

UiT

NORGES
ARKTISKE
UNIVERSITET

FAKULTET FOR NATURVITENSKAP OG TEKNOLOGI
INSTITUTT FOR GEOLOGI

Undersøkelse av ustabil fjellparti ved Adjet, Storfjord, Troms

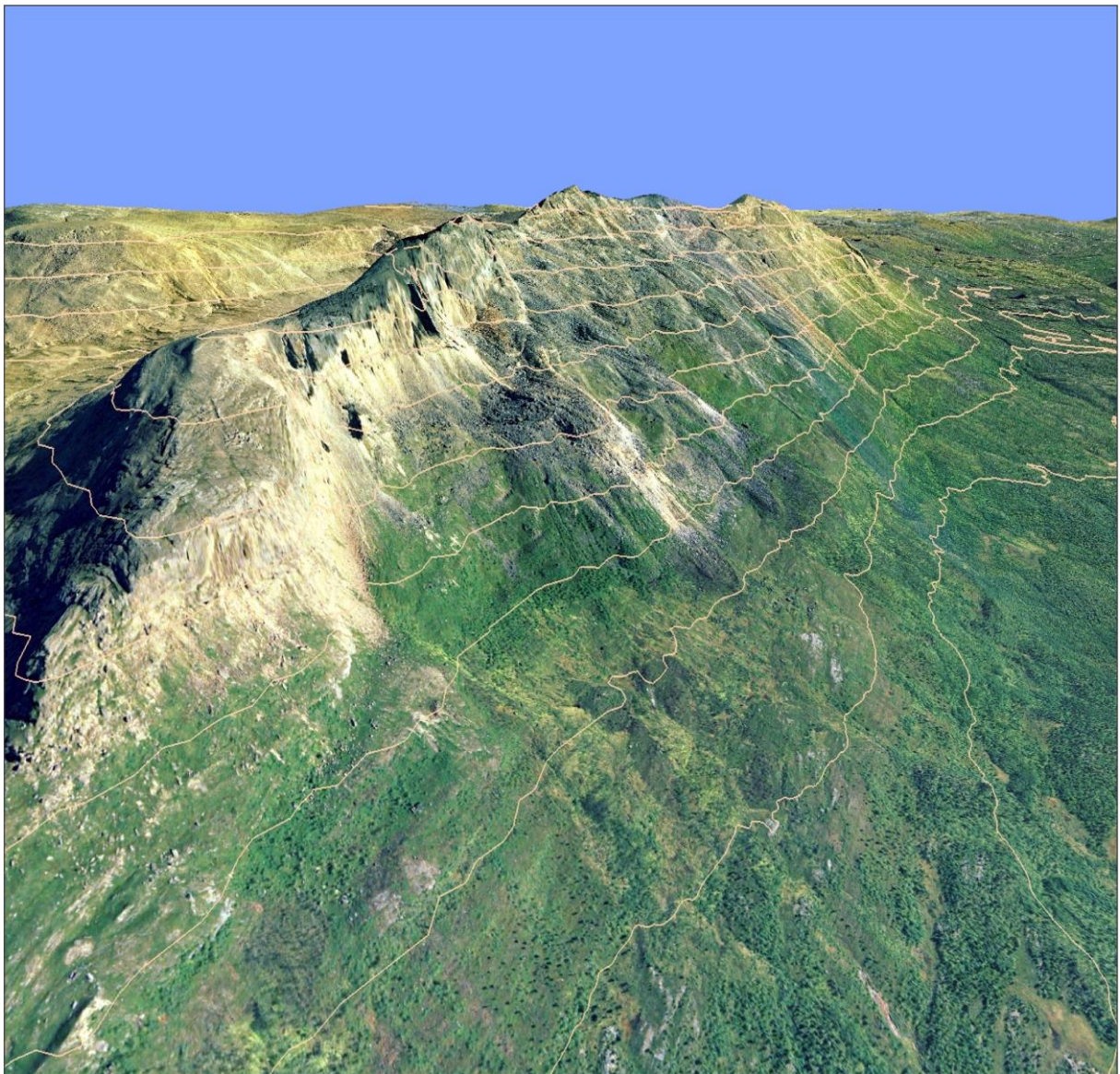
Betydningen av ulike kategorier av glideplan i berggrunnen og mekanismer for utglidning

—

Iselin Bakkhaug

GEO-3900 Masteroppgave i geologi

Mai 2015



Abstrakt

Strukturelle element i berggrunnen kan ha stor betydning for utvikling av ustabile fjellparti og fjellskred. I dette studiet vil det fokuseres på hvilken rolle strukturelle element i berggrunnen har hatt å si for skredhendelsene og deformasjonen i området og hvordan disse har preget det geologiske bildet.

Det ustabile fjellpartiet er lokalisert på fjellet Adjet ved tettstedet Skibotn i Storfjord kommune, Troms. Skredområdet er lokalisert langs den sørvestlige siden av fjellryggen og representerer dalsidene av en breerodert dal. Berggrunnen er del av det kaledonske Kåfjorddekket og består hovedsakelig av glimmerskifer. Berggrunnen består av duktile (kaledonske) og sprø (post-kaledonske) sprekker og forkastninger. Hovedtrenden til de postkaledonske strukturene er NV-SØ og NØ-SV og disse synes å ha kontrollert lokaliseringen av det ustabile fjellpartiet.

Det ustabile fjellpartiet i nordvest består av store mektigheter med løst materiale, som antyder tidligere skredaktivitet. Skredhendelsene styres av hovedsakelig planutglidninger langs preeksisterende postkaledonske sprekker i berggrunnen, men glidning langs foldeflanke og foliasjon er også styrende mekanismer. I sørøst preges fjellsiden av store delvis utraste berggrunnsblokker som antyder pågående eller stabilisert deformasjon. Dette området preges av et mer komplekst deformasjonsmønster der glideplanet trolig er dannet ved progressiv svikt av individuelle steinbroer mellom flere interne glideplan som med tiden danner et skjærplan/glideplan.

Sprekker og forkastninger som avgrenser skredet på Adjet sammenfaller med strøket til mesozoiske forkastninger på land og på sokkelen utenfor Nord-Norge. Dette antyder at Skredet ved Adjet er styrt av reaktivering langs disse sprekkesettene.

Forord

Da var tiden for innlevering av masteroppgaven endelig kommet. Denne dagen virket uendelig langt unna da jeg sto på toppen av Adjet for første gang og lurte på hva i all verden som hadde foregått her.

Til hovedveileder Steffen Bergh, takk for at du har lest side etter side med mine skriblerier og gitt gode og konstruktive tilbakemeldinger. Takk til biveileder Geoff Corner for alle gode diskusjoner, de har jeg lært mye av. Takk til Lars Harald Blikra for gode tips på vegen da vi gikk nordvestryggen av Adjet. Harald Øverli Eriksen fortjener også å bli nevnt her. Takk til deg for gode råd. Dine betraktninger vedrørende oppgaven har vært til god hjelp. Retter også en takk til Martina Bøhme som har svar på alle dumme spørsmål og Jan P Holm og Rolf Andersen for bistand når PCn ikke var samarbeidsvillig.

Selv om det siste året på brakka har bestått av mye jobbing, har det likevel vært en fin tid. Dette skyldes selvfølgelig et interessant masterprosjekt, men aller mest alle de fine menneskene her. Hannah, den beste samarbeidspartneren jeg kunne hatt. Etter utallige timer i sol, regn og snø, med trasking i myr og steinur, overnattinger i telt, koier og under åpen himmel på 1300 høydemeter, har vi jaggju opplevd litt av hvert sammen og vært innom de fleste samtaleemner. Det var en fin sommer og høst. Takk til Elise, den beste kontorkameraten en kan tenke seg. Sammen lager vi universitetets beste kaffe. Hvis vi mislykkes som geologer, kan vi jo åpne kafé i stedet. Takk til Solveig, for alle stundene med buldring, toppturer og latterkrampe og for at du har vært en fantastisk feltassistent. HMS-reglementet til universitetet ble neppe overholdt da vi klatret den bratteste delen av Adjets fjellrygg. Takk til Liz for at du alltid tar deg tid til å hjelpe når jeg er i datatrøbbel, for alle de fine pausene og for at du tipset meg om Folkets lasagne. Takk til Åshild, Renate og Kristine Marit, for at dere er dere. Takk til mamma og pappa for at dere ikke slengte på telefonrøret i det jeg startet samtalen med "hei, jeg ringer bare for å klage litt". Takk til Skibotn saubeitelag for at vi fikk låne koia deres da vi besøkte sørøstsiden av Adjet. Den ble satt like stor pris på som et fem-stjerners hotell. Til slutt vil jeg gi en klapp på skuldra til meg selv, det er jo tross alt jeg som har skrevet denne oppgaven.

Innholdsfortegnelse

1	Introduksjon	1
1.1	Bakgrunn for studiet.....	1
1.2	Fjellskred i Troms.....	4
1.3	Tidligere arbeid i området.....	5
1.4	Hensikten med oppgaven.....	7
1.5	Geografisk plassering.....	8
1.6	Klima	9
1.7	Regional geologi:	10
1.8	Post-kaledonske strukturer	12
1.9	Kvartærgeologi og geomorfologi.....	15
2	Fjellskred	17
2.1	Definisjon av skred	17
2.2	Mekanismer for utrasing	18
2.2.1	Planutglidning.....	18
2.2.2	Kileutglidning.....	19
2.2.3	Toppling.....	19
2.3	Deep seated gravitational slope deformation (DSGSD).	21
3	Metoder.....	23
3.1	Feltarbeid.....	23
3.2	Kinematisk analyse	24
3.3	Flyfoto og digitale elevasjonsmodeller.....	26
3.4	Programvarer.....	27
4	Berggrunnen og indre struktur i studieområdet.....	29
4.1	Introduksjon.....	29
4.2	Kaledonske bergarter og strukturelementer.....	29

4.3	Berggrunnen i studieområdet	29
4.4	Kaledonske strukturer	33
4.4.1	Foliasjon	33
4.4.2	Folder.....	35
4.4.3	Boudiner	39
4.5	Post-Kaledonske strukturer	41
4.5.1	Sprø forkastninger og sprekker	41
5	Beskrivelse av morfologiske landformer i fjellskredet.....	51
5.1	Introduksjon.....	51
5.2	Inndeling i subområder.....	51
1.1	Topografi og helningsvinkel.....	52
5.3	Morfostrukturer internt i skredområdet.....	54
5.3.1	Skrenter	56
5.3.2	Terasser	59
5.3.3	Delvis utraste/løse berggrunnsblokker	61
5.3.4	Forsenkninger bak delvis utraste berggrunnsblokker.....	67
5.4	Geomorfologiske elementer i fjellskredet.....	69
5.4.1	Steinbreer	72
5.4.2	Skredmateriale	74
5.4.3	Talus materiale	74
6	Diskusjon	77
6.1	Introduksjon.....	77
6.1.1	Kort oppsummering av berggrunnens strukturer i skredet	77
6.2	Diskusjon av forholdet mellom strukturer og morfostrukturer i berggrunnen	79
6.2.1	Subområde 1	79
6.2.2	Subområde 2	86

6.2.3	Subområde 3	87
6.2.4	Forskjell i deformasjonsmønster.....	93
6.2.5	Oppsummering.....	95
6.3	Bevegelsesmønsteret i skredet	97
6.4	Kontrollerende parameter for ustabile fjellparti og fjellskred.....	99
6.4.1	Vanntrykk og smøring	100
6.4.2	Frostsprengning og permafrost.....	101
6.4.3	Glasiale prosesser, erosjon og avlastning.	102
6.4.4	Seismisk aktivitet.....	103
6.5	Regional sammenheng	104
7	Oppsummering og konklusjon	107
8	Referanser	111

1 Introduksjon

1.1 Bakgrunn for studiet

Store deler av Norges landskap består av alpine fjell med høyt relieff og bratte skråninger. De breeroderte U-dalene strekker seg fra land til langt under havnivå. Fjordene som skjærer inn i landet er sterkt forgrenet med lengder på opptil 200 km. Dette landskapet skaper en kystlinje på flere titusentalls kilometer og det er disse områdene som er mest mottagelige for fjellskred. Berggrunnen består av både magmatiske, metamorfe og sedimentære bergarter av prekambrisk til paleozoisk alder. Bergartene har svært ulik sammensetning og indre struktur, både duktile og sprø strukturer, dannet som følge av tektoniske hendelser siden prekambrisk tid (Hermanns et al., 2013).

I Norges bratte landskap forekommer mindre steinskred relativt ofte. Dette har ført til tapte menneskeliv og ødeleggelse av bebyggelse og veier. Det er derimot de mer sjeldne og store fjellskredene som har ført til de største ulykkene (Furseth, 2006). Noen av de verste naturkatastrofene vi kjenner til i Norge er forårsaket av store fjellskred. I løpet av det tyvende århundre skjedde tre store fjellskred i Norge der alle endte opp i en innsjø eller fjord, slik at tsunamibølger på flere titalls meter ble dannet. Disse hendelsene førte til tapet av hele 175 menneskeliv. Historisk dokumentasjon viser til at det har vært 2-3 store katastrofer knyttet mot fjellskred og flodbølger hvert 100 år. Bare snøskred er den naturkatastrofen som har forårsaket flere dødsfall enn fjellskred. Men mens snøskred som oftest tar liv i forbindelse med rekreasjon, rammer fjellskred ofte bebyggelse og derfor folk som ikke med vilje har oppsøkt et fareområde (Hermanns et al., 2013).

Norge har vært utsatt for en rekke glasieringer gjennom kvartærtiden. Landskapsutviklingen har derfor også vært sterkt påvirket av glisiale og postglisiale prosesser. Når isen trekker seg tilbake er landskapet svært mottagelig for raske endringer. Avlastning av bre-eroderte og derfor brattere fjellskråninger har sannsynligvis resultert i økt fjellskred og steinskredaktivitet (Ballantyne, 2002). Seismisk aktivitet og klimatiske forhold som høye sesongbetonte nedbørmengder, intens snøsmelting om våren og lange frostperioder er andre viktige faktorer. En gradvis reduksjon av skjærmotstand langs glideplan i kombinasjon

med høyt vanntrykk og fryse-tine prosesser er trolig kritiske aspekter (Braathen et al., 2004). En global endring i klima kan på lang sikt føre til et varmere og fuktigere klima i Norge, noe som kan føre til en endring i antall stein og fjellskred. Hvorvidt dette vil øke eller minke hyppigheten er usikkert (Jaedicke et al., 2008).

Fjellskred kan bestå av intakte fjellmasser i bevegelse, eller totalt desintegrerte masser i bevegelse (Blikra et al., 2006). De er ekstremt destruktive naturfenomener. Det er derfor svært viktig å forstå bakgrunnen for hvorfor fjellskred oppstår, hvor de skjer og hvor ofte de gjentar seg (Hermanns et al., 2006). En kvantifisering av antall skred per tid er nødvendig. Dette er viktig informasjon for kommuner langs fjorder med fjellskredaktivitet for å kunne planlegge infrastrukturen på tryggest mulig vis (Blikra et al., 2005).

Begynnende forskning på fjellskred i Norge skjedde etter de store fjellskredene og tsunami-katastrofene i Tafjord i 1934 og Loen i 1936. En rekke referansepunkter ble satt opp for å måle eventuell bevegelse, men det meste av arbeidet ble avsluttet da andre verdenskrig brøt ut (Blikra et al., 2005). Bjerrum and Jørstad (1968) gjorde et viktig arbeid der de beskrev de generelle faktorene for hvordan fjellskred i Norge oppfører seg. Tidlig i 1970-årene ble forskning på faren ved skred generelt gjort, men det var ingen fokus på risikoen relatert til store fjellskred og tsunamier forårsaket av disse. Et mer systematisk studie på fjellskred og faren ved fjellskred startet på slutten av 90-tallet og forskning relatert til dette har vært i fremdrift hos ICG (International Centre for Geohazards) (Blikra et al., 2005). Siden 2005 har Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) drevet med systematisk kartlegging av ustabile fjellparti i Norge. Målet med dette arbeidet er å identifisere områder der en større utglidning kan forekomme. Det jobbes også med å informere det norske folk om konsekvensene av et fjellskred og indikere områder som kan rammes (Bunkholt et al., 2013a). I fjellrike områder med bratte dalsider vil man forvente hyppig fjellskredaktivitet. Fylker i Norge som særlig karakteriseres med et slikt landskap er Troms, Møre og Romsdal og Sogn og Fjordane (Braathen et al., 2004, Blikra et al., 2006). I Troms er det særlig områdene rundt Lyngen som har en stor tetthet av fjellskred. Dette området er blant de mest alpine områdene i Norge (Bunkholt et al., 2013f).

Store katastrofale fjellskred kan sjelden unngås, men risikoen kan bli redusert ved å gjenkjenne mulig ustabile fjellparti og drive kontinuerlig overvåking av høyrisikoobjekt. To

antagelser må dermed tas som basis for denne kartleggingen og overvåkingen. Man antar at fjellskred gjennomgår en fase med deformasjon (1) før utrasning og at denne deformasjonsfasen har en akselerasjonsfase før utrasning (2). Den første antagelsen kan man ta fordi nylige utviklede teknikker innen satellittbasert og bakkebasert fjernmåling kan måle bevegelsen i en fjellside. Den andre antagelsen trenger ikke være sann fordi i seismisk aktive områder kan skråningsdeformasjonen akselerere i løpet av sekunder før utrasning. Norge ligger derimot langs en passiv kontinentalmargin og den seismiske aktiviteten her er derfor relativt lav. Man har derfor tid til å varsle befolkning når akselerasjonsfasen begynner (Hermanns et al., 2013).

Første tilnærming for å identifisere ustabile fjellparti er gjennom differential interferometric synthetic aperture radar (InSAR)¹ (Lauknes et al., 2010). Alle skråninger over tregrensa blir kartlagt ved hjelp av flyfoto og rekognosering fra helikopter. Deretter blir de områdene som kan representere en trussel for noen form for bosetning eller viktig infrastruktur undersøkt i felt. Alle områder som kan være i aktiv deformasjon blir deretter fulgt opp videre. Dette innebærer strukturell kartlegging for å få tilgang til kinematikk og utviklingen av deformasjonen, bestemmelse av hastigheten til deformasjonen og analyse av historiske skredhendelser i fjellpartiet og i nærområdet til dette (Hermanns et al., 2013).

