Søkket er fyllt av større blokker med usikkert kjeldeområde. Person nede til høgje som skala.

det som ser ut til å vera eit innfylt «sedimentbasseng»/graben. Synkehol er det og i den øvre benken, men her er dei meir tilknytt mindre innsynkingar som går nord-sør. Mot sør i dette området er det eit tydeleg aktivt område med ein større skrent. I overkant av denne skrenten er det tydelege opne sprekkar som gjenspeglar dei sprekkesetta me har målt og som består av tilnærma vertikale sprekkar med ulikt strøk. Ut frå størrelsen, og

geomorfologien i dette området er det tolka til å vera eit komplekst ustabil fjellskredområde (DSGSD- Deep seated gravitationla slope deformation).



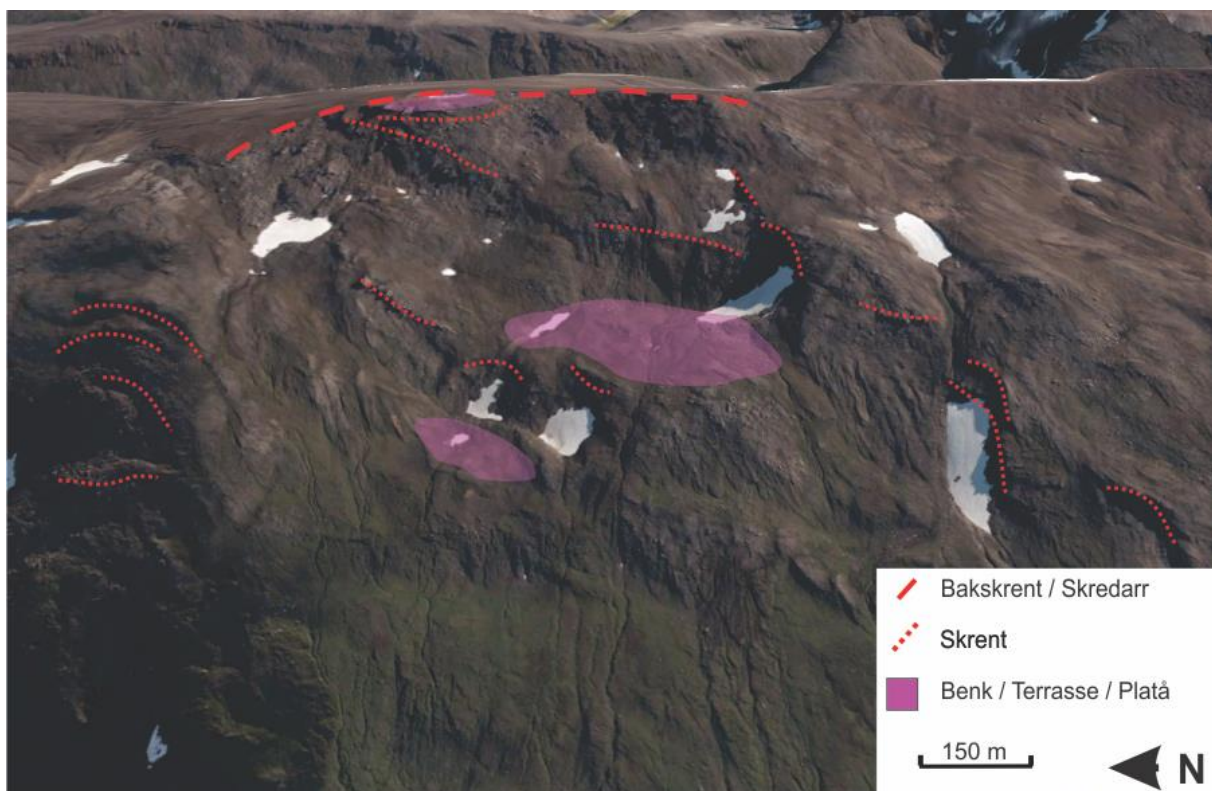
Figur 42: Geomorfologisk skisse av område A ved trolldalskredet. Foto: Norgei3D.

Del B: Dette er den midtre delen og den tydelegaste avgrensninga av det ustabile området i sør, det har eit areal på om lag 0.7 km^2 . Her er det eit tydeleg skredarr i toppen mot aust, samt at overflata i øvre del er tydeleg konkav. I den antatte skredbana er det fleire mindre skrentar som er vanskeleg å bestemma om er fast fjell eller større skredmateriale. Overflata er prega av mindre sediment(sand og mindre), samt spreid skredmateriale. I skredarret i

toppen er det eit nedglidd parti som tydeleg har glidd på foliasjonen som her er bratt(Figur 43).



Figur 43: Bileter av området i toppen av del B (ved den øvre benken synt i Figur 44) i trolldalskredet. Her har foliasjonen fungert som glideplan, foliajonsplanet har her ein konvekks form(fold) og går frå 40°-50°. Korleis planet utviklar seg nedover er usikkert. Bileta er teke frå same punkt, men kvar sin veg. Her ser ein og den typiske overflata i området med lett vegeterte lausmassar.

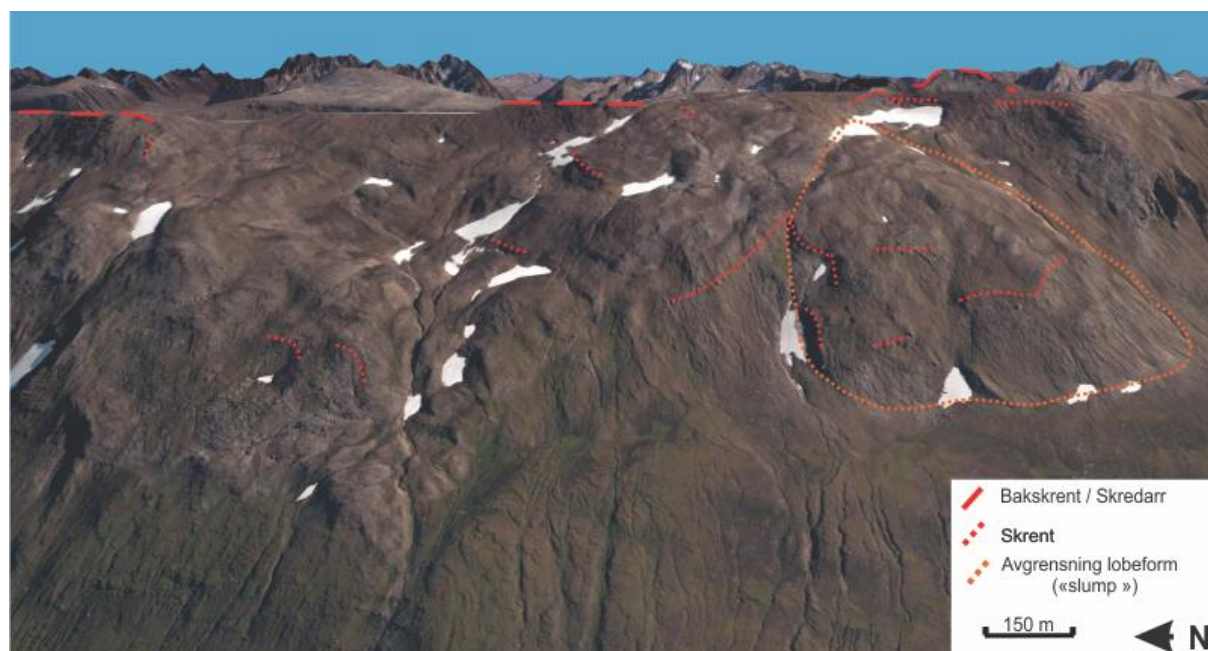


Figur 44: Geomorfologisk skisse av del B ved trolldalskredet. Foto: Norgei3D

Del C: Det sørlegaste området er det største, og utgjer eit område på 1.4 km², og det som er vanskelegast å tolka. Her dannar toppen ein egg, og overflata i dalsida er stort sett godt dekkja av lausmassar. Stadvis i toppen og botnen er det større skredmateriale, og innimellom er det mindre skrentar. Det er og observert mindre platå som kan vera utglidingar/roteringar/slumps. Elles er området slakt og jamt, med ein konkav framtoning og lausmassane har teikn til krypprosessar somme stader. Det er brukt mindre tid på tolking og kartlegging av denne delen sidan det ikkje er gjort feltarbeid, og datagrunnlaget er difor tynnare her.



Figur 45: Område C i Trolldalen, sett mot sør. Bilete er teke omtrent ved punkt 991moh(Figur 39)



Figur 46: Geomorfologisk skisse over del C i trolldalskredet. Foto: Norgei3D

4.6.4 Tolking

I Figur 47 er det synt ei tolking av dei indre strukturane i fjellsida på høgdeprofil henta frå ArcGIS. Her er det lett å sjå føre seg kva strukturar som er styrande for utrasinga av skredet. Det er tydeleg å sjå at den varierende hellinga på den folda foliasjonen mest truleg har hatt den styrande rolla med vertikale sprekkar som avgrensande faktor. På benkane i del A kan det tolkast til at det har vore ein utgliding med bakoverrotasjon om ein tek utgangspunkt i at dalsida opprinneleg var ei jamn konveks flate.

Tolking av dei ulike delområda:

Del A: Område med aktiv deformasjon i form av utglidning på foliasjon av bakoverroterte benkar. Den sørlege delen her, med grense mot del B, er den som ser ut til å vera mest aktiv. Her er det fleire parallelle skrentar og helinga på dalsida har eit snitt på om lag 30° . Det er vanskeleg å tolke kva aktivitet det er her grunna skygge på flybileter samt mykje lausmassar i form av større blokker. Denne delen er tolka til å vera eit DSGSD, grunna størrelsen på området, dei store benkane, grabenstrukturen i toppen, samt det komplekse utrasingssystemet med benkar som syner utgliding i ulike retningar

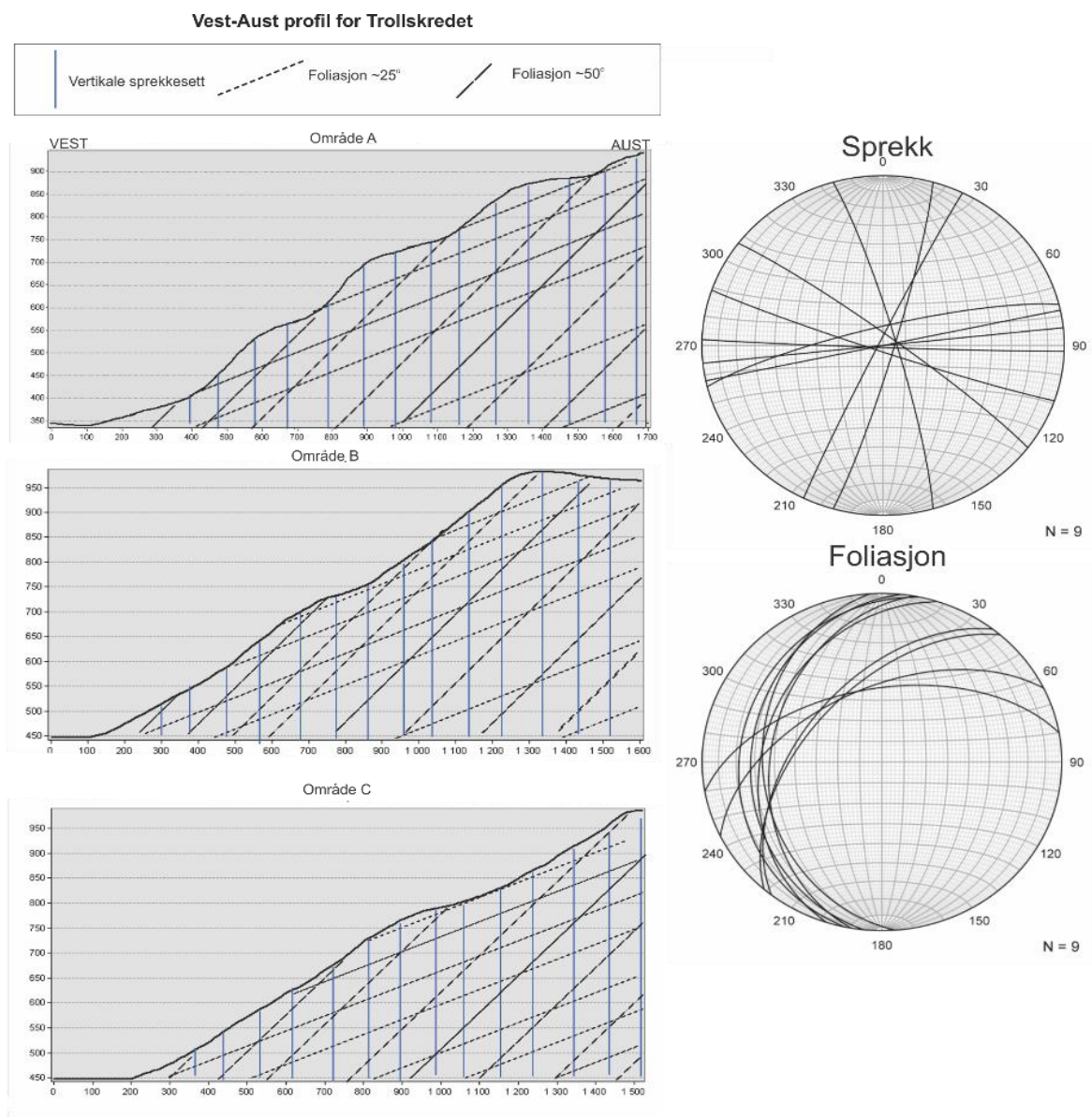
Del B: Skredarret i toppen, samt skredmaterialet i dalsida, tyder på ein tidlegare utrasing i form av gliding på foliasjon. Det er ikkje større benkar som er tolka til å vera i rørslе, men mindre områder med utgliding og steinsprangaktivitet.

Del C: Langs toppegga er det skrentar som er tolka til å vera skredarr, kor store massar som kan ha rast ut her tidlegare er uvisst, men i dag er det avgrensa til mindre steinsprang. Det er og teikn til at det har vore setningar i større lobe-forma element(Figur 46), men dette er vanskeleg å tolka. Ut over dette er det få teikn til pågåande deformasjon med unntak av krypprossar i lausmassane på overflata.

Ut frå observasjonar og innsamla data er det liten tvil om at Trolldalskredet er eit aktivt ustabil område. Det er fleire aktive teikn på pågåande deformasjon i området, blant anna uvegeterte synkehol og opne sprekkar samt steinsprang aktivitet i front av benkane. Desse teikna er størst i del A, men ein finn dei og i del B, medan del C er meir diffus og i større grad prega av krypprossar. Kartlegginga som er gjort av Trolldalskredet kan sjåast i Figur 37.

Det er framtredeande at skredet manglar skredavsetningar i dalbotnen, spesielt for område B. Dette kan seie noko om alderen på den større utrasinga i del B som då vil ha skjedd under sist istid eller under isavsmeltinga. Avsetingane kan då vera iblanda det mektige morenedekket i området. Om dette stemmer vil det seie at skredet er eldre enn eldre dryas sidan området berre hadde mindre dalbrear etter dette.

Det vert presentert ei utvida tolking av del A i diskusjonskapitlet.

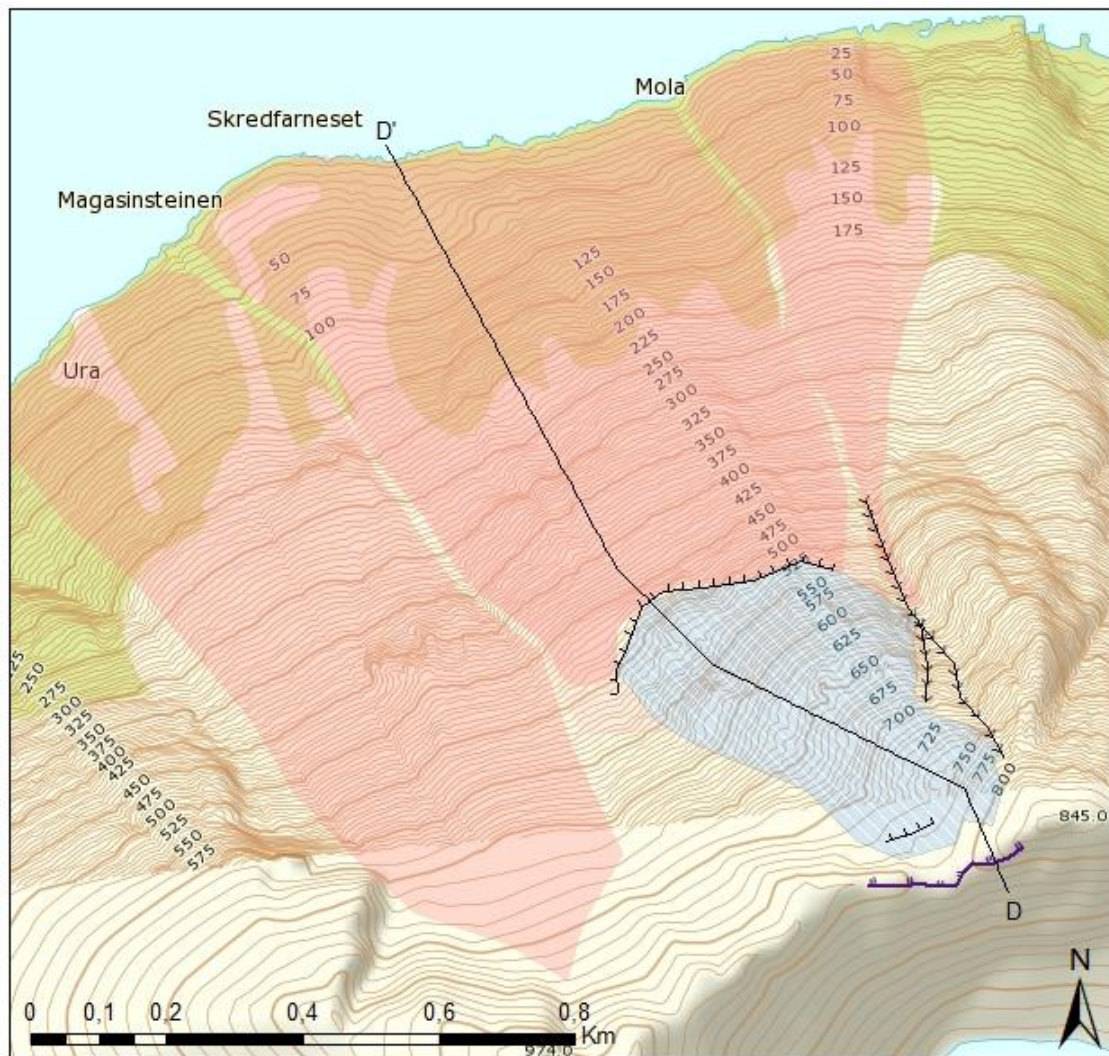


Figur 47: Høgdeprofil med skisse av strukturar frå kvart av delområda ved Trolldalskredet samt stereonett med strukturmålingar. Profillinjer synt i Figur 37

4.7 Ullstind (A. Grumstad)

Det er ikkje funne tidlegare registreringar av dette fjellpartiet, som kan bety at denne beskrivelsen er den første. Lokaliteten er ikkje registrert i NGUs database (Martina Böhme, forsker ved NGU, personlig diskusjon ved UiT).

Hovedtoppen på Ullstind er høgaste punktet (1093 moh.) i fjellmassivet som ligger nord for Oldervik og øst for Snarby (Figur 8). Det er det nordligaste massivet i studieområdet, avgrenset av Rv 53 som går igjennom Snarbydalen og Oldervikdalen, og fjordarmene Grøtsundet mot nord og Ullsfjorden i vest. Nord for hovudtoppen, frå ein depresjon i ryggen like aust for topp 865 moh., ligg eit nedsunke fjellparti som vender mot nordvest (figur 50 og figur 51).



Tegnforklaring

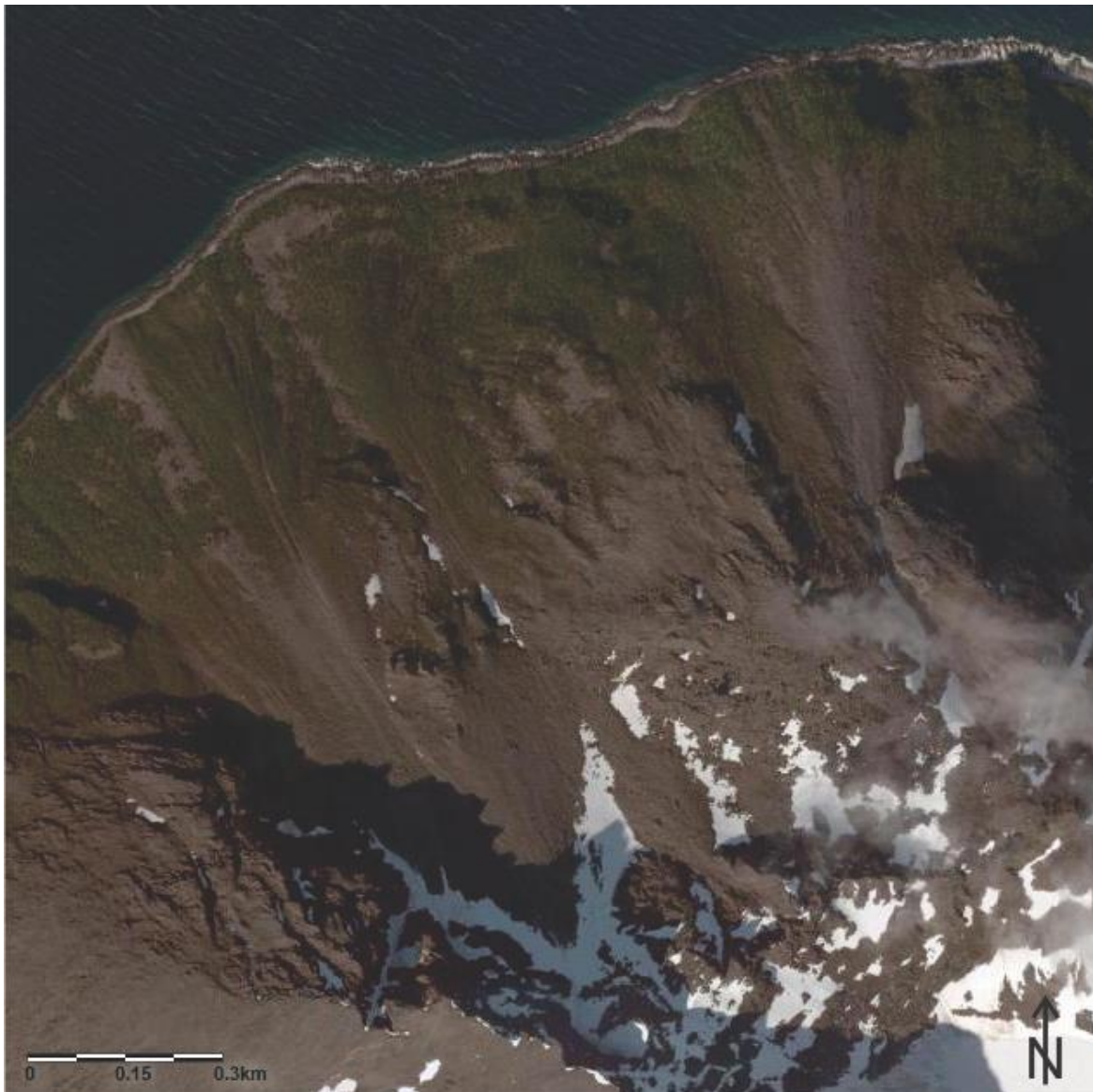
- | | | | |
|---|-------------------------------|---|------------------|
|  | Skredmateriale |  | Skrent |
|  | Potensielt ustabil fjellparti |  | Ravine, skredløp |
|  | Bakskrent/skredkant | | |

Figur 48. Kart over Ullstind. Profillinja D-D' er vist i figur 53. Høgdekurvene syner svært ujamn topografi i skråninga med mange klippeframsping og små terrassar.

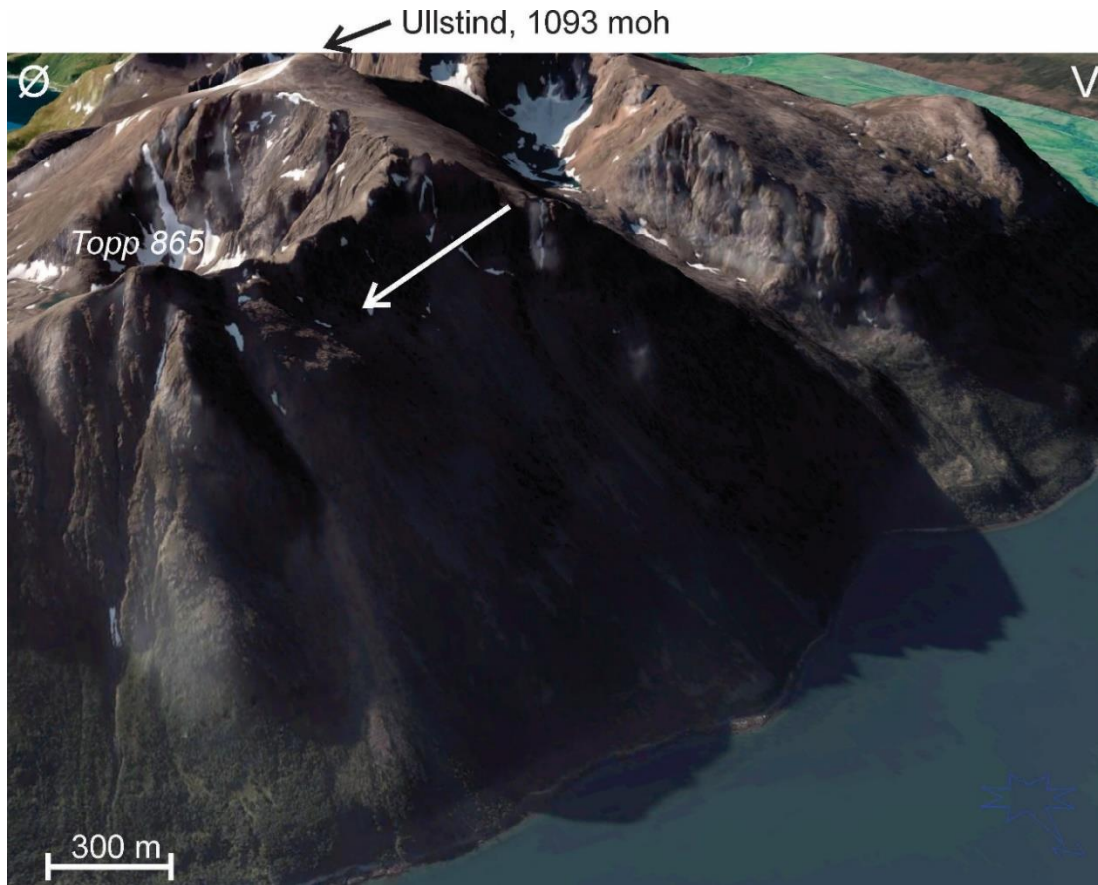
4.7.1 Morfologi

Toppen av fjellryggen over det nedsunkne fjellpartiet er omlag 790 moh. og danner bakskrenten, sjå figur 48 og figur 52. Ettersom bilda på Norgei3D er skyggefulle i denne himmelretninga er det vanskeleg å gjera gode observasjonar, men bileter frå 2009 i NorgeiBilder (figur 49) kan syna eit blokkrikt område som strekk seg ned til skrentar på

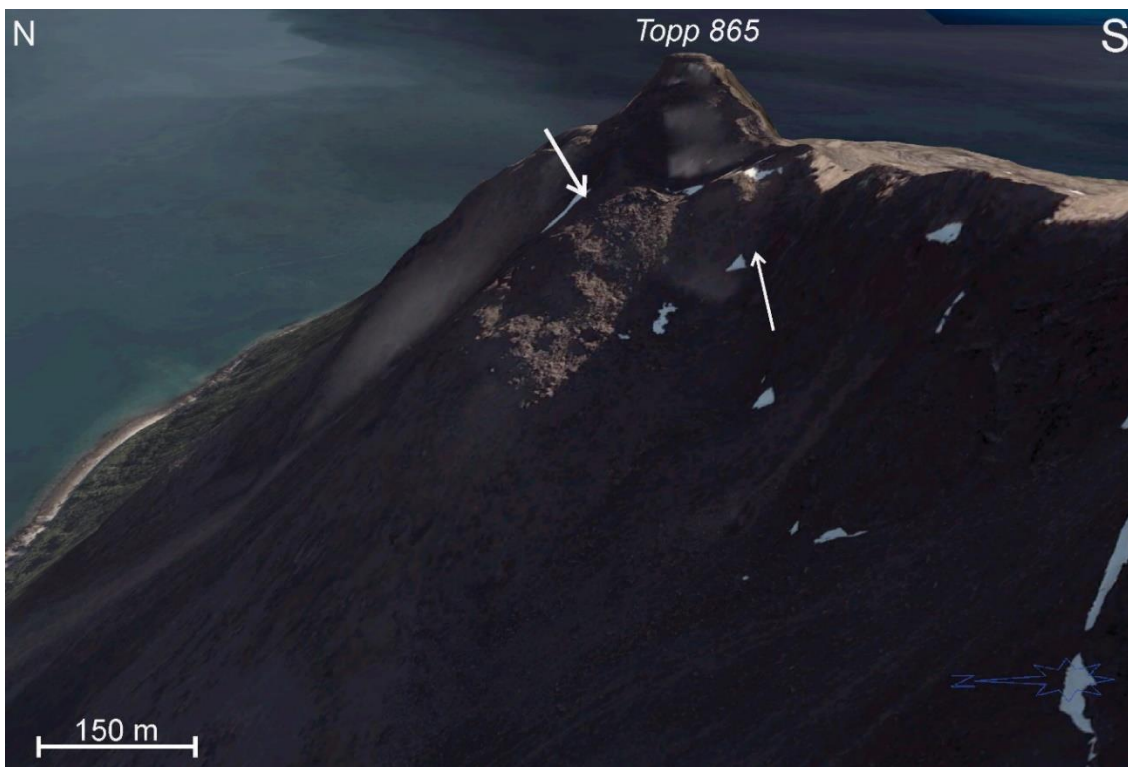
omlag 470 moh som mogleg tålinje. InSAR data indikerar at fjellpartiet har noko bevegelse, men dette er ikkje absolutte verdiar og ein kan difor ikkje fastslå kor mykje. Fjellsida er også nordvendt, som gjer data mindre pålitelige frå satellitten si bane og vinkel. Likevel kan data nyttast til å få eit inntrykk av kvar grensene til det ustabile fjellpartiet er. Det nedglidde fjellpartiet kan delast i to; ein terrasse (blokk A) som ligg nedanfor den faste fjellryggen, og ein skrent frå denne ned til ein ny terrasse (blokk B), som indikert i figur 52. Lateralt er fjellpartiet avgrensa mot aust av ei renne, medan i vest er det ingen tydelig grense.



Figur 49. Flyfoto over det ustabile fjellpartiet ved Ullstind. Det finns ingen gode bilder frå dette området. *Foto frå 2009, Norgebilder.no.*



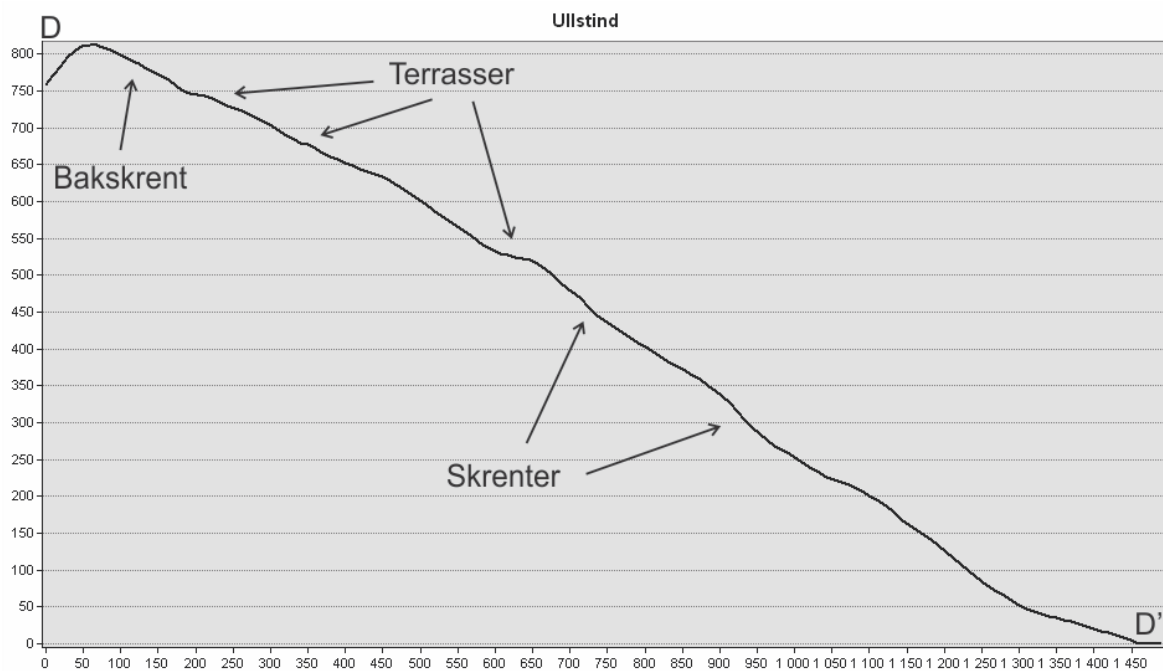
Figur 50. Nedsunke fjellparti i Ullstind massivet. Skyggen på bilete gjer det vanskeleg å tyde. Kvit pil indikerar kvar den nedsunkne blokka ligg. Foto: Norgei3D.



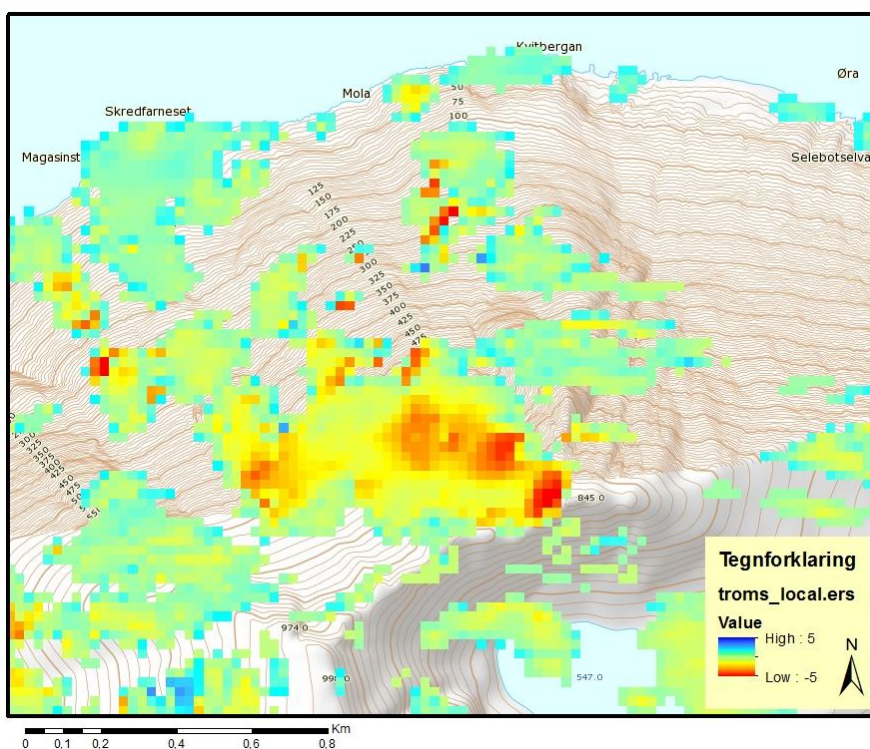
Figur 51. Nærbilete av nedglidd fjellparti på Ullstind sett frå vest. Foto: Norgei3D.



Figur 52. Tolkingar med baksprekk i rødt, antatte grenser for blokk A og B i oransje, og terrassar i rosa. Foto: Norgei3D.



Figur 53. Profillinje D-D' ved Ullstind. Morfologi som kjem fram er ei ujevn overflate og svakt konveks skråning med terrassar og skrentar.



Figur 54. InSAR data for Ullstind. Raudt indikerar negativ bevegelse i forhold til satellitten.

4.7.2 Strukturgeologi og litologi

Ifølgje NGU sitt berggrunnskart er bergarten her glimmerskifer som kan være gneisaktig (Zwaan et al., 1998). Antydingar til foliasjon i Norgei3D indikerar ein steil foliasjon med fall mot vest, men bileta kan være vrent, så dette er usikkert. Ingen andre data om strukturer er mogleg å skaffe utan å besøke lokaliteten.

4.7.3 Tolking og oppsummering

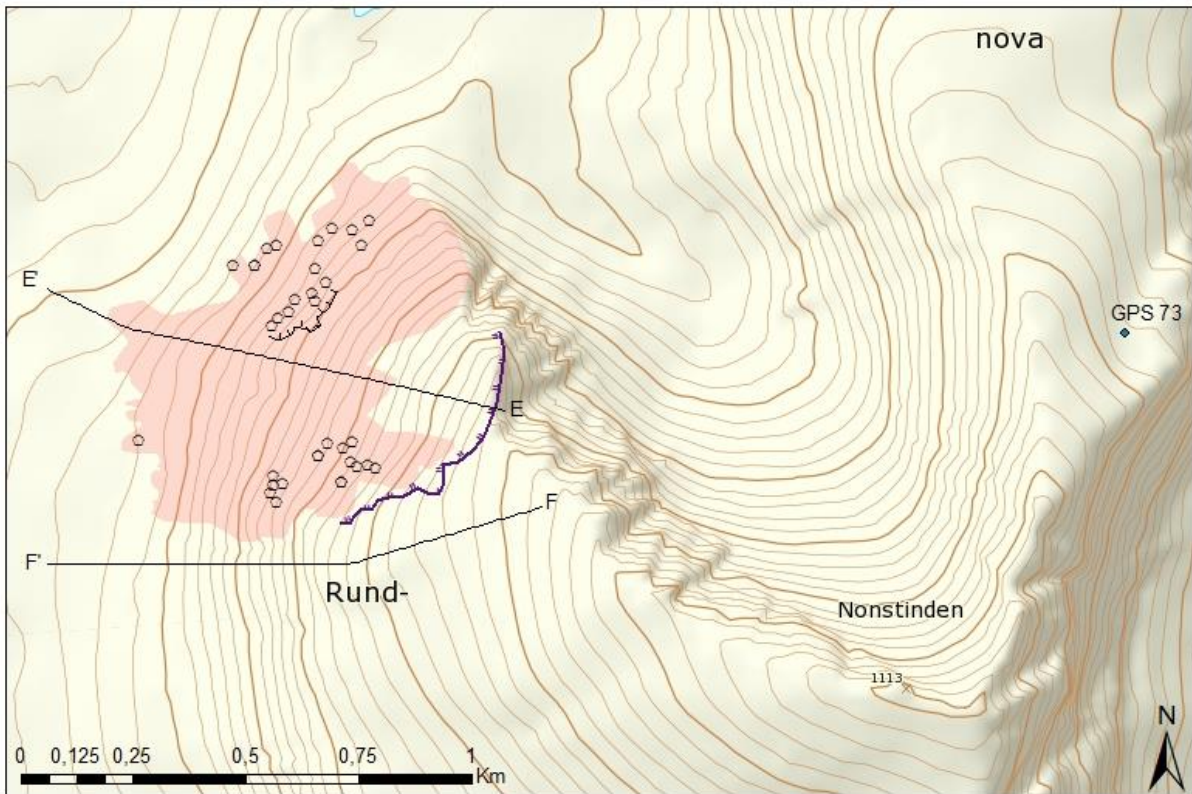
Nedsunke fjellparti som kan ha glidd på ein kombinasjon foliasjon og sprekkesett, dette kan ikkje bekreftast utan betre datagrunnlag. InSAR-data syner relativ bevegelse, som er nytta til å skapa eit inntrykk av omfanget til den ustabile fjellsida og ein indikasjon på at det er i bevegelse. Det potensielle ustabile fjellpartiet ligg like over fjorden med eit signifikant volum og kan skapa ei flodbølge mot blant anna Tromsø om det skulle kollapse. Ettersom bileta er vanskelege å lese og tolke anbefalast det å undersøke denne lokaliteten nærare.

4.8 Rundfjellet (A. Grumstad)

Rundfjellet er enden av ein rygg som går nordvest frå Nonstinden, 1113 moh. (Figur 8). Trollvassnova ligg mot nordaust, og Skittenevdalen og det rundare Snyfjellet mot vest og nordvest. Kartet i figur 55 syner avgrensing av det som ser ut som eit skredarr utan avsetningar. I arret finns det store blokker, bakskrent og tungar i botn og mindre avsetningar som følge av gravitasjonsprosesser. Rundfjellet er kartlagt frå flybilete og Norgei3D. Det finns ingen strukturmålingar frå Rundfjellet, men det er gjort strukturmålingar og observasjonar på Trollvassnova, ved GPS 73 i figur 55. Det er ingen publiserte data om denne skråninga.

4.8.1 Morfologi

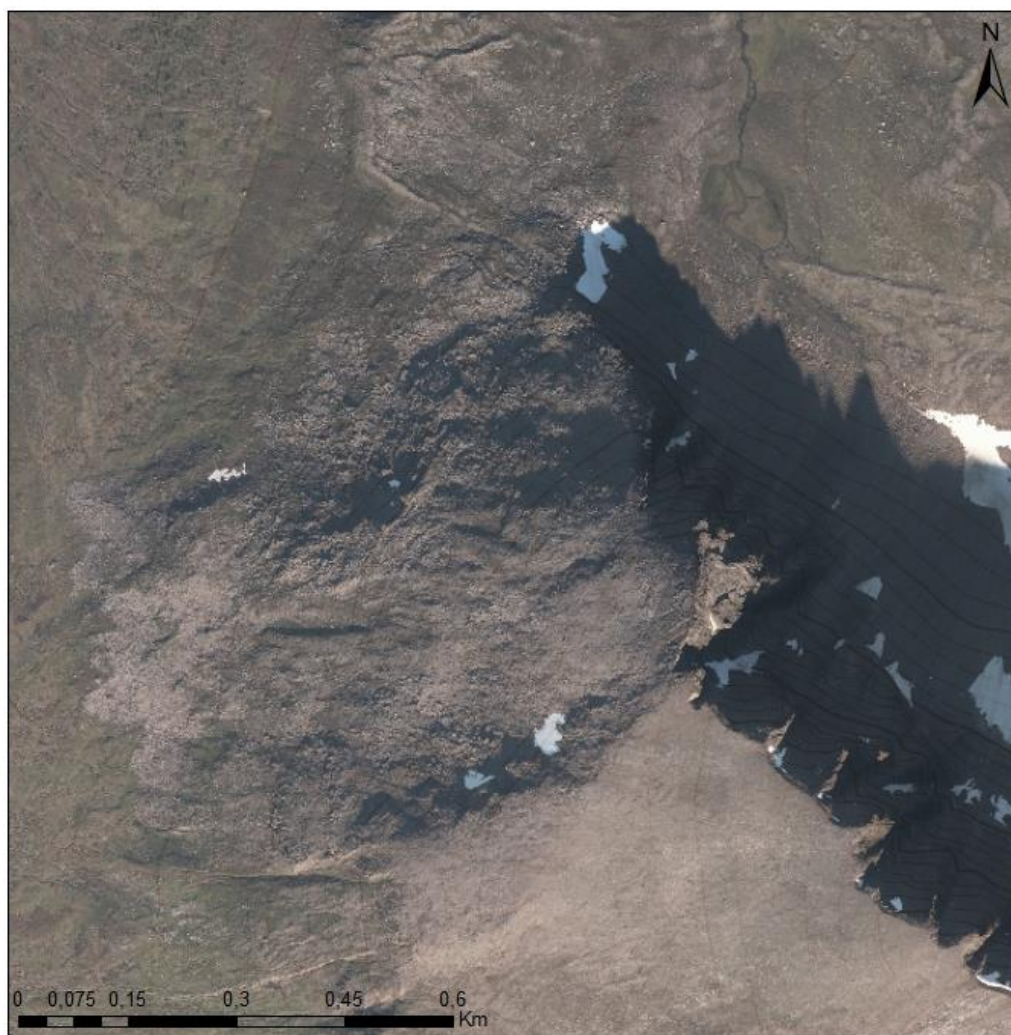
Skråninga har form som eit jamt plan med fall 30-35 ° mot nordvest. Planet ligg mellom 860 moh. og 460 moh. Mot sør er skråninga avgrensa av ein bakskrent, og mot nord, ein skrent og brattare terreng. På figur 57 kan skråninga sjåast frå NNV og vest. Her er store blokker spreidde utover skråninga, desse kjem sannsynlegvis frå steinsprangaktivitet. Mot dalbotnen er det eit område med ur i 4-5 tungeformer. Denne massen er sannsynleg rasavsett, men mengda er liten i forhold til størrelsen på arret. Størrelsen på skredarret og mangelen på avsetningar kan indikera at skredet har gått enten oppå ein bre eller at ein bre har dratt med seg avsetningane. Siste gang det var større dalbrear i dette området var under LGM (Last glacial maximum). I eldre og yngre Dryas var dalbotnen isfri, kun lokale brear eksisterte (Andersen, 1968).



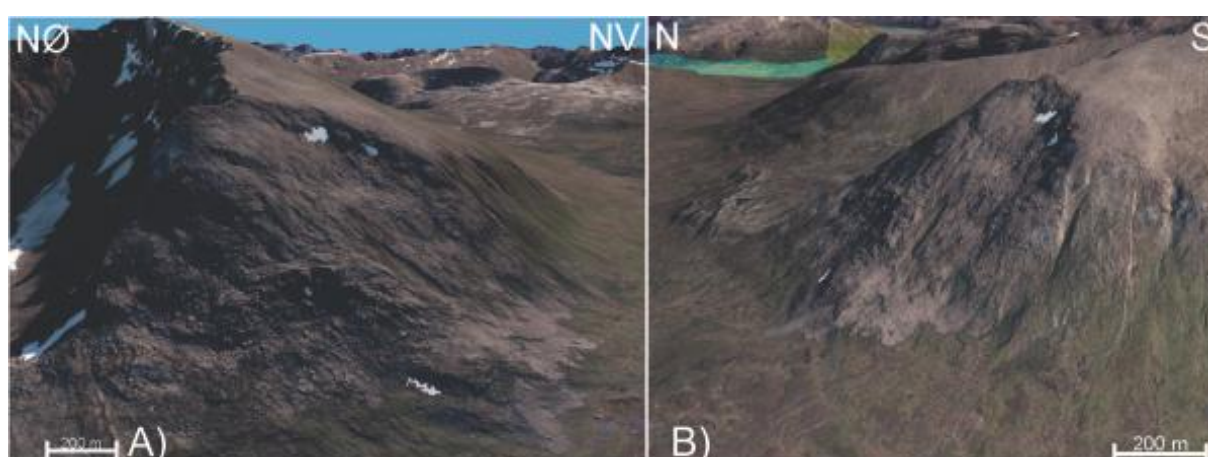
Tegnforklaring

- ◆ GPS 73 — Bakskrent/skredkant ■ Fjellskred avsetning
- Stor blokk — Skrent

Figur 55. Detaljkart for Rundfjellet. GPS punkt 73 er nærmaste punkt med strukturmålingar frå feltarbeid. Profilinje E-E' og F-F' er vist i figur 58.

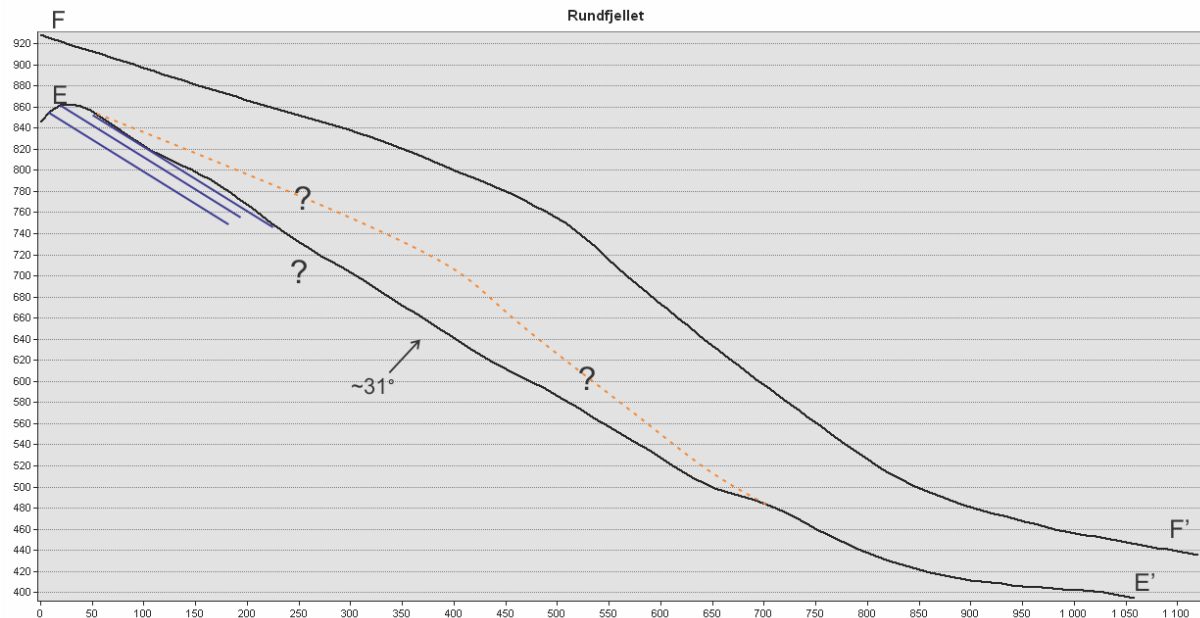


Figur 56. Flyfoto over Rundtfjellet. Ei morene ligg framom dalen mot nord. Foto: NorgeiBilder.

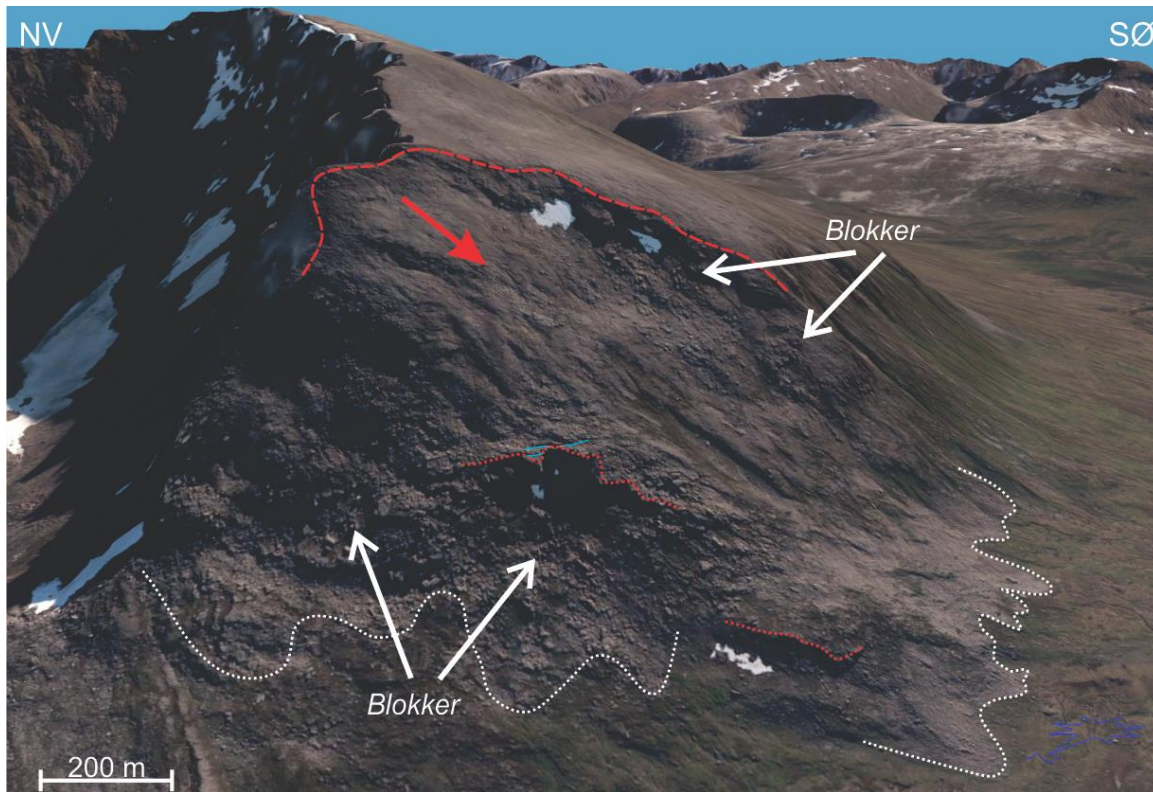


Figur 57. Rundtfjellet frå NNW til venstre, frå vest til høgre. Ei plan overflate med baks Brent mot sør. Det ligg mykje blokker i skråninga. På bilete A) er skråningsforma i arret og i fjellsida sør for baks Brenten tydeleg. Foto: Norgei3D.

Profillinjene E-E' og F-F' sammenliknast i figur 58. Formen på skråninga i dei to profillinjene er ulike. Linja F-F' har topografi med ein slakare toppskråning som knekk over til ein brattare skråning ned mot dalbotn. Linja E-E' fell jamt og samanlikna med F-F' passar det som glideplan. Ei mogleg tidlegare overflate basert på topografien i linje F-F' er teikna inn med oransje stipla linje. Ei mogleg tidlegare overflate basert på topografien i linje F-F' er teikna inn med oransje stipla linje.