Fjellskredet på Adjet ble først kartlagt av Corner (1972), Corner (1973) og senere beskrevet av NGU (Bunkholt et al., 2013a) etter feltarbeid der sommeren 2011. Adjet er et interessant studieobjekt av flere årsaker. Berggrunnen bak selve skredet innehar et komplekst sprekkemønster som kan ses i fjellplataet mot nordvest. Der kan det også observeres markerte raskanter og sprekker. I sør finnes delvis utraste berggrunnsblokker. Langs hele fjellsiden er det mektige ansamlinger av skredmateriale som stedvis danner loper med kompresjonsrygger og ustabile frontskråninger. Geomorfologien til disse elementene minner om formen til steinbreer og antyder derfor at det er permafrost i området. Også ferske avsetninger fra steinsprang og debris flow forekommer blant skredmassene.

¹ InSAR: Interferometric synthetic aperture radar er analysen av satellittbilder der bilder blir brukt til å måle mindre overflate bevegelser ved å sammenligne radarbilder som er tatt på ulike tidspunkt. Bevegelsen kan måles i millimeter til centimeter skala (Gabriel et al., 1989).

1.2 Fjellskred i Troms

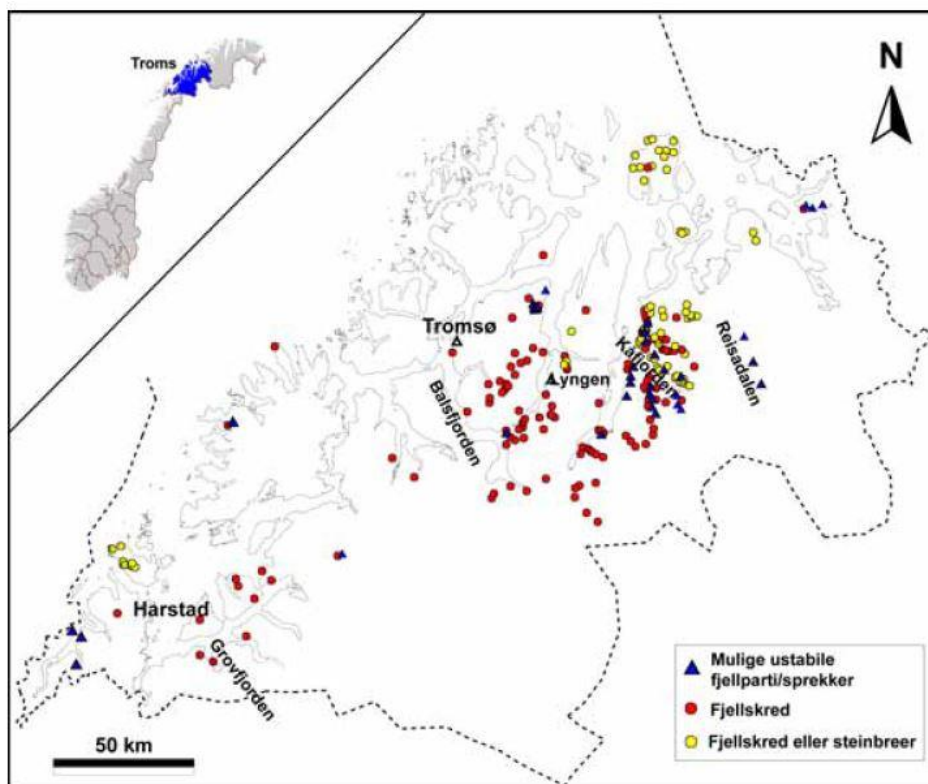
Fjellskred ble først beskrevet i Nord-Troms på 1970-tallet (Corner, 1972). NGU har utført feltarbeid i Troms fylke siden 2000. Årlige statusrapporter har blitt utført siden 2006. Det blir utført en systematisk kartlegging for å identifisere ustabile og potensielt ustabile fjellpartier som kan forårsake fjellskred og/eller alvorlige konsekvenser som flodbølger eller oppdemming av elver (Figur 1.1). Volumet av disse fjellpartiene spenner fra hundretusen til flere millioner kubikkmeter, et volum som fører til en utløpsdistanse som er mye lengre enn for steinsprang og steinskred (Bunkholt et al., 2013a).

I Troms er det registrert totalt 77 relevante ustabile fjellparti per 1. januar 2013. Det gjenstår derimot en del lokaliteter med ukjent relevans, samtidig som det gjenstår flyfotoanalyse av enda 10 kommuner. 2 ustabile fjellparti er under kontinuerlig overvåking av Nordnorsk Fjellovervåking, Nordnesfjellet og Indre Nordnes. 22 ustabile fjellparti har periodisk bevegelsesmåling og 3 områder er detaljkartlagt (Bunkholt et al., 2013a).

Nordnorsk fjellovervåking ble stiftet den 9. november i 2011. Selskapet er etablert for å overvåke de ustabile fjellpartiene på Nordnes i Kåfjord kommune og andre områder i landsdelen (www.nnfo.no).

Ved Universitetet i Tromsø har flere tverrfaglige masteroppgaver blitt utført på ustabile fjellparti i Troms der hovedfokus har vært å kombinere strukturgeologi, geomorfologi og fjernanalyse for å forstå skredprosesser bedre (Husby, 2011, Rasmussen, 2011, Hannus, 2012, Eriksen, 2013, Skrede, 2013, Hernes, 2014, Larsen, 2014).

Eriksen et al. (2015, in prep) viderefører dette arbeidet i samarbeid med UiT og NORUT med sin PhD innen fjernmåling. Dette studiet innebærer prosessering av InSAR-data til å tolke deformasjonsbevegelser i Kåfjord-Lyngen-Storfjord-området.



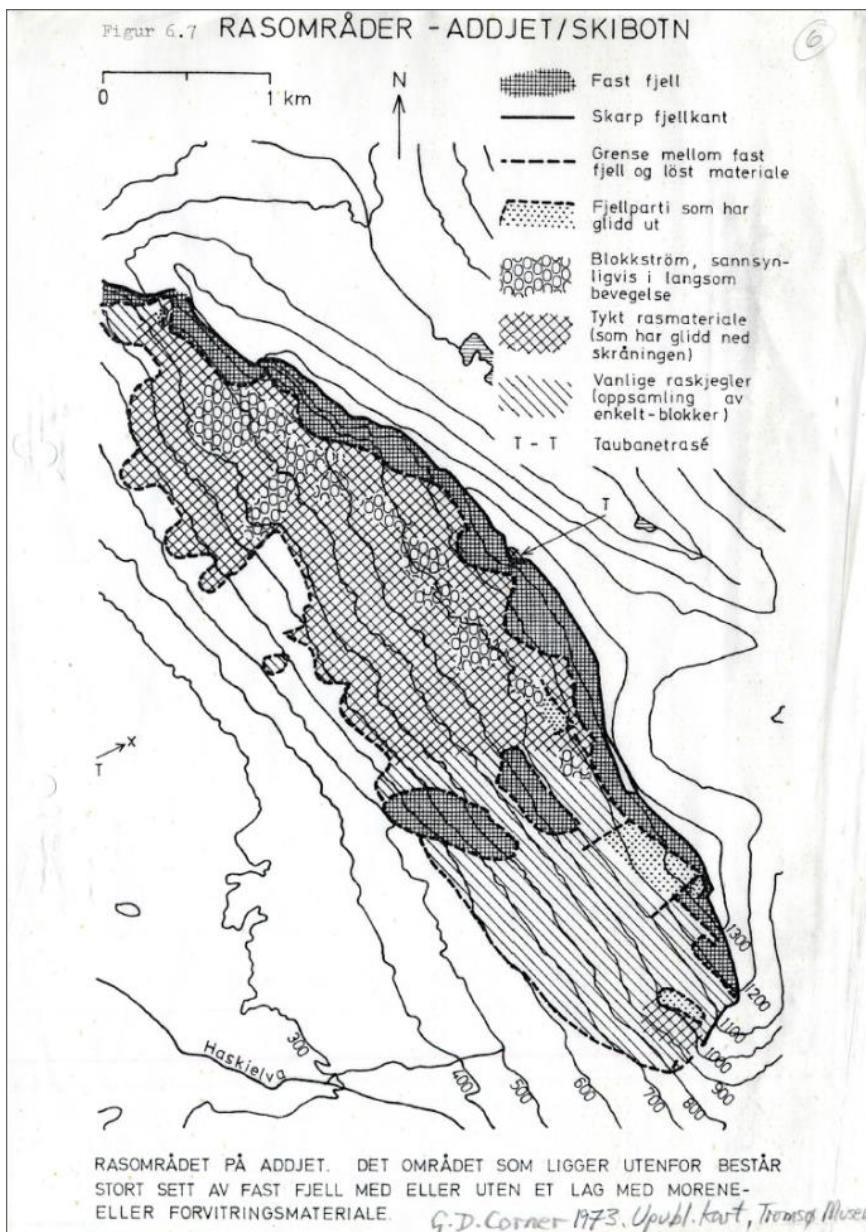
Figur 1.1 Kart over mulige ustabile fjellparti, fjellskred og fjellskred eller steinbreer i Troms (Blikra et al., 2006). Opp tredenen er ekstra stor i området Lyngen og Kåfjorden.

1.3 Tidligere arbeid i området.

På 1970-tallet hadde astrofysikeren Jan Erik Solheim ved Universitetet i Tromsø planer om å bygge et observatorium på toppen av Adjet, med taubaneforbindelse mot sørvest i dalbunnen, der hvor dagens Skibotn feltstasjon ligger. I forbindelse med dette arbeidet ble det rekvirert et geomorfologisk kart over området, da fjellsiden kunne være ustabil og besto av mye skredmateriale (Corner, 1972). Kartet viser et stort område med fjellskredavsetninger der noen av avsetningene kan være i bevegelse (Figur 1.2). En ny befaring og oppmåling viste at det trigonometriske punktet som sto på kartet på toppen av Adjet var blitt borte og lå nå i løse luften. Dette betød at partiet hadde rast ut og planene om en taubane opp til Adjet ble avviklet. Observatoriet ble i stedet bygd i dalbunnen like ovenfor den nåværende feltstasjonen (Bergh and Corner, 2014).

I forbindelse med undersøkelser av ustabile fjellpartier i Troms gjennomført av Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) har også Adjet blitt undersøkt. I løpet av felt sesongene 2011-2012 ble 66 ustabile fjellparti i Troms undersøkt, og 45 av disse feltbefart. Adjet ble

feltbefart i 2011. NGU konkluderer med at selv om fjellsiden har stor bevegelsehastighet på InSAR-data og høy deformasjonsgrad observert i felt, så er det ingen grunn til å forvente fjellskred som vil innebære noen risiko for områder med etablert bebyggelse og infrastruktur. Det vil derfor ikke bli noe videre oppfølging, da dette er et objekt uten konsekvenser. Men det er et interessant studieobjekt da fjellsidens pågående prosesser har vitenskapelig interesse. Det kunne være nyttig å fastslå alderen på noen av skredavsetningene, til å vurdere fjellskredfrekvens, sammen med data fra fjellskredavsetninger andre steder (Bunkholt et al., 2013a).



Figur 1.2 Geomorfologisk kart over Adjet, laget av Corner (1973).

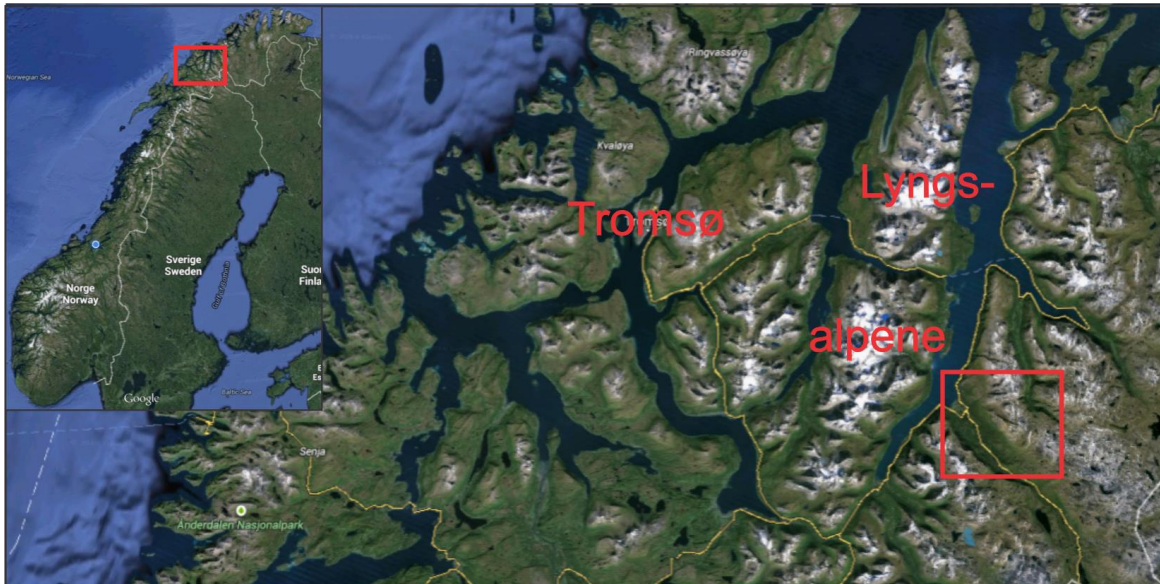
1.4 Hensikten med oppgaven

Denne oppgaven vil ha et strukturgeologisk hovedfokus, der berggrunnens strukturer vil bli undersøkt nærmere for å kunne si noe om deres orientering i forhold til fjellskråningen har hatt betydning for skredhendelsene i området. Slike strukturer kan være foliasjonsflater, sprekker, forkastninger, folder o.l. Disse vil fungere som svakhetssoner i fjellet og dersom helningen til disse planstrukturene er riktig i forhold til skråningen, kan skred potensielt forekomme. Dersom de geometriske forholdene ligger til rette for en utglidning, er det skjærstyrken langs sprekke som bestemmer om en fjellblokk kan rase ut eller ikke (Wyllie and Mah, 2004). Denne skjærstyrken kan påvirkes av en rekke ytre faktorer som klima, nedbør, grunnvann, fryse og tine prosesser, permafrost, glasiasjoner, seismisk aktivitet, erosjon og lignende (Jaboyedoff et al., 2005). Ved hjelp av ulike metoder vil mål for oppgaven være følgende:

1. Kartlegge og beskrive berggrunnen og dens strukturelle oppbygning utenfor skredet for å forstå hvordan denne oppbygningen har gjort fjellsiden mottagelig for skredhendelser.
2. Undersøke hvordan strukturelle egenskaper i berggrunnen har bidratt til dannelsen av morfostrukturer og andre morfologiske landformer. I denne oppgaven brukes morfostrukturer om deformasjonsstrukturer dannet ved gravitativ og/eller tektonisk opprinnelse.
3. Undersøke hvilke mekanismer for utrasninger som preger området (planutglidning, kileutglidning, toppling)
4. Sammenligne deformasjonsmønsteret til nordvestlige deler av studieområdet med sørøstlige deler, da nordvestlige områder består av store mektigheter med løst materiale, mens sørøstlige deler består av delvis utraste berggrunnsblokker.
5. Kartlegge bevegelsesmønsteret til ulike morfostrukturelle og andre morfologiske landformer i skredområdet
6. Diskutere hvilke ytre faktorer som kan påvirke stabiliteten i fjellsiden på Adjet
7. Finne ut hvorvidt fjellskredet ved Adjet er styrt av regionale sprø sprekker/forkastninger

1.5 Geografisk plassering

Det ustabile fjellpartiet Adjet, eller Jorbavarri, ligger omtrent 65 km sørøst for Tromsø, i Skibotn, Storfjord kommune, Troms (Figur 1.3). Det utgjør en fjellrygg som er vendt mot sørvest.



Figur 1.3 Kart over Adjets lokalitet i Troms, Norge. Kartdata er hentet fra (googlemaps.no).

Fjellryggen er opp mot 5 km lang og mellom 1200-1400 høydemeter, der høyeste punkt er 1408 moh. Den nordvestlige delen av fjellet har en klippevegg på omtrent 200 høydemeter. Under denne klippeveggen og langs store deler av fjellryggen lenger sørøst opptrer mektige ansamlinger av løst skredmateriale. Deler av skredmaterialet danner landformer som minner om steinbreer. De sørøstligste delene av fjellpartiet preges av store delvis utraste berggrunnsblokker som morfologisk sett skiller seg fra skredområdet lenger nordøst. I tillegg er det dannet enkelte talusvifter dannet ved steinsprang og debris flow. Skredmaterialet ligger på en skråning med helning som varierer fra omtrent 15° - 40°. I sørvest finnes også partier som er opptil 45°-60° bratte.

Området har vært gjennom flere glasieringer og fjellene i området vest for Adjet karakteriseres med et alpint landskap. Særlig Lyngshalvøya med sine opptil 1800 meter høye fjelltopper viser spisse tinder, botner, skarpe rygger og egger. Øst for Lyngsalpene ser vi rester etter den paleiske overflaten. Den paleiske overflaten brukes om landskapselementer som har en pre-kvartær alder, noe som betyr at de hovedsakelig er

dannet før istidene (Gjessing, 1967). Dette landskapet karakteriseres med avrundete topper og vide daler.

1.6 Klima

Klimaet i Troms generelt er subarktisk og karakterisert med lange vintre og korte somrer. Det er store forskjeller mellom klimaet i kyststrøk og klimaet i indre strøk på grunn av det fjellrike landskapet som preger fylket. Februar er den kaldeste måneden med en gjennomsnittstemperatur på omtrent -2 °C. Juli er den varmeste måneden med en gjennomsnittstemperatur på omtrent 14 °C i indre dalstrøk og $11-12$ °C ved kysten (Dannevig, 2014).

Årsnedbøren i Troms varierer sterkt på grunn av topografien. Skibotn preges av lite nedbør da fjellene i Lyngen tar i mot mye av nedbøren som kommer fra nordvest - vest.

Nordvestlige deler av Europa og den Nord-Atlantiske regionen har et klima som er $5-10$ °C varmere enn det som er vanlig for denne breddegraden grunnet varmen som blir transportert nordover med den Nord-Atlantiske Strømmen (Hald et al., 2007). Derfor er permafrost stort sett begrenset til det høyereliggende og ubebodde landskapet og er mindre utbredt enn andre arktiske områder med samme breddegrad, som Alaska, Canada og Russland (Christiansen et al., 2010).