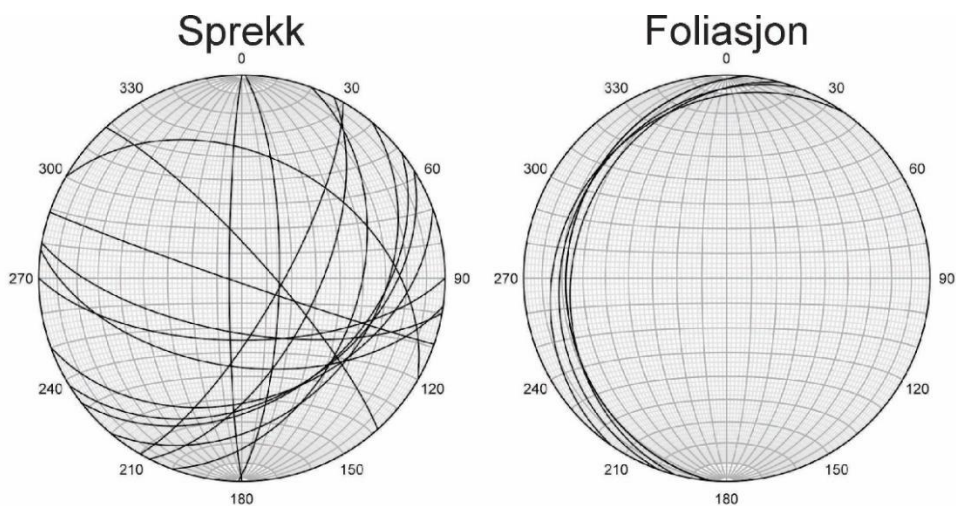
Figur 58. Profillinje E-E' og F-F' i figur 55. Sammenlikning av skredarret og utanfor på Rundfjellet. Heile fjellsida (E-E') er eit jamt plan, men den intakte fjellsida (F-F') sør for arret har ei typisk breerodert form med ein slakare øvre del som knekk over i ein brattare nedre del. Oransje stipla linje syner kva som kan ha vore ei tidlegare overflate. mogleg foliasjonsretning med blå strekar, dette er usikkert.



Figur 59. Rundfjellet med beskrivelsar sett frå NNV. Raud pil indikerar retning på skredet. Raudt: stipla; baksKent, prikka; skrent. Kvit prikka linje syner avgrensning av gjennerande avsetningar. Foto: Norgei3D.

4.8.2 Strukturgeologi og litologi

Foliasjon og sprekker frå GPS punkt 73 er presentert i figur 60. Sprekker er orientert i NA-SV, N-S, A-V retning, der NA-SV orienterte sprekker fell omtrent 40° , N-S sprekker fell nesten vertikalt og A-V orienterte sprekker fell mellom 40° og 60° . Foliasjonen er orientert omlag 200/20, som er same himmelretning som skråninga og $10\text{-}15^\circ$ slakare. Ved å studera foliasjon på Norgei3D kan det tyda på at foliasjonen er skråningsparallel, men bileta kan vera forvrengte. Berggrunnskart frå NGU syner foliasjon i området 25° mot nordvest.



Figur 60. Stereoplott med storsirkel for sprekker og foliasjon ved GPS 73 i figur 55.

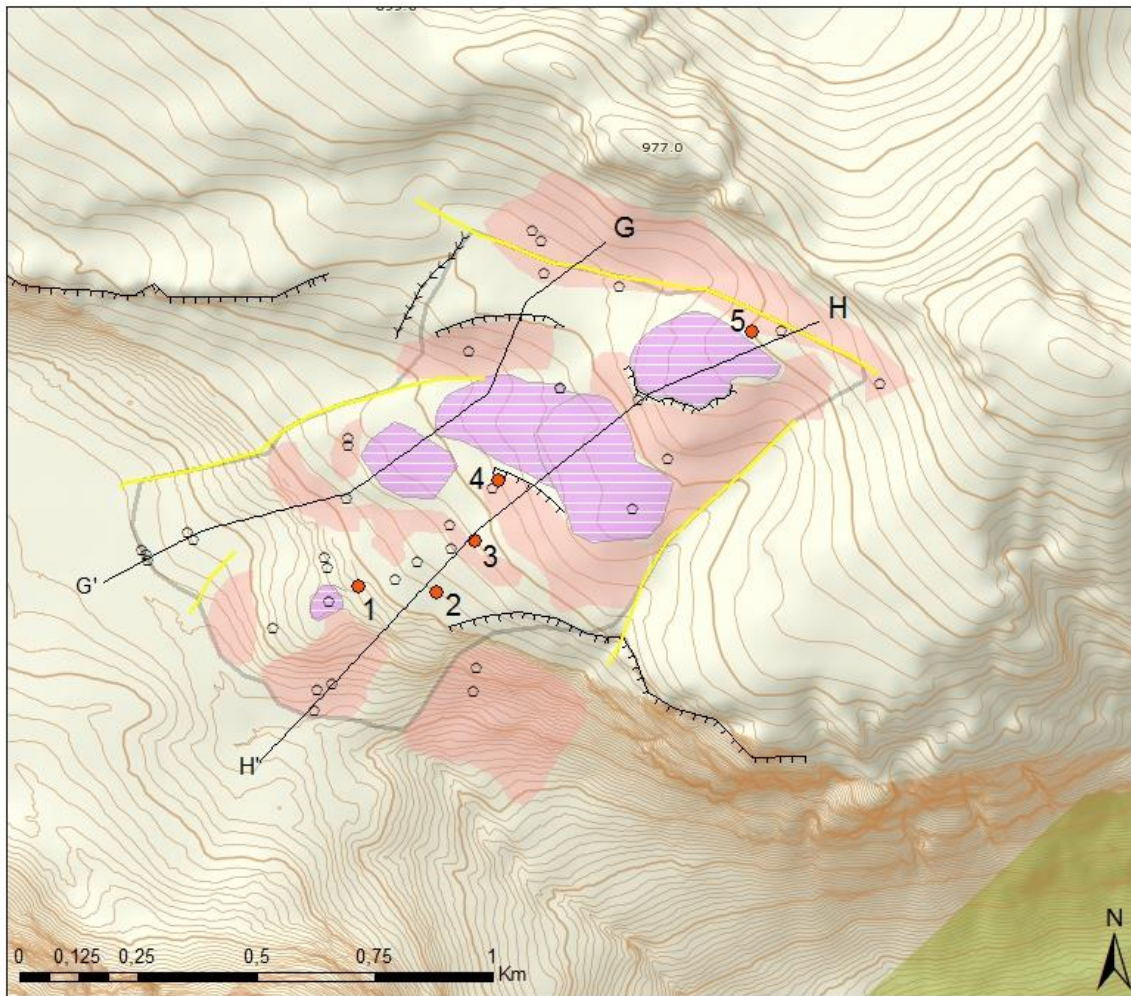
4.8.3 Tolking og oppsummering

Den nordvestvendte skråninga på Rundfjellet likner eit skredarr etter fjellskred som har kollapsa, sannsynligvis før LGM. Etter størrelsen på fjellsida og bakskrenten mot sør å døma vil dette skredet ha avsett større mengder materiale enn det som er igjen i dag. Dagens avsetningar er sannsynlegvis danna som steinsprangmateriale etter siste isavsmeltingen.

4.9 Russevankskardet (A. Grumstad)

Russevankskaret er ein hengande sidedal til Breivikeidet med Storfjellet i nord og Skarlifjellet i sør (Figur 8). Her, like under Storfjellet ligg ei stor sørvendt fjellside som har ein kompleks overflateform. Skråningas storskala konveks gjer at fjellsida minnar om eit nedsunke fjellparti (figur 63). Øverste punkt i fjellpartiet ligg på 880 moh. og nederste lobeform er omtrent 430 moh. Fjellpartiet er omlag 1250 m langt og 710-980 m bredt. Russevankskaret vart undersøkt i felt éin dag og frå helikopter med NGU éin dag. Geoffrey Corner og Harald Ø. Eriksen har bidratt med foto og feltnotater for denne lokaliteten.

Figur 61 syner det ustabile fjellpartiet i si heilheit omrissa med ei mørk linje. Terrassar, skrentar og opphopning av blokker er tilstades innad i fjellpartiet. Avgrensingane som lobeform i fronten av partiet og forseinkingar lateralt og i bakkant. Legg merke til høgdeknotene sin konvekse og bulande form i fjellsida. På kartet er det også markert observasjonspunkt for å lettare orientera seg i beskrivelsane og kvar bileter er teke.



Tegnforklaring

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

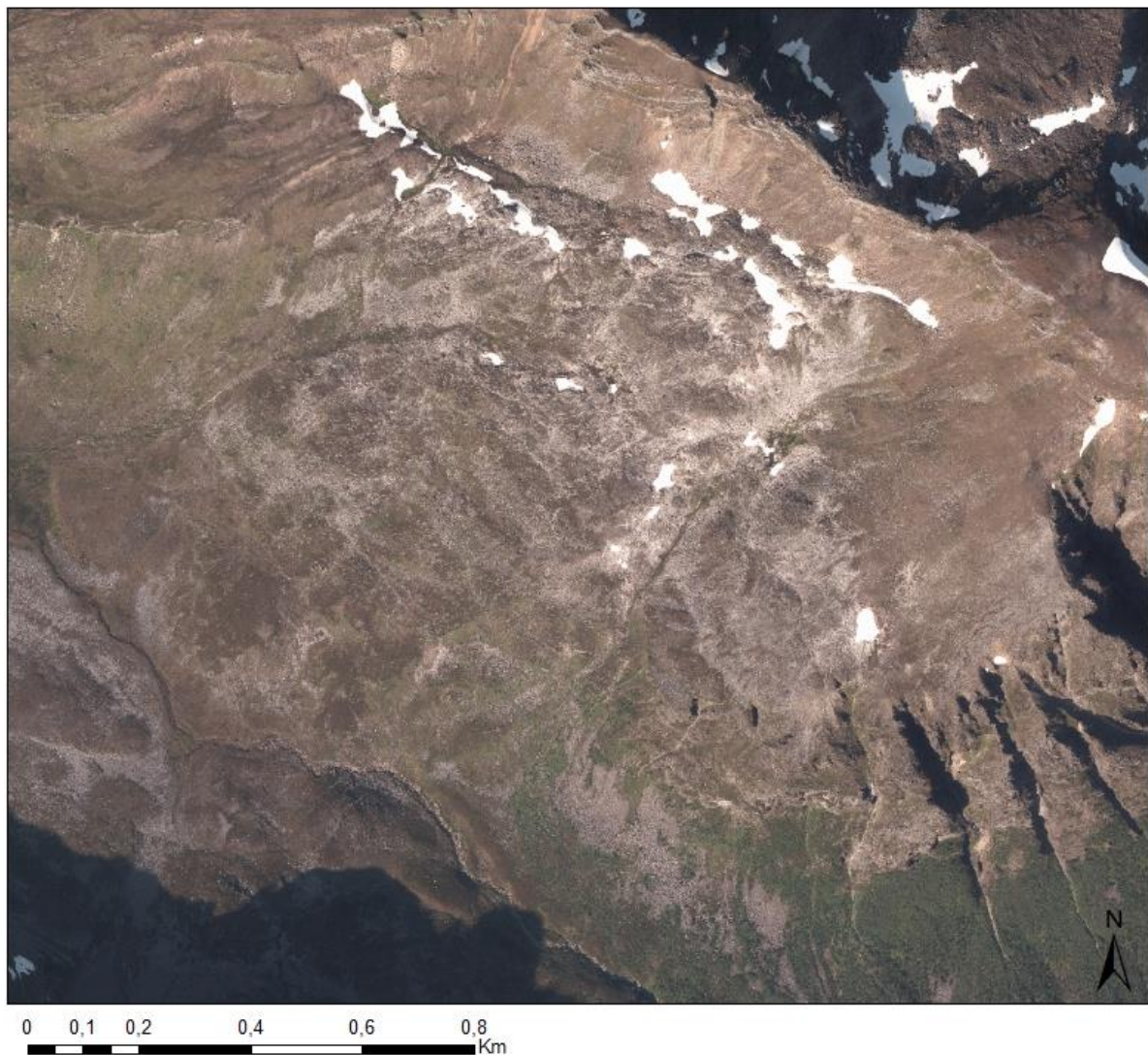
Figur 61. Kart over Russevankskaret. Profila er presentert i figur 64. Observasjonspunkta til beskrivelsar og bileter i figur 65.

4.9.1 Morfologi

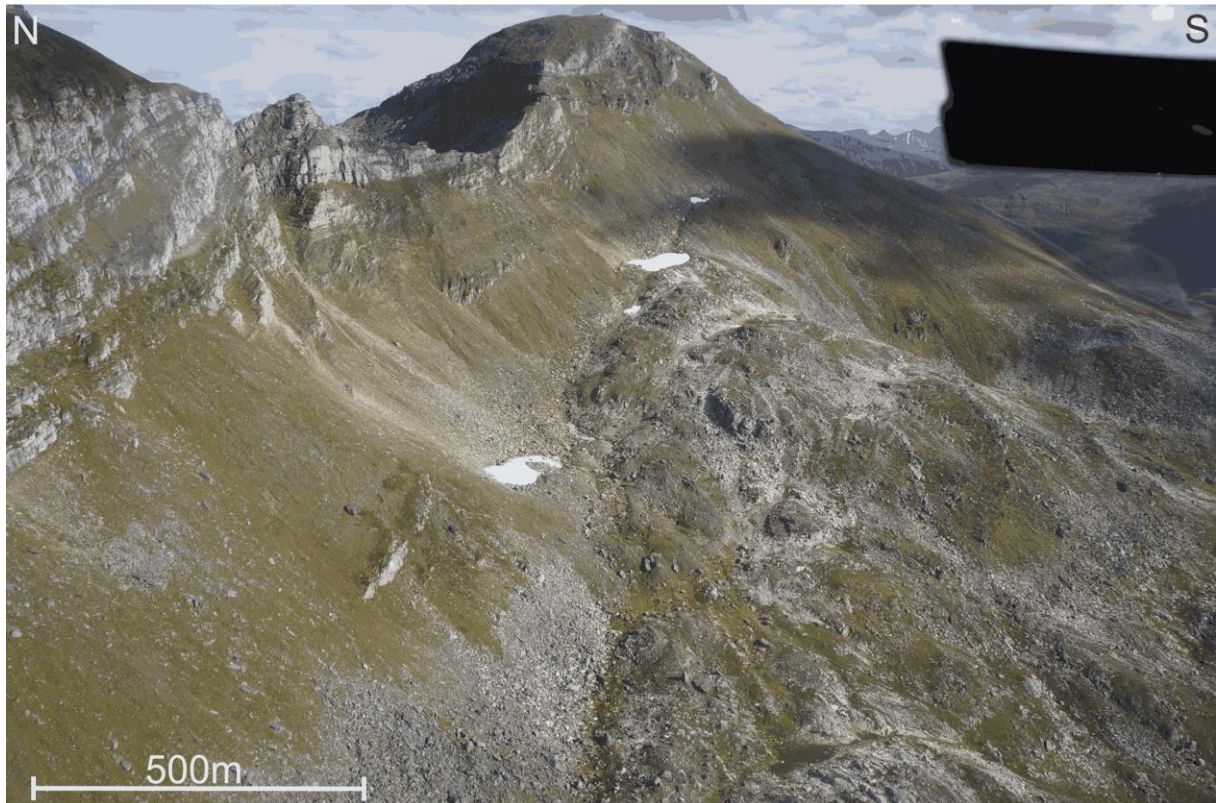
Skråninga i Russevankskaret har to lobeforma «føter» som strekk seg ned mot elva og dalbotnen. Dette er tolka som nedre grense. Lateralt mot aust er fjellpartiet avgrensa av ein tydeleg forseinking i terrenget med orientering NNA-SSV. Mot vest er avgrensinga meir utydeleg, men det kan antas ein forseinking der ein bekk renn med orientering NA-SV. Øvre del sjåast som ein forseinking og terrasse under den bratte bakkanten. Heile fjellpartiet kan karakteriserast som kaotisk med sub-horisontale terrassar/platå der ein bratt skråning eller

skrent fører opp til eit nytt platå. I dei lokale skråningane og under skrentane ligg det oppsamlingar av større blokker (figur 65E og F), sannsynlegvis lokal steinsprangaktivitet. Overflata av terrassane er vegeterte med mose, eller gras i finkorna materiale.

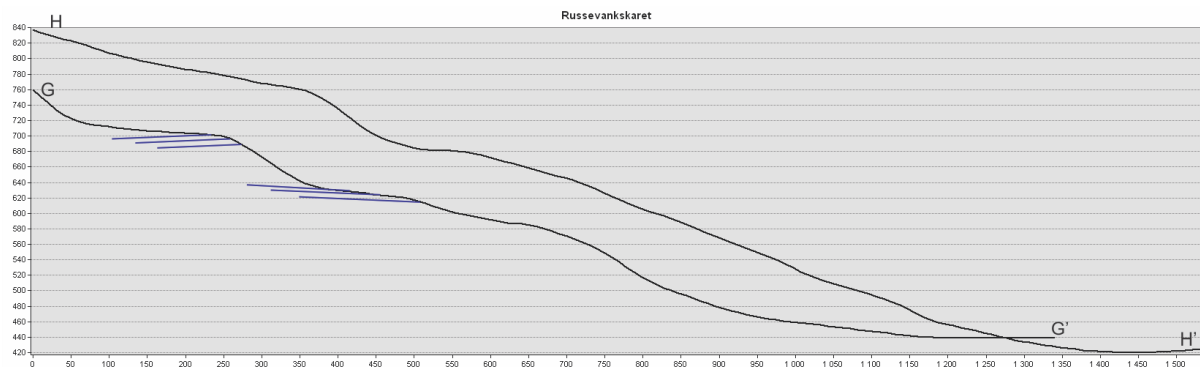
I felt, rundt obspunkt 1 (figur 61), vart det observert tilsynelatande fast fjell (figur 65A), som kan indikera at fjellsida ikkje har vore påverka av gravitativ deformasjon. Men det kan også tyde på at denne delen har gjennomgått minimal deformasjon. Overflata på terrassane følgjer foliasjonen i området (sub-horisontal). Mot nedre del (obspunkt 2) av fjellpartiet, like over første terrasse, vart det observert kjeldeutspring frå vegetasjon og finkorna massar. Den overordna forma på skråninga er kaotisk og skil seg tydeleg ut frå omliggande terreng (figur 63). Det liknar svært mykje på eit fjellparti som har glidd ned.



Figur 62. Flyfoto over Russevankskaret. Foto: NorgeiBilder.



Figur 63. Oversikt over Russevankskaret frå småfly. Frå lufta er det tydeleg å sjå avgrensinga til eit mogleg nedsunke fjellparti. Sammenlikna med den jamnare overflata rundt er det kaotisk topografi i skråninga. Foto: Geoff Corner, 1998.



Figur 64. Profillinjer H-H' og G-G' i figur 61. Terrassar og ujamn topografi kjem fram i profila, generelt er det ein låg gradient på skråninga. Foliasjon fell sub-horisontalt både innover og parallelt med skråninga (foliasjon i profilen er for å vise variasjon i helling, ikkje nødvendigvis rett plassering).



Figur 65. Bilder av ulike element 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 skrentar og blokkete parti, mørkare bergart. C) (obs-punkt 4) veksling mellom mørk amfibolittisk gneis og lysare gneis, sprekkar følg foliasjon. Pila indikerar eit lite overheng. D) (obs-punkt 4) Detaljbilde av eit lite overheng som følg foliasjonsplanet, foliasjonen er folda og overhengen har oppknusningsmateriale med mykje glimmer. E) og F) (obs-punkt 5) Øverste del av det ustabile partiet har forskjellige bergartar samla i blokkete samlingar, bakveggen i bakgrunnen. Foto: Gaute H. Sandnes og Andreas Grumstad.

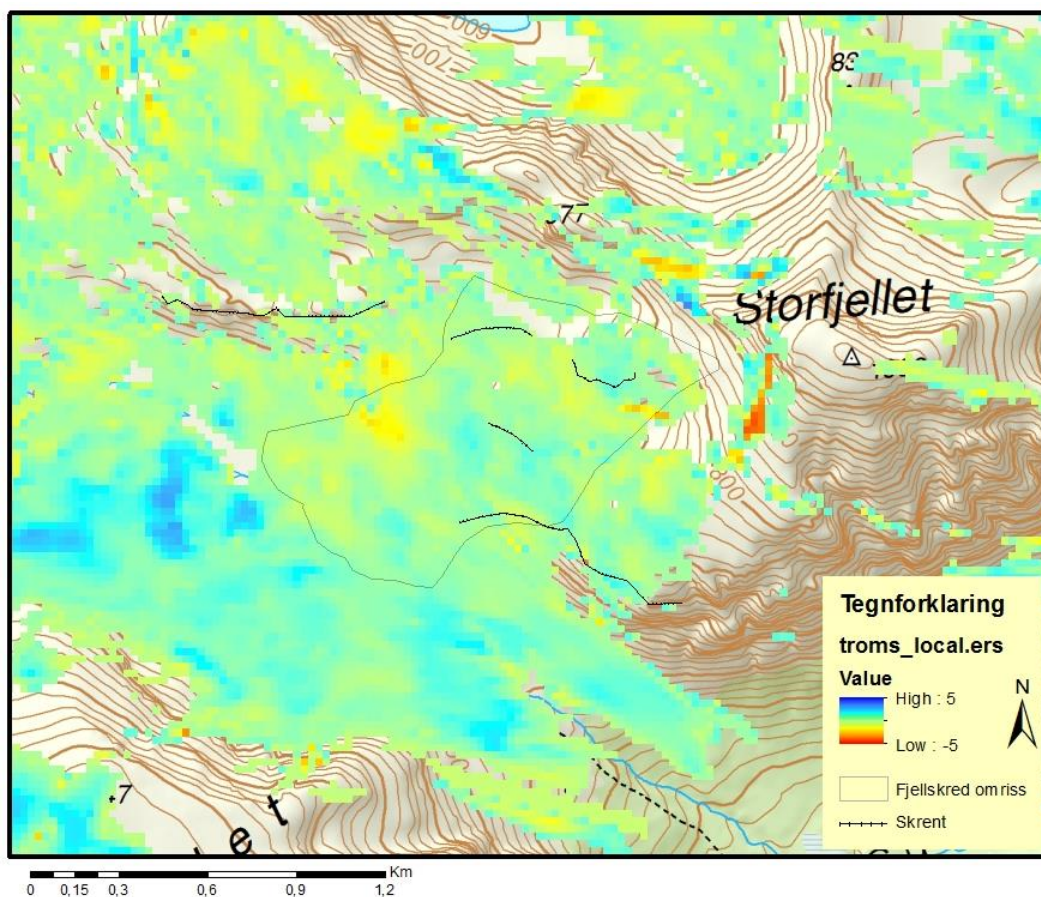
4.9.2 Strukturgeologi og litologi

Bergartane i det ustabile fjellpartiet vekslar i band oppover i skråninga. I nederste del ligg ein kompetent lys bergart, mogleg kvartsfeltspatgneis, midtvegs opp er det høgare skrentar (2-3 m) med bergart beståande av vekselvis gulbrunt lag og linser, og mørke lag (figur 65) som

kan vera amfibolittisk gneis. I midtre del (obs-punkter 3 og 4, figur 61) av fjellpartiet er det observert skrentar med mindre overheng, der undersida av overhenget består av svake bergartar med mykje glimmer og oppknust materiale (figur 65). Dette kan indikera ei glidesone, men det kan også komma av forvitring. På den øvste terrassen (obs-punkt 5) er det observert lett forvittra gneisaktig skifer, og i bakveggen er det lysare band av dolomittisk marmor. Foliasjonen er sub-horisontal på overflata.

4.9.3 Rørsle

InSAR data (figur 66) syner låge bevegelsesverdiar for dette området. Grøne område har tilnærma 0 mm bevegelse, medan gule og turkise fargar indikerer litt bevegelse. Områda med litt bevegelse kan korrelerast til parti med blokker, for eksempel under skrentar.



Figur 66. InSAR data over Russevankskaret syner svært låge verdiar. Grøne områder har tilnærma 0 mm bevegelse, medan gule og turkise fargar indikerer litt bevegelse. Områda med litt bevegelse kan korrelerast til parti med blokker, under skrentar etc.

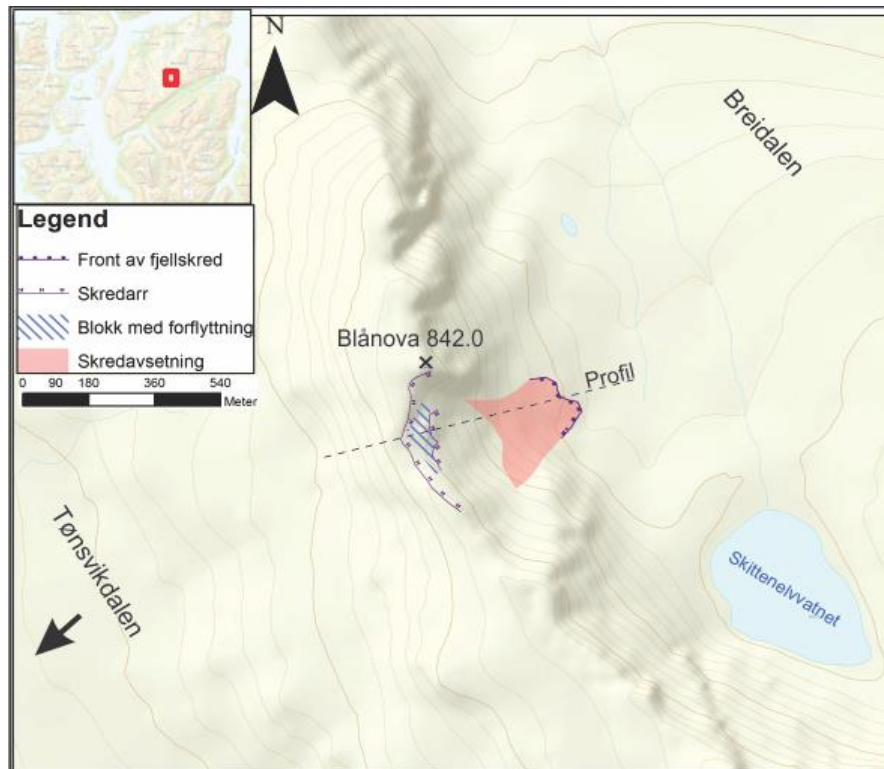
4.9.4 Tolking og oppsummering

Russevankskaret er eit nedsunke fjellparti utan relative bevegelsar i dag. På overflata går foliasjon sub-horisontalt innover og nedover fjellsida, den er også folda. Hellinga på foliasjonen er ikkje bratt nok til at den dannar ei glidesone åleine. Sprekkesett er bratte i bakkanten. Glideplanet må ha vore ein kompleks kombinasjon av sprekkar og foliasjon. Utan meir strukturdata er det ikkje mogleg å seie noko meir om kva slags strukturar som er styrande for deformasjon.

Den openbare overflateforma på fjellsida tilseier at det har vore gravitativ bevegelse i fjellsida, men etter våre observasjonar og data er det lite teikn på nylig aktivitet. Vanlegvis vil fronten på ustabile fjellsider syna teikn til deformasjon som steinsprang og oppstikkande blokker eller kjeldeutspring. Desse kan sjåast høgare opp i fjellpartiet, men ikkje samla i front.

4.10 Blånova

Blånova (Figur 8 og Figur 67) er eit fjell som ligg geografisk midt i vårt studieområdet. Området er ikkje feltbefart, men studert på flyfoto og helikopterfoto frå NGU. Det er heller ikkje omtala i nokon NGU-rapport meir enn at det er sett opp to punkt for «potensielt ustabil fjellside» i NGU-rapport 2013.021 (Bunholt et al., 2013). Berre eit av desse punkta er lokalisert og ligg like sørvest for høgdepunkt 842 på Blånova.