Morfologiske landformer som steinbreer, er fenomener som er avhengig av permafrost for å eksistere. (Ballantyne and Harris, 1994). Permafrost kan også være en kontrollerende faktor når det gjelder deformasjonen i ustabile fjellparti (Blikra and Christiansen, 2014). Ut i fra borehulldata har Christiansen et al. (2010) presentert hvor det er permafrost i bl.a. Nord Norge. Resultater fra Troms fastslår at nedre permafrost grense er lokalisert $800-900$ moh. i kyststrøkene og minker til omtrent $600-700$ moh. i indre deler av fjordene der klimaet er litt mer kontinentalt (Christiansen et al., 2010).

I løpet av de 10 siste årene som målingene har blitt utført, har det aktive laget blitt tykkere. Det aktive laget er den delen av bakken som i løpet av sommeren tiner. Temperaturen som er målt i permafrosten har også steget. Mange av de ustabile fjellpartiene i Troms er lokalisert i varm og trolig degraderende permafrost (Christiansen et al., 2010).

1.7 Regional geologi:

Berggrunnen i området som denne oppgaven omhandler består av kaledonske dekkebergarter tilhørende Kåfjorddekket (Gee et al., 2008).

I Nord-Norge ser vi fjellkjeden som flatliggende skyvedekker som ble transportert hit fra nærliggende og mer eksotiske terreng (Andresen, 1988). De underste dekkene har blitt transportert kortest og de øverste har blitt transportert lengst (Fossen et al., 2006). Vi kan dele de forskjellige dekkene inn i fire alloktoner, undre, midtre, øvre og øverste allokton (Andresen, 1988).

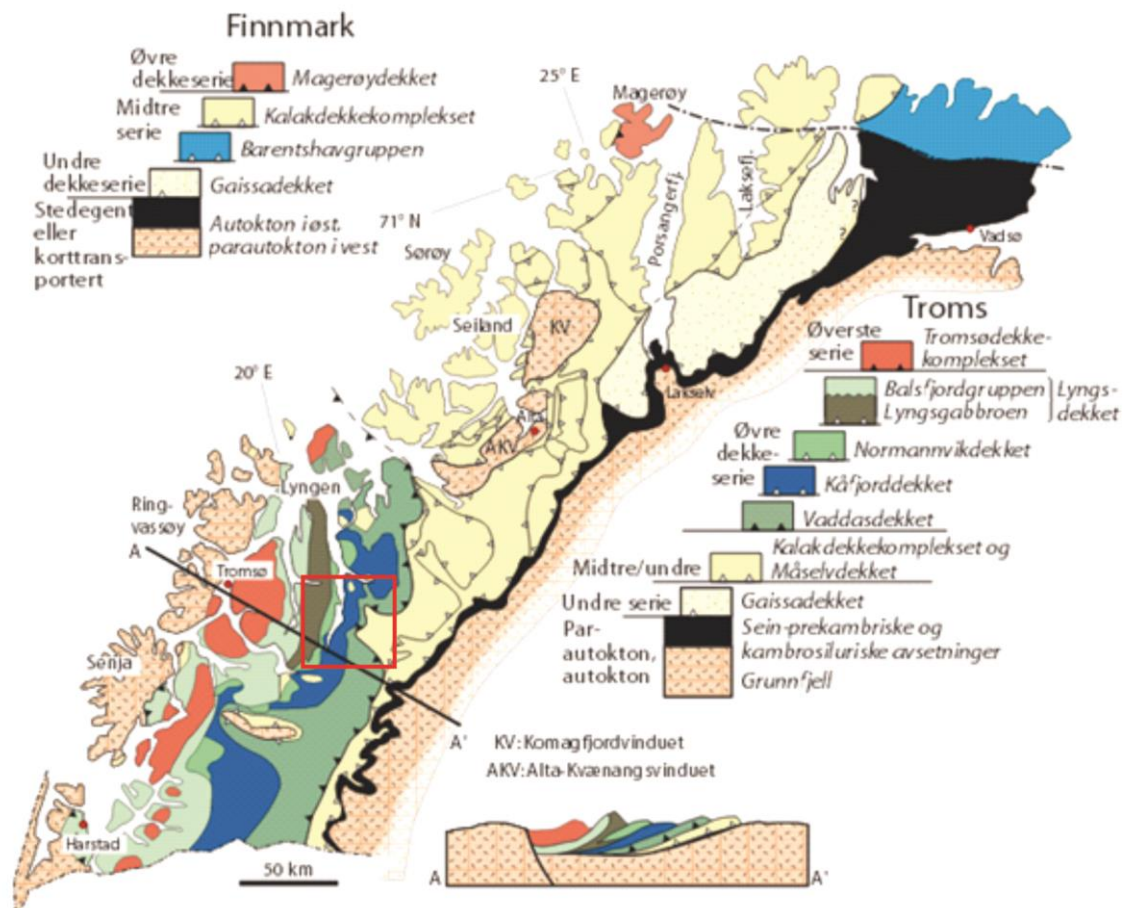
Underste allokton består av avrevne biter av det prekambriske grunnfjellet, og sedimenter som ble avsatt på topp av dette. Disse dekkene består hovedsakelig av sandsteiner, kalksteiner og forskjellige typer skifre (Roberts, 2003, Dahl and Sveian, 2004).

Midtre allokton består av Kalak dekkekompleks og er mer ødelagte og dypereliggende kontinentalskorpebergarter (hovedsakelig omdannede sandsteiner) som har blitt transportert litt lengre (Roberts, 2003, Dahl and Sveian, 2004).

Øvre allokton består av havbunnsskorpe (ofiolittiske bergarter), vulkanske øybuer og marginalbasseng fra ukjente lokaliteter i Lapetushavet. De fem dekkene Sevedekket, Vaddasdekket, Kåfjorddekket Nordmannvikdekket og Lyngendekket representeres her. Sevedekket består stort sett av omdannet gabbro, metagabbro og amfibolitt. Vaddas, Kåfjord og Nordmannvikdekket består av omdannede sedimentære bergarter som marmor, glimmerskifer, kvartsitter og amfibolitter, men siden Nordmannvikdekket ble presset lenger ned enn de underliggende Vaddas og Kåfjorddekket, er disse bergartene mer omdannet (granat-kyanitt-gneiser, mylonitter, sagvanditt). Lyngendekket består av underst; Lyngen magmatiske kompleks med sine magmatiske og vulkanske bergarter (gabbro og grønnsteiner) og øverst, Balsfjordgruppen med sine omdannede sedimentære bergarter (sandsteiner, forskjellige typer marmor, dolomitt og konglomerater) og putelava og vulkanske ganger (Roberts, 2003, Dahl and Sveian, 2004).

Øverste allokton deles i Nakkedal dekkekompleks og Tromsødekket. Dekkene består av ulike typer gneiser, kraftig omvandlede avsetningsbergarter og magmatiske bergarter (Dahl and

Sveian, 2004). Isotopmålinger og radiometriske dateringer viser til at alloktonet består av eksotiske bergarter som stammer fra den Laurentiske platen (Roberts et al., 2001, Roberts, 2003).



Figur 1.4 Kart over de fire dekkeseriene i Troms og Finnmark og profil A-A' som går litt sør for studieområdet (rød firkant). Figur fra (Fossen et al., 2006).

Den Kaledonske fjellkjeden ble dannet da Lapetushavet lukket seg i tidlig til midt Paleozoikum. Dette skjedde ved en gradvis, skjev konvergens av den Baltiske og den Laurentiske platen. I silur til tidlig devonsk tid kolliderte platene og Baltika ble subduert under Laurentia (Roberts, 2003). Alt som ble liggende i klem mellom disse platene ble byggeklosser i fjellkjeden (Fossen et al., 2006).

Orogenesen kan deles inn i tre store faser, i tillegg til en sen fase med ekstensjonskollaps.

Resultat fra den *Trondhjemske fasen* finnes i øvre allokton i midtre deler av Norge. Den Trondhjemske fase består trolig av subduksjonssone rettet mot havs og subduksjon av mikrokontinent og havbunnskorpe på dybde med dannelse av blåskifer skjedde i arenig (tidlig ordovicium) (Roberts, 2003).

I midt til sen ordovicium gikk fjellkjedefoldingen over i den *Taconske fase*. Bevis fra denne fasen finnes i terreng fra Laurentia i øverste og øvre deler av øvre allokton, mest i sørvestlige deler av Norge. Dette var en øybue-akkresjon hendelse. Bergartene ble omdannet til amfibolitt facies og lokalt eklogitt facies og involverer også noe ofiolitt obduksjon som forekom langs den Laurentiske marginen (Roberts, 2003).

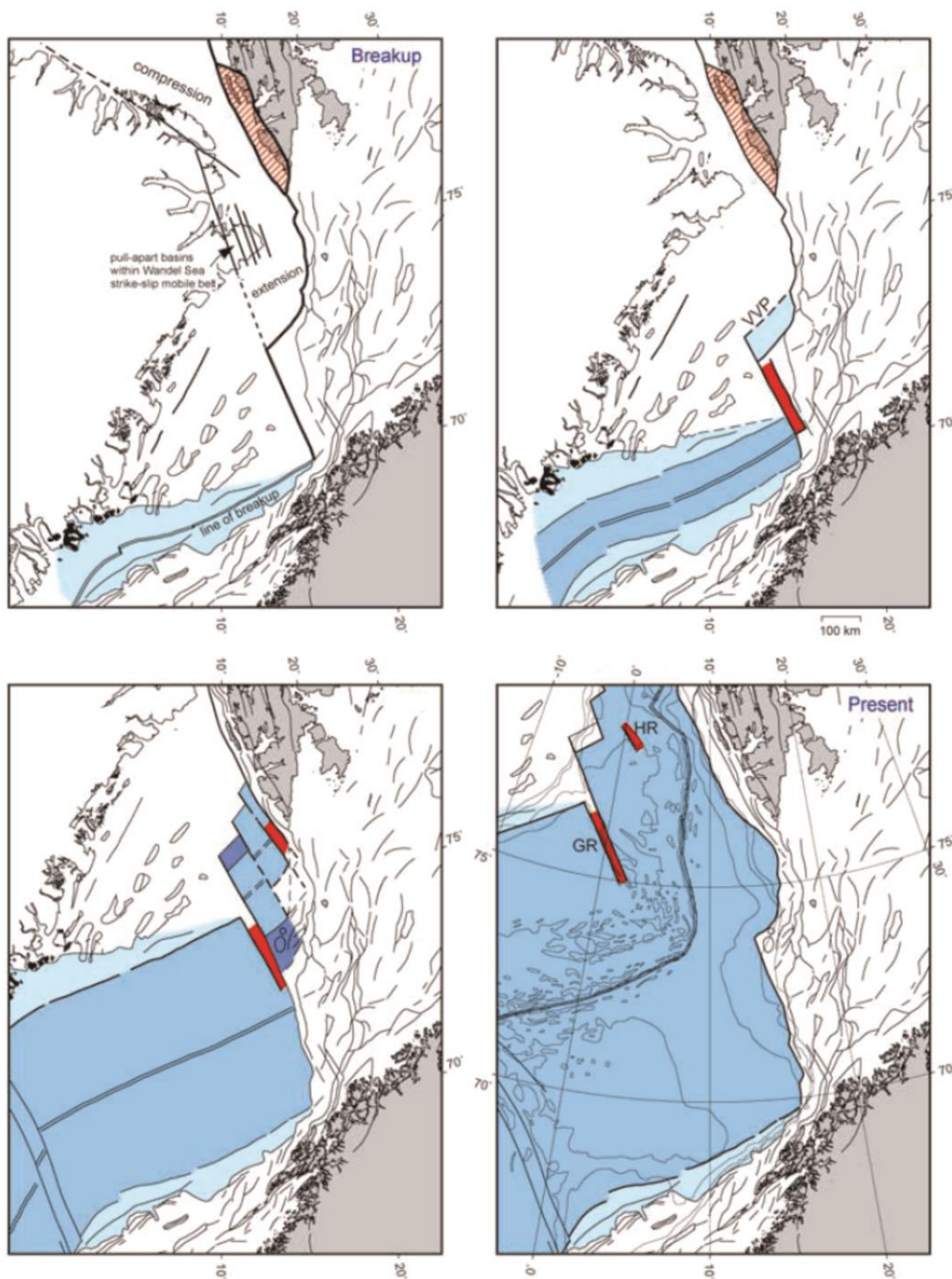
Den *Skandiske fasen* representerer den skjeve kollisjonen mellom Baltika og Laurentia som innebærte subduksjon av den baltiske marginen under Laurentia til dybder på over 100 km og krystallisering av eklogitt med mikrodiamanter og coesitt. Dette skjedde i sen silur til tidlig devon (430-390 Ma) (Roberts, 2003, Fossen et al., 2006, Gee et al., 2008).

Da skyvekraftene opphørte, gled skyvedekken tilbake. Det er dette som definerer den siste fasen med ekstensjonskollaps. Dette skjedde i sør for omtrent 400 millioner år siden, mens i nord er forholdet mellom kontraksjon og ekstensjon noe mer komplisert der det virker som om det var en overlapp mellom den Skandiske kontraksjonen og dannelsen av store ekstensjons-detachmentsoner. Strukturer indikerer vestlig til nordvestlig bevegelse. (Roberts, 2003, Fossen et al., 2006, Gee et al., 2008).

1.8 Post-kaledonske strukturer

Etter fjellkjedefoldingen i silur- tidlig devon var kontinentalmarginene til Norge, Grønland og Barentshavet en del av superkontinentet Pangaea (Faleide et al., 2008). Fra devon og helt fram til oppsprekkingen av Atlanterhavet i tidlig kenozoikum ble den midtnorske og sørvestlige Barentshav-sokkelen utsatt for flere episoder med rifting som førte til dannelse av bassenger og ryggformasjoner (Figur 1.5). Der hvor skorpen hadde blitt svekket av riftingsepisodene var det et epikontinentalt hav som tilsvarer området mellom dagens NV

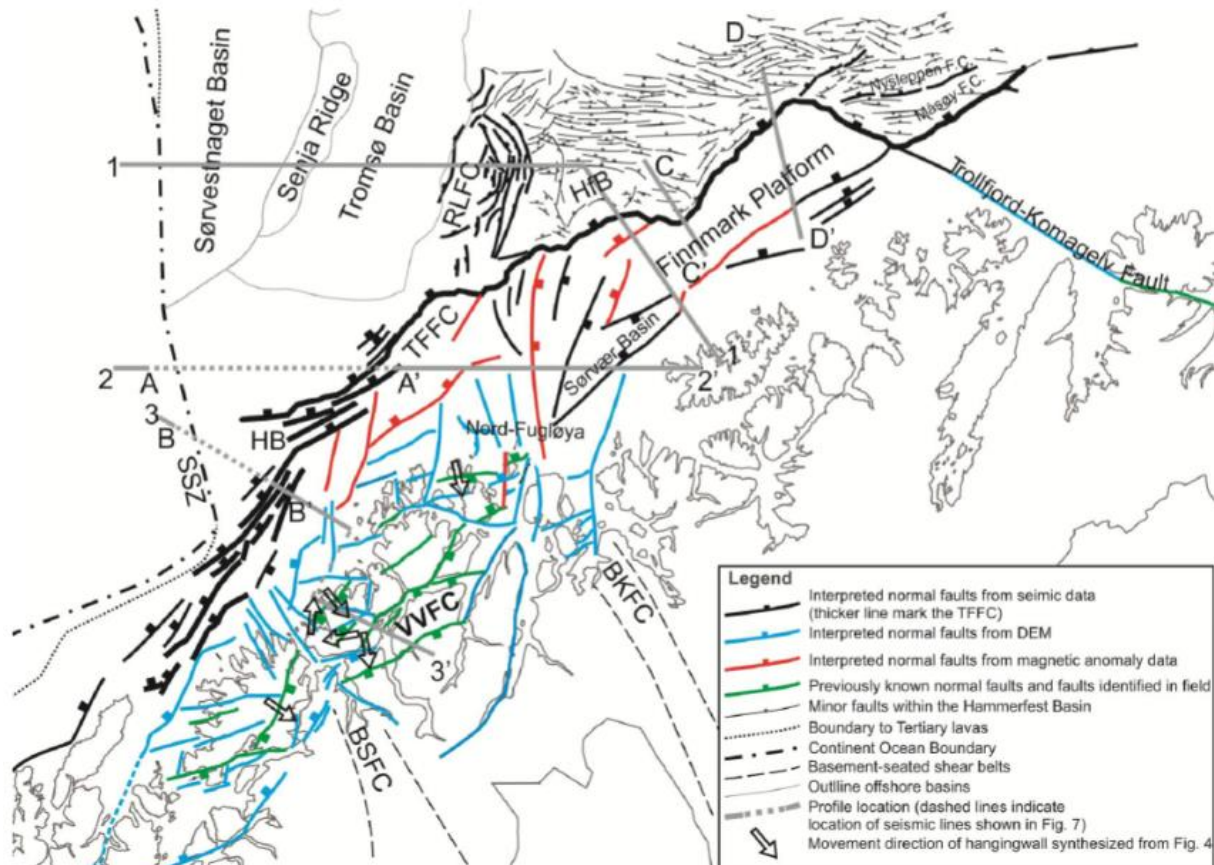
Europa og Grønland (Faleide et al., 2008, Indrevær et al., 2013).



Figur 1.5 Illustrasjon som viser platetektonisk rekonstruksjon av åpningen av Atlanterhavet. GR: Grønlandsryggen, HR: Hovgårdryggen, VVP: Vestbakken vulkanske basseng. Figur fra (Faleide et al., 2008).

Den sørvestlige Barentshavmarginen i vestre Troms består av et nettverk av onshore og offshore bratt hellende sprø forkastninger som sammenfaller med horster på land og bassenger til havs. Trenden til disse forkastningene er NNØ-SSV og ØNØ – VSV (Figur 1.6) (Indrevær et al., 2013). Storskala regionale forkastninger danner ofte nettverk av mindre

parallele forkastninger og sprekker, disse kan prege berggrunnen også utenom de store forkastningene (Saintot et al., 2011). Et kompleks sprekkemønster kan også observeres i nordlige deler av fjellpartiet på Adjet (Bergh and Corner, 2014).



Figur 1.6 Kart over de sprø forkastningene i SV-lige Barentshavet, Troms og deler av Finnmark. BKFC: Bothnian Kvænangen Fault Complex, BSFC: Bothnian-Senja Fault Complex, RLFC: Ringvassøy-Loppa Fault Complex, SSZ: Senja Shear Zone, TFFC: Troms-Finnmark Fault Complex, VVFC: Vestfjorden-Vanna Fault Complex. Figur fra (Indrevær et al., 2013).