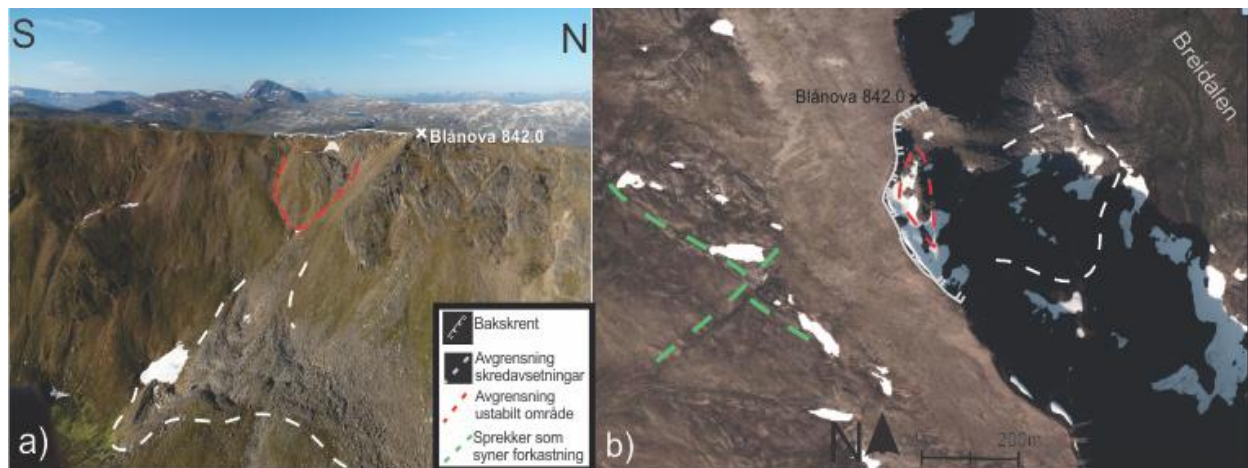
Figur 67: Kartlegging av det ustabile området ved Blånova. Den markerte blokka har ein størrelse på mellom 150 000-180 000m³.

4.10.1 Morfologi

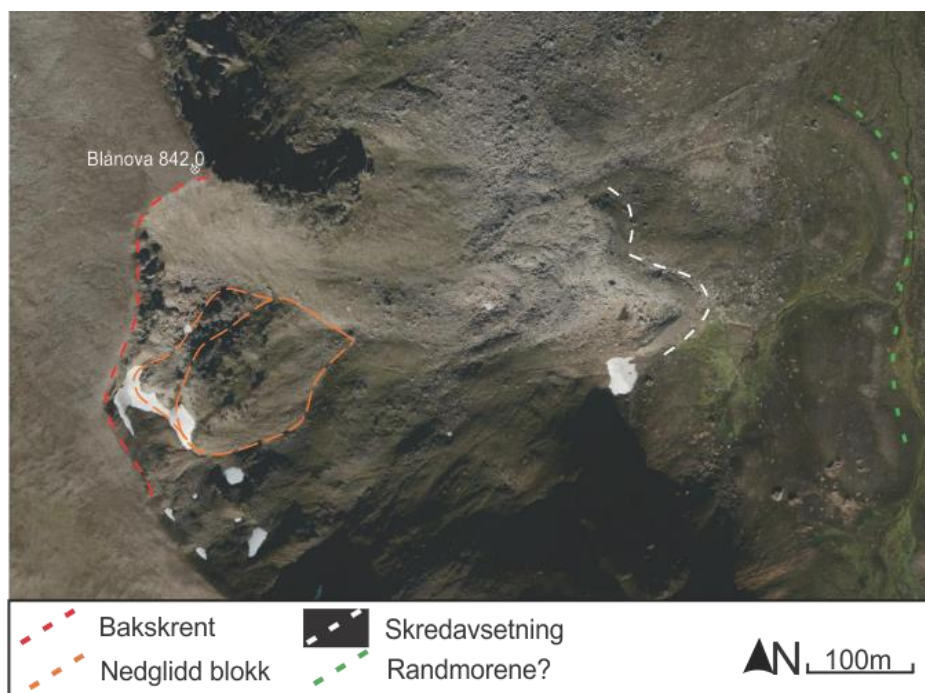
Frå Storfjellet og til og med høgdepunkt 581 nord for Blånova går det ein rygg med ein bratt skrent mot nordaust og ei slakare side mot sørvest. Den nordaustlege sida er dekkja av ur og steinsprangvifter, men og geomorfologiske tegn på randmorener. Den sørvestlege sida er dekkja av lausmassar frå sand til grus i størrelse, med lett vegetasjonsdekke. Det ustabile partiet er ei blokk som har ei tilsynelatande kileutglidning med vertikal forflytning på 20 m og 30 m horisontalt (ut frå norge i bilder)(Figur 68). Overflatearealet av partiet er berekna til å vera 6000 m², og med ei maks høgde på 80 m er volumet grovt regna til 150 000-180 000 m³.

Bakskrenten er fullt utvikla og består av to skrentar, i sør ein skrent med orientering nord-nordvest og i nord ein skrent med orientering nord-nordaust. Desse sprekkane har lik orientering som mange overflatestrukturar like vest for Blånova. Her er det og tydelege forkastningar(Figur 68).

Under den ustabile blokka er det avsetningar etter tidlegare utrasingar og ut frå flybileter som vart gjort tilgjengeleg på norgebilder mot slutføringa av oppgåva(Figur 69)og ved grundigare studering av helikopterbileter, kan ein sjå tydelege teikn på deformsjon i avsetningane. Det kan minna om ein steinbre med kompresjonsryggar parallelle med fronten, men det ser ut som om avsetninga har kollapsa bak fronten



Figur 68: Det ustabile partiet av Blånova markert med raud stipla linje, og tilhøyrande avsetningar med kvit. Til venstre i bilde b) kan ein sjå tegn til like strukturar som dei som danner baksprekken til det ustabile partiet. Desse strukturane har strøk nordaust-sørvest og nordvest-søraust. Den nordaust-sørvest retta strukturen er ein forkastning som har ei forflytning på 20 m i overflata. Foto: a: NGU_ASolberg, b: Norgebilder



Figur 69: Oversikt over kileutglidninga ved Blånova samt den «kollapsa» avsetninga. Flyfoto frå norgebilder tatt i 2016.

4.10.2 Berggrunn

Bergrunnen i området er ein del av Tromsødekket, med grensa til Nakkedalsdekket og skattøragneisen i sørvest. Bergarten er granat-muskovittskifer og gneis, med dolomitt- og kalkspatmarmor i tynne lag, samt små felt dunit. Det er ikkje strukturdata frå området, men ut frå helikopterfoto frå NGU og flybilete frå norgebilder synt i Figur 68, er omtrentleg strøk og fall på dei avgrensande strukturande anslått. Nordaust-sørvestretta del av bakskrent anslått til ei helling rundt 40° - 45° mot søraust, og nordvest-søraustretta del av bakskrent har eit fall på grovt 30° - 40° mot nordaust. Foliasjonen er ut frå berggrunnskart (Zwaan, 1998) hellande 20° mot sør like nord for det ustabile området, og 15° mot nordvest rett sør for området. Dette tyder på ein folda foliasjon, noko som truleg har samanheng med skyvedekkegrensa i vest.

4.10.3 Tolking og oppsummering

Blånova er ein tydeleg kileutglidning med fullstendig utvikla baksprekke. Det er kun ei ustabil blokk observert, og denne ser ut til å liggje relativt stabilt midt i fjellsida omgitt av lausmassar. I Figur 70 er det laga ei lett tolking på eit høgdeprofil der mogleg glideplan er skissert.

Avsetninga sine kompresjonsryggar og kollaps kan tyda på at skredet kan ha rast ut på ein liten bre eller ei mindre snøfonn som seinare har smelta og gitt avsetninga sin «kollapsa» utsjånad.

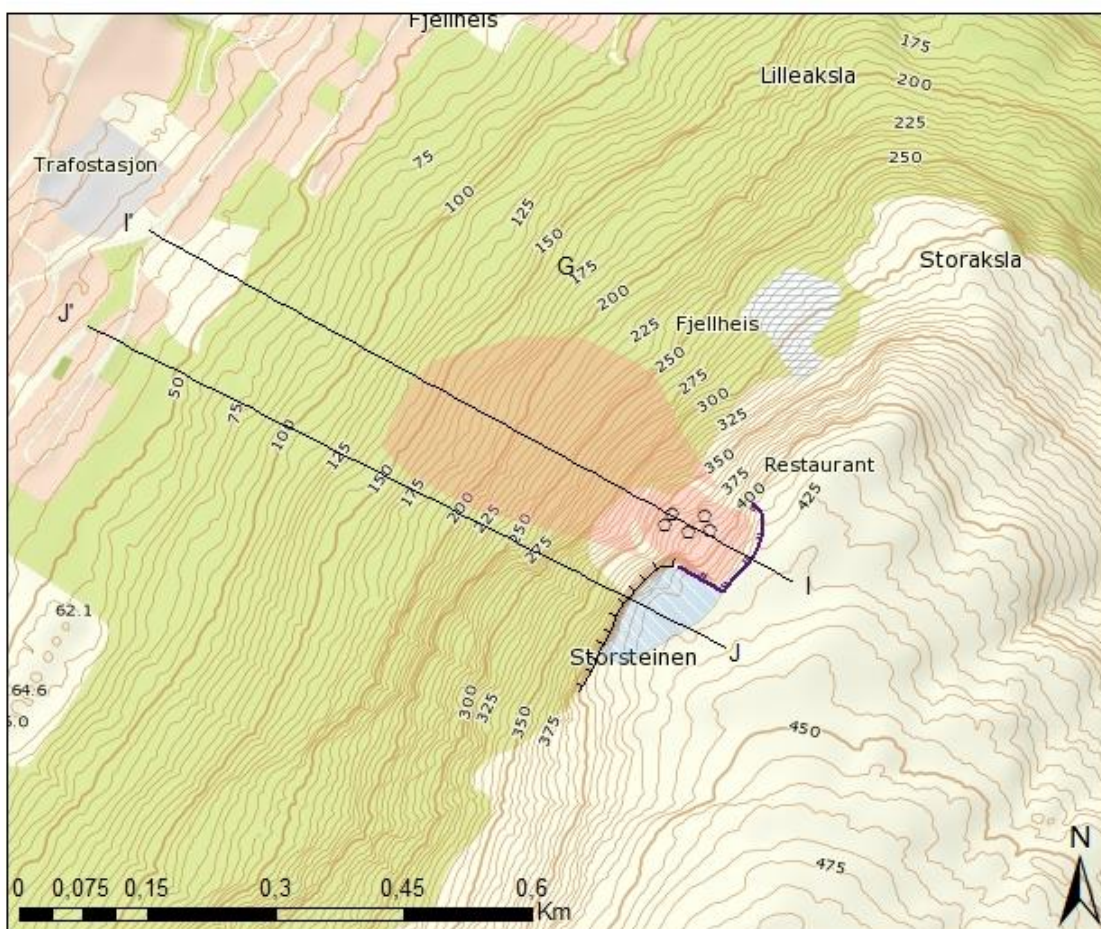


Figur 70: Høgdeprofil over Blånova med mogleg glideplan og avsetningar innteikna.

Glideplanet er tolka ut frå nedre begrensning av blokka ut frå høgdedata og flybileter. Profillinje vist i Figur 67.

4.11 Storsteinen

Storsteinen (421 moh.) er ein 200 m lang, 70m breid og 50 m tjukk blokk som ligg like sør for fjellheisen i Tromsdalen (Figur 8). Denne blokka vart første gang rekognosert av NGU i 2006. Lokaliteten er ikkje befart i felt i samanheng med denne oppgåva, men det finst god dokumentasjon i NGU-rapportar som nyttast (Henderson et al., 2007), samt bilete og observasjonar frå Harald Ø. Eriksen. Kart over Storsteinen presentert i Figur 71. To grenser for avsetningar er teikna inn; den øvre er dei godt synlege blokkene øverst under bakkrenten, den nedre er basert på antydningar til blokkansamling med smilande form frå høgoppløyselig DEM på hoydedata.no.



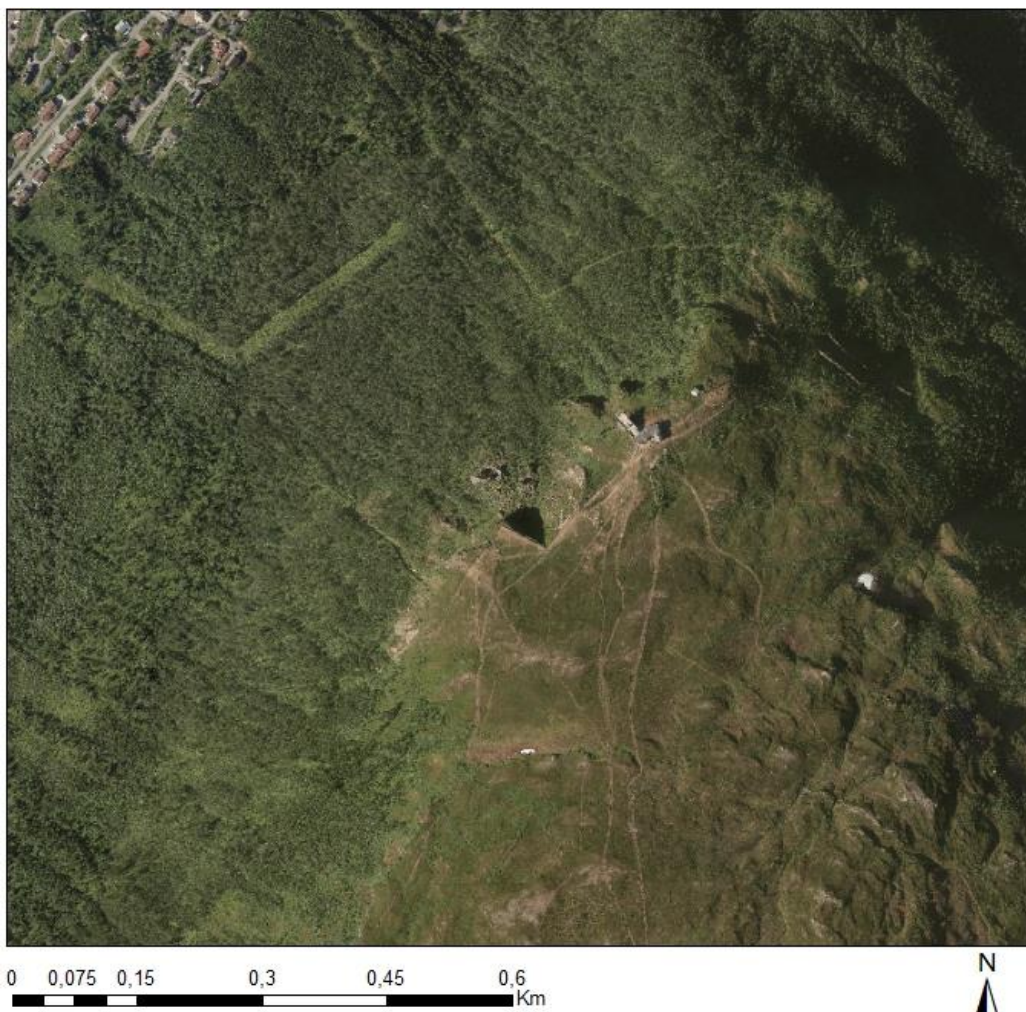
Tegnforklaring

- Skredmateriale
- Potensielt ustabil fjellparti
- Bakskrent/skredkant
- Skrent
- Stor blokk

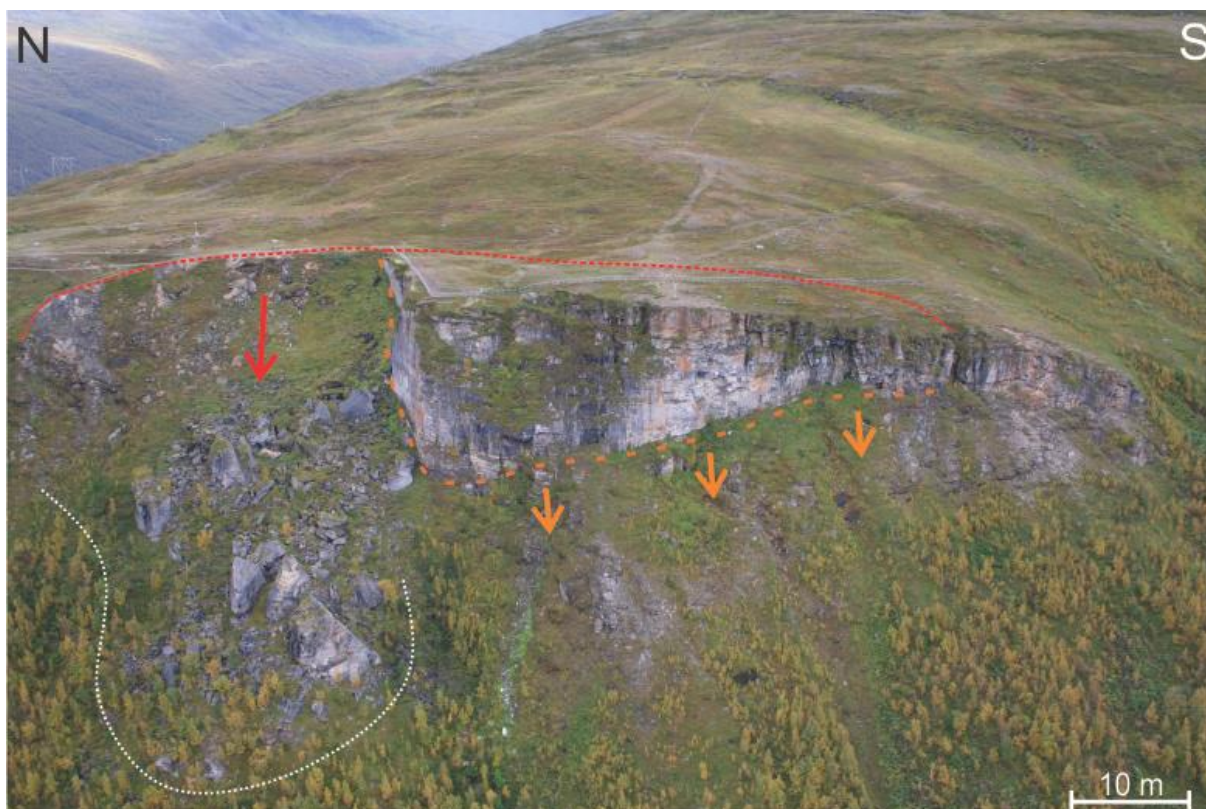
Figur 71: Kart over Storsteinen. Kvar grensa for bakkanten til Storsteinen ligg er usikkert. Det er teikna inn to avsetnings polygon; eit for dei øverste store blokkene og eit lengre ned i skråninga basert på høgoppløyselig DEM.

4.11.1 Morfologi

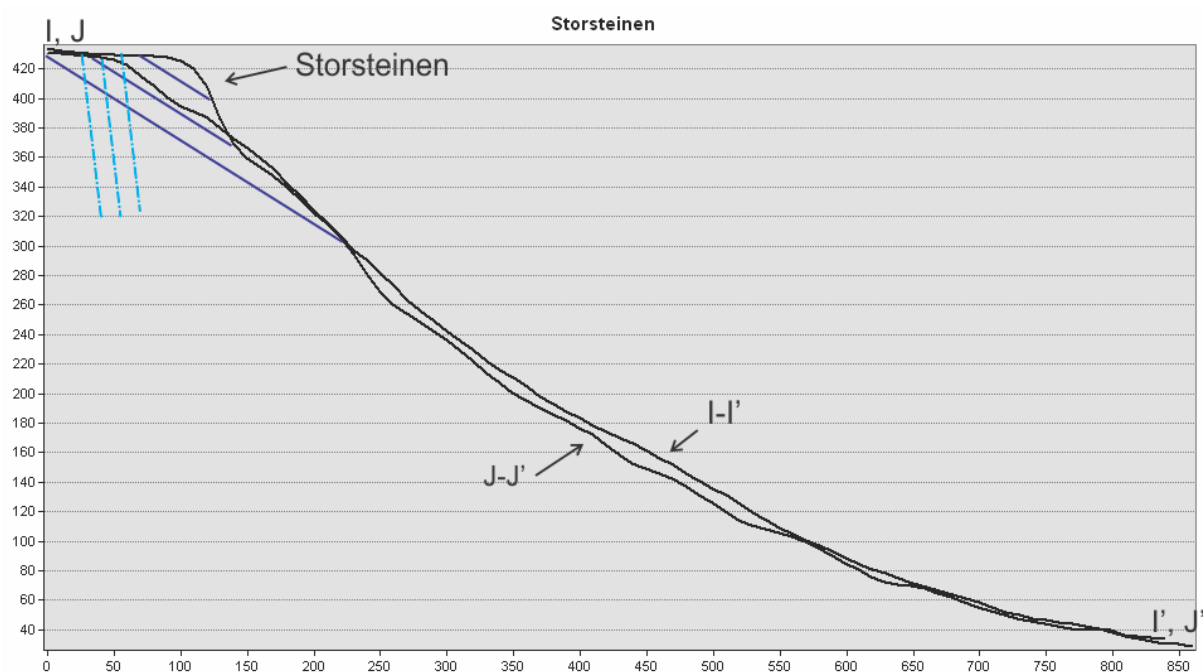
Denne lokaliteten består av ein nordre del som har kollapsa med avsetningar i skråninga, og ein søndre del der ei blokk med deformasjonsstrukturer er gjenverande (Figur 72 og Figur 73). Før kollapsen av den nordlige delen kan det antas at den sydlege blokka heldt fram mot nord til der fjellheisen er i dag. Avsetningane i skråninga består av fleire store blokker, som indikert i figur 73. Høgoppløyselig DEM syner at det ligg blokkete avsetningar lengre ned i skråninga (Figur 71). Skredkanten er omlag 112m lang, som er litt kortare enn den antatte baksprekken til den gjenverande blokka. Storsteinen er avgrensa i nord og vest av bratte skråningar. Skråninga mot nord skil skredarret frå tidlegare kollaps og Storsteinen. Baksprekken til Storsteinen er lite utvikla: Oppsprekking og ein svak forseinking i bakkant av nordveggen og sterk oppsprekking mot sør i vestveggen indikerar påbegynt utvikling. Figur 73 indikerar mogleg baksprekk (raud stipla linje) og tålinje (oransje prikk linje).



Figur 72: Flyfoto over Storsteinen. Foto: NorgeiBilder.



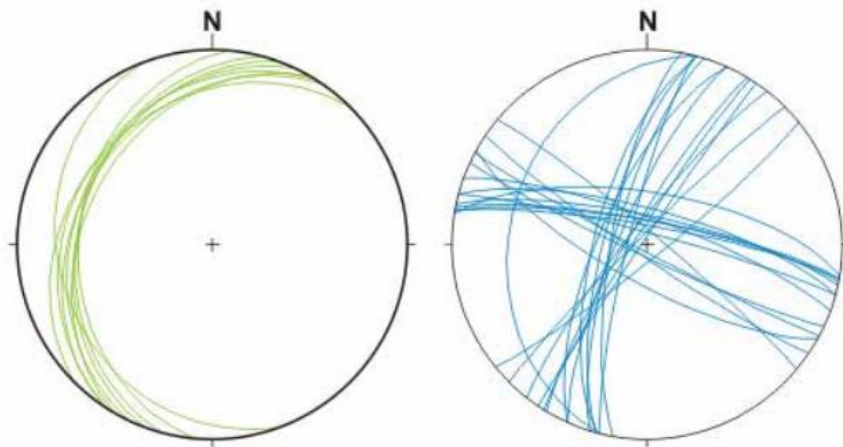
Figur 73. Storsteinen frå helikopter. Avsetningar og glideplan med piler som indikerar glideretning. Storsteinen som ligg igjen mør sør har antatt baksprekk og tålinje på foliasjon (samme glideplan som mot nord). Avsetningar avgrensa av kvit prikka linje. Baksprekk med raud stipla linje. Foto: I. Henderson, 2006 (NGU).



Figur 74. Profillinjer I-I' og J-J'. Ved å samanlikna desse kan ein tydeleg sjå korleis Storsteinen ligg på skråningsparallelle foliasjon (mørkeblå strekar). Lyseblått indikerar NA-SV strykande sprekkesett som ein ser igjen i figur 76. Nede i skråninga ligg I-I' høgare enn J-J', dette kan indikera skredmassar frå tidlegare skred.

4.11.2 Strukturgeologi og litologi

Litologien er ei veksling mellom kalspatmarmor med innslag av mafiske linser og glimmerskifergneis med aug og slirestruktur (Zwaan et al., 1998, Eriksen, 2011). Foliasjonen i området er varierende, men målingar frå NGU syner N-S orientert fjordhellande foliasjon (grønt i figur 75) som er parallell med glideplanet. To tydelege sprekkesett (blått i figur 75) er framtrødande; eit parallelt orientert med foliasjon, men brattare. NA-SV sprekker dannar forseinkinga og avgrensinga i bakkant av Storsteinen (figur 76) og den bratte vestveggen. Sett nr. 2 er steilt, ASA-VNV orientert og dannar nordveggen til blant anna Storsteinen. Antatt glideplan for Storsteinen er foliasjon, og avgrensa i sprekkesetta.



Figur 75. Strukturdata frå Storsteinen, grønt er foliasjon hellande mot fjorden/sundet, blått har to tydelege brotsett, eit sub-parallelt med foliasjonen og eit sett som kryssar vinkelrett og dannar nordsida av blokka. Henta frå: *Henderson et al. (2007)*



Figur 76. Struktur i bakkant av nordveggen på Storsteinen. Blått syner sprekkar, grønt indikerar foliasjonsparallelt glideplan og svart pil peiker mot antydning til forsenking i terrenget. Foto: A. Saintot, 2006 (NGU).

4.11 3 Rørsle

Strukturane i nordveggen til Storsteinen syner noko påbegynt tensjon, men truleg lite aktivitet den siste tida. Sprekkar i nordsida av blokka har begynt å propagera, men dør ut, mange av dei er også gjengrodd. Overflata av Storsteinen syner ingen tegn til forsenkning eller sprekkedanning. Dette er ein lite utvikla baksprekk (Henderson et al., 2007). InSAR data indikerer heller ingen signifikant bevegelse.