I det vestlige Barentshavet er riftstrukturer fra karbon svært utbredt og disse dannet Nordkapp og Tromsøbassenget. I Lofoten og Vesterålen og langs marginen utenfor har trolig riftingen skjedd gjennom gjentagende episoder i Perm- tidlig Trias, midt/sen jura – tidlig kritt og senest Kritt- Paleogen. Langs det Troms-Finnmarkiske forkastningssystemet foregikk det rifting som varte helt fra karbon og gjennom eocene, men hovedriftingsfasen skjedde i sen Jura til tidlig kritt. I midt kritt var det en tektonisk roligere periode, mens i sen kritt til paleocene førte rifting til den endelige oppsprekningen av litosfæren for omtrent 55-54 millioner år siden (Faleide et al., 2008, Indrevær et al., 2013).

Vest-Troms markerer overgangen mellom en passiv spredningsmargin og Barentshavets transformmargin.

1.9 Kvartærgeologi og geomorfologi

Kvartærtiden kjennetegnes ved høye temperatursvingninger. Under de kalde periodene, selve istidene (glasialene), bygde det seg opp store innenlandsiser, mens under interglasialene kunne temperaturene overstige de temperaturene vi har i dag (Lowe and Walker, 1997).

Istidene i kvartær har betydd mye for utformingen av det landskapet vi har i dag. Fjell har blitt skurt og daler, fjorder og botner har blitt formet og fordypet av isen. Dalene følger stort sett eldre forkastningssoner, bergartsgrenser og områder med svakere bergartstyper. Dette skyldes at disse områdene er lettere å erodere enn sterkere og mer intakte bergarter (Dahl and Sveian, 2004).

Siste istid varte i omtrent 100 000 år, men også denne perioden er preget av hyppige svingninger. Dette viser iskjerner tatt på Grønland, borekjerner tatt til havs og forskjellige undersøkelser tatt på land (Dahl and Sveian, 2004).

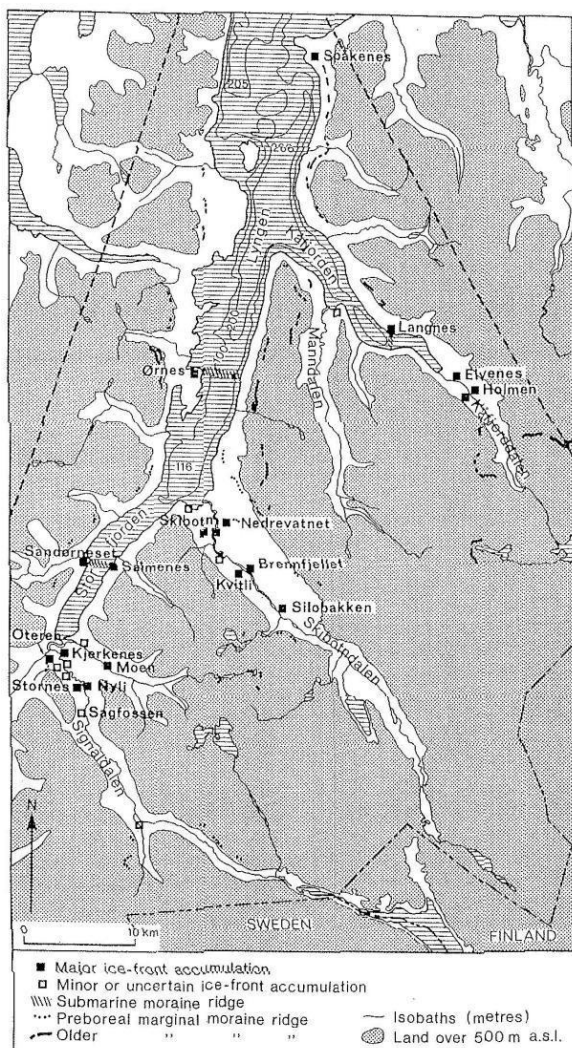
Siste istids maksimum varte fra omtrent 26 000 år til 18-19 000 år siden. På denne tiden nådde isbreene helt ut til Eggakanten. Etter dette begynte den å smelte tilbake, og 3-4000 år senere var brekanten langt inne i fjordene. Kortvarige klimaforandringer førte til at nedsmeltingen stoppet opp flere ganger. Det finnes flere israndtrinn i fjordene i Troms som indikerer at innlandsisen hadde flere stans eller små fremrykk under den generelle nedsmeltingen. For 14 000 år siden var det en klimaforverring, Eldre Dryas, der breene rykket fram og avsatte israndavsetninger som kalles Skarpnestrinnet, oppkalt etter Skarpneset som ligger nord for Tromsø. For 11 500 – 12 800 år siden var det et nytt breframstøt som kalles Yngre Dryas. I Nord-Norge heter israndavsetningene etter denne perioden for Tromsø-Lyngen-trinnet (Dahl and Sveian, 2004).

I Lyngen-Skibotndalen finnes det fire større isfrontakkumulasjoner. Ørnes-hendelsen for

I Lyngen-Skibotndalen finnes det tre større isfrontakkumulasjoner (Figur 1.7). Ørnes-hendelsen for $11\,400 \pm 200$ år siden markerer et fremrykk med isfrontavsetninger ved Ørnes i lyngen. Isfrontavsetninger fra Skibotn-hendelsen ($10\,800 \pm 200$ år) er å finne i Skibotn,

Oteren i Signaldalen og Moen i Kittdalen, og isfrontavsetninger ved Kvitli i Skibotndalen og Nyli i Signaldalen indikerer nok et fremrykk for $10\,400 \pm 200$ år siden (Corner, 1980). Kalibrerte år fra disse tre hendelsene er hentet fra (Stokes et al., 2014)

Etter at innlandsisen hadde forsvunnet fra området, var også de lokale breene i ferd med å forsvinne. For omtrent 9000 år siden var trolig de fleste lokalbreene forsvunnet og Lyngen var stort sett isfritt. Denne perioden og frem til for ca. 3000 år siden var klimaet varmere enn dagens klima. Men for 3000 år siden ble klimaet kaldere og breene begynte å vokse på nytt. Den lille istida for 100 – 250 år siden markerte maksimum for denne perioden. Flere morenerygger ligger opptil flere hundre meter fra dagens breer og markerer denne perioden. I løpet av de siste 80 årene har breene hatt en jevn tilbaketrekning (Dahl and Sveian, 2004).



Figur 1.7 Kart som viser isfrontavsetninger, submarine morenerygger og preboreale marginale morenerygger i Storfjorden. Kartet er fra (Corner, 1980).

2 Fjellskred

2.1 Definisjon av skred

Høst (2006) og Keller (2011) definerer skred som fenomen der gravitasjonen fører til hurtig bevegelse av stein, jord og vegetasjon ned skråninger.

Denne oppgaven omhandler skred i fast fjell. Det vil si at materialet som raser ut har sitt opphav i berggrunnen (Devoli et al., 2011). Det finnes flere inndelinger av skredtyper i fast fjell. I denne oppgaven vil Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) sin inndeling av skred i fast fjell bli presentert (Øydvin et al., 2011).

Steinsprang og steinskred forekommer vanligvis i områder der helningsvinkelen på fjellklippen er brattere enn 40 °. Volumet til et steinsprang er relativt lite, opptil noen hundre kubikkmeter. Når volumet kommer opp i en størrelse på flere hundre tusen kubikkmeter snakker vi om steinskred. Utrasingen karakteriseres ved at steinblokker først faller, deretter spretter for så å rulle i det terrenget flater ut. I et steinsprang vil blokker være intakte, mens i et steinskred vil blokker ødelegges på grunn av bevegelsen. Avsetninger fra denne typen skred vil bestå av steinur, der det groveste materialet ender opp lengst fra kildeområdet.

Et ustabil fjellparti er det som blir til et steinskred eller fjellskred dersom det skjer en utrasing. Det består av oppsprukket berggrunn på opptil tusenvis til millioner kubikkmeter. Det ustabile fjellpartiet kan bevege seg fra noen få mm/år til cm/år. Det er ikke alle ustabile fjellparti som ender opp i skred, noen stabiliserer seg, mens andre ender opp i fullstendig kollaps.

Fjellskred er betegnelsen på ustabile fjellpartier som raser ut, der hundretusener til mange millioner m³ steinmasse beveger seg ned fjellsiden. Det ustabile fjellpartiet kan kollapse i form av fall, glidning eller en rask strøm av masse. Under utrasingen blir selve steinmassene fragmentert og ødeleggelsene i det berørte området er enorme. Mens et steinskred beveger seg mye kortere og avsettes i bunn av skrånningen, kan et fjellskred strømme i opptil flere kilometer og derfor ødelegge et mye større område.

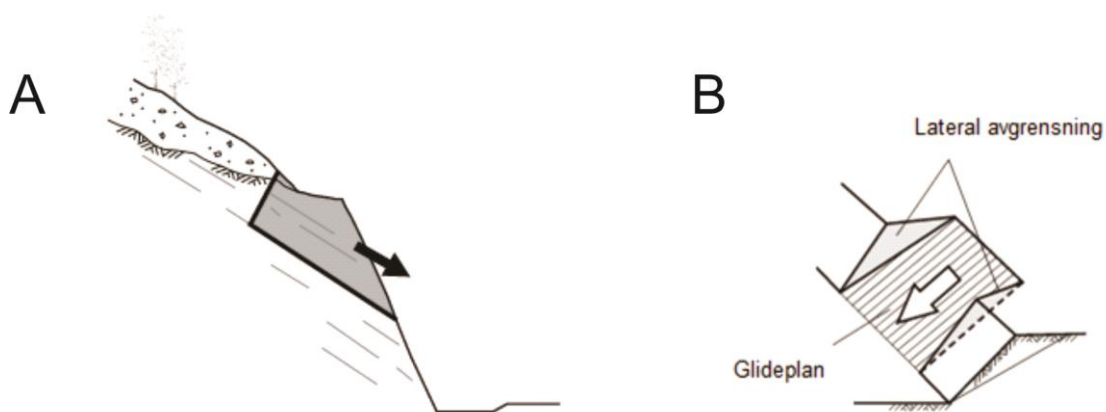
2.2 Mekanismer for utrasing

2.2.1 Planutglidning

Planutglidning er en mekanisme for utrasing som oppstår når deler av berggrunnen glir på diskontinuiteter som har fall ut mot fjellskråningen. Det som menes med diskontinuiteter i denne sammenheng er planstrukturer som kan fungere som svakhetssoner innad i bergarten. Dette kan være lagdeling, foliasjon, sprekker, forkastninger, avspaltingsflater (eksfoliasjon), folder o.l.

For å få en slik utglidning må det planet som fungerer som glideplan ha et strøk som er nesten parallelt med skråningen og planet må ha utgående i selve skråningen. Glideplanet må derfor ha et fall som er slakere enn selve skråningen. For å få en utglidning må glideplanet være brattere enn friksjonsvinkelen for denne bergarten, slik at skjærkreftene er større enn friksjonskreftene (Hoek and Bray, 1981, Wyllie and Mah, 2004).

For å få en bakre avgrensning av berggrunnen må glideplanet enten ha utgående i øvre del av skråningen, eller møte et diskontinuitetssett som fører til en bakre avgrensning (Figur 2.1a). Laterale avgrensninger kan være i form av diskontinuiteter lateralt for berggrunnsblokken eller at glideplanet går gjennom en konveks del av en skråning (Figur 2.1b) (Hoek and Bray, 1981, Wyllie and Mah, 2004).

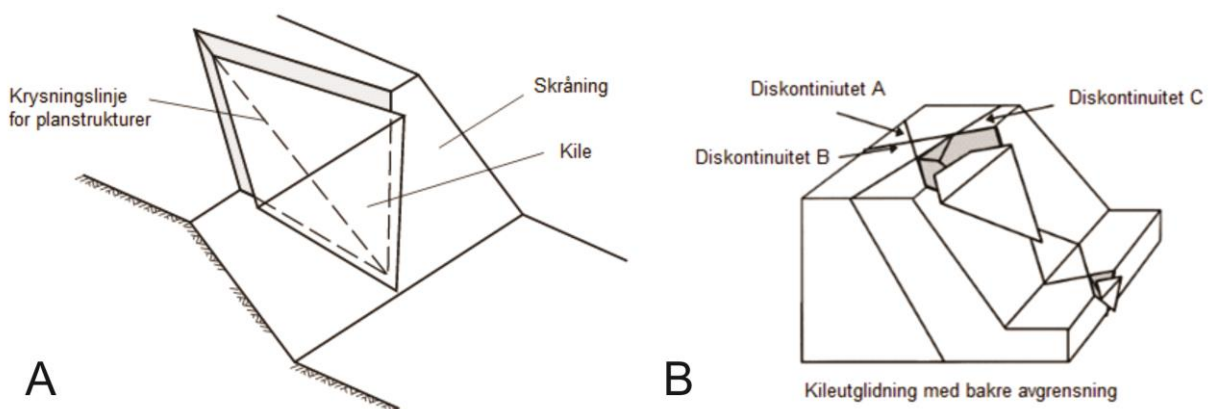


Figur 2.1 Illustrasjon som viser planutglidning. a) Ustabil skråning med planstruktur som har utgående i skråningen og avgrensnes av et bakre diskontinuitetssett. b) Planutglidning med lateral avgrensning. Modifisert etter Wyllie and Mah (2004).

2.2.2 Kileutglidning

En kileutglidning oppstår når to diskontinuiteter har strøk skjevt på en skråning slik at utglidning kan forekomme der diskontinuitetene møtes i en linje (Figur 2.2).

Fallretningen til skråningen må ha omtrent samme orientering som trenden til krysninglinjen og denne må ha utgående i skråningen. Skråningen må derfor være brattere enn krysninglinjen og krysninglinjen må være brattere enn den gjennomsnittlige friksjonsvinkelen til de to glideplanene. Den øvre delen av krysninglinjen må ha utgående i øvre del av skråningen (Figur 2.2a), eller møte et sprekkesett som fører til en bakre avgrensning (Figur 2.2b) (Hoek and Bray, 1981, Wyllie and Mah, 2004).



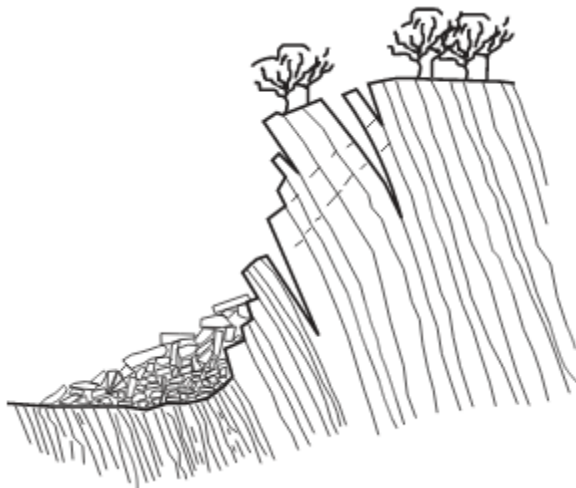
Figur 2.2 a) Illustrasjon som viser kileutglidning av to planstrukturer som møtes i en krysninglinje. Modifisert etter Wyllie and Mah (2004). b) Kileutglidning som viser tre ulike diskontinuitetssett der to av diskontinuitetssettene danner grunnlaget for en kileutglidning, og det tredje settet fungerer som en bakre avgrensning. Modifisert etter Kumsar et al. (2000).

2.2.3 Toppling

Toppling er en skredmekanisme som involverer rotasjon av en steinblokk ut fra et fast holdepunkt der gravitasjon er eneste drivkraft. I motsetning til planutglidning og kileutglidning, har ikke diskontinuitetene som adskiller blokkene utgående i skråningen, men har et bratt fall som går inn i skråningen (Goodman and Bray, 1976, Wyllie and Mah, 2004, Hungr et al., 2013).

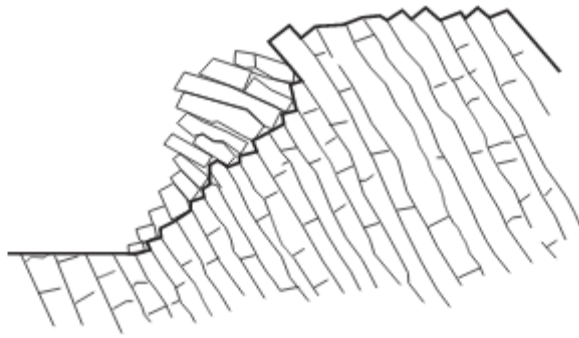
I henhold til Goodman and Bray (1976) finnes det flere typer toppling, fleksibel og blokk toppling er to hovedtyper.

Fleksibel toppling oppstår der bergrunnen er avgrenset av diskontinuiteter som faller bratt inn i skråningen slik at kolonner av stein kan brette av i det de blir bøyd fremover (Figur 2.3) (Goodman and Bray, 1976, Wyllie and Mah, 2004). Blokken vil brette av i det de kreftene som bøyer blokken fremover overgår kreftene som holder blokken på plass (Adhikary et al., 1997). Nedre del av skråningen er dekt av blokker uten noen spesiell orientering og det er vanskelig å identifisere en toppling mekanisme ved å kun se på løsmaterialet (Wyllie and Mah, 2004).



Figur 2.3 Illustrasjon av fleksibel toppling. Blokken vil brette av når kreftene som bøyer blokken framover overgår kreftene som holder blokken på plass. (Goodman and Bray, 1976).

Blokk toppling oppstår der bergrunnen er avgrenset av diskontinuiteter som har et bratt fall som faller inn i skråningen og i tillegg er avgrenset av diskontinuiteter på tvers, som bestemmer blokkens høyde (Figur 2.4) (Goodman and Bray, 1976, Wyllie and Mah, 2004).



Figur 2.4 Illustrasjon av blokk toppling der diskontinuiteter på tvers bestemmer blokkens høyde (Goodman and Bray, 1976).

Blokkene som befinner seg i front av skråningen, blir dyttet framover av vekten fra de blokkene som ligger bak og fører til at toppling kan forekomme lenger opp i skråningen etter hvert som blokkene i front faller ut. Avsetningen til denne formen for toppling består vanligvis av steinblokker som ligger stablet oppå hverandre i et mer sortert mønster enn hos fleksibel toppling (Wyllie and Mah, 2004).