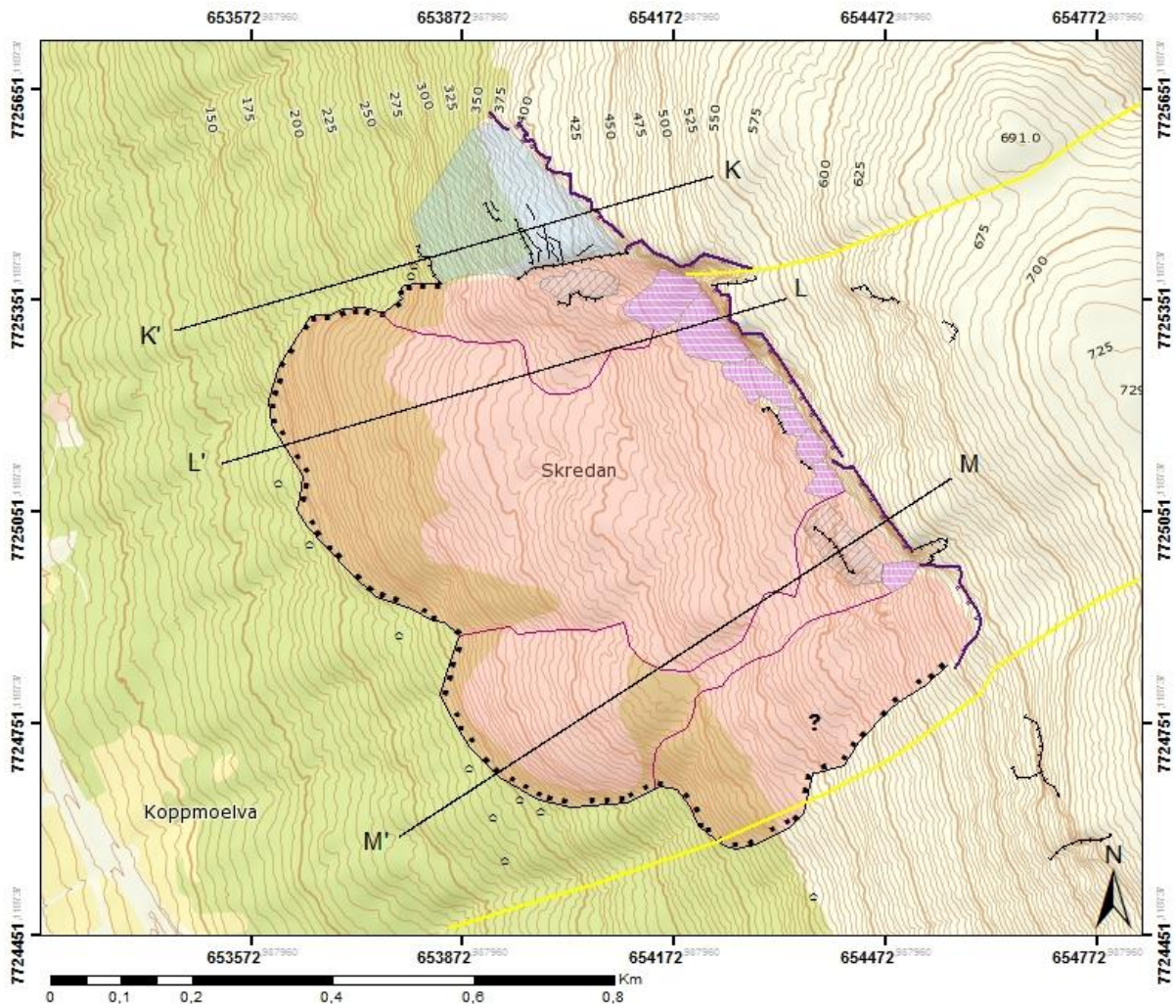
4.11.4 Tolking og oppsummering

Storsteinen er eit ustabil fjellparti og skredavsetning som ligg over fjorden, lett synleg frå Tromsø sentrum. Den ustabile blokka er 200 m lang, 70 m breid og 50 m tjukk med bratte klippeveggar mot vest og nord. Den nordlege klippeveggen avgrensar blokka mot eit fjellparti som har kollapsa som et steinskred ned skråninga mot fjorden. Avsetninga har stoppa ved omtrent 130 moh. Foliasjonen er sub-parallell med skråninga, omtrent 195/30. Eit bratt NNA-SSV strykande sprekkesett kuttar foliasjon og dannar ein baksprekk som i den ustabile blokka. VNV-ASA strykande sprekkesett kryssar førstnemde sprekkesett ortogonalt

og avgrensar Storsteinen si nordside i form av ein bratt klippevegg. Bevegelsesmekanismen for Storsteinen er planarutglidning.

4.12 Skredan (A. Grumstad)

Skredan (~550 moh.) ligg sørvest-vendt nokre km sør for Tromsøya og Storsteinen langs E8 (Figur 8). Skredan er ei stor fjellskredavsetning med eit ustabil fjellparti som heng igjen på avsetninga si nordside. Lokaliteten har vorte observert av fleire, men aldri detaljundersøkt før no. NGU har markert det ustabile fjellpartiet på nordsida i si database over potensielle ustabile fjellskred. Denne lokaliteten har vore besøkt to gangar under feltarbeidet. Første gang saman med bi-vegledar Steffen Bergh, andre gang med NGU på helikopter befarung. Elles har lokaliteten vorte kartlagt etter tilgjengeleg kart og flybileter. Eirik Bjørklid gir ei detaljert morfologisk og struktureologisk beskriving i si masteroppgåve. Bileter og informasjon har vorte utveksla, samt enkle diskusjonar om lokaliteten. Denne beskrivinga er basert på eigne samt gode notatar og beskrivingar frå Eirik Bjørklid. For ein meir detaljert analyse anbefalast det å lese Bjørklid (2017). Kartet i figur 77 gir ei oversikt over viktige element i skredområdet, samt profillinjer.



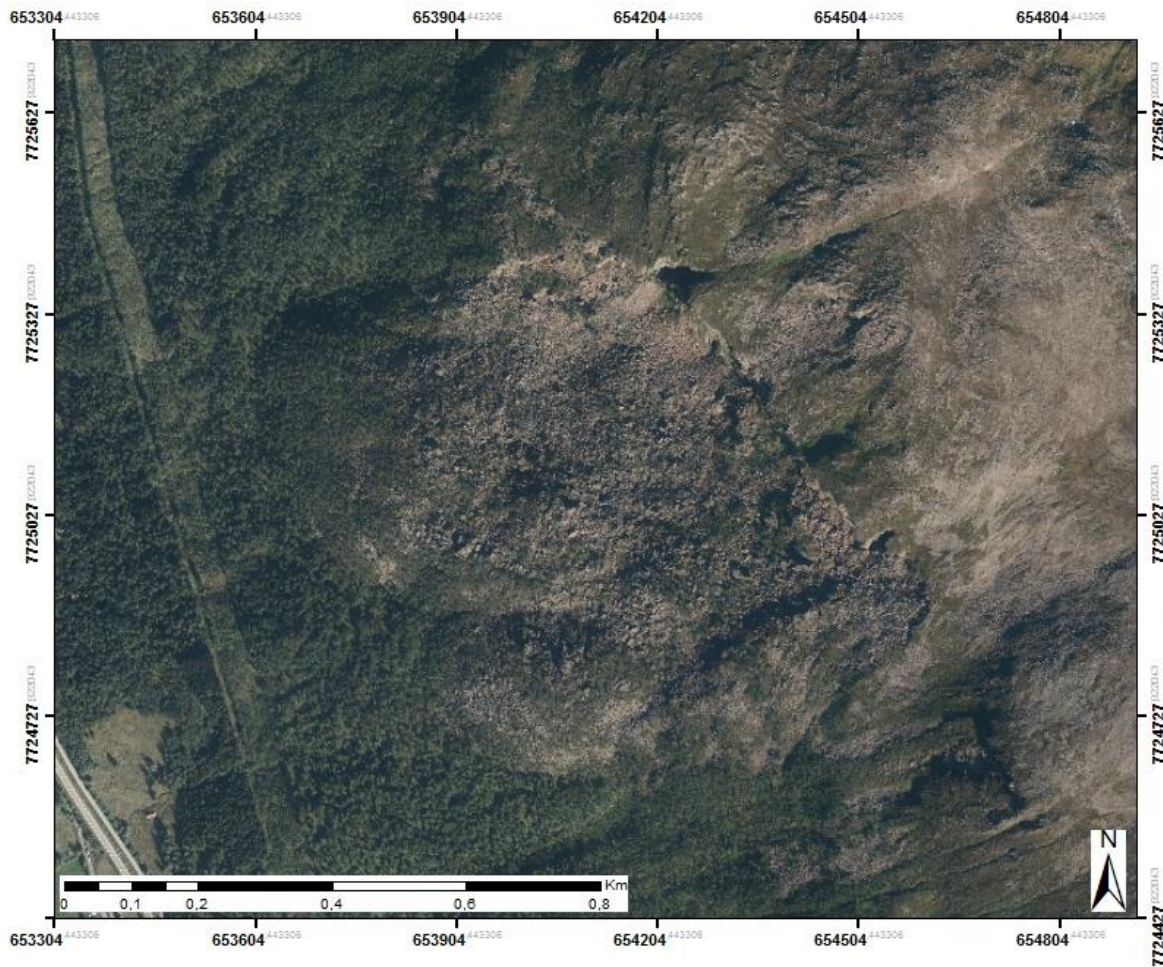
Tegnforklaring

 Fjellskred avsetning	 Bakskrent	 Fjellskred front
 Potensielt ustabil fjellparti	 Skrent	 Morfologisk lineament
 Rotert blokk	 Sprekk	 Stor blokk
 Talus	 Indeling i avsetningen	

Figur 77: Morfologisk kart over Skredan. Profila K-K', L-L' og M-M' er vist i figur 79, figur 82 og figur 83.

4.12.1 Morfologi

Skredan kan delast inn i to hovuddelar: eit potensielt ustabil fjellparti som står som ein benk i terrenget, og skredavsetingane, henholdsvis blått og raudt polygon i figur 77. Kartet er basert på flyfoto og ein høgoppløyselig terrengmodell (0.25m), sjå figur 81.

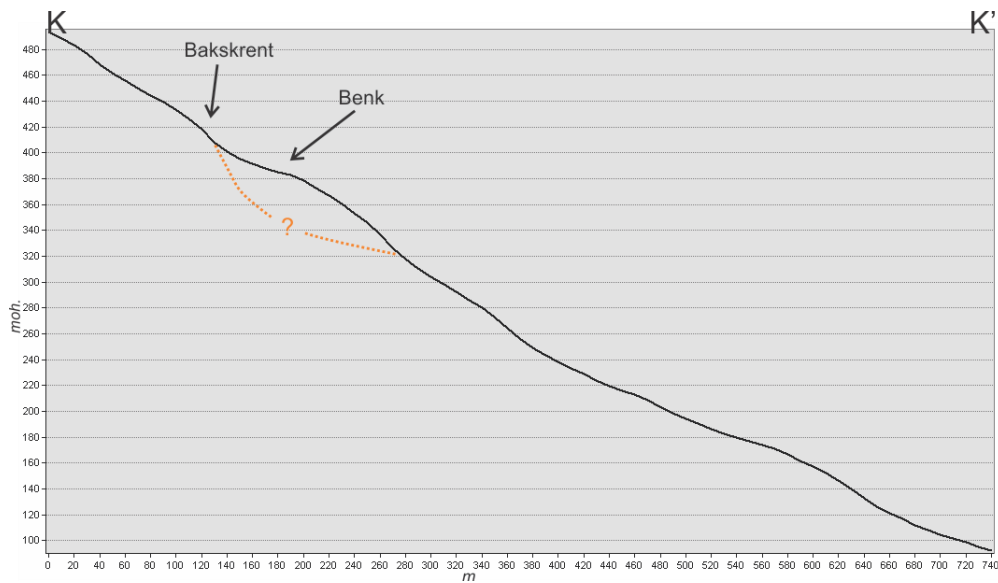


Figur 78: Flybilette av Skredan. Foto: NorgeiBilder, 2016.

Det ustabile partiet som står igjen er omlag 15 300 m² stort. Benken er avgrensa i bakkant av ein nordvest-søraust strykande baks Brent og lateralt mot sør ein bratt skrent/klippe, vest-aust orientert. Skrenten markerar kontakta med dei kollapsa avsetningane. Den nedre avgrensinga er meir uklar, overflata til blokka skrånar bratt vestover mot fjorden for så å slaka litt ut (figur 77). Bratte skrentar med sub-horisontale foliasjonssprekkar, hellande mot vest er observert i felt, som indikerar ei mogleg nedre grense. Sprekkane er opne med oppknust materiale og blokka som danner oversida av sprekkane har eit lite overheng på 30-40 cm.

Deformasjonen av benken aukar frå nord til sør og størst nærast skrenten mot skredavsetningane (figur 80). Mot nord er benken prega av utrase blokker, lausmassar og kort nedglidning frå baks Brenten, 1-5 m vertikalt. Mot sør er det opne tensjonssprekkar som

vert breidare mot sørskrenten. Sørskrenten er omlag 7-10 m høy og fungerer som ein glimrende blotning av berggrunnen i vest-aust retning.



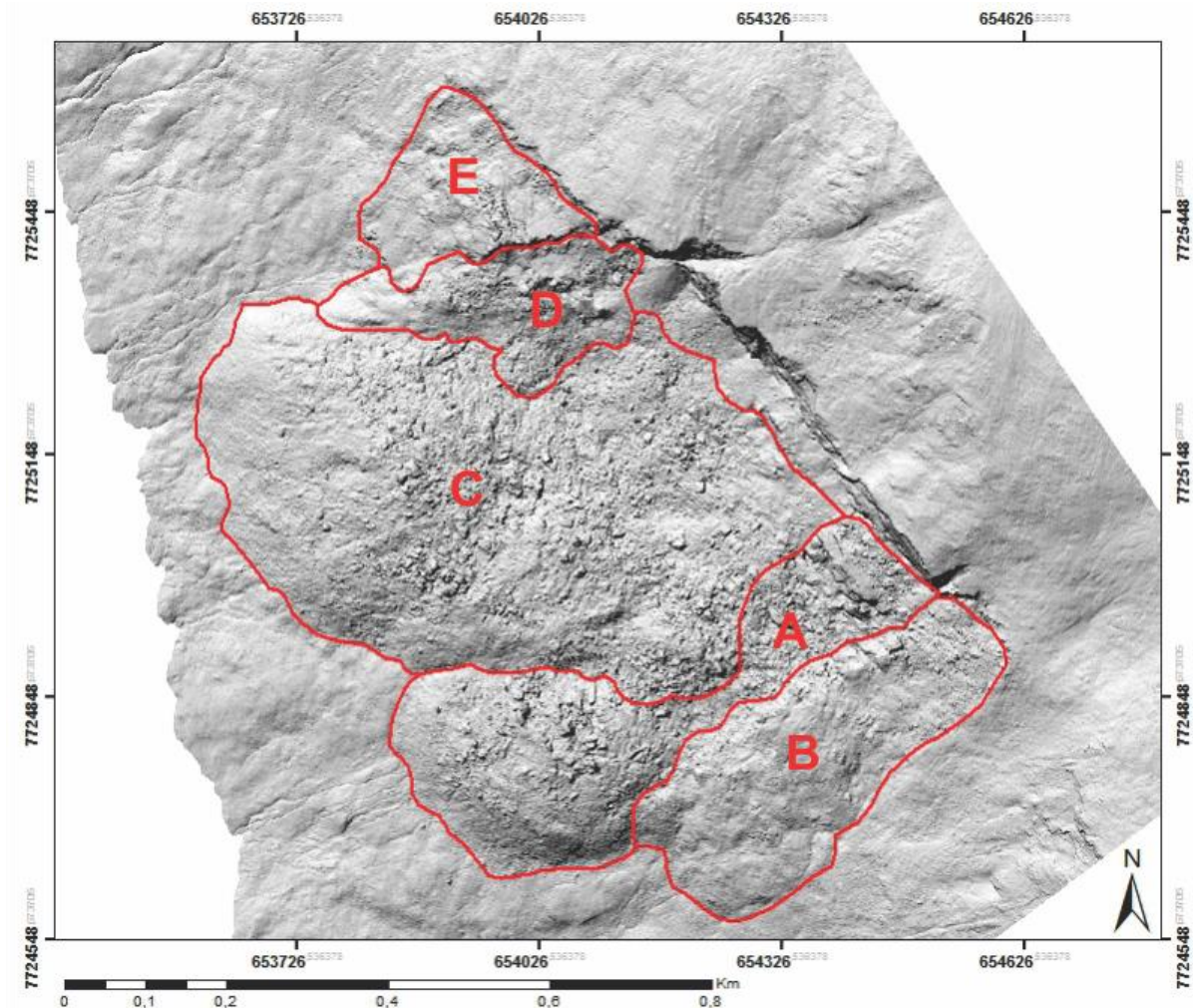
Figur 79: Profillinja K-K' i figur 77. Indikerar korleis terrenget såg ut før skredhendinga. Oransje stipla linje syner ei mogleg avgrensing.



Figur 80: Ustabil fjellparti ved Skredan. Vest-øst strykande sprekkesett avgrenset partiet i en skrent i bunn av bildet. Sprekkesett i NØ-SV og NV-SØ retning har åpnet flere store sprekker (pilar) i den ustabile blokken. Foto: Eirik Bjørklid.

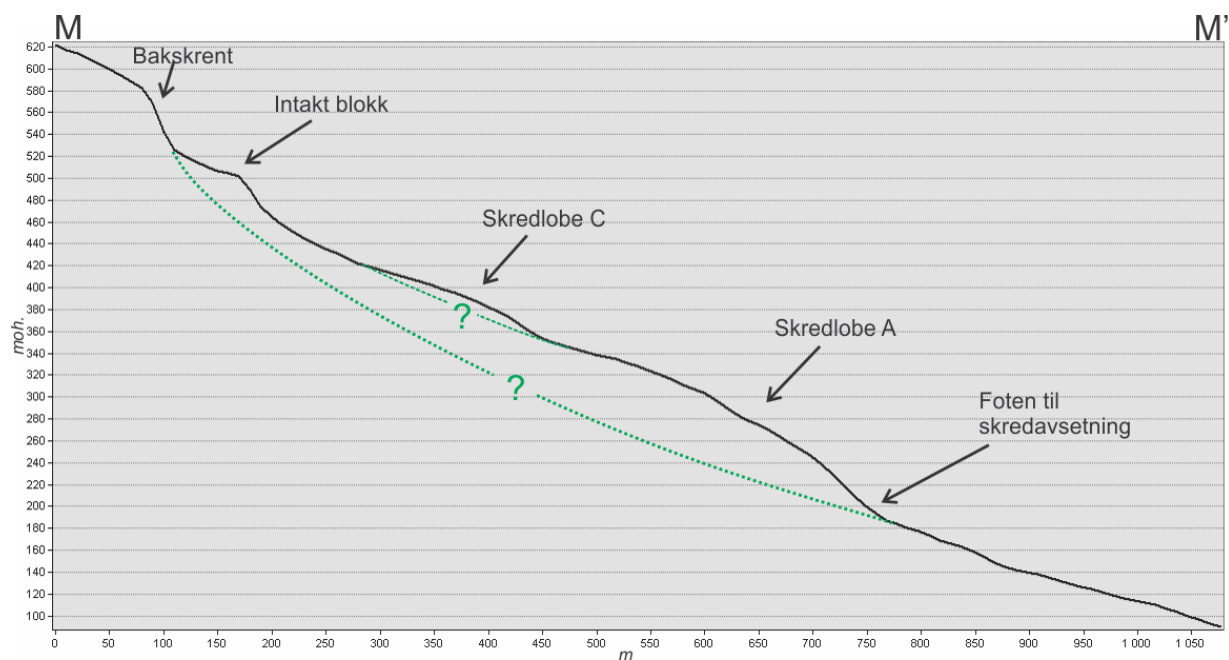
Skredmassane dekker totalt eit areal på 500 000 m². Skredavsetninga er avgrensa i bakkant av ein nordvest-søraust strykande klippevegg, omlag 70°-90° bratt mot vest og frå 20-90 m

høg. Bakscrenten vert høgare mot nord og på det høgaste der den møter SV-NA orientert lineament. Fleire hendingar eller fasar kan identifiserast i skredet. Lobane overlappar kvarandre og dannar basis for kronologien (figur 81). Tidlegaste avsetning er i sør og seinaste er i nord, mot den ustabile benken.



Figur 81: Inndeling av fjellskredavsetninga ve Skredan i kronologisk rekkefølge A-D. E er intakt, ustabil fjellparti.

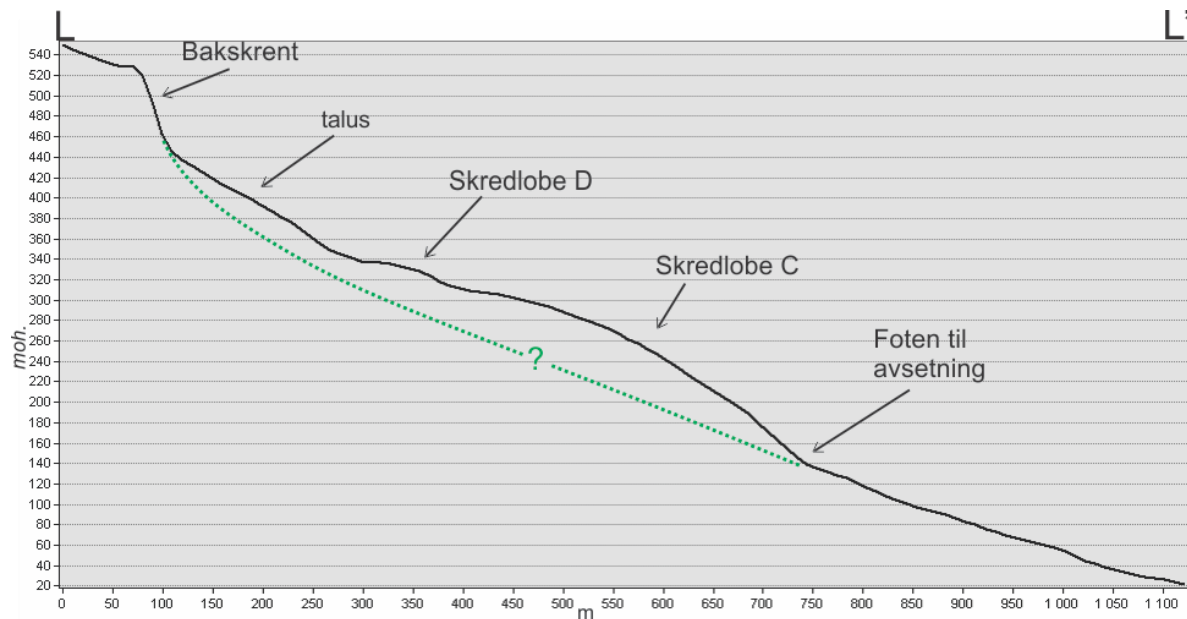
Del A er prega av store blokker frå midtpartiet til bakscrenten. Nær i bakscrenten ligg ei intakt bakoverrotert blokk, synleg i bakgrunnen på figur 86. Blokka si overflate har fortsatt vegetasjonsdekke. Fronten av loba er bratt med ein markant overgang til omliggande terreng, sjå profillinje M-M' i figur 82. Avgrensinga til B er markert av eit kileforma arr i baksprekken som kan følgjast ned i avsetningane til ein rygg med store blokker. Ryggen avtek og går over i ein forseinking mellom A og B mot foten av avsetningane. C ligg over frå nordvest. Skiljet er ein forseinking mot foten av avsetningane også her.



Figur 82: Profillinje M-M' i figur 77. Legg merke til plataet som er ei intakt bakoverrotert blokk. Grøne linjer indikerer mogleg mektigheit.

Skredlobe B har ikkje like mykje oppknuste lausmasser som dei andre delane av skredet. Dette gir eit inntrykk av meir intakt fjell. Det er fortsatt eit område med store blokker nærast bakskrenten. Bakskrenten endrar retning frå å stryke NV-SV til SV-NA for så å forsvinna i terrenget. Skredlobe B har fortsatt fleire og gjennomsnittleg større blokker enn det som tydeleg ligg utanfor skredområdet. Mot foten og den sørlege grensa av B er blokkene mindre enn i øvre del.

Skredlobe C er størst og reknast som den mest dramatiske hendinga. Denne delen har ei lita tunge som har bevegde seg sørover, over skredlobe A. Dette kan sjåast i profilet i figur 82 som ein forhøgning. Overgangen frå omliggande terreng i vest, til loba er markant i form av brattare helling. Profilet L-L' i figur 83 syner ein bratt bakskrent og korleis karakteren til loba si overflate endrar seg frå aust til vest. Ein bratt bakskrent vert følgt av eit jamt og slakare parti med mindre blokker, dette reknast som avsetningar frå steinsprangaktivitet i seinare tid. Ein forhøgning i profilet der skredlobe D kryssar profilet før hovuddelen av lobe C bratnar til mot foten. Dei største blokkene ligg sentralt i skredmassane, store som hus. Denne skredhendinga er sannsynleg avgrensa av eit storskala lineament mot nord som er tydeleg markert i terrenget (figur 77). Lineamentet dannar eit gjel i bakskrenta og nordleg avgrensing av fjellskredavsetningane.



Figur 83: Profilinje L-L' i figur 77. Bratt bakskrent med talus nedanfor. Tydelig overgang fra skredfront til omliggende terreng. Grøn stipla linje indikerer mogleg mektigheit på avsetning.

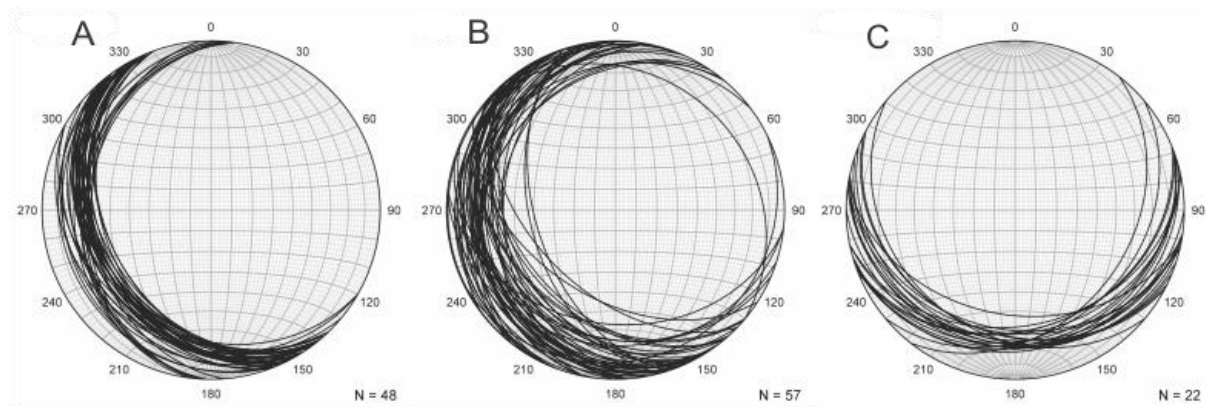
Lobe D ligg over skredlobe D. Skredlobene A, B og C har retning mot vest og sørvest, medan D sannsynlegvis er eit resultat av ein eigen utrasing mot sør etter utrasinga som førte til lobe C. Massane her består av ei intakt blokk med vegetasjon, samt fleire store lause blokker. Den intakte blokka har sprekkar som kan samanliknast med tesnjonssprekkane i den ustabile benken.

4.12.2 Strukturgeologi og litologi

Litologien ved Skredan er todelt, baksprekken og kjeldeområdet er glimmergneis med band av amfibolitt. Lenger ned i terrenget mot fjorden er det hornblendegneis. Berggrunnen er sterkt påverka av duktil deformasjon som folding, vekselvis bånding og boudiner. Dette gir varierte foliasjonsmålingar. Strukturmålingar vart gjort ved begge gangane denne lokaliteten vart besøkt i felt, hovudsakleg frå området på og rundt den ustabile blokka.

Foliasjonsmålingane variera frå sub-horisontal til bratt, der 44° er den brattaste målinga og 8° den slakaste (figur 84). Eit representativt snitt av foliasjonen i bakskrenten er omlag 150/30. Ved den ustabile benken er målingane litt meir variable: frå 130/15 til 180/25. I antatt fast fjell på nordsida av bakskrenten er foliasjonen generelt vendt mot sør i eit fall på omlag 25°.

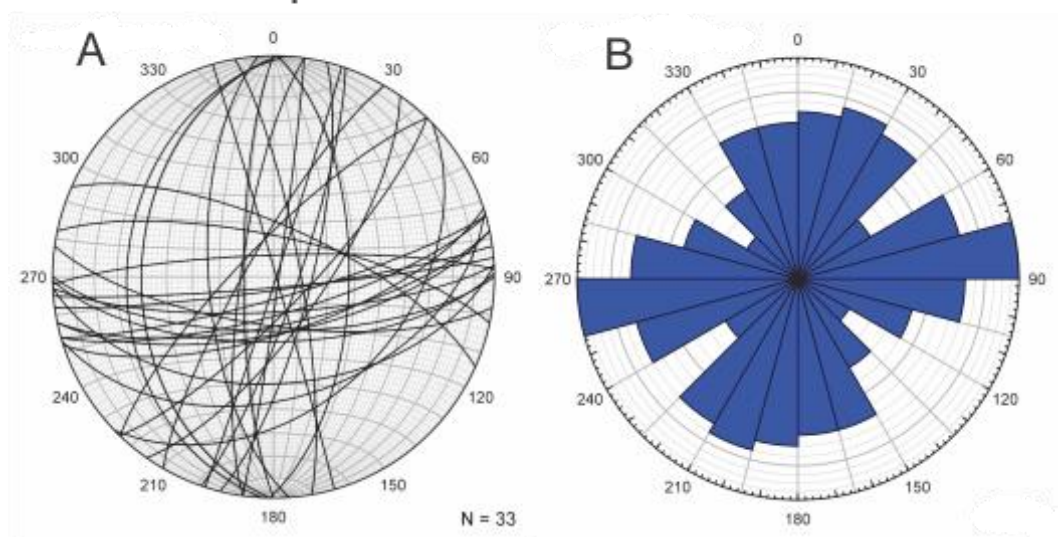
Foliasjon ved Skredan



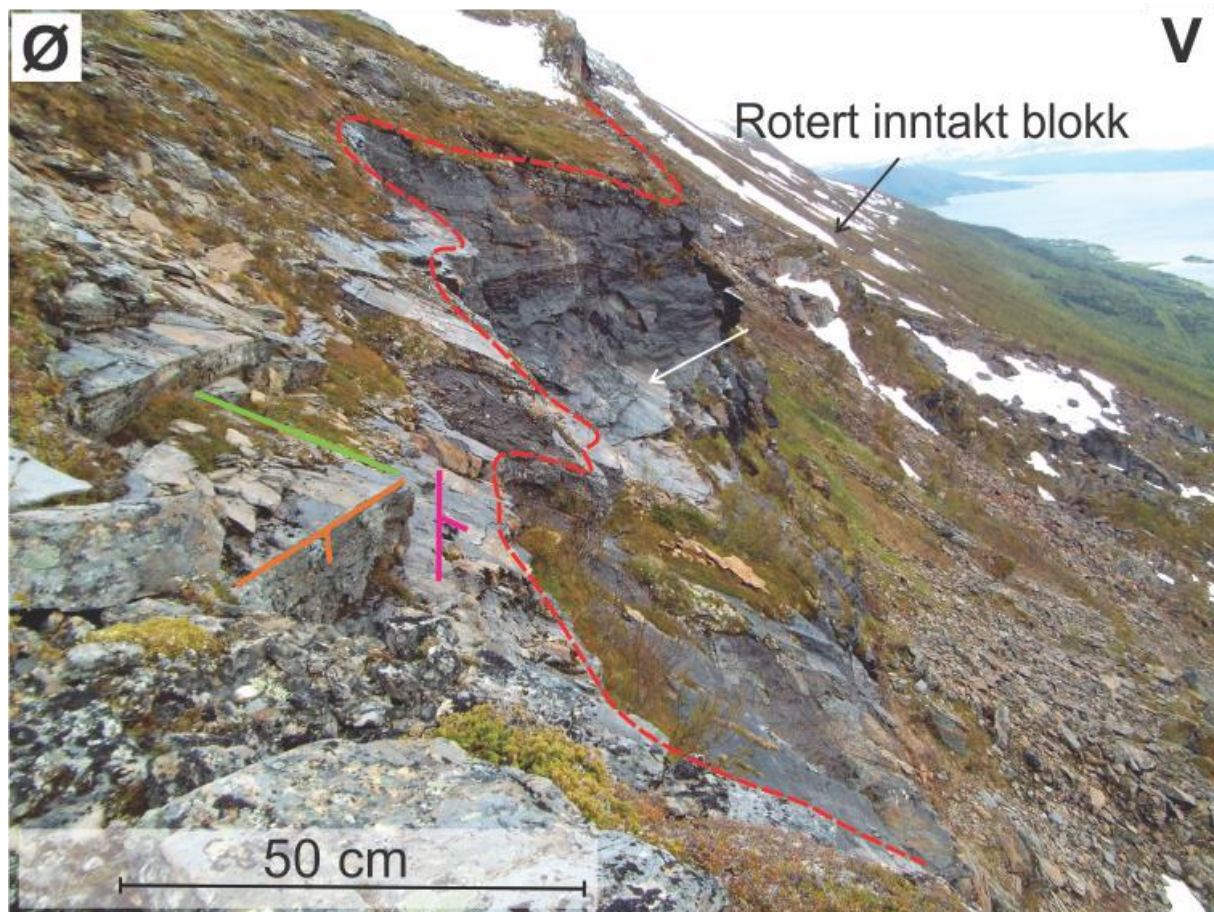
Figur 84: Foliasjon ved tre ulike målepunkt ved Skredan. A) målingar frå bakskrenten til skredmassane, B) foliasjon i den ustabile fjellsida, C) målingar frå fast fjell nord for fjellskredet.

Tre sprekkeseitt dominerar ved Skredan desse er presentert i stereonett og rosedigram i figur 85. Stereogram med storsirklar (A) framhevar vest-austleg (~85/72) og nord-sørgåande (omlag 15/75 og 345/70) sprekkeseitt frå ein blotning ved den ustabile fjellsida si antatt nedre avgrensing. Rosediagrammet syner det mest dominerande sprekkeseittet i vest-austleg retning med litt variasjon. Variasjonane dannar kileformer som kan observerast både i småskala, og storskala i baksprekken (figur 86). Vest-aust orienterte sprekkeseitt kan korrelerast med storskala lineamentar som kryssar i og utanfor skredet. I felt er det observert svært finkorna og oppknust materiale i samanheng med lineamentet, dette kan indikera bevegelse langs lineamentet, antakleg i mesozoikum. NV-SA og NA-SV strykande sprekkeseitt kjem òg godt fram i rosedigrammet. Bakskrenten har ein NV-SA retning og kryssar vest-aust strykande sprekkeseitt ortogonalt. Sprekkeseitta kryssar kvarandre som tensjonssprekker i det ustabile fjellpartiet, sjå figur 80.

Sprekkesett ved Skredan



Figur 85: Sprekkesett ved Skredan: A) Sprekkemålingar i antatt nedre grense for det ustabile fjellpartiet. Sprekkesett vest-aust og nord-sør kjem tydeleg fram. B) Rosediagram med samtlige målingar, baksprekken og ved nedre grense til den ustabile benken. VSV-ASA strykande sprekker, og variasjonar frå NA-SV til NV-SA.



Figur 86: Strukturar i baksprekken ved Skredan. Strukturar i grønt og oransje er ortogonale sprekkesett som kuttar foliasjon (rosa). Kvit pil indikerar foliasjonsplanet som kuttast av den bratte baksprekken. Baksprekken går inn i fjellet i ei kileform. I bakgrunnen ligg rotert blokk frå skredløbe A. Foto: Eirik Bjørklid.

4.12.3 Tolking og oppsummering

Skredan er ein lokalitet like over E8 hovedinnfartsvei til Tromsø, med fleire store fjellskredavsetningar og eit ustabil fjellparti som står igjen. Avsetningane er tolka til å stamma frå fleire hendingar. Dette antydar ein propagerande kollaps frå sør mot nord, der den nordlegaste delen ikkje har kollapsa. Den største enkelthendinga dekkjer eit areal på omlag 300 000 m² og området med heile avsetninga samt den ustabile blokka dekkjer omlag 550 000 m². Strukturmålingar og observasjonar i felt syner foliasjon som er fjordhellande, varierende mellom 8° og 44°. Sprekker dannar tre dominerande sprekkeseitt: VSV-AVA, NA-SV og NV-SA.

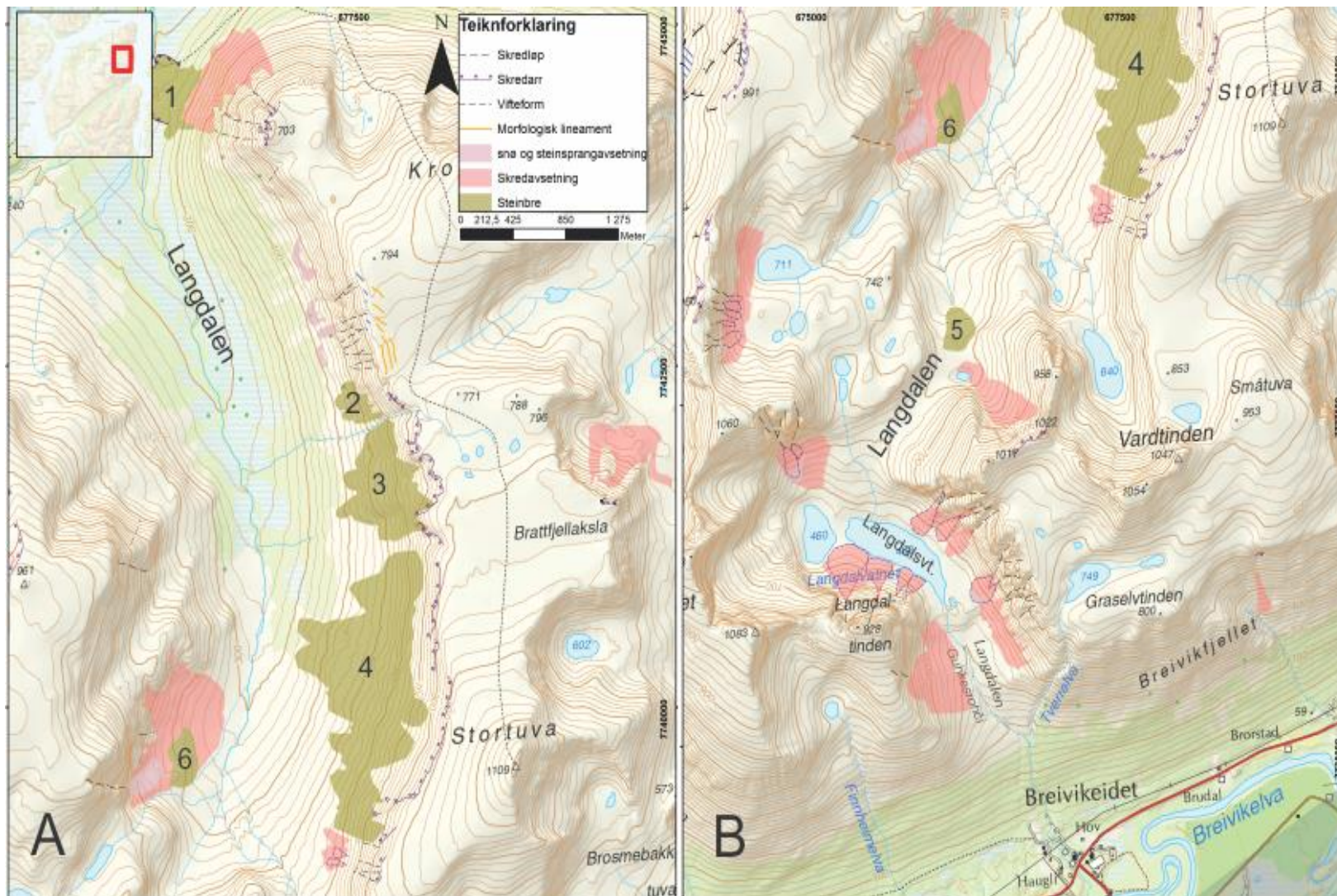
Laterale avgrensingar av skredet er NA-SV strykande sprekkeseitt og storskala lineament som kryssar skredlokaliteten. Bakskrenten er bratte sprekker som dannar ein høy klippevegg. Klippeveggen og tilhøyrande sprekkeseitt kuttar foliasjonen. Eit mogleg glideplan er foliasjon kutta av sprø NV-SA strykande forkastningar som saman dannar ein trappetrinnsgeometri.

4.13 Langdalen

Langdalen ligg vest for Kronstadjellet og Stortuva, dalen går nord-sør og inneheld mange interessante skredderiverte landformer.

4.13.1 Morfologi

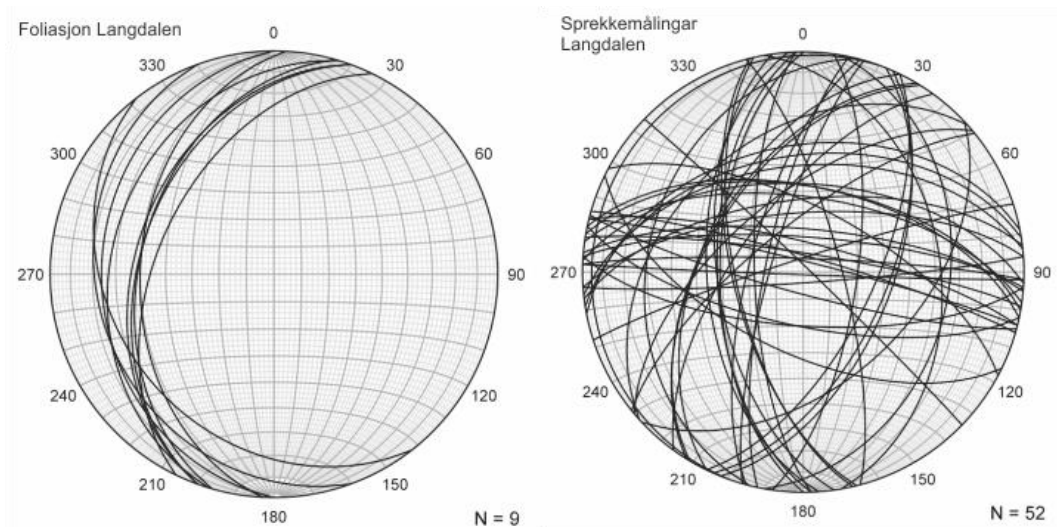
Den største ansamlinga av store landformer ligg nord i Langdalen der den fortsatt er breid. Her er det store steinbrear, og skredavsetningar med ulikt kjeldeområde og avsetningsform. Materialet steinbreane består av kjem frå toppen av dalsida der det er ein stadvis godt utvikla bakskrent. Det er mange skredbaner/gjel, nedsunkne benkar, erosjonskanalar og baksprekkar over heile rekka med steinbrear og dalen generelt. Det er og store områder som har tegn til krypprosessar utan at det er vidare undersøkt. Sør i Langdalen ved Langdalsvatnet(Figur 87) er området prega av steinsprang og snøskredavsetningar frå bratte skredbaner/renner som dannar vifteformer.



Figur 87: Oversikt over skredderiverte avsetningar i Langdalen. **A)** Nordre Langdalen med sine store steinbrear og protalus ramparts (snø- og steinsprangavsetningar). **B)** Sørlege delen av Langdalen. Steinsprangavsetningar med skredrenner som kjeldeområde.

4.13.2 Bergrunn

Foliasjonsmålingar vart gjort på platået frå Kronstadjellet og bort til Brattfjellaksla, samt omkring Trolldalskredet i Trolldalen. Desse målingane syner eit strøk og fall som kan samanliknast med resten av området, eit fall på om lag 30° mot vest(Figur 88). Dalbotnen er dekkja av tjukke lausmassar medan bergarten i dalsidene er glimmergneis,-skifer, metasandstein og amfibolitt.



Figur 88: Stereonettet til venstre syner foliasjonsmålingar gjort på platået mellom Kronstadjellet og Stortuva. Til høgre er det sprekkemålingar frå det same platået. Sprekkemålingane syner fleire konjugerande sprekkesett.

4.13.3 Steinbrear

Ut frå observasjonar i felt og på flybilete kan opphavet og samansetninga til nokre av steinbreane i Langdalen tolkast med stor sikkerheit. Kor aktive desse steinbreane er i dag er vanskeleg å seie, men ut frå InSAR målingar(Figur 92) tyder ting på at det fortsatt er deformasjon i nokre av dei. Desse målingane vert kun teke av overflata, så om det også er indre deformasjon og ikkje berre kryp ein ser er usikkert. Her vil kvar av dei seks kartlagde steinbreane(Figur 87) verte beskrivne og lett tolka kvar for seg.

Steinbre 1

Heilt nordaust i utgangen av Langdalen ligg det ei stor fjellskredavsetning som er tolka til å vera ein steinbre(Figur 87 og Figur 91). Den ligg svært lågt(140-200 moh.) og er

vest/nordvestvendt. Denne steinbreen er omtala i kapitlet om Kronstadjellet 703, og er tydeleg skredderivert.

Steinbre 2

Steinbre 2 ligg i den austre dalsida, er vendt mot vest og strekk seg mellom 400 moh og 600moh. Kjeldeområdet til denne avsetninga(Figur 87 og Figur 91) er tydeleg dei overliggende skredløpa, og mektigheita på avsetninga avtek mot sør i likheit med brattheita til kjeldeområdet. Her er det knytt usikkerheit til om avsetninga er ein steinbre eller tre mindre protalus ramparts. Avsetninga er tolka til å vera ein steinbre vidareutvikla frå ein protalus rampart. Den har den same halvmåneforma i nedre del som dei nordligare rampartformene, men er meir lobeforma oppover. Dette er tolka som teikn på indre deformasjon. I overflata av avsetninga er det fleire lausmasseskred i form av utgravne søkk og levear, desse er ikkje studerte.

Steinbre 3

Den mest markante av steinbreane i Langdalen(Figur 87, Figur 91, og Figur 90) ligg også vestvendt og mellom 380 moh og 700 moh. Den er tolka til å vera derivert frå eit fjellskred. Baksrenten/skredarret har ein helling på 30°-45° øvst og ei lengde på 800 m, og den er stadvis dekkja av mykje lausmassar. Steinbreen/skredavsetninga har eit areal på 310 000 m², og består av alt frå blokker til grus, men med blokker som det dominerande i overflata. Langs baksrenten kan ein sjå to tydelege sprekkeplan med strøk austsøraust og eit fall på 40°-50°. Dette sprekkeplanet er tolka til å vera eit potensielt glideplan og det styrande for ei kileutglidning saman med sprekkesettet som går nord-sør med fall på omkring 60°.

Steinbre 4

Dette er den landforma som er størst i utstrekning i Langdalen(Figur 87, og Figur 89), men og kanskje i heile studieområdet. Den ligg vestvendt og strekk seg frå 320 moh og opp til om lag 800 moh nokre stader. Den er anslått til å dekkja om lag 1,1 km² av den austlege dalsida. Den er samansett av fleire mindre lobeformer med tydelege ekstensjonsryggar og har eit meir «klumpete» utsjåande mot øvre del av dalsida. Overflata er i den lengste og mest iaugefallande delen dominert av større blokker som dannar ein slags straumforma avsetning nedover i senter av ei av tungene. Elles er overflata prega av tynn vegetasjon med mykje krypprossar og stadvis større blokker. Her er det ingen framtrèdande eller

samanhengande skredarr i toppen av dalsida, men mindre bratte parti med små klipper. Forma til kjeldeområdet tyder på at det kan vera eit aktivt steinsprangområde, men det er få tegn til at det kan eller har rasa ut større massar her. Dette saman med forma på sjølve avsetninga og dei mindre krypprossane kan tyde på ein del mindre sediment som stein og grus som kan stamma frå morenemateriale nedtransportert av snøskred eller ved indre deformasjon grunna isinnhald.

Steinbre 5

Denne landforma(Figur 87) er ut frå relief, plassering i landskapet og utsjånad svært sikkert samansett av morenemateriale. Avsetninga ligg i dalbotnen på det smalaste partiet i Langdalen og har ryggar som koplara det saman med ein botn i søraust. Avsetninga er truleg ei daudismorene, men grunna mykje deformasjonsryggar er det tolka til å vera ein steinbre.

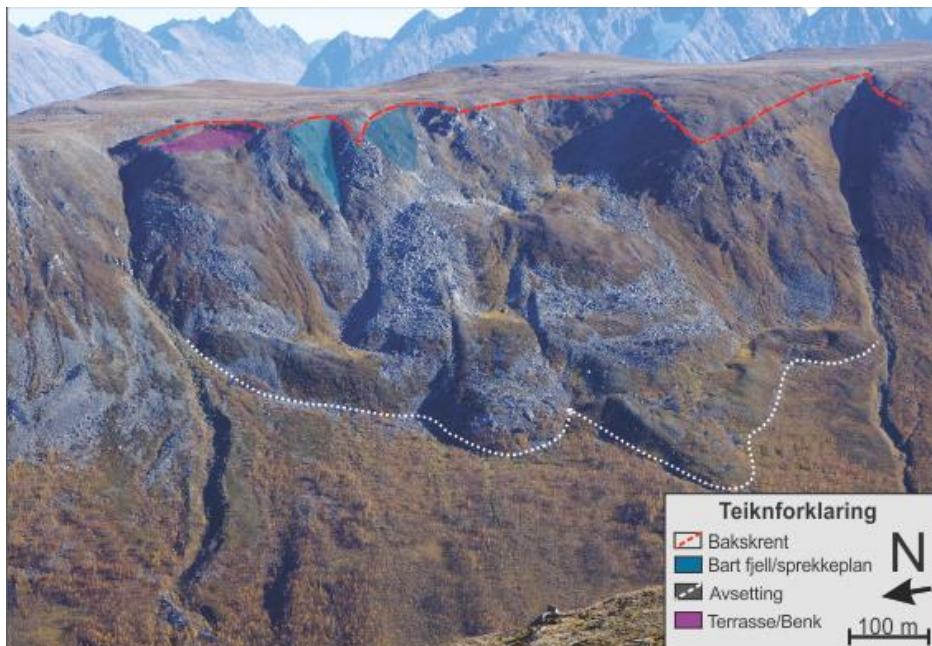
Steinbre 6

Denne er den einaste avsetninga tolka til å vera ein steinbre som ligg austvendt. Denne ligg også relativt lågt på mellom 360 moh og 420 moh. Her det stor usikkerheit i om det er ein steinbre, randmorene, eller ein større protalus rampart. Forma på avsetninga(Figur 87) er jamn i front men har ei meir rotete form i bakkant. Halve fronten er godt dekkja av lausmassar medan resten er lett vegetert. Over den antatte steinbreen ligg det ein protalus rampart som har kjeldeområde i eit bratt gjel/ravine som også truleg har vore kjeldeområdet til steinbreen. I overkant og omkring begge avsetningane er det mykje steinskredavsetningar.

4.13.4 Protalus ramparts / Snø og steinsprangavsetningar

Dei rampeforma vollane beståande av skredmateriale som ligg mellom steinbre 1 og 2 på Figur 87 er tolka til å vera protalus rampartavsetningar. I desse avsetningane er det ikkje tegn til deformasjon og difor er dei ikkje tolka som steinbrear. I samband med desse avsetningane i området vårt er det ikkje snøfonner som ligg heile året og det kan difor hende at dei ikkje lenger får nytt materiale til å veksa, men at talusen på oversida får det meste av materialet. Vegetasjonen kan og vera eit tegn på inaktivitet i rampeformene. Kjeldeområdet for desse avsetningane er prega av gjel/skredrenner, og veggane i desse rennene har orientering som passar godt inn med strukturmålingar gjort i området. Det er to konjugerande sprekkesett med orientering aust-vest og med fall på mellom 20° og 50° mot

høvesvis nord og sør som er styrande i dette området. Over desse rennene er det nedsunkne benkar med baksprekk orientert nord-sør med fall på om lag 55° mot vest. Skredløpa på austsida i den sørlige delen av Langdalen har ei orientering som tyder på at det er to nordaust-sørvestretta sprekkesett som er styrande for utrasinga her.



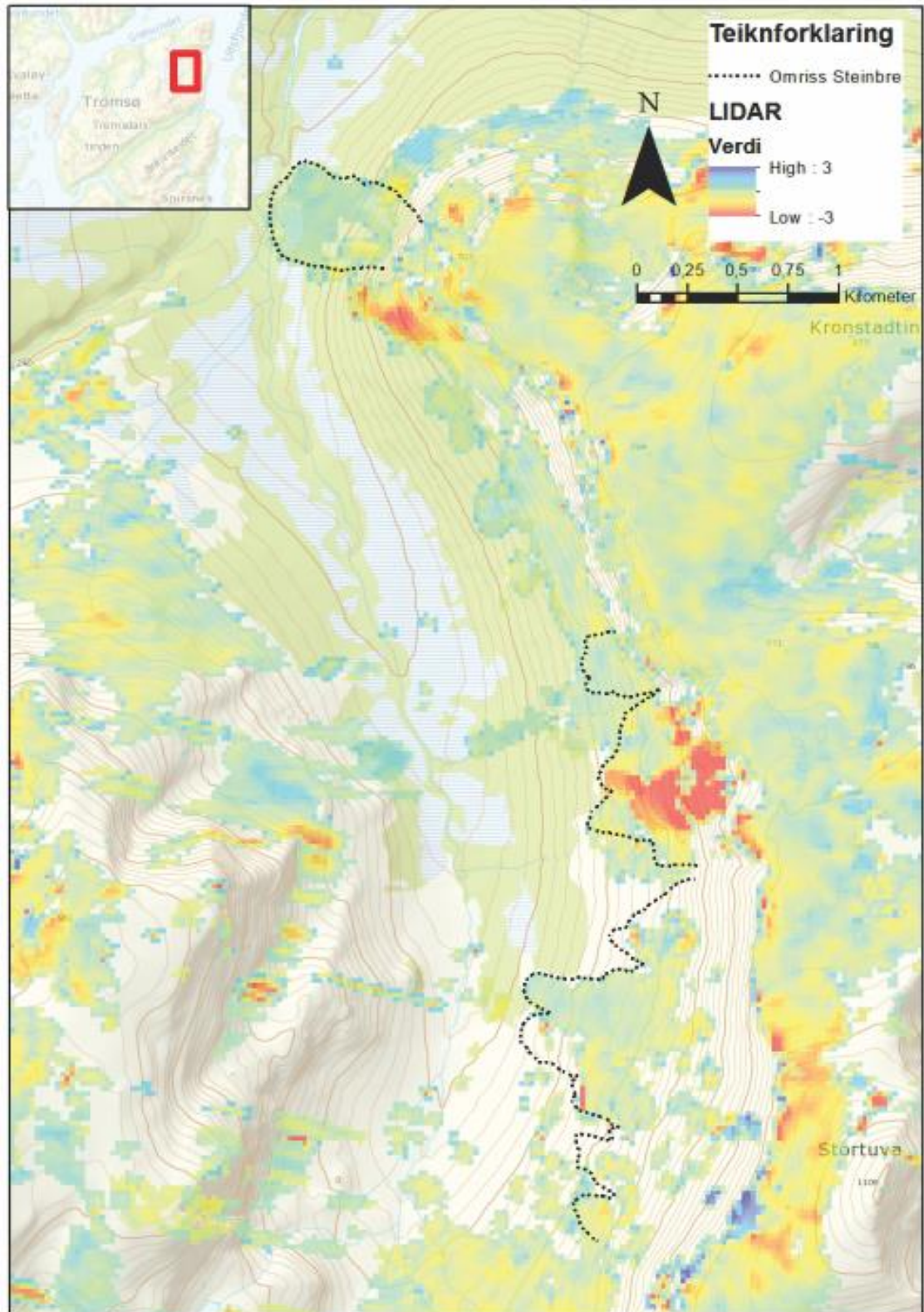
Figur 90: Steinbre 3 frå Figur 87, markert med blått er potensielt glideplan for utrasing(styrande for kileutglidning). Bilete teke mot aust.