2.3 Deep seated gravitational slope deformation (DSGSD).

Definisjonen *Deep seated gravitational slope deformation* (DSGSD) stammer fra studier på fjellskred i alpene. DSGSD er store til ekstremt store deformasjoner som påvirker dalsider med høyt relieff. De kan ha et dyptliggende glideplan som kan overgå 200-300 m i dybde og strekke seg helt opp til skråningens rygg (Crosta et al., 2013). De opptrer i flere bergartstyper, men er mest vanlig i folierte metamorfe bergarter og mindre vanlig i karbonatrike og granitoide bergarter (Agliardi et al., 2012). De gjenkjennes gjerne med vedvarende lineære morfostrukturelle element, disse er gravitative i opphav og følger gjerne preeksisterende tektoniske sprekkesett. Ulike morfologiske landformer som er typisk for slike områder er dobbelrygger (*doubled ridges*) eller multiple rygger, skrenter (*scarps*), grøfter (*trenches*) og åpne tensjons-sprekker som er element som er dannet i forbindelse med tensjon i øvre deler av skråningen. Antiskrenter (*Counterscarps*) er ofte vanlig å gjenkjenne i midtre deler av skråningen og folder eller sterkt oppsprukne bergmasser som er dannet i forbindelse med kompresjon er vanlig i nedre deler av fjellskråningen (Chigira, 1992,

Agliardi et al., 2009). DSGSD kan være enslige fenomen, eller to eller flere DSGSD kan være lokalisert ved siden av hverandre og på denne måten dele de samme morfologiske grensene. De kan ha forskjellige aldre og dermed representere to eller flere stadier av ustabilitet (Agliardi et al., 2012).

Studier av ustabile fjellparti og fjellskred i Alpene og andre fjellområder i verden har mange likheter med ustabile fjellparti i Norge. Flere ustabile fjellparti langs den nordøstlige delen av Kåfjorden i Lyngen, Troms, kjennetegnes ved typiske morfostrukturer som dobbelrygger, grøfter, skrenter og antiskrenter og kan derfor bli sammenlignet med DSGSD (Bunkholt et al., 2013f). Slike fenomener er utbredt i aktive orogeniske settinger og forekommer hovedsakelig i tidligere glasiale områder, men betydelig kontrollert av strukturer i berggrunnen. Geomorfologien og effekten av slike store ustabile fjellparti har vært gjenkjent i omtrent et århundre, men det er ikke før de siste tiårene at fenomenene har blitt studert mer nøye (Agliardi et al., 2012).

DSGSD har ofte lav deformasjonshastighet (vanligvis mm/år) i alpine og prealpine områder (Agliardi et al., 2001). Store og katastrofale fjellskred forekommer ofte i områder med DSGSD (Agliardi et al., 2009).

3 Metoder

3.1 Feltarbeid

I slutten av juni 2014 ble Adjet besøkt for første gang med hovedveileder og biveileder, men det meste av feltarbeidet ble gjort i august og september samme år da hoved- og biveileder var med en dag. Feltarbeid ble utført fra 18-27 august, 30-31 august, 7-8 september og 13-17 september, alt i alt 19 dager, der 5 dager ble brukt på den sørøstlige delen av Adjet og 14 dager på den nordvestlige delen.

Formålet med feltarbeidet var å få en strukturell, geomorfologisk og berggrunnsgeologisk forståelse over skredområdet. Adjet er et stort og bratt fjellparti som stedvis kan være lite tilgjengelig. Observasjoner ble fotografert og skissert. Strukturelle sprø og duktile elementer ble målt der det var mulig å komme til. Strukturmålingene ble gjort ved hjelp av et kompass av typen SILVA T15. Alle observasjoner og målinger ble georeferert til ved hjelp av GPS av typen Garmin 64st (Figur 3.1).

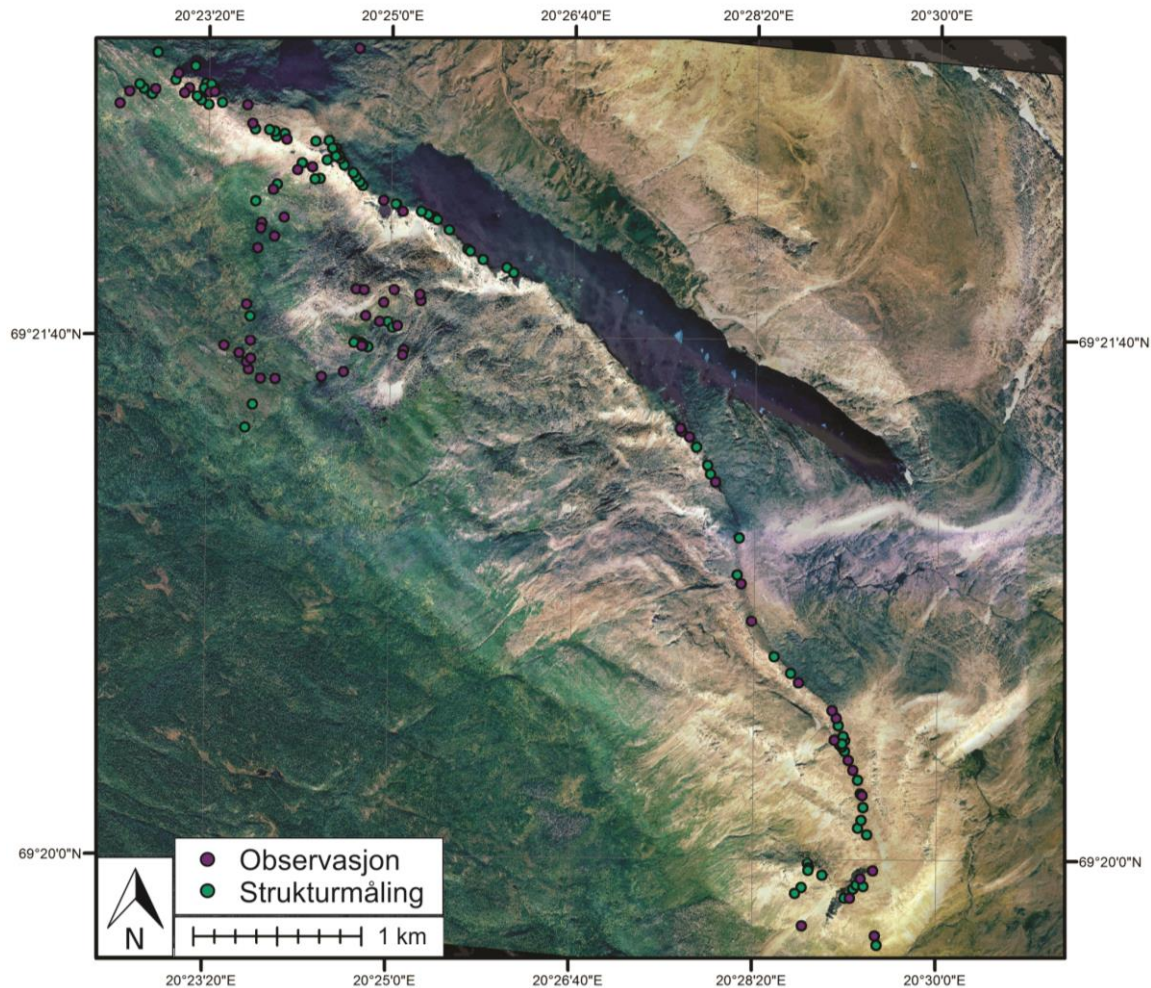
I tillegg til observasjoner i felt, ble området studert og fotografert fra helikopter i forbindelse med NGU sitt feltarbeid i Troms, sommeren 2014. Vi fikk også bilder som NGU hadde tatt fra området under deres feltarbeid sommeren 2011. Mye av grunnlaget for den senere dannelsen av et geomorfologisk, strukturgeologisk og berggrunnsgeologisk kart ble gjort i løpet av disse feltdagene.

Ved hver lokalitet ble det gjennomført minimum 20 strukturmålinger av sprekker og foliasjon. Dersom det var folder tilstede, ble foldeflanke, akseplan og foldeakse målt der det var mulig.

Strukturmålingene ble tatt ved hjelp av høyrehåndsregelen. Da angis strøket fra 0° til 360°. Strøket defineres som den horisontale retningen på planstrukturen. Fallet på planstrukturen er den maksimale vinkelen som planet faller, vinkelrett på horisontalen og er fra 0° til 90°. Fallretningen skal alltid ligge til høyre for strøket (Nilsen, 2007).

Strukturmålingene vi tok ble stereografisk fremstilt i et stereonett (Schmidt's net). Et stereonett er en planprojeksjon av en halvkule (undre halvdel) der linjer for meridianer og breddegrader er tegnet inn (Høeg et al., 2014). I et stereonett kan man fremstille plan og linjer i rommet. Et geologisk plan blir i et stereonett til en linje og en geologisk linje blir til et

punkt. Planstrukturer som sprekker og foliasjonsplan kan også vises som poler. Man kan tenke seg at planet tangerer kuleflaten og planet vil da bli visualisert som et punkt i stereonettet (Nilsen, 2005).



Figur 3.1 DEM som illustrerer GPS-punkt av observasjoner og strukturmålinger gjort i felt.

3.2 Kinematisk analyse

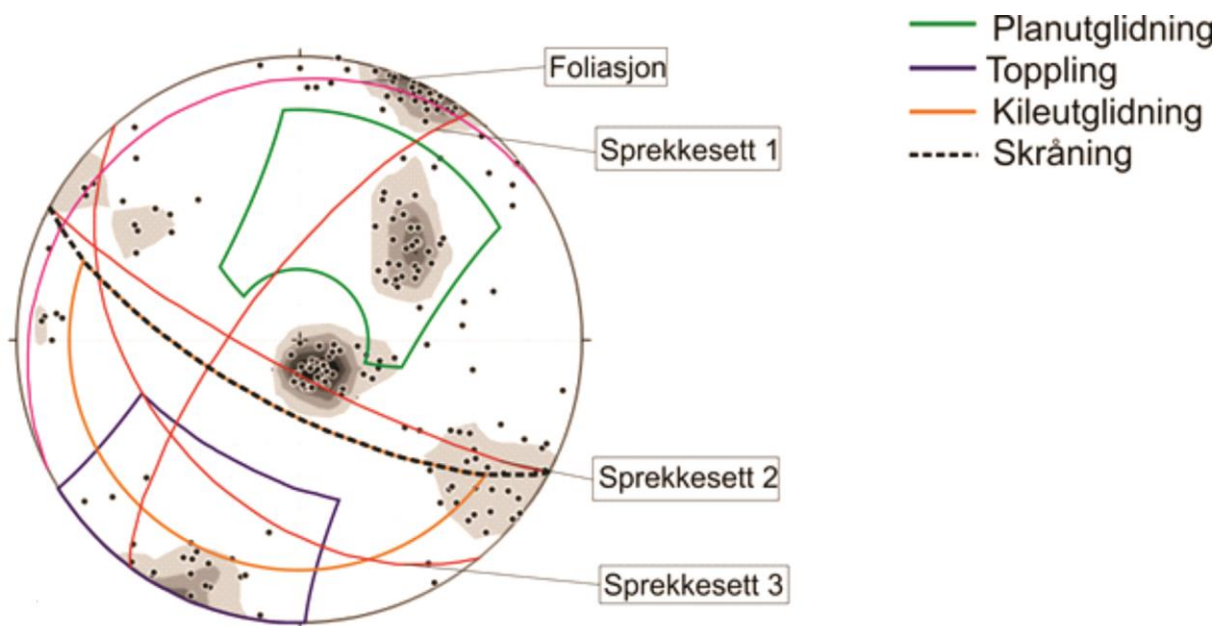
Målet med kinematisk analyse er å identifisere og definere hvilke former for stabilitetsproblem fjellsiden på Adjet er utsatt for, i hovedsak relaterer dette til utrasingsmekanismene presentert i kapittel 2.2, da denne metoden analyserer potensialet for at en steinblokk kan falle eller gli ut langs diskontinuiteter i berggrunnen.

For strukturelt kontrollerte ustabiliteter er en kinematisk analyse viktig for første analyse av skråningsstabilitet (Stead et al., 2006). Kinematiske analysetester ble utført i henhold til (Hoek and Bray, 1981, Wyllie and Mah, 2004), men med noe større retningsavvik for

planutglidning og toppling. For at geometriske forhold skal kunne føre til en planutglidning eller toppling må fallretningen til glideplanet/planstrukturen som avgrenser toppling, være relativt lik fallretningen til fjellskråningen. I dette studiet, vil et retningsavvik på $\pm 30^\circ$ brukes for toppling og planutglidning. Friksjonsvinkelen er satt til 20° da opptreden av breksje eller forkastningsmel langs glideplan kan føre til at friksjonen blir lav (Henderson et al., 2010). I tillegg har glimmerskifer med et høyt innhold av glimmer en typisk friksjonsvinkel mellom 20° - 27° (Wyllie and Mah, 2004). Fallet på fjellsiden varierer fra nordvest til sørøst, men en fallvinkel som representerer den bratteste fallvinkelen vil bli benyttet, for å være på den sikre siden.

Dette er de samme retningslinjene som NGU bruker når de gjør kinematisk analyse av fjellskred i Norge (Böhme, 2015, personal communication).

Et eksempel av en stereografisk kinematisk analyse kan ses i Figur 3.2. Stereonettet viser polene til foliasjon og tre ulike sprekkesett og gjennomsnittlig plan for disse strukturene. Skråningen er markert med svart stiplet linje og representerer fallet til fjellsiden. Det feltet som er markert i grønt betegner det området hvor en planutglidning kan forekomme. Dersom poler til plan faller innenfor dette området ligger forholdene til rette for en planutglidning. Dersom poler til plan faller innenfor feltet for toppling (markert med blått), ligger forholdene til rette for toppling. For at en kileutglidning skal forekomme må krysningslinjen til to plan falle innenfor feltet for kileutglidning (markert med orange). I Figur 3.2 ligger forholdene til rette for en planutglidning langs sprekkesett 3, toppling langs sprekkesett 2 og kileutglidning langs sprekkesett 1 og 3.



Figur 3.2 Illustrasjon av kinematisk analyse bestående av poler til tre ulike sprekkeseett og foliasjon, i tillegg til gjennomsnittlig plan for disse strukturene. I dette eksempelet ligger forholdene til rette for en planutglidning langs sprekkeseett 3, toppling langs sprekkeseett 2 og kileutglidning langs sprekkeseett 1 og 3.

3.3 Flyfoto og digitale elevasjonsmodeller

Strukturelle og geomorfologiske elementer ble kartlagt og tegnet inn på flyfoto i felt. Digitale og georefererte flyfoto er hentet fra www.norgeibilder.no (. Terrengmodeller er hentet fra www.norgei3d.no (. Illustrasjoner av Adjet ble laget av Harald Øverli Eriksen der DEM (digital elevation model) bildene og orthofotoene er fra Norges Kartverk, og konturlinjene er fra Norge Digitalt.

Stereobilder over Storfjord, nummer 009-011, ble også tatt i bruk. Disse er i målestokk 1:30 000 og ble tatt 6.8.1977 av Fjellanger Widerøe AS. Stereobilder blir brukt til å skape en illusjon av dybde ved bruk av et stereoskop. Denne teknikken ble brukt til å identifisere ulike landformer fra studieområdet.

Bilder fra helikopter ble tatt i forbindelse med NGU sitt feltarbeid i Troms (ROS-prosjektet) sommeren 2011, og en overflyvning sommeren 2014.

3.4 Programvarer

DEM, orthofoto, kart og konturlinjer ble lagt inn i ESRI ArcGIS versjon 10.2. ESRI's ArcGIS er et geografisk informasjonssystem (GIS) som er lagt for arbeid med kart og geografisk informasjon. De bildene som ikke allerede var georeferert, ble georeferert. Det referansesystemet som ble brukt var WGS 1984, UTM sone 34 N.

De innsamlede GPS punktene ble lagret i Garmin BaseCamp. GPS-koordinatene ble også lagret i Excel filer sammen med strukturelle målinger og observasjoner fra de enkelte GPS-punktene.

Corel Draw X5 er et vektorbasert tegneprogram som ble brukt til å tegne strukturgeologisk og geomorfologisk kart, samt til å lage ulike figurer.

Dataprogrammet Stereonet 9 ble brukt til å fremstille strukturmålinger fra felt. Dette programmet er laget av Richard Allmendinger ved Cornell University i New York, USA. Introduksjon

4 Berggrunnen og indre struktur i studieområdet

4.1 Introduksjon

I dette kapitlet vil berggrunnen og dens indre strukturer i studieområdet bli beskrevet. Det kaledonske skyvedekket, dvs. Kåfjorddekket, som Adjet er en del av (se kap 1.7) vil bli beskrevet først, etterfulgt av egne berggrunnsobservasjoner fra felt. Disse observasjonene blir fremstilt i et berggrunnskart over området. Deretter vil kaledonske strukturer i studieområdet bli beskrevet. Av disse inngår foliasjon, folder og andre duktile strukturelementer (linseformige lag, skjærsoner etc). Kapitlet avsluttes med å beskrive de post-kaledonske sprø strukturene som opptrer som forkastninger og sprekkesett i hele studieområdet.

4.2 Kaledonske bergarter og strukturelementer

Adjet består av bergarter tilhørende Kåfjorddekket, som er en del av Reisadekkekomplekset som befinner seg i øvre allokton (se kap 1.5). Reisadekkekomplekset består av nederst; Vaddasdekket, midterst; Kåfjorddekket og øverst; Nordmannvikdekket (se Figur 1.4). Vaddasdekket grenser mot det strukturelt overliggende Kåfjorddekket med en mylonittsone på 400 m tykkelse (Andresen, 1988, Zwaan, 1988). Metamorfosegraden øker fra bunnen til toppen av Reisadekkekomplekset (Corfu et al., 2014).

Nedre del av Kåfjorddekket består av marmor, metapsammiter og granatglimmerskifer. Øvre del domineres av mylonittiserte gneiser og godt folierte, linseformige lag av amfibolitt. Den metamorfe graden for dekket er midt til øvre amfibolitt facies (Andresen, 1988). Disse bergartene består av omdannede sedimentære og vulkanske bergarter (Zwaan, 1988).