Figur 89: Bilete av steinbre 4(Figur 87) henta frå Norgei3d. Det er tydeldeg at kjeldeområdet for denne og steinbre 3 har ulik karakter. Foto: Norgeibilder



Figur 91: Panoramabilete av dalsida nord i Langdalen teke mot aust. Her ser ein frå venstre steinbre 1,2, og 3 frå Figur 87. Samt snø og steinsprangavsetningar(protalus rampart) i senter av bilete. Frå denne vinkelen ser ein og godt dei to skredløpa på Kronstadfjellet og ryggen som skil dei



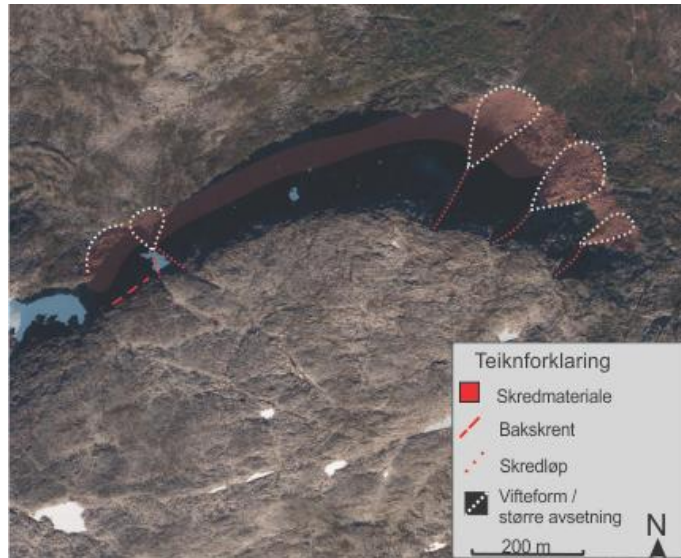
Figur 92: Insar data over Langdalen med omriss av steinbre 1-4. Dette syner mogleg bevegelse i steinbreane men og kryp-prosessar i lausmassedekket i dalen. Nokre av områda med høg verdi passar godt overeins med avgrensinga til steinbreane, men og områder der det er teikn til krypprosessar i overflata.

4.13.5 Oppsummering

Langdalen er eit område med mange skredderriverte avsetningsformer. I den nordre delen er det fleire store avsetningar i vestsida av dalen. Desse har form av steinbrear og protalus ramparts i vestsida, og er danna av større og mindre skred. Det som gjer steinbreane i Langdalen meir interessante er beliggenheita til fleire av dei. Dei ligg godt under permafrostgrensa i regionen og er vestvendte mot den meir vanlege nord/nord austvendte beliggenheita til steinbrear generelt (Haeberli, 1985). Steinbre 1 og 3 er tolka til å ha opphav i fjellskred der foliasjon har vore styrande for utglidinga til skredet som danna steinbre 1 medan foliasjon og NV-SA retta sprekksett har vore styrande for skredet ved steinbre 3. Dei mindre protalus ramparformene samt steinbre 2 har opphav i mindre skred og steinsprang avgrensa av konjugerande A-V retta sprekksett som dannar skredløpa i overkant av avsetningane. I overkant av desse skredløpa er det fleire ustabile nedsunkne benkar som er avgrensa av NNV-SSA retta lineament. Steinbre 4 er av meir usikkert opphav, men det er tydeleg ein del mindre skredmateriale i avsetninga. Den einaste steinbreen og protalus rampartforma på vestsida av dalen har opphav i steinsprang med kjelde i eit djupt og tydeleg skredløp styrt av SV-NA og AV retta sprekksett. Den sørlege delen av Langdalen består av mange tydelege skredløp som monar ut i tydelege steinsprangvifter, her er det ikkje observert større skred eller ustabile fjellparti.

2. Blånova II

Like vest for turistforeningshytta Blåkollkoia, på vestsida av Tønsvikdalen, ligg det eit mindre fjellparti med bratte skrentar mot NV-NA (Figur 95). Dette fjellet heiter Blånova, men må ikkje forvekslast med tidlegare omtala fjellpartiet med same namn. Ut frå bergrunnskart heller foliasjonen her svakt mot SA. Ut frå flybiletet ser bergrunnen ut til å vera sterkt oppsprukken.



Figur 95: Skredvifter og mindre utrasingar ved Blånova II. Foto: norgebilder.

Den bratte skrenten mot NV-NA er i botn omkransa av skredmateriale. Mot NA er det tre store steinsprangvifter med ein del grovt materiale, medan mot NV er det ei mindre vifte samt det som ser ut til å vera avsetning frå ei større utrasing (kan og vera morene).

3. Rambergan

Rambergan ligg på austsida av Åsfjellet som igjen ligg mellom Tønsvika og Skitteneelv. Skredet har eit tydeleg bratt skredarr/bakskrent med tilhøyrande avsetning rett under mot vest (Figur 96). Dette skredet er svært kompakt, og hadde det ikkje



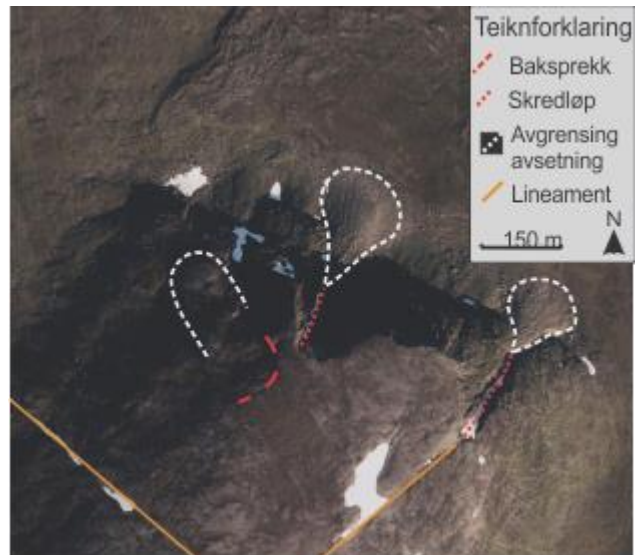
Figur 96: Skredet ved Rambergan. Foto: Eriksen, H.

vore for bileter og feltnotatar frå tidlegare masterstudent Harald Eriksen, ville det ikkje vorte oppdaga.

Ut frå bergrunnskart er skrenta skredet har rast frå, midt i ei forkastning, og bergartsgrense. Foliasjonen heller her slakt mot vest. Utrasingsmekanismen ser ut til å kunne vera utvelting, men den bratte overflata i avsetningsområdet kan vitna om eit mogleg bratt glideplan.

4. Trollvassnova

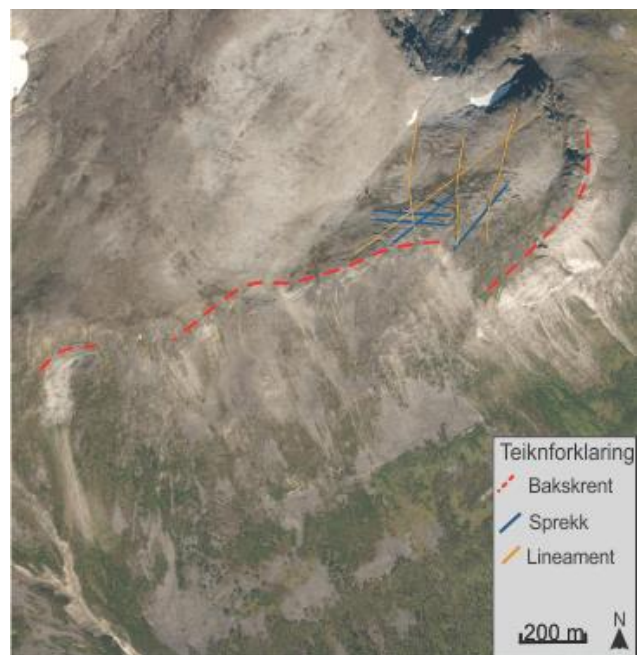
Trollvassnova er eit fjellparti som heng saman med det tidlegare omtala Rundfjellet med ein rygg mot sør. Dette fjellet ligg like vest for Trolldalen. I nordvestsida av dette fjellet er det observert eit ustabil område. Frå flybilete er det observert tydelege lineament med retning NNA-SSV og NV-SA i fjellpartiet. Det ustabile området har utrasingsretning mot nordvest og består av ein open baksprekk og ein tungeforma struktur i fallretning mot NV(Figur 97). Det er òg to steinsprangvifter mot NA.



Figur 97: Kartlegging av den nordre delen av Trollvassnova. Det ustabile området er til venstre i figuren. Foto: norgebilder

5. Småtuva/Kvitberget

Rett ovanfor(NV) ferjekaien i Breivikeidet er det eit klippeparti som strekk seg omlag 1km i retning NA-SV (Figur 98). Dette klippepartiet ligg i ei bergartsgrensa mellom Kvarts-biotittskifer, dolomittmarmor og granat-klarittglimmerskifer. Ut frå flybilete ser det ut til å vera eit aktivt steinsprangområde, men strukturar gir inntrykk av at større blokker og kan løsna.



Figur 98: Kartlegging av skrenten mellom ferjekaien ved Breivikeidet og Småtuva. Foto: norgebilder

Desse strukturane er N-S retta lineament, A-V og SV-NA retta sprekkesett. Ut frå den lyse fargen på avsetningar i fjellsida kan ein anta at størstedelen av utrasingane kjem frå dolomittmarmoren som ser ut til å verta lett oppknust og ikkje ha stor rekkevidde ved utrasing.

6. Kavlbjergåsen

Mellom tidlegare omtalte Brattfjellaksla og Ullsfjorden ligg det eit lite platå (like syd for Eggesteinelva) som av NGU vert kalla Kavlbjergåsen. Dette er tolka til å vera ei stor nedsunken blokk som har stoppa i startfasen av ein utrasing (Figur 99). Dette punktet vart befart med helikopter saman med NGU den 20.08.2016, men usikkerheita knytt til om det var eit ustabil område eller ikkje førte til at det ikkje vart brukt meir tid på det i denne oppgåva. Området er omtalt i NGU rapport 2013.021 (Bunkholt et al., 2013). I rapporten vert objektet beskrive til

å liggja på nedsida (mot nordaust) av eit svakt morfologisk lineament som går rett vest på skrenten frå Ullsfjorden for så å krumma nordover. I nord er platået avgrensa av eit erosivt lineament. Om dette fjellpartiet rasar ut vil det medføre konsekvensar i form av ei mogleg flodbølge som kan nå den andre sida av Ullsfjorden. Det vart difor anbefalt i rapporten frå 2013 å gjera nærare befaringar av strukturelle og geologiske forhold ved seinare høve. Dette vart gjort under feltbefaringa i 2016 men resultatet av risikoklassifiseringa er ikkje kjent enda.



Figur 99: Kavlbjergåsen med avgrensingar. Foto: Hermanns, R(NGU).

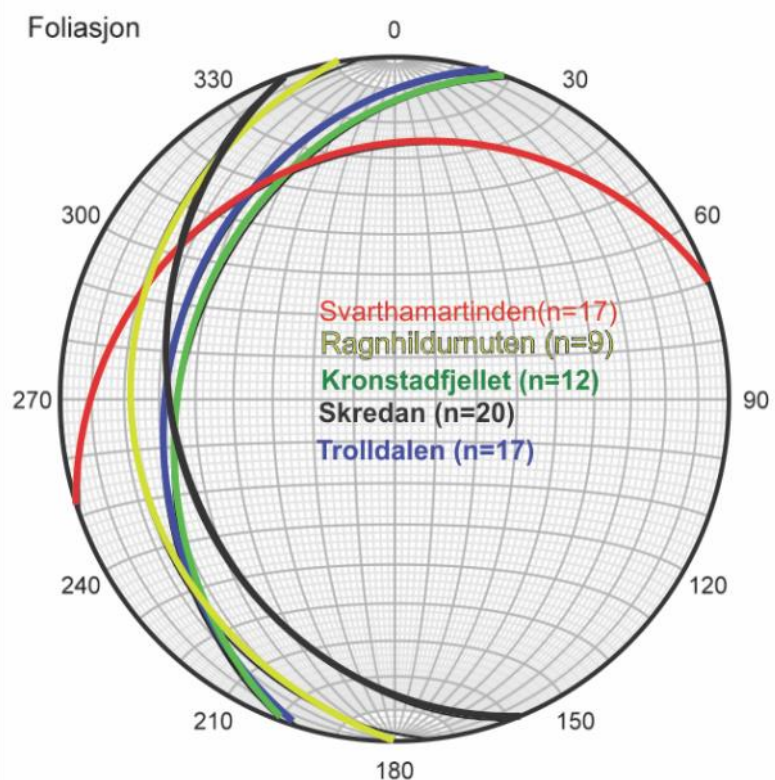
5 Diskusjon

Ved å gjera ei regional analyse av eit område med skreddynamikk som tema, kan ein setja fleire parameter opp mot kvarandre og sjå kva det er samanheng mellom og kva ein kan seie har mindre innverknad på stabiliteten til fjellparti i området. Dette vil vera nyttig for å gjera skredkartlegging meir effektivt ved at ein kan få ein betre forståing av mindre områder ut frå regionale parameter, og vice versa, før ein eventuelt utfører feltarbeid/undersøkingar med meir kunnskap om området og ei meir solid hypotese for arbeidet.

5.1 Foliaasjon

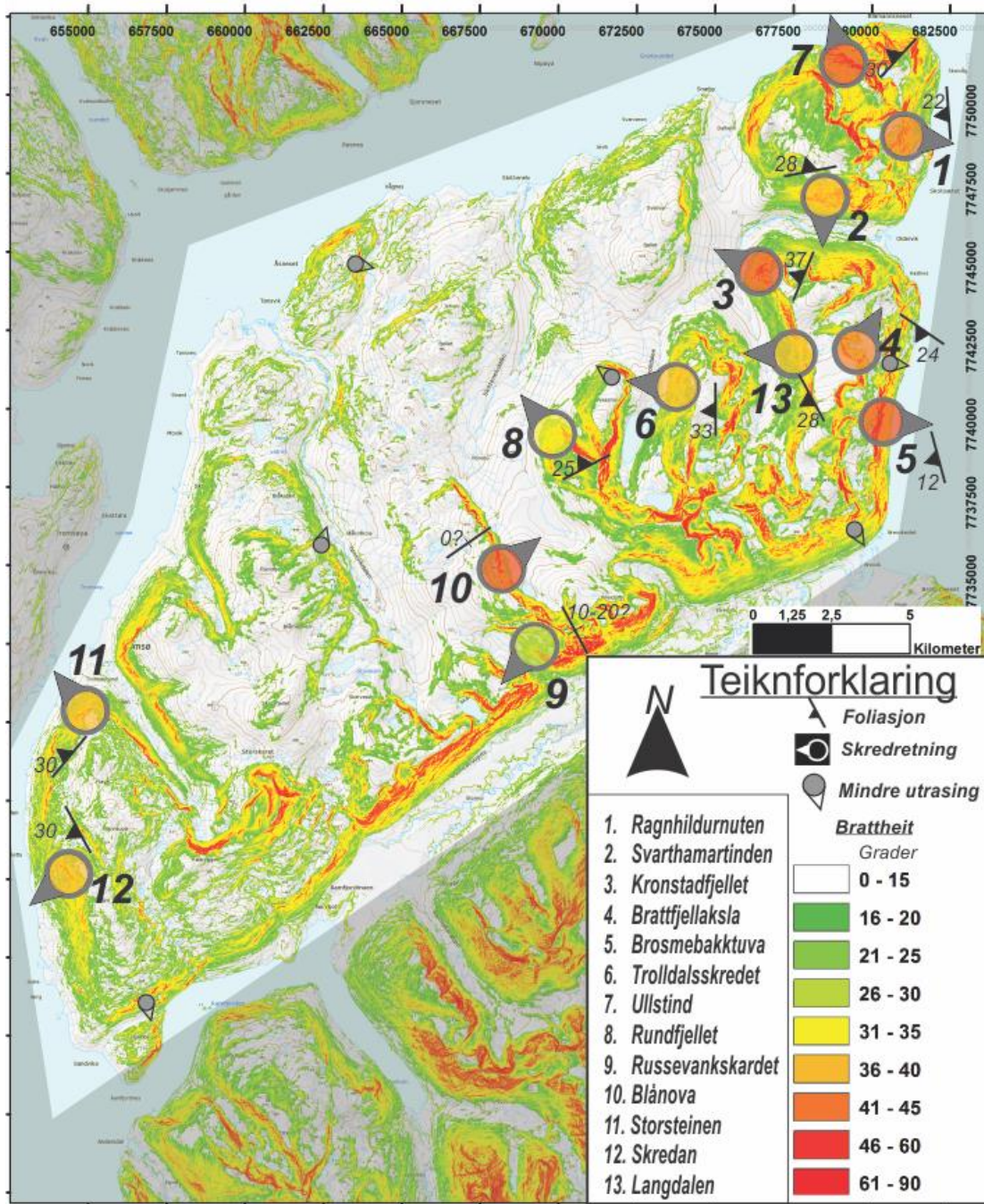
Retninga og hellinga til foliasjonen er den strukturen som er mest utprega og samfallande for dei ulike interessepunkta i området. Den har ein tydeleg trend med 20°-30° helling mot vest(Figur 100). Der målingar er gjort i nærleiken av skyvegrensar og forkastningar kan den vike ein del frå denne trenden sidan det er observert storskala folding i desse områda. Ved å sjå på foliasjonen saman med

himmelretninga og terrenget i området kan ein seie noko om karakteristikken til skred i ulike områder(Figur 100 og Figur 101). Der foliasjonen har samfallande hellingsretning som overflata i skredbana eller slakare, har foliasjonen fungert som eit glideplan. Dette er bekrefta i skredområda Kronstadjellet, Trolldalen, og Storsteinen. På Skredan har skredet gått på foliasjonsflater, men her har og vertikale sprekkesett saman med foliasjonen laga ein



Figur 100: Foliaasjons trend for områda der me har flest og best målingar. Dette syner igjen ein trend med slak helling mot vest.

trappetrinnstruktur som truleg har forårsaka utrasinga. Der foliasjonen har same hellingsorientering som terrenget men ikkje har fungert som eit reint glideplan, har den truleg vore ein medverkande struktur til utrasing. Dette gjeld skredområda Ullstind, Langdalen, og Russevankskardet. Her har foliasjonen og hellinga på overflata ei samfallande helling men det er ikkje bevis for at det har glidd på foliasjonsflater. Her kan foliasjonen vera ein del av ein trappestruktur som kan fungera som glideplan, eller som ein horisontal begrensing for utvelting(moglegheit ved Ragnhildurnuten og Brosmebakktuva), samt eit av to plan i kileutgliding i for skredrennene og deler av kjeldeområdet til Steinbre 3 i Langdalen.



Figur 101: Hellingskart over området med dominerande foliasjon og framheva helling frå skredbanene til dei ulike interessepunkta. Ved Blånova(10) og Russevanskardet(9) er foliasjonen usikker grunna få målingar og lokal foliasjon. Foliasjon frå Ullstind(7), Rundfjellet(8), og Blånova(10) er henta frå bergrunnskart(Zwaan, 1998, Ramberg et al., 2007), resten er basert på egne målingar samt ein del frå NGU.

5.2 Topografi i skredområder

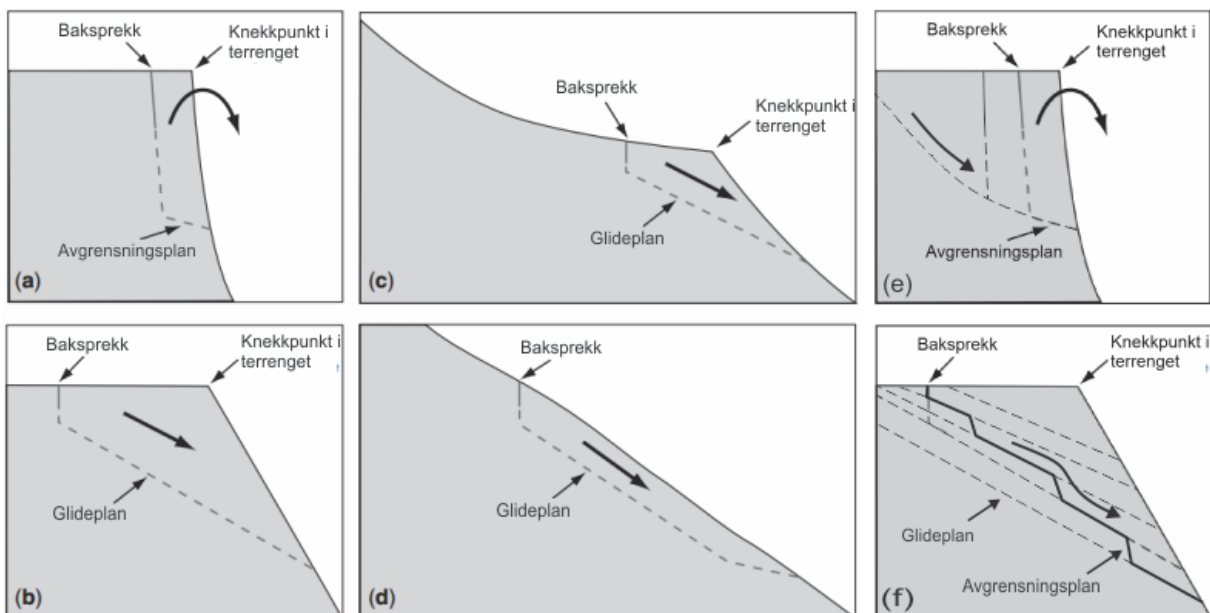
Topografien i dei ulike skredområda er svært ulik og varierar frå flate platå, bratte skrentar, klipper og meir alpine tindar og ryggar. Ut frå Figur 101 og Figur 104 er det tydeleg flest større utrasingar vest i studieområdet. Dette er det området med gjennomsnittleg høgst fjell, men og dei brattaste. Det vil seie at det er mange smalare og djupare dalar her enn i sentrale og sørlege deler av området. Høgare og brattare dalsider er meir utsette for utrasingar (Braathen, 2004). I Figur 101 er dei større utrasingane synt på hellingskart med foliasjon for kvart område. Ved å trekke inn modellen på kjeldeområder i forhold til utrasiningstype (Braathen, 2004), samtidig som ein er klar over at heile området har stor utbreiing av vertikale strukturar, kan ein samanlikna forventa utrasingsmetode med observert utrasingsmetode.

5.2.1 Topografi i kjeldeområdet

Böhme et al. (2011) utførte ei studie på ustabile fjellsider i Sogn og Fjordane der det vart funne 28 ustabile områder. Av desse 28 vart det funne at 22 utvikla seg i områder med eit knekkpunkt i terrenget (brå overgang frå slakt til brattare terreng eller skrent). Ved å tenke seg korleis den opphavlege topografien i skredområda i denne studien kan ha sett ut, kan same modell for utrasingsmetode nyttast. Figur 102 er basert på Böhme et al. (2011) men og Braathen (2004) (Figur 7). Her er modellen modifisert for at den skal passa nokre kartlagde skred i området vårt betre.

- Figur 102a) og e) syner forhold som kan samanliknast med forholda på Ragnhildurnuten og Brosmebakktuva. Dette er områder der baksprekkene ligg på eit bakoverhellande platå (rygg), med utrasingsretning i ein bratt skrent/klippe. Her heller foliasjonen innover og dei tydelegaste strukturane er tilnærma horisontale og vertikale. Dette er strukturar som tilseier at den forventa utrasinga skjer ved utvelting. Men begge stader er det observert strukturar som kan vera moglege glideplan. Desse strukturane er ikkje utbreide men kan bidra til utvelting og føra til ei eventuelt større utglidning.
- Figur 102b) syner forhold som samsvarar med tidlegare tolka topografi ved Kronstadjellet og Brattfjellaksla. Her har utgliding skjedd på ein bratt struktur (henholdsvis foliasjon og sprekkesett) sub-parallell med overflata. Ved Kronstadjellet er denne strukturen nådd via ein baksprekk med tilnærma vertikalt fall inne på eit platå.

- Figur 102c) syner forhold som kan likna på dei på Storsteinen, men og på Skredan. Der er det flate platå med brattare terreng over og under. Ved desse områda har utrasinga skjedd ved glidning på foliasjon.
- Figur 102d) syner utgliding på eit glideplan parallelt med overflata, som er nådd via ein vertikal baksprekk i fjellsida. Dette er omtrentleg like forhold som på Rundfjellet der hellinga på foliasjonen er tilnærma lik den opphavlege overflate hellinga men her har topografien ein liten knekk ved baksrenten.
- Figur 102f) er ei skisse over utgliding med trappetrinnsgeometri. Dette er tilfelle ved Skredan der eit skred har glidd ut på foliasjon, men via fleire bratte strukturar som dannar trappetrinn og ikkje eit jamt glideplan.

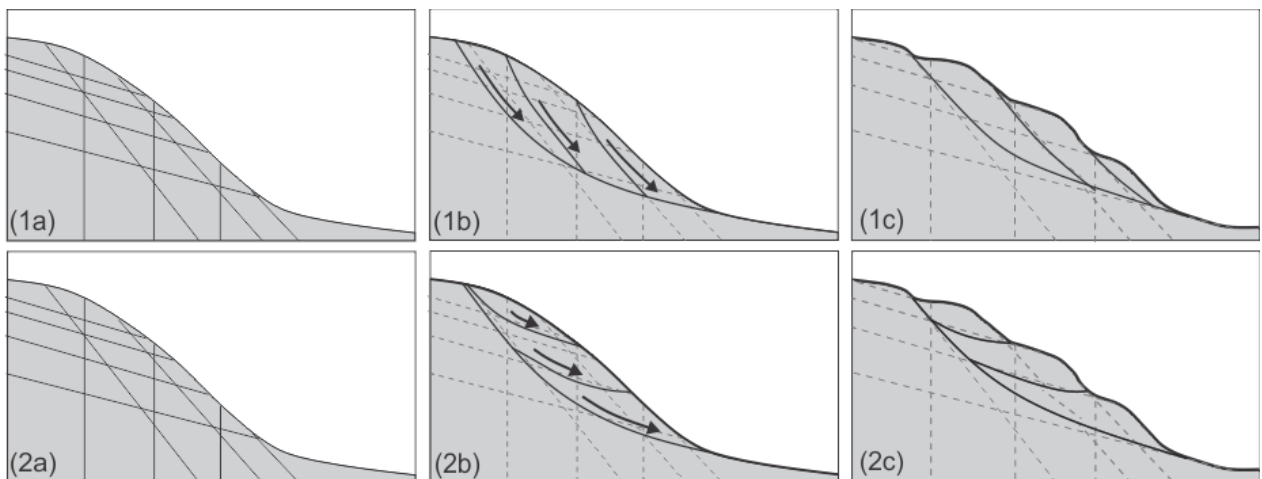


Figur 102: Skisse av utrasingstypar basert på opphavleg morfologi funne i studieområdet. a) Utvelting frå platå der det er tydeleg fullt utvikla baksprekk og eit slakt avgrensande plan i botn. b) Utgliding frå platå med baksprekk som avgrensar utgliding på sub-parallelt plan. c) Utgliding som i b) men frå ei hellande skråning med knekkpunkt. d) Utgliding på bakkeparallelt glideplan. e) Kombinasjon av a) og b) med moglegheit for både utvelting og utgliding på folda glideplan eller glideplan beståande av strukturar med ulik helling men likt strøk. f) Meir kompleks variant av b) der to strukturar med ulikt fall dannar glideplan med trappetrinnsgeometri. *Modifisert etter Böhme et al. (2011)*

5.2.2 Trolldalskredet

Topografisk sett er «del a» av Trolldalskredet det som skil seg mest frå resten av dei omtalte områda. Det har eit stort areal med store benkar og tilhøyrande skrentar som vitnar om ein kompleks utrasing. Her er det diskutert kva for indre strukturar og utglidingsmetode som kan vera opphavet til denne topografien.