4.3 Berggrunnen i studieområdet

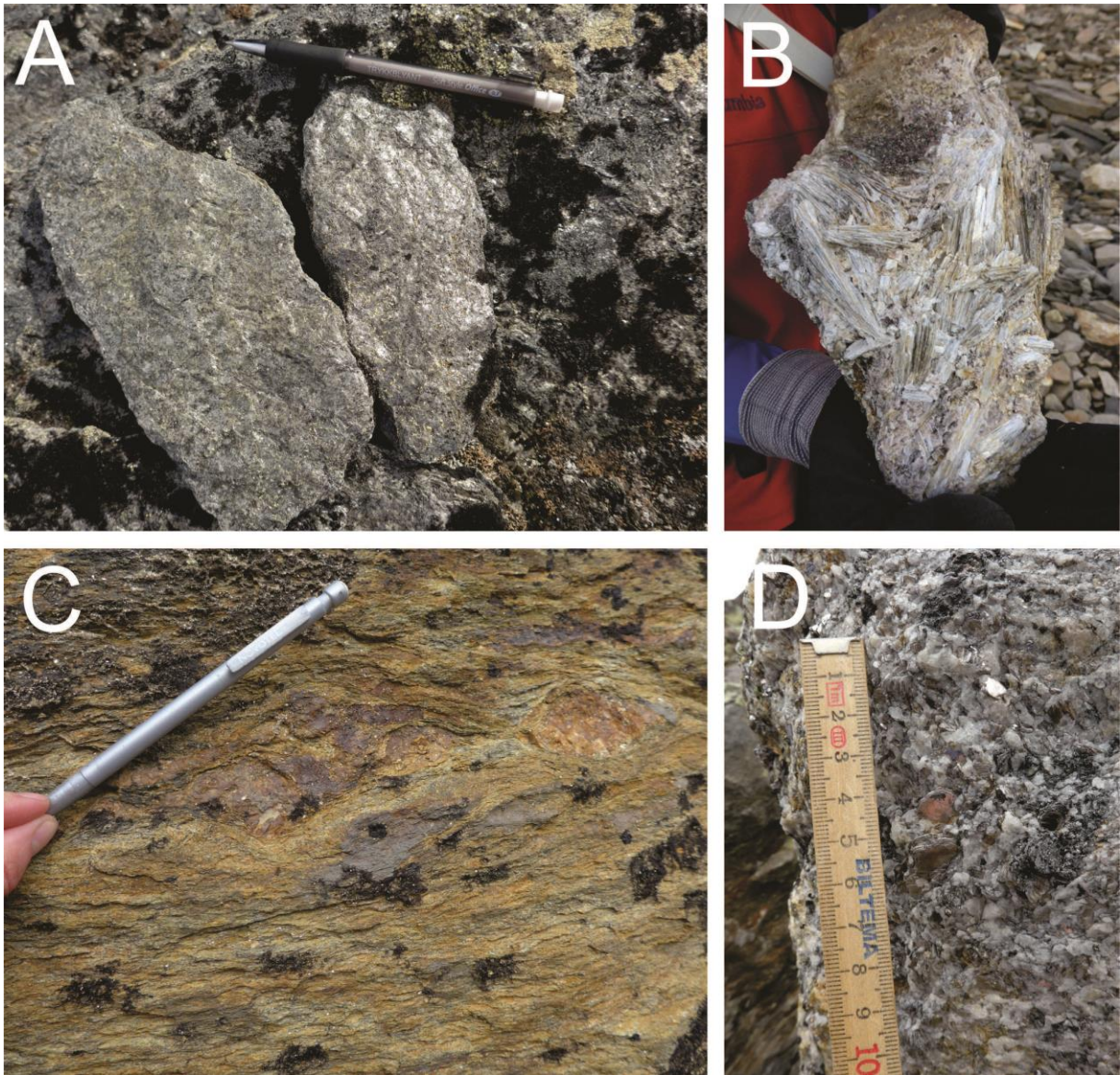
Berggrunnen i studieområdet består stort sett av godt foliert glimmerskifer med varierende innhold av muskovitt, biotitt, granat, feltspat og kvarts (Figur 4.1). Av glimmerminerale er det særlig muskovitt som dominerer og utgjør hovedmineralet i foliasjonen. I sørøst, på nordsiden av fjellryggen ble det også observert glimmerskifer med godt utviklet kyanittkrystaller. Kyanitt er et mineral som indikerer høyere metamorfosegrad (Blatt et al.,

2006). I stort sett hele området er berggrunnen preget av innfylte kvartsårer som både kutter og følger foliasjonen. Vi ser også kvartsårer som er foldet.

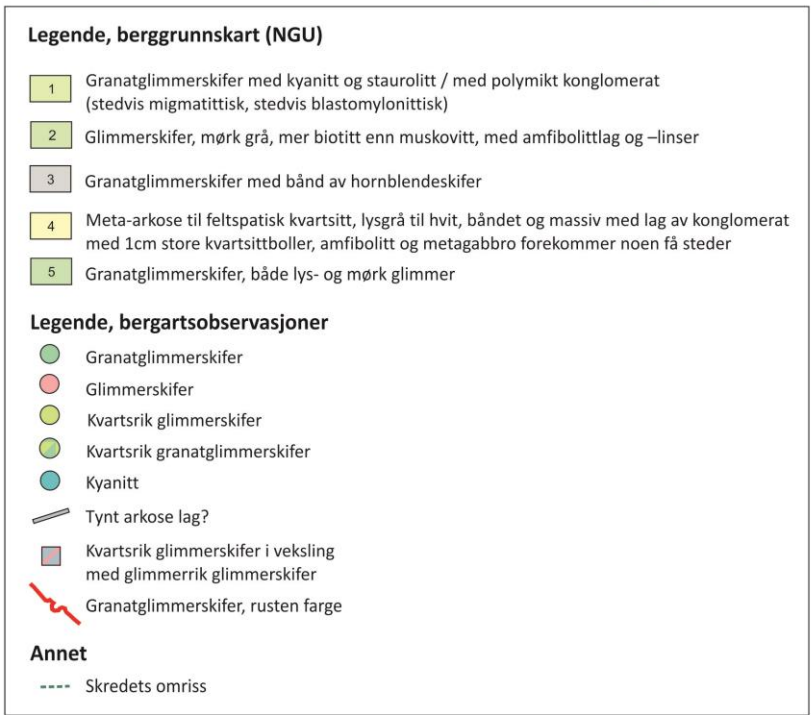
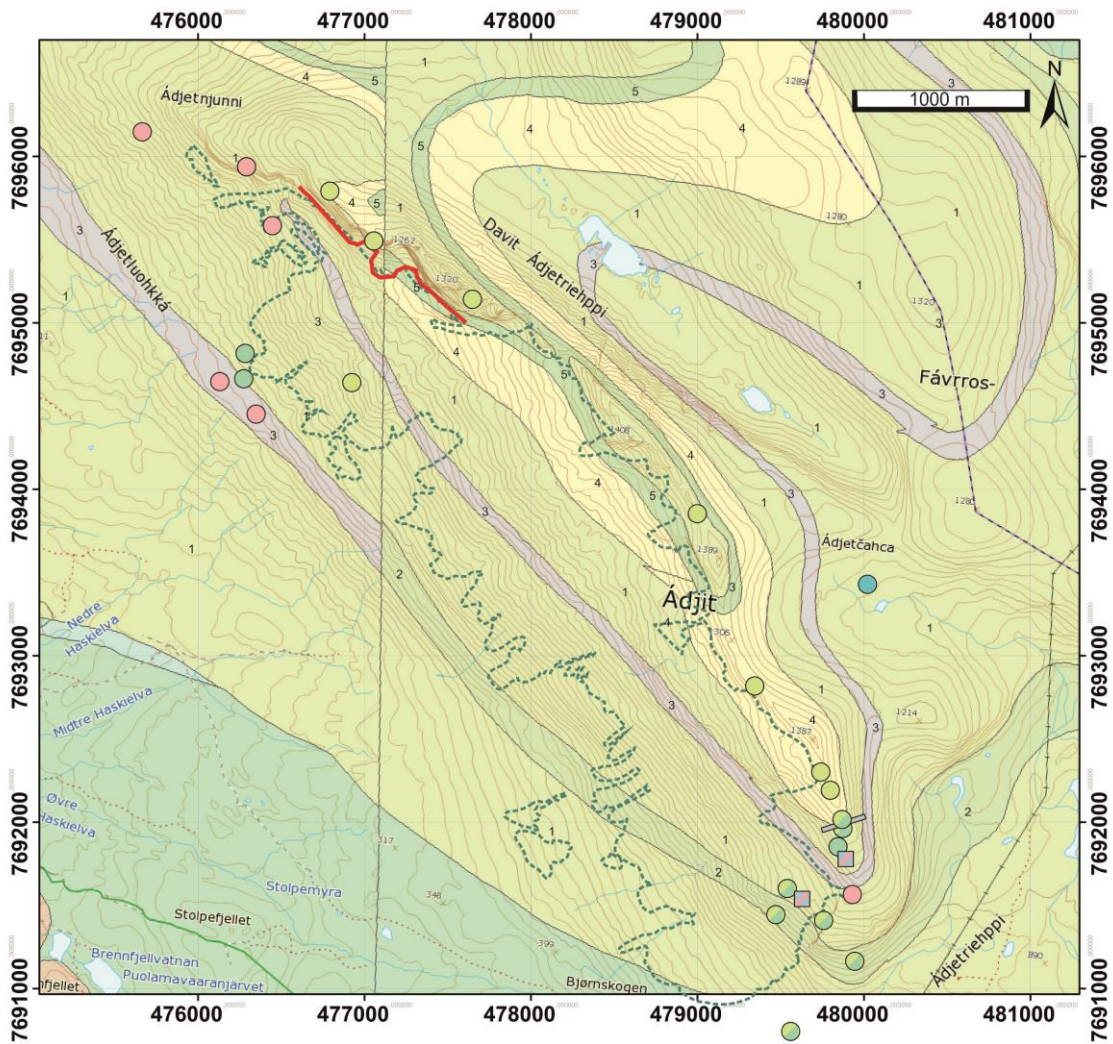
Figur 4.2 og figur 4.3 er sammenstilt fra berggrunnsobservasjoner gjort i felt og NGU's publiserte berggrunnskart over området. Øvre deler av Adjet består av kvarts-glimmerskifer, og under denne litologien finnes granatglimmerskifer med en rustrød farge. Det er usikkert hvor grensene til denne litologien befinner seg lenger sørøst langs ryggen av Adjet, men rustrøde skredavsetninger/steinbreer (kap. 5.5) som trolig har opphav fra denne litologien kan observeres under en markert bratt skrent (Figur 4.3c). I nordvestlige deler av Adjet er overflaten preget av forvittringsmateriale der denne litologien befinner seg. Under denne litologien er det også glimmerskifer, men som mangler den rustrøde fargen. Det er i denne litologien det ble observert småskala folder (se kapittel 4.4.2). Under denne litologien finnes en ny enhet av kvartsrik glimmerskifer, og denne kan observeres mellom de to store, tungeformede landformene i nordvestlige deler av Adjet (Figur 4.3b).

Berggrunnskartet fra NGU (Figur 4.2) viser en sammensetning som består av stort sett ulike typer glimmerskifer med høyere og lavere innhold av kvarts og glimmer, med litt innslag av meta-arkose. Det stemmer godt overens med våre observasjoner, men bergartsgrensene i NGU sitt kart sammenfaller ikke helt med våre observasjoner i felt (Figur 4.2 og 4.3). Kartet til NGU har også noen unaturlige grenser som antas å være feilkilder. Deler av studieområdet er også dekt av store mektigheter med skredmateriale som dekker til den underliggende berggrunnen, slik at bestemmelse av bergartstype i dette området er vanskelig.

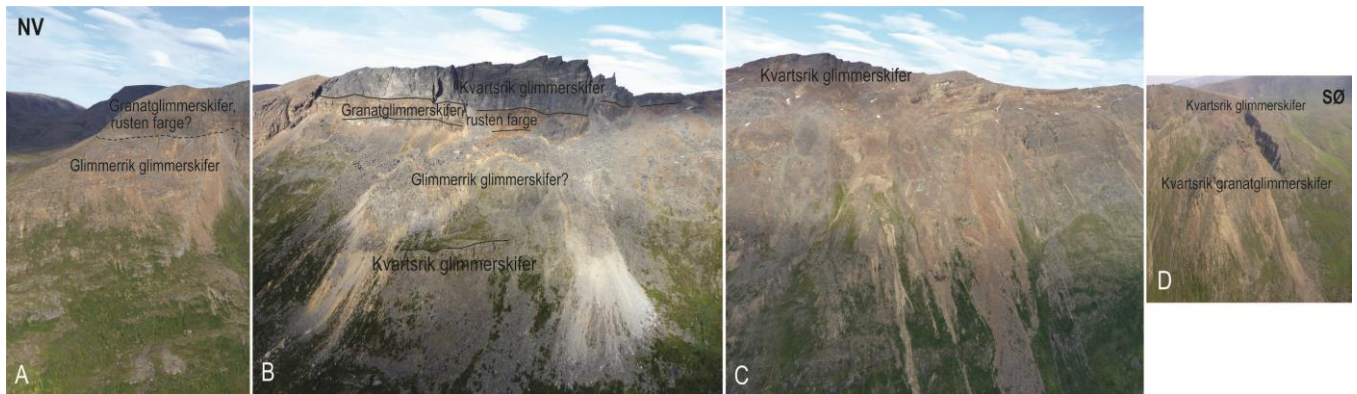
Fjellområdet Adjet har i stor grad form av et platåfjell, med tilnærmet horisontal foliasjon og vekslende litologisk sammensetning. Svake bergarter blir som regel erodert bort eller forvitrer raskt, slik at de danner de lavest liggende delene av terrenget, mens hardere bergarter står ut som terrasser i terrenget (Domaas and Grimstad, 2014). I studieområdet danner den glimmerrike glimmerskiferen lavere deler av terrenget mens den kvartsrike glimmerskiferen som er hardere, står ut som en eller flere markerte terrasser i terrenget. Dette kan bl.a. observeres mellom de to store, tungeformede landformene i Figur 4.3b.



Figur 4.1 Fotografier som viser ulike litologier i studieområdet. a) Finkornig, lys glimmerskifer b) glimmerskifer med godt utviklele kyanitt-krystaller c) rustenrød glimmerskifer med kvartsrike linser d) glimmerskifer med innslag av muskovitt og kvarts krystaller.



Figur 4.2 Berggrunnskart over Adjet hentet fra NGU sine nettsider (www.geo.ngu.no/kart/berggrunn/), i tillegg til egne bergartsobservasjoner fra feltarbeid.



Figur 4.3 Fotografier som viser ulike folierte tektono-stratigrafiske enheter/litologier i studieområdet. Merk at landskapet har platåform.

4.4 Kaledonske strukturer

4.4.1 Foliasjon

De kaledonske dekkebergartene har en tydelig horisontal til subhorisontal foliasjon i den intakte berggrunnen i nesten hele studieområdet (Figur 4.4). Denne foliasjonen (benevnt S1) er parallell med de lagdelte litologiske vekslingene (S0) man finner mellom ulike glimmerskifere og metapsammiter, hvilket antyder at foliasjonen er lagparallell. Primær lagdeling (S0) kan kun observeres i områder der småskala, isoklinale folder opptrer (se kap. 4.4.2), og da er S1-foliasjonen parallell med akseplanet til foldene. S1-foliasjonen er godt definert og vi ser den i stort sett hele området. Med mindre annet er nevnt, er det S1-foliasjonen det er snakk om når foliasjonen omtales senere i oppgaven, da denne er mest utbredt.

Foliasjonsdata fra intakt berggrunn i bakkdelen av skredområdet er vist i Figur 4.5. I den nordlige delen av Adjet er strøket på foliasjonen omtrent NNV-SSØ og et slakt fall (0-20°) mot ØNØ og VSV. I den sørlige delen av Adjet varierer strøket på foliasjonen mellom NNV-SSØ til NØ-SV og slakt fall (10-30°) mot VSV til NV.

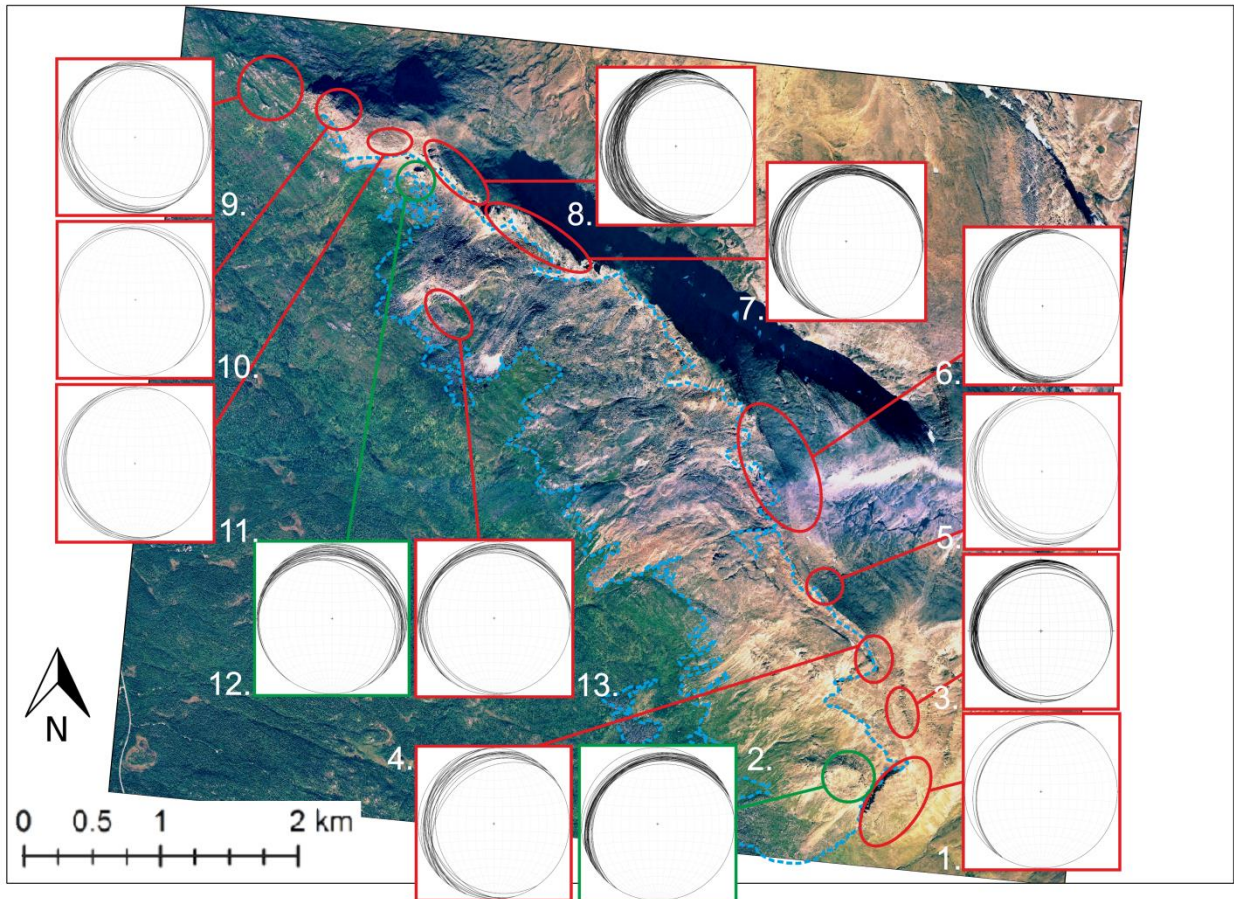
Variasjoner i orientering av foliasjonen er viktig å påvise for å kunne si noe om dens betydning for skredhendelsene i området. Foliasjonsdata ble samlet inn hovedsakelig i den intakte berggrunnen i bakkant av skredet, stort sett langs hele fjellryggen med unntak av et mindre fremkommelig område i midtre deler av fjellryggen. Noe foliasjonsdata ble også

samlet i delvis utraste berggrunnsblokker². Selve skredet i nord består stort sett av løst materiale i form av steinbreer og loper av gammelt skredmateriale, (se kap. 5.4) noe som gjorde det vanskelig å skaffe orienteringsdata fra utglidd materiale. Men i sørøstlige deler av området er det tre større tilsynelatende intakte delvis utraste berggrunnsblokker omgitt av utraste løsmasser, og her var det mulig å samle inn foliasjonsdata der terrenget ikke var for bratt.



Figur 4.4 Foto fra den nordlig delen av Adjet, som viser godt folierte glimmerskifer med foliasjon som faller slakt mot SSV.

² Delvis utraste berggrunnsblokker blir nærmere forklart i kap. 5.4.3.



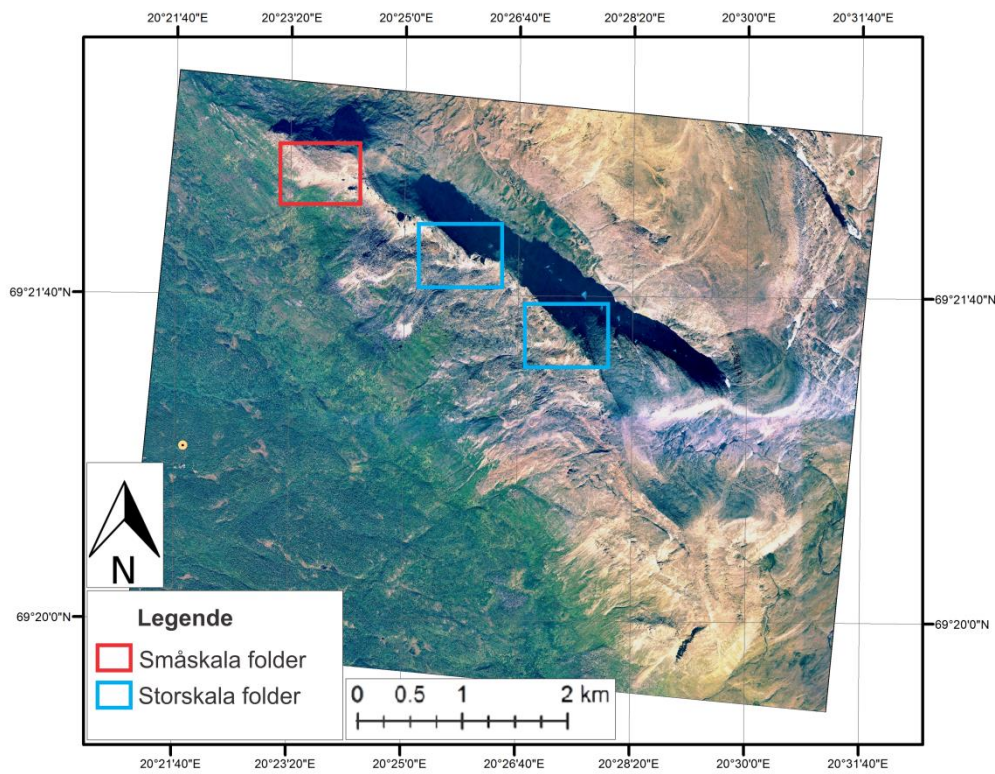
Figur 4.5 Kart som viser foliasjonens orientering på Adjet. Røde rammer av stereonett viser orienteringen i intakt berggrunn, mens de grønne rammene viser orienteringsdata i løse berggrunnsblokker innad i skredet. Merk at stereonettene er nummerert, da disse vil bli referert til senere i oppgaven.

4.4.2 Folder

Det ble observert storskala og småskala folder i studieområdet. Småskala folder opptrer i nordvestlige deler av fjellryggen mens storskala folder opptrer litt lenger sørøst (Figur 4.6). Innholdet av folder og deres lokalisering kan være viktig for å forstå de utraste skredmassene i Adjet.

Berggrunnen der småskala folder ble observert, består av glimmerskifer med høyt innhold av muskovitt og biotitt. Disse er tette, intrafoliale folder som synes å folde lag av vekslende litologier, dvs. som er eldre enn hovedfoliasjonen (S1) i bergartene, trolig primær lagning. Begrunnelsen for at dette kan være en eldre lagstruktur, er at hovedfoliasjonen (S1) sammenfaller med akseplanet til slike folder. I slike tilfeller tolkes foldene å være F1, og ha foldet opprinnelig lagning (S0) som nå kun er synlig i hengselssonene til foldene, mens

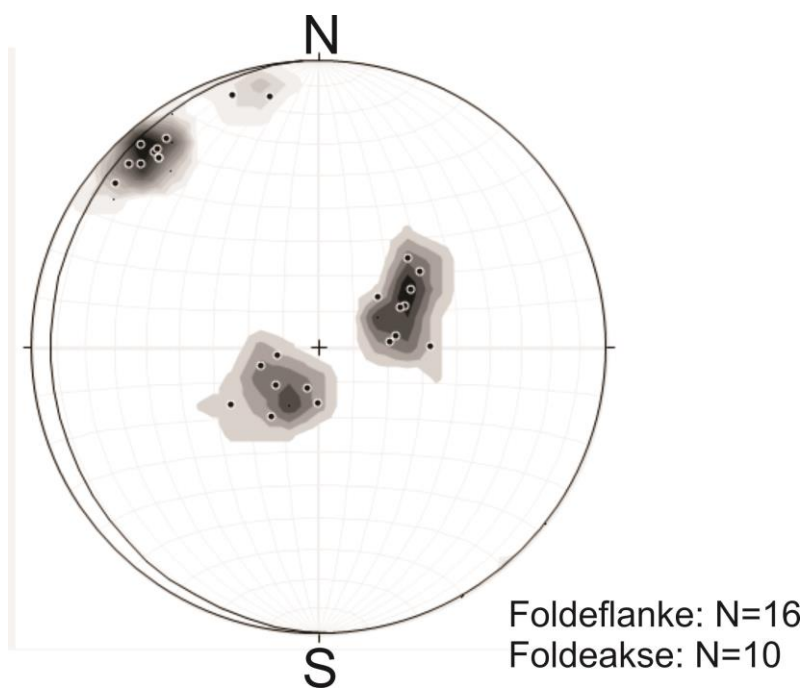
hovedfoliasjonen i bergartene (S1) er tilnærmet horisontalt og parallell med akseplanet og lokalt mer sammenpressede foldeflanker.



Figur 4.6 Kart som viser området hvor vi så småskala og storskala folder.

Gjennomsnittlig orientering på foldeflankene til småskala tette folder er $150^{\circ}/28^{\circ}$ og $299^{\circ}/17^{\circ}$. Foldeaksene stuper svakt mot NV, mens gjennomsnittlig akseplan for foldene er orientert: $177/8$. Det vil si at akseplanet er relativt horisontalt og foldene klassifiseres som tilnærmet liggende. Foldene er asymmetriske og lukkede da foldeflankene ikke er et speilbilde av hverandre. Vinkelen mellom foldeflankene er 45° , noe som betyr at foldene karakteriseres som lukkede folder (Figur 4.7). En fold defineres som lukket dersom vinkelen mellom foldeflankene er mellom 70° og 30° (Twiss and Moores, 2006).

Storskala folder kan ses to steder langs godt eksponerte fjellvegger lenger sørøst (Figur 4.9 og 4.10). Ut i fra Figur 4.9 og 4.10 kan vi se at også disse foldene er overblikket og lukket til nesten isoklinale og har et akseplan som er horisontalt til subhorisontalt. De tolkes å være storskala uttrykk for de samme observerte småskala, intrafoliale foldene (F1).



Figur 4.7 Stereonett (Schmitt nett, undre halvku) som viser konturplott av poler til foldeflanker (i midten), foldeakser (stupning mot NV) og akseplan (storsirkel). Disse målingene ble tatt i de småskala foldene.



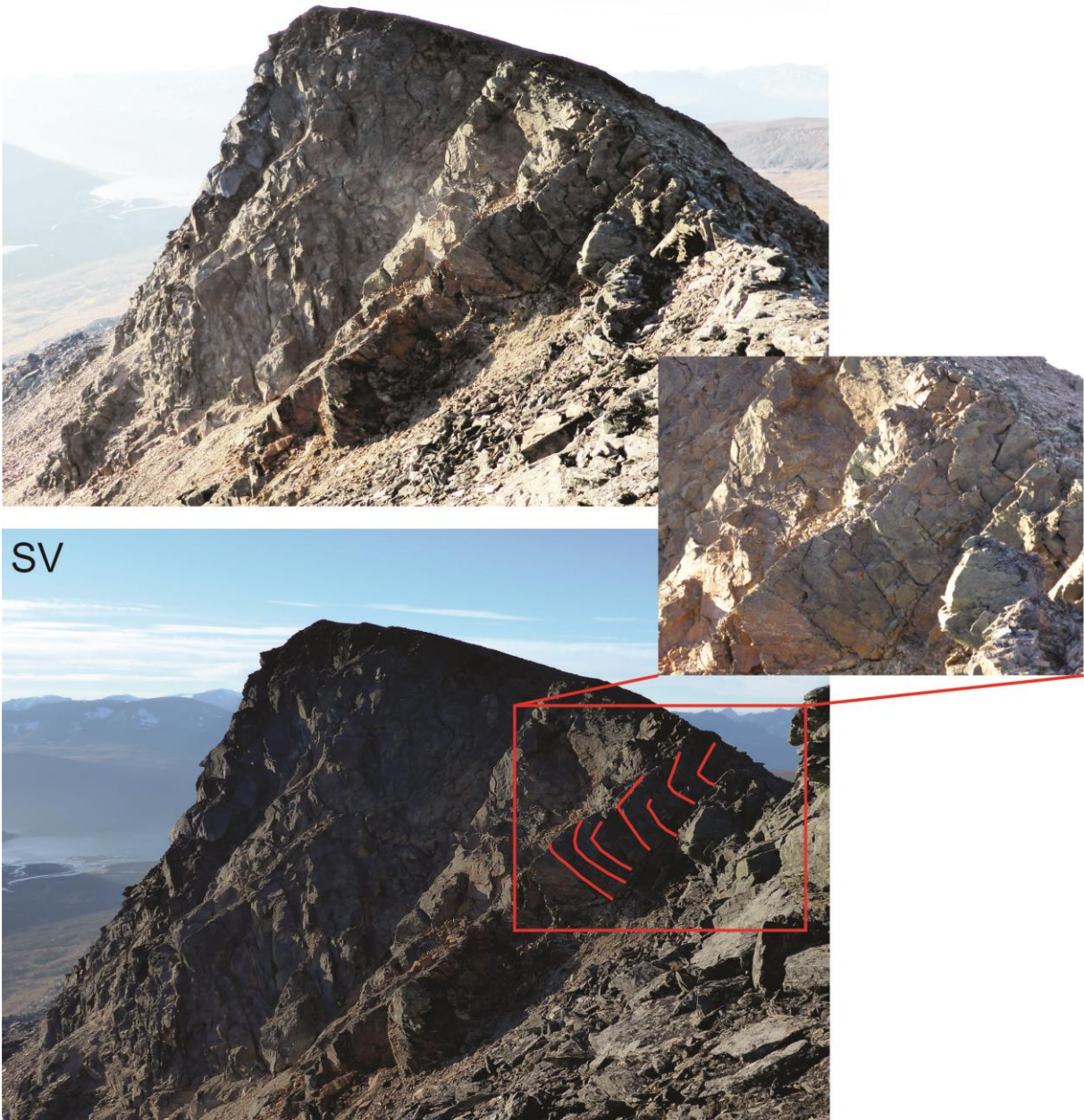
Figur 4.8 Foto av småskala folder i nordvestlige deler av fjellryggen.



Figur 4.9 Foto av storskala folder i fjellvegg, observert lenger sørøst for småskala folder. Foldene er overbikket og lukket til nesten isoklinale med et akseplan som er omtrent horisontalt.

SV

NØ



Figur 4.10 Foto av storskala folder observert i fjellvegg i midtre deler av fjellryggen. Øverste bilde viser eksponert fjellvegg uten foldeinntegninger, mens nederste bildet er det samme bildet med foldeinntegninger. Foldene er ikke godt definerte i dette området, og kan bare observeres i deler av blotningen.

4.4.3 Boudiner

De folierte dekkebergartene i Adjet er ikke alltid kontinuerlig utholdende og ensartet sammensatt, men kan være både uregelmessige, linseformige og med store tykkelsesvariasjoner. Linseformige enheter av amfibolitt (størrelse opptil omtrent 10x2m) og kvarts i glimmerskifrene (størrelse opptil omtrent 1x0,5 m) er påvist flere steder. Slike linser

har forårsaket orienteringsvariasjoner i hovedfoliasjonen ved lokalt doming og folding av denne og hvor linsenes lengste akse er parallell med hovedfoliasjonen (Figur 4.11 og Figur 4.12). De geometriske forholdene antyder at slike strukturer kan være boudinage (Twiss and Moores, 2006) og i så fall være dannet før eller samtidig med innskyvningen av de kaledonske dekkene.

Boudiner er oppdelte lineære segmenter som opprinnelig dannet et kontinuerlig lag. Boudinage er prosessen som danner boudinene (Twiss and Moores, 2006). Boudinene dannes ved lag-parallell ekstensjon der lagene blir utsatt for ekstensjon slik at de bryter opp i fragmenter. For at dette skal skje, må det være en viskositetskontrast mellom laget som danner boudins og matriks. Boudiner dannes i plastiske regimer, der matriks kan deformeres ved hjelp av plastiske deformasjonsmekanismer (Fossen, 2013). Kvartsrike lag/enheter og amfibolitt har høyere viskositet (kompetanse) enn de omkringliggende glimmerskifrene og derfor ligger forholdene til rette for at boudiner kan dannes når bergartene utsettes for ekstensjon ved relativt høye trykk og temperaturer.



Figur 4.11 Foto av kvartsårer i glimmerskifer som danner linse-formede boudiner.



Figur 4.12 Foto av amfibolitt i glimmerskifer som danner linseformede boudiner. Omkringliggende foliasjon foldes som følge av linsedannelsen.

4.5 Post-Kaledonske strukturer

4.5.1 Sprø forkastninger og sprekker

Den kaledonske berggrunnen i studieområdet kuttet av en rekke sprø forkastninger og sprekker. Vi kunne observere sprekker i hele studieområdet. De opptrer i alle skalaer og i alle bergarter. Langs fjellryggen danner de alt fra smale sprekker uten tegn til åpning, til sprekker med opptil 1-2 meters åpning (Figur 4.13). Sprekkene er stort sett vertikale til subvertikale. Det er ikke observert lineasjoner eller andre kinematiske indikatorer langs sprekkeplanene, men dette betyr ikke nødvendigvis at forkastninger ikke er til stede. I nordvest kan sprekker lett observeres i bakre fjellvegg/bakskrent. Både listriske og planare sprekkesett kan observeres, men flest planare (Figur 4.14). Noen av sprekkesettene kan også være sammensatte, ofte med motsatt fall og ca. 60° spiss vinkel, som antyder at de er konjugerte ((Twiss and Moores, 2006).

De mest utbredte sprekkesettene i den intakte berggrunnen bak skredet ble målt, samt i intakte deler av noen av de delvis utraste berggrunnsblokkene. Sprekkesettens orientering ble

også målt langs fjellryggen, med unntak av et mindre fremkommelig område i midtre deler av fjellryggen.