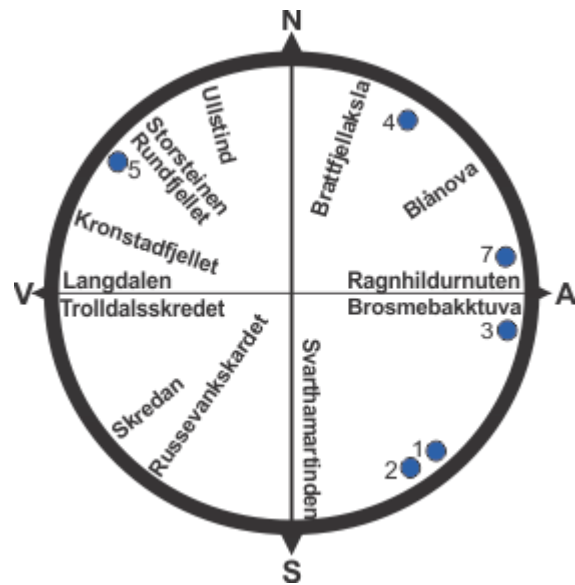
Trolldalskredet er eit område med tilsynelatande kompleks morfologi. Med utgangspunkt i høgdeprofilet til delområde a i Figur 47, er det i Figur 103 skissert to tolkingar for mogleg danning av dei mange benkane med tilhøyrande skrentar. Den avrunda/listriske forma på hovudglideplanet er grovt skissert, og det er tenkt at glideplanet blei danna frå oppknusing av «rock-bridges» mellom vertikale sprekkesett og den folda foliasjonen. Hendingforløpet synt i figuren er antatt å ha skjedd fleire stader i delområde a ved Trolldalskredet der det er seriar med benkar som tilsynelatande syner samanheng seg imellom men avskilt frå andre. Det er bildeserie 1 i Figur 103 som er mest sannsynleg, dette grunna det brattare glideplanet på dei individuelle nedglidingane. Om foliasjonen i indre og nedre deler av området er slak, kan den saman med vertikale sprekkesett danna glideplan med trappetrinnsgeometri. Denne samansetninga av bratte og slakare strukturar som dannar glideplan er observert fleire stader, både i Troms (blant anna Jettan, og Skredan) og på vestlandet (Henderson et al., 2006, Henderson et al., 2007).



Figur 103: To skisser over mogleg utvikling ved del a i Trolldalskredet. Serie 1 syner utglidning på bratt foliasjon medan serie 2 syner utglidning på slakare foliasjon. Overflata i c) er lik høgdeprofil for del a i Figur 47. **a)** antatt opphavleg topografi med hovudstrukturar før utglidning. **b)** kombinasjon av vertikale sprekker og folda foliasjon (sub-parallele strukturar i figur, folda foliasjons skissert ved to ulikt hellande strukturar) gir moglege glideplan som kan ha ført til bakverrotering, og danninga av terrassar og skrenter i figur c). Merk at dei indre strukturane er svært hypotetiske grunna få blotningar og utstrakt lausmassedekke i området.

5.3 Fordeling av utrasingsretningar

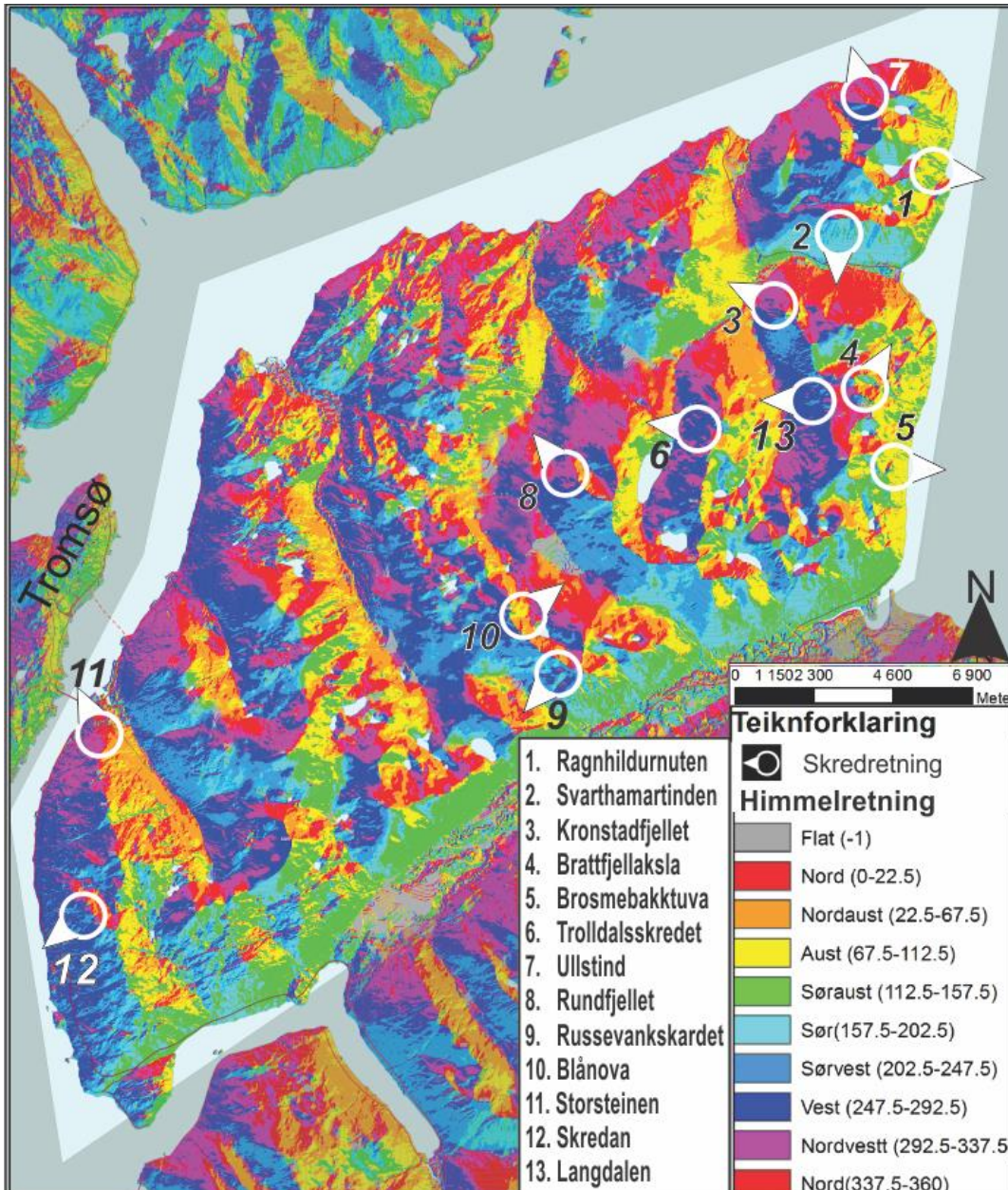
Frå Figur 105 er det vist fordelinga av himmelretninga til fjellssidene i studieområdet med utrasingsretninga til dei beskrivne skredområda markerte. Ved første augekast ser det ut til å vera ein normalfordeling av skred i ulike himmelretningar, men ut frå Figur 104 ser det annleis ut. Figur 104 syner på ein meir oversiktleg måte at skreda er jamt fordelt i alle himmelretningar med unntak for søraust der det berre er to mindre utrasingar.



Figur 104: Fordelinga av dei undersøkte skreda ut frå himmelretninga til utrasinga. Blå nummererte sirklar henviser til mindre skred i Figur 93.

Dette er uventa resultat sidan det er høge, bratte og store områder som har helling mot søraust i området. For eksempel, heile fjellsida mot Breivikeidet har eit bratt fall mot søraust. Den har ei høgd på mellom 400 m og 1000 m i dei bratte partia som har ei stigande helling frå 30° - 85° . Det som kan vera årsaka til at denne dalsida ikkje er kjelde til større ustabile områder og historiske skred, er den store normalforkastinga som er opphavet til dalføret i Breivikeidet og som oppforkasta studieområdet i forhold til den sørlege delen av Tromsødekket. Denne forkastinga er opphavet til den bratte topografien til den nordvestlege dalsida i forhold til den søraustlege sida som er meir oppstykkja med enkeltstående fjell delt opp av mindre søraust-nordvestgåande dalføre. Ut frå avsetningane i dalsida og overflate strukturane/forma til dei potensielle kjeldeområda er det liten tvil om at det er høg steinsprangaktivitet langs heile dalsida. Det er kartlagd mindre steinskred/sprang både i nord og sør i dalføret men ingen større skred. Det er ni hengedalar, nokre av dei små botnar, som går tilnærma vinkelrett på dalføret i Breivikeidet. Desse dalføra saman med observerte skredbaner/renner i fjellsida, tyder på bratte sprekkesett som dannar svakheitar og som kan vera årsaka til den begrensa størrelsen på steinskreda i dalføret. Heilt sørvest i studieområdet har det også gått eit mindre steinskred som ser ut til å vera ein utgliding på eit bratt glideplan rett søraust. Ut frå hoydedata.no og norgeibilder kan det ikkje identifiserast skredavsetningar som tilseier historiske skred i større steinskred eller fjellskred langs heile dalsida.

Området har ein topografi som tilseier slake fjell- og dalsider hellande mot sørvest og brattare sider mot nordaust. Dette fell saman med at dei større og klarare utglidingane skjer mot sørvest, medan det er fleire utveltingar og samansette mekanismar som styrer utrasingar mot nordaust.



Figur 105: Himmelretningskart. Interesseområda våre er markert med sirkel som syner himmelretninga til fjellsida i skredområdet samt pil som syner utrasingsretninga.

5.4 Avsetningslause skredarr

Rundfjellet og Trolldalskredet er to skred i studieområdet der det utrasa materialet/avsetningar manglar eller ikkje er store nok til å fylla skredarret. Det vil seie at avsetninga frå desse skreda er fråverande eller ikkje store nok med tanke på tolking av tidlegare overflate.

- Rundfjellet har jamne sider med vekslende helling mot sør og mot vest. På desse sidene er overflata prega av forvittringsmateriale med veksling mellom blokkhav og mindre, lett vegeterte lausmassar. På den nordvestlege sida er det som er tolka som eit stort skredarr meir prega av større blokker etter steinsprang i fjellsida samt mindre tungeformer med mindre blokker som er tolka til krypprosessar i dalbotnen. Om dette er eit skredarr, må det vera skredavsetningar som tilsvarar det manglande fjellpartiet avsett.
- Trolldalskredet er delt opp i tre mindre deler. Del A består av nedsunkne terrassar med tilhøyrande skrentar, Del B består i hovudsak av eit stort skredarr med tydeleg baksrent, medan Del C er meir utydeleg og laust tolka som eit skredarr med meir lausmassar og mindre skrentar. Om Del B er eit stort skredarr er det som med Rundfjellet at det manglar avsetningar som er store nok til å tilsvara den tidlegare overflata før utrasing.

Desse to skreda ligg med 4 km avstand og botnen av fjellsidene der skredmaterialet skulle vore avsett ligg på 400-500 m begge stader. Dalbotnen er prega av tjukt morenedekke. Dette tyder på at avsetningane kan vera transporterte vekk med framstøytande isbrear, noko som er studert og omtalt i fleire studiar frå Skottland (Holmes, 1984, Ballantyne, 2013, Cave og Ballantyne, 2016). Cave og Ballantyne (2016) syner til 66 kartlagde avsetningslause skredarr i nordvestlege Skottland (debris-free failure scarps (DFFSs)) der dei diskuterer korleis desse manglande avsetningane er transporterte vekk av isbrear og avsett som morenemateriale. Det vert og diskutert om den svingande isutbredelsen si pålasting og avlasting av trykk, som førte til redusert stabilitet i bergrunn og derav framprovoserte skred, var hovudmåten dei store isdekka utforma landskapet på og ikkje direkte glasial erosjon.

Om desse skreda har rast ut i ei mellomistid (interglasial), eller i starten av ei større istid er det ein moglegheit for at skredavsetningane er transportert bort av brear. Skreda kan ha rast ut i dalbotnen under ei mellomistid for så å bli skyvde bort av brear med vekst i starten av ei

ny istid. Skreda kan og ha rast ut på overflata av ein bre for så å bli transportert nedover slik. Den siste transportteorien er mindre sannsynleg med tanke på at ein bre med så stor utbreiing ville hatt ein betydeleg tjukkelse. Dette mot at skredarra har ein relativt slak topografi som går nesten heilt ned til dalbotnen gjer det vanskeleg/umogleg å få avsett noko på toppen av ein bre med så stor utbreiing.

Studieområdet har truleg ikkje vore dekkja av is sidan slutten av Weichsel høgglasial (D-trinnet(D-event) 16 000 år før notid (Vorren og Plassen, 2002)). Under Eldre Dryas då Skarpnnes-trinnet vart avsett(14 000 år før notid), var det fleire mindre brear her, hovudsakleg mindre botnbreiar(Andersen, 1968). Dette plassera skreda tidsmessigt eldre enn om lag 16 000 år om dei skal ha vorte omgjort til morenemateriale av ein framstøytande isbre.

5.5 Større skredderiverte avsetningar

Større avsetningar som ved første augekast ikkje slår ein som ei skredavsetning kan fortella interessante og viktige historier. Slike avsetningar kan vera skjulte av vegetasjon, yngre lausmassar, eller rett og slett det at dei ikkje liknar ei vanleg skredavsetning med steinur og blokkhav. Her vert det diskutert avsettingsformer funne i Langdalen som er tolka til å vera skredderiverte steinbreiar og protalus ramparts. Desse avsettingane er avhengig av eit visst klima for å utviklast, og fortel oss om tilhøva i regionen under tida dei vart danna, som igjen gjer det lettare å tidfesta utrasingane grovt.

5.5.1 Steinbreiar

Steinbreiane som ligg aust i området er alle utanom ein lokalisert i vestvendte dalsider. Dette kan verka merkeleg med tanke på mengde solinnstråling og derav oppvarminga dei får gjennom sommar månadane, Haeberli (1985) skriv at steinbreiar eksisterer i alle himmelretningar men er størst om dei ligg nord- eller vestvendt.

Steinbreiar er permafrost fenomen som oftast opptre i kalde, tørre fjellområder(Haeberli, 1985), dette stemmer ikkje heilt overeins med området der steinbreiane kartlagde her opptre. Dei ligg her mellom 200 moh og 700 moh, relativt låge fjellsider som er akkurat under den regionale grensa for sporadisk permafrost(~700 moh) . Det er heller ikkje eit

utprega tørt område. Den tidlegare forskinga som stemmer overeins med steinbreane i Langdalen er at det trengst store mengder lausmassar, helst blokker for å danna ein steinbre. Det kan vera lausmassar frå morenemateriale men aller helst frå større stein- eller fjellskred. Strukturane i området legg meir til rette for at det går større skred mot vest og nordvest då det er her det er moglegheit for utgliding på foliasjon eller ein kombinasjon av foliasjon og sprekk. Det kan vera den enkle grunnen til himmelretninga desse steinbreane er vendte i, at det er her det har gått større skred.

Det som truleg er opphavet og dannelsesprosessen til steinbre 1 og 3 (Figur 87) i Langdalen er fjellskred som har rast ut medan det var kaldare klima i området og permafrost grensa derav var lågare. Dette kan nyttast til å grovt datere desse skreda til omkring Yngre Dryas då temperaturane var betydeleg lågare enn i dag. Denne påstanden er bekrefta av Blikra et al. (2006a). Dei fire andre steinbreane i Langdalen er truleg også utvikla på denne tida, men dannelsesgrunnlaget er i desse ikkje tolka til å vera eit stort fjellskred men fleire mindre steinsprang eller steinskred samt ein del morenemateriale.

5.5.2 Protalus Ramparts

Det er kartlagt fleire protalus ramparts i langdalen, samt mogleg rampart rett aust for foten av Breidalfjellet søraust i området. For at desse rampeformene skal dannast må det vera ei snøfonn tilstades som oversomrar fleire år på rad. For at dette skal vera teoretisk mogleg i Langdalen må ein nok som med steinbreane tilbake til tida omkring Yngre Dryas for å ha låg nok temperatur.

Ein tanke under feltarbeidet var at desse formene kunne vera snøskredvollar danna av snøskred mot ei randmorene sidan dei har same forma. Forskjellen er at snøskredvollar stort sett vert avsette i dalbotnen eller der store snøskred med høg energi brått vert bremsa av endring i skråninga si helling (Blikra et al., 1989). Denne teorien vart fort lagt vekk grunna avsetningane si plassering midt i fjellsida, og mangelen på eit større kjeldeområde for snøskred (ein slik snøskredvoll er observert på flyfoto rett sør for Stortuva, men den er ikkje inkludert i denne avhandlinga).

6. Konklusjon

Området har ein svært varierende relieff. Frå breie dalfører med slake fjell (med unntak av Tromsdalstind) i sentrale og sørvestlege delar, til bratte og trangare dalfører i vest-nordvest. Her er toppane jamt høgre, med ein blanding av platåfjell og tindar på omkring 1000 meters høgde. Denne varierte topografien saman med strukturar frå danninga av den kaledonske fjellkjeda og den tektonisk aktive tida i etterkant er dei styrande faktorane for stabiliteten til skråningane i området. Foliasjonen varierar over heile området, men har ein trend med slak helling mot vest/nordvest. Denne strukturen, saman med ei rekke tilnærma vertikale sprekkeseitt er styrande for kva type skråningsprosess som skjer i ulike retningar.

Det er større sannsynlegheit for utglidingar på foliasjnsplan sub-parallele med overflata mot vest-nordvest (Skredan, Trolldalskredet, Kronstadjellet, og Rundfjellet). Mot aust er det observert strukturar og morfologi som tilseier utvelting, men og mogleg utgliding på austleg hellande sprekkeseitt (Brosmebakktuva og Ragnhildurnuten). Dette ut frå foliasjon som heller svakt innover mot fjellsida, og mange vertikale sprekkeseitt som avgrensar størrelsen på dei ustabile områda.

Omkring tindane i søraust og langs den bratte dalsida ned mot Breivikeidet går det få skred, berre mindre steinsprang, og det er ikkje observert ustabile områder.

12 av 19 kartlagde skred (store og små) ligg i den vest-nordvestre delen av studieområdet.

Det er teikn i området som tyder på at ustabile områder har kollapsa og rast ut i tider med betydeleg kaldare klima. Desse teikna er skredarr som manglar avsetningar som står i forhold til det tolka utrasa volumet, og steinbrear som vert danna i kaldt klima. Det som er tolka til å vera avsettingslause skredarr er funne ved Rundfjellet og Trolldalskredet. Dette tyder på at utrasingar her må ha skjedd medan isen hadde eit framrykk i dette området og fjerna avsettingane. Desse utrasingane er difor berekna til å vera eldre enn 16 000 år gamle. I Langdalen er det fleire avsetningar som har samanheng med utrasing i kaldt klima. Dette er steinbrear og protalus ramparts. Steinbrear treng permafrost for å dannast, og permafrostgrensa i området er tolka til å liggja på omlag 700 - 800 moh. Steinbreane ligg 140-700 moh. og skreda som er opphavet til steinbre 1 og 3, er difor tolka til å ha skjedd i tidsrommet omkring Yngre Dryas då klimaet i området var betydeleg kaldare.

7. Referansar

- Andersen, B. 1968. Glacial geology of western Troms, north Norway: Norges Geologiske Undersøkelse, v. 256.
- Andersson, J. G. 1906. Solifluction, a component of subaerial denudation. *The Journal of Geology*, 14(2), s. 91-112.
- Andresen, A. & Bergh, S. 1985. Stratigraphy and tectonometamorphic evolution of the Ordovician-Silurian Balsfjord Group, Lyngen Nappe, north Norwegian Caledonides. *The Caledonide Orogen-Scandinavia and related arcs*, John Wiley and Sons, London, s. 579-591.
- Ballantyne, C. K. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21(18), s. 1935-2017.
- Ballantyne, C. K. 2013. Lateglacial rock-slope failures in the Scottish Highlands. *Scottish Geographical Journal*, 129(2), s. 67-84.
- Ballantyne, C. K. & Harris, C. 1994. *The Periglaciation of Great Britain*. CUP Archive.
- 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.
- Benedict, J. B. 1976. Frost creep and gelifluction features: a review. *Quaternary Research*, 6(1), s. 55-76.
- 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.
- Bjørklid, E. 2017. Strukturgeologisk og geomorfologisk studium av fjellskreet Skredan, ved Solligården, Tromsø kommune. Universitet i Tromsø.
- 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., 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. B., Lars H; Berg, Silje S; Karlsen, Frode 2004. Rock-slope failures in Norway; type, geometry,

- deformation mechanisms and stability. *Norwegian Journal of geology*, 84, s. 67-88.
- Bryhni, I. 2009. *Kvartær* [Online]. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/kvart%C3%A6r> [Lest 08.05..2017].
- Bryhni, I. 2015. *Paleisk Overflate* [Online]. https://snl.no/paleisk_overflate. [Lest 13.05].
- 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. 2013. Undersøkelser av ustabile eller potensielt ustabile fjellpartier i Troms-status og planer etter feltarbeid 2011 og 2012. *Geological Survey of Norway, Report*.
- 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.
- Cave, J. A. & 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. 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.
- Corner, G. D. 2005. Scandes Mountains. I: Seppälä, M. (red.) *The Physical Geography of Fennoscandia*.
- Dahl, R. & Sveian, H. 2004. *Ka dokker mein fjørr stein! : geologi, landskap og ressurser i Troms*. Norges geologiske undersøkelse.
- Dannevig, P. 2009. *Troms: Klima* [Online]. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/Troms/klima> [Lest 16/02.17].
- 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.
- Dorren, L., Domaas, U., Kronholm, K. & Labiouse, V. 2011. Methods for Predicting Rockfall Trajectories and Run-out Zones. *Rockfall engineering*, s. 143-173.
- Dorren, L. K. 2003. A review of rockfall mechanics and modelling approaches. *Progress in Physical Geography*, 27(1), s. 69-87.
- Eikenæs, O. 2015. Nasjonal beredskapsplan for fjellskred. I: (NVE), Norges v. og e. (red.). www.fylkesmannen.no: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Eriksen, H. Ø. 2011. Innsamling av data til masteroppgave, upublisert. Universitet i Tromsø.
- Evans, S. & Hungr, O. 1993. The assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes. *Canadian geotechnical journal*, 30(4), s. 620-636.

- Fossen, H., Pedersen, R., Bergh, S. & Andresen, A. 2007. En fjellkjede blir til. *Landet blir til; Norges Geologi (IB Ramberg, I. Bryhni, A. Nøttvedt, eds.), Norsk Geologisk Forening*, s. 178-229.
- Gabrielsen, R. H., Braathen, A., Dehls, J. & Roberts, D. 2002. Tectonic lineaments of Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 82(3), s. 153-174.
- Grumstad, A. 2017. *Geomorfologisk og strukturgeologisk undersøkelse av ustabile skråninger og skredavsetninger i fjellområdet mellom Tromsøysundet og Ullsfjorden i Troms*. UiT-Norges arktiske universitet i Tromsø.
- Haeberli, 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.
- Hagen, J. O. 2011. *Steinbre*. I *Store norske leksikon* [Online]. <https://snl.no/steinbre>: Store Norske Leksikon. [Lest 14.11.16].
- Harstveit, K. E. 2009. *Polart lavtrykk* [Online]. Knut Erik Harstveit. Tilgjengelig fra: https://snl.no/polart_lavtrykk [Lest 16/02.17].
- Hedding, D. 2011. Pronival rampart and protalus rampart: a review of terminology. *Journal of glaciology*, 57(206), s. 1179-1180.
- Hedding, D. W. 2016. Pronival ramparts: origin and development of terminology. *Erdkunde*, 70(2), s. 141-151.
- Henderson, I., Lauknes, T., Osmundsen, P., Dehls, J., Larsen, Y. & Redfield, T. 2011. A structural, geomorphological and InSAR study of an active rock slope failure development. *Geological Society, London, Special Publications*, 351(1), s. 185-199.
- 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.
- Henderson, I., Saintot, A., Venvik-Ganerød, G. & Blikra, L. 2007. Fjellskredkartlegging i Troms. *NGU Rapport*, s. 1-37.
- Holmes, G. 1984. Rock-slope failure in parts of the Scottish Highlands.
- Høst, J. 2006. Store fjellskred i Norge. *Utredning for LMD på vegne av*, 6.
- 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. & Labiouse, V. Preliminary assessment of rockfall hazard based on GIS data. 10th ISRM Congress, 2003. International Society for Rock Mechanics.
- Jarman, D. 2009. Paraglacial rock slope failure as an agent of glacial trough widening. *Geological Society, London, Special Publications*, 320(1), s. 103-131.
- Keefer, D. K. 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95(4), s. 406-421.
- Liestøl, O. 1962. Talus terraces in Arctic regions. *Nor. Polarinst. Årb*, 1961, s. 102-105.

- McClung, D. & Schaerer, P. A. 2006. *The avalanche handbook*. The Mountaineers Books.
- NGU. 2015a. *INSAR* [Online]. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/emne/insar> [Lest 26/04].
- NGU. 2015b. *Kartlegging av mulige fjellskred i Troms* [Online]. NGU. Tilgjengelig fra: <http://www.ngu.no/emne/troms> [Lest 30/01-17].
- NVE. 2013. *Forebygging av skredfare i Norge, Jordskred og flomskred* [Online]. http://publikasjoner.nve.no/faktaark/2013/faktaark2013_05.pdf: NVE. [Lest 04.04.2017].
- Olesen, O., Dehls, J., Bungum, H., Riis, F., Hicks, E., Lindholm, C., Blikra, L. H., Fjeldskaar, W., Olsen, L. & Longva, O. 2000. Neotectonics in Norway, final report. *Geological Survey of Norway, Report, 2000*, s. 135.
- Ramberg, I. B., Bryhni, I. & Nøttvedt, A. 2007. *Landet blir til: Norges geologi*. Norsk geologisk forening.
- 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.
- Sandersen, F., Bakkehøi, S., Hestnes, E. & Lied, K. 1997. The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows, rockfalls, rockslides and rockmass stability. *Publikasjon-Norges Geotekniske Institutt, 201*, s. 97-114.
- Shakesby, R. A., Matthews, J. A., Berrisford, M. S. & McEwen, L. J. 1999. Snow-push processes in pronival (protalus) rampart formation: geomorphological evidence from Smørbotn, Romsdalsalpane, southern Norway. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 81(1), s. 31-45.
- Statistisk Sentralbyrå. 2013a. *Luftens temperatur* [Online]. Statistisk sentralbyrå. Tilgjengelig fra: <http://www.ssb.no/a/aarbok/tab/tab-024.html> [Lest 10.02.2017].
- Statistisk Sentralbyrå. 2013b. *Nedbør* [Online]. Tilgjengelig fra: <http://www.ssb.no/a/aarbok/tab/tab-026.html> [Lest 10.02.2017].
- Vorren, T. & Mangerud, J. 2006. Istider kommer og går. *Landet blir til. Norges geologi*, s. 478-531.
- Vorren, T. O. & Plassen, L. 2002. Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway. *Boreas*, 31(2), s. 97-125.
- Zwaan, K., Fareth, E. & Grogan, P. 1998. Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Tromsø, M 1: 250.000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Zwaan, K. B., Fareth, E. Grogan, P. W. 1998. *Berggrunnskart TROMSØ, M 1:250.000*. <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>: NGU.