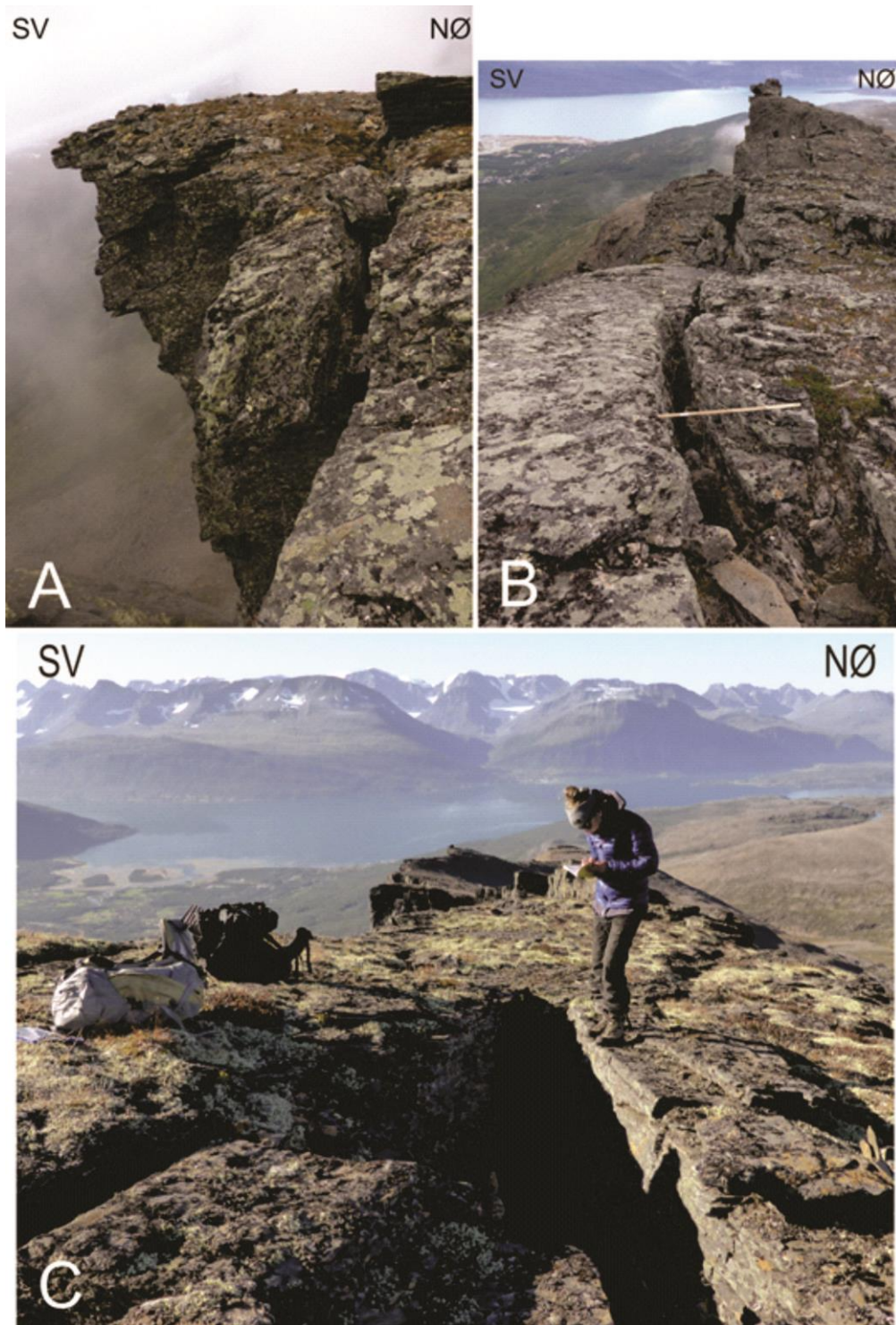
Sprekkene ble fremstilt i stereonett og fra disse (Figur 4.15) kan det observeres to hovedretninger for ulike sprekkeseett, henholdsvis VNV-ØSØ til NV-SØ og NNØ-SSV til NØ-SV, med steilt til subvertikalt fall, og i tillegg et subsidiært sprekkeseett med NV-SØ strøketning og slakt fall på omtrent 35°-50°. Det er mulig at det slakt hellende NV-SØ-lige sprekkeseettet og det NV-SØ-lige subvertikale sprekkeseettet er konjugerte. Strøket er relativt likt og vinkelen mellom sprekkeseettene er mellom 50°-65°. Figur 4.16 illustrerer godt relasjonen mellom de tre ulike sprekkeseettene som er målt langs ryggen på fjellene i bildet.

Sprekker og forkastinger i de nordvestlige delene av Adjet viser 2-3 godt definerte sprekkeseett (Figur 4.15, 4.14, 4.16, 4.17, 4.18, 4.19, og 4.22). De er stort sett vedvarende³ og variasjonen i orientering innad i de 2-3 ulike sprekkeseettene er relativt liten. Det er observert løst materiale på overflaten av det slakt hellende NV-SØ sprekkeseettet flere steder langs fjellryggen (Figur 4.17).

Det er en viss forskjell i opptreden av sprekkeseett i nordvest og i sørøst. Også den sørøstlige delen av Adjet viser tre dominerende sprekkeseett, men her finner man større variasjon i orienteringen av sprekkeseettene (Figur 4.20). Sprekkeseettene er også mindre vedvarende, men tettheten av sprekker er likevel stor. Større deler av berggrunnen er også stedvis tildekt av talus og forvitret materiale, slik at eksponert berggrunn er sjeldnere å observere (Figur 4.20).

Figur 4.21 viser lineament som er observert i berggrunnen fra stereobilder (kap 3.3), norgebilder (www.norgebilder.no) og norgei3d (www.norgei3d.no). Disse lineamentene sammenfaller relativt godt med strøket til målte sprekker i området. Baks-krenten som følger store deler av Adjets fjellrygg har også i høy grad den samme orienteringen (Figur 4.22).

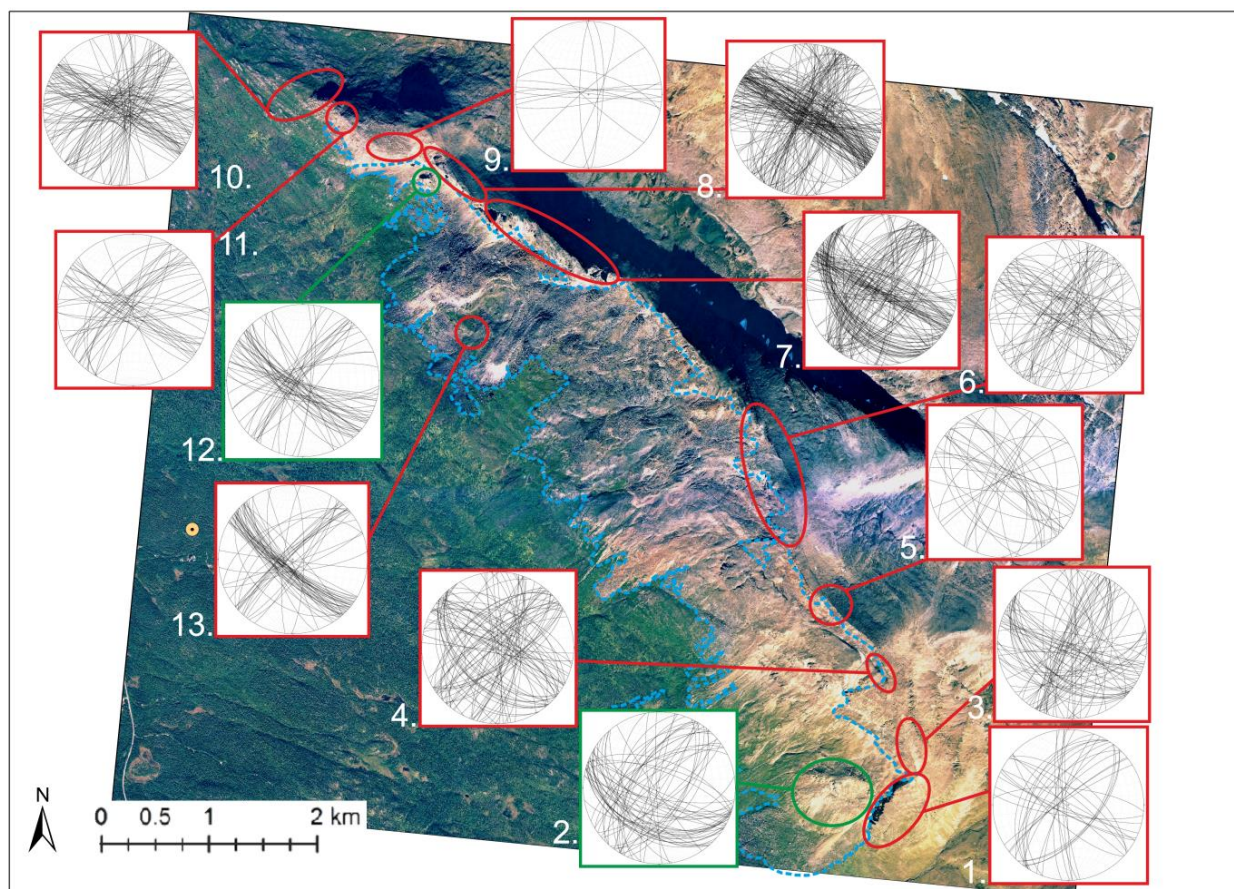
³Et sprekkeseetts vedvarenhet (*persistence*) beskriver den romlige utstrekningen, eller størrelsen til et sprekkeseett (Eberhardt et al., 2004).



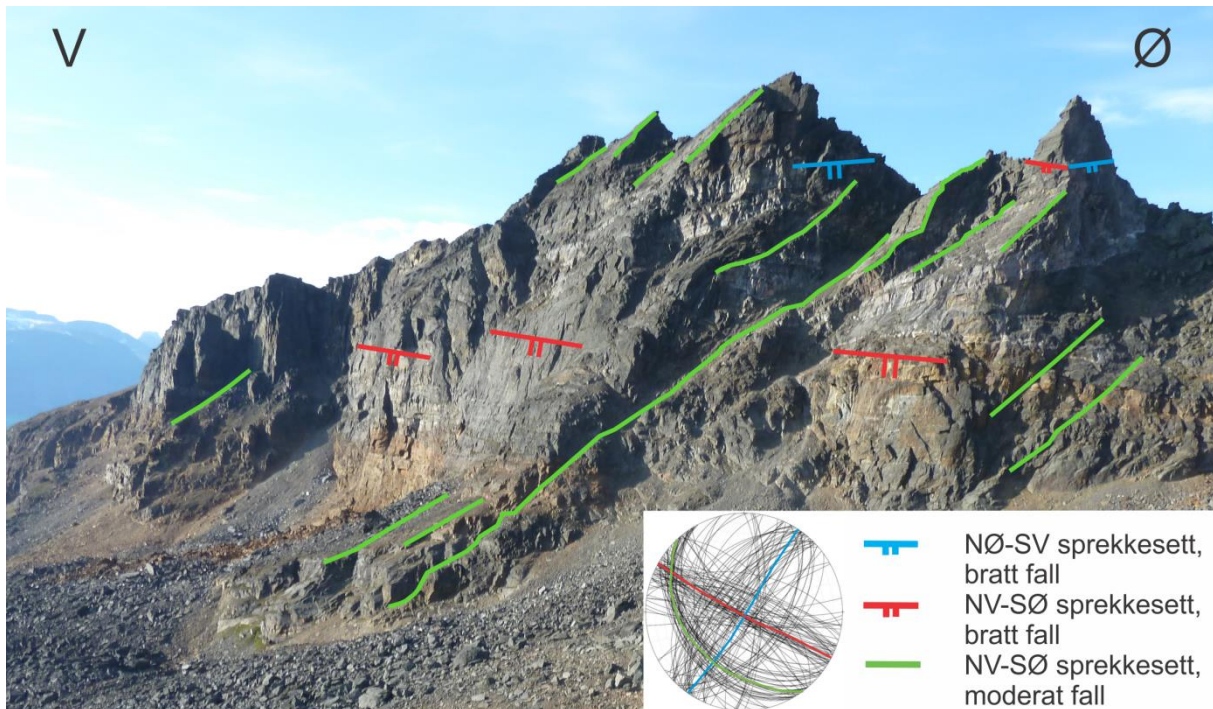
Figur 4.13 Fotografier av sprekker med opptil en meters mellomrom nær den bakre skrenten i nordvestlig del av Adjet.



Figur 4.14 Identifiserte post-kaledonske sprekker i bakveggen langs den nordvestlige delen av fjellryggen. Merk sprekkenes vedvarende natur.



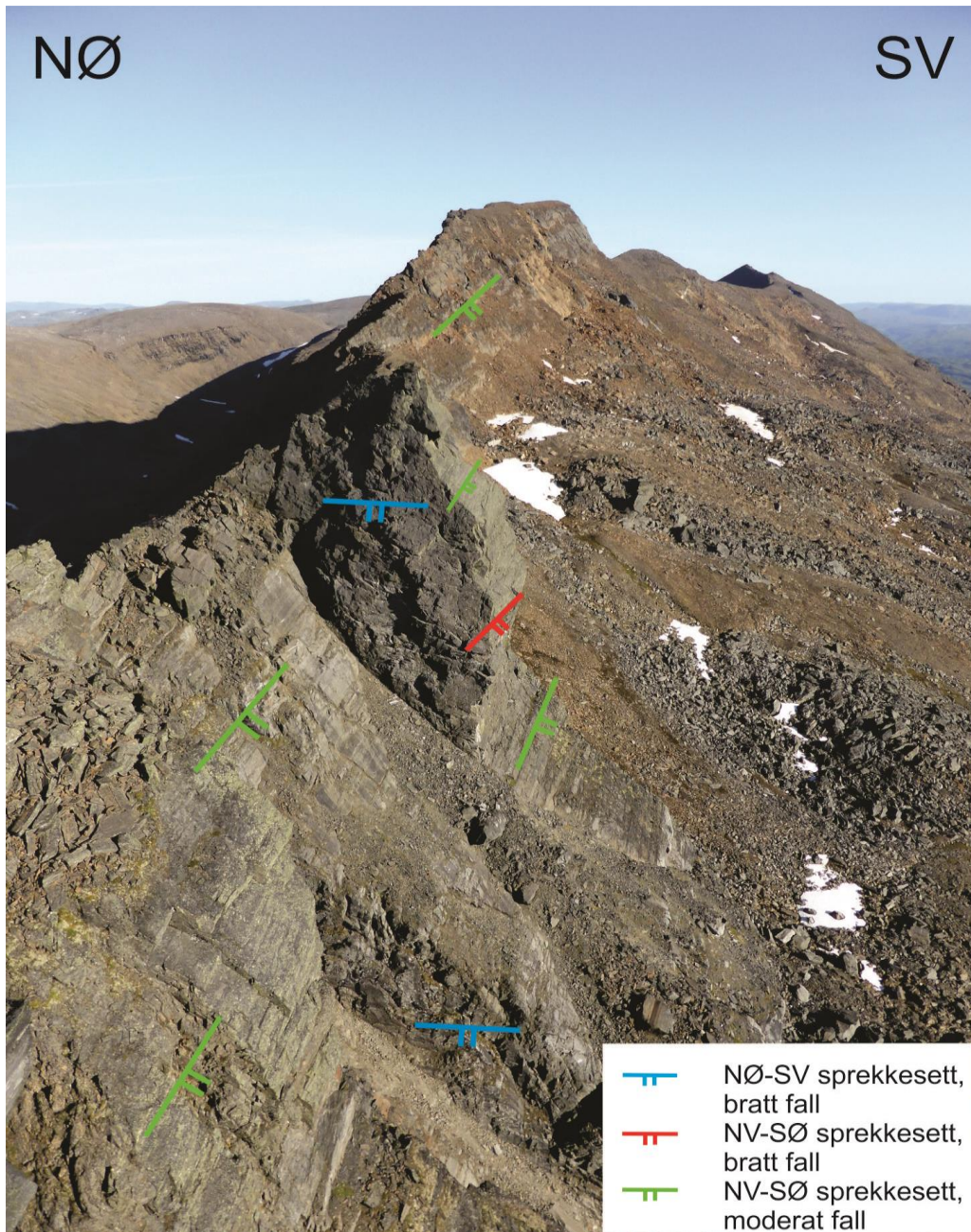
Figur 4.15 Oversikt over orienteringsdata i ulike delområder. Røde rammer av stereonett viser sprekkesett i fast berggrunn, mens de grønne rammene viser sprekkesett i delvis utraste berggrunnsblokker.



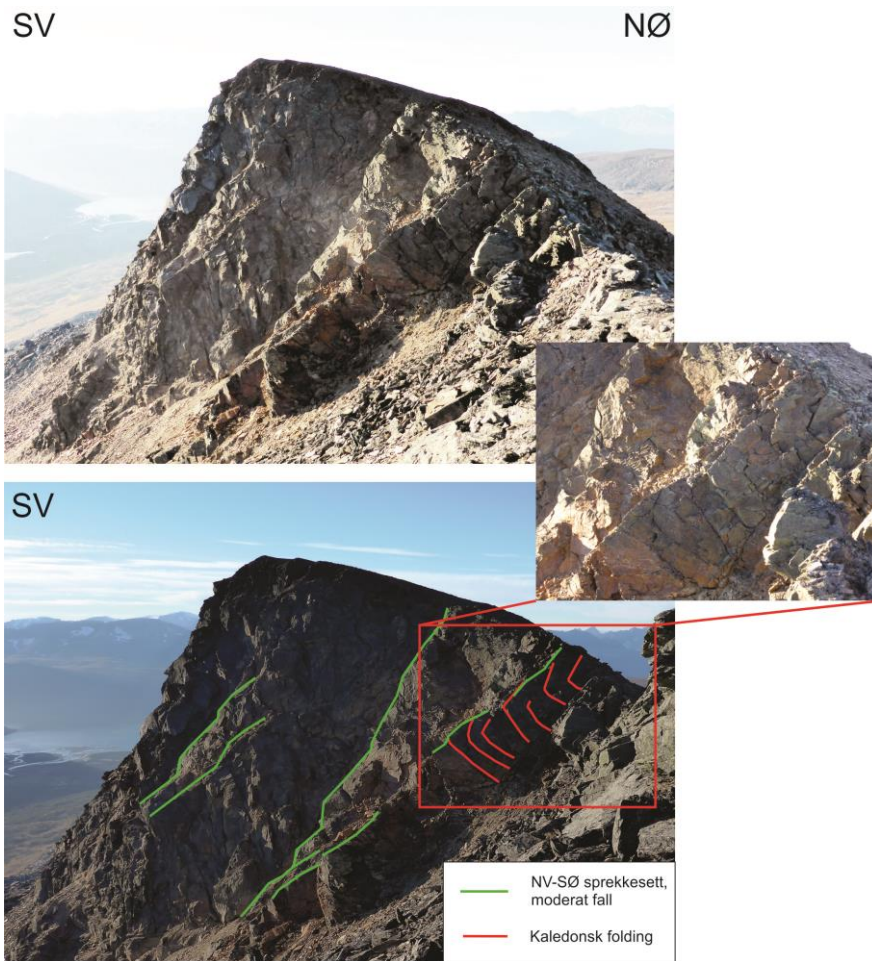
Figur 4.16 Foto av bakscrenten og toppene i den nordlige delen av Adjet, som viser tre dominerende, og vedvarende sprekkeseitt. Sprekkeseittene på bildet kan gjenkjennes på stereonettet som illustrerer sprekkeseittene som er målt i dette området. Det angitte stereonettet tilsvarer stereonet nummer 7 i Figur 4.15. Den blå linja representerer det steile sprekkeseittet som har strøk NØ-SV. Den røde linja representerer det steile sprekkeseittet med strøk NV-SØ. Den grønne linja representerer det antatt konjugerte sprekkeseittet med strøk NV-SØ og slakt fall på 35°-50° mot SV. Merk hvordan landskapet/topografien i det ustabile fjellpartiet gjenspeiler sprekkeseittenes orientering. Legg også merke til foldene som kuttes av det slakt hellende NV-SØ strykende sprekkeseittet.



Figur 4.17 Foto av slakt hellende NV-SØ strykende sprekkeseitt observert langs fjellryggen i nordvest. Dette avgrenses av bratt hellende NØ-SV strykende sprekkeseitt med steilt fall til høyre og venstre for slakt hellende sprekkeseitt i bildet. Merk opptreden av løst materiale langs overflaten av slakt hellende sprekkeseitt.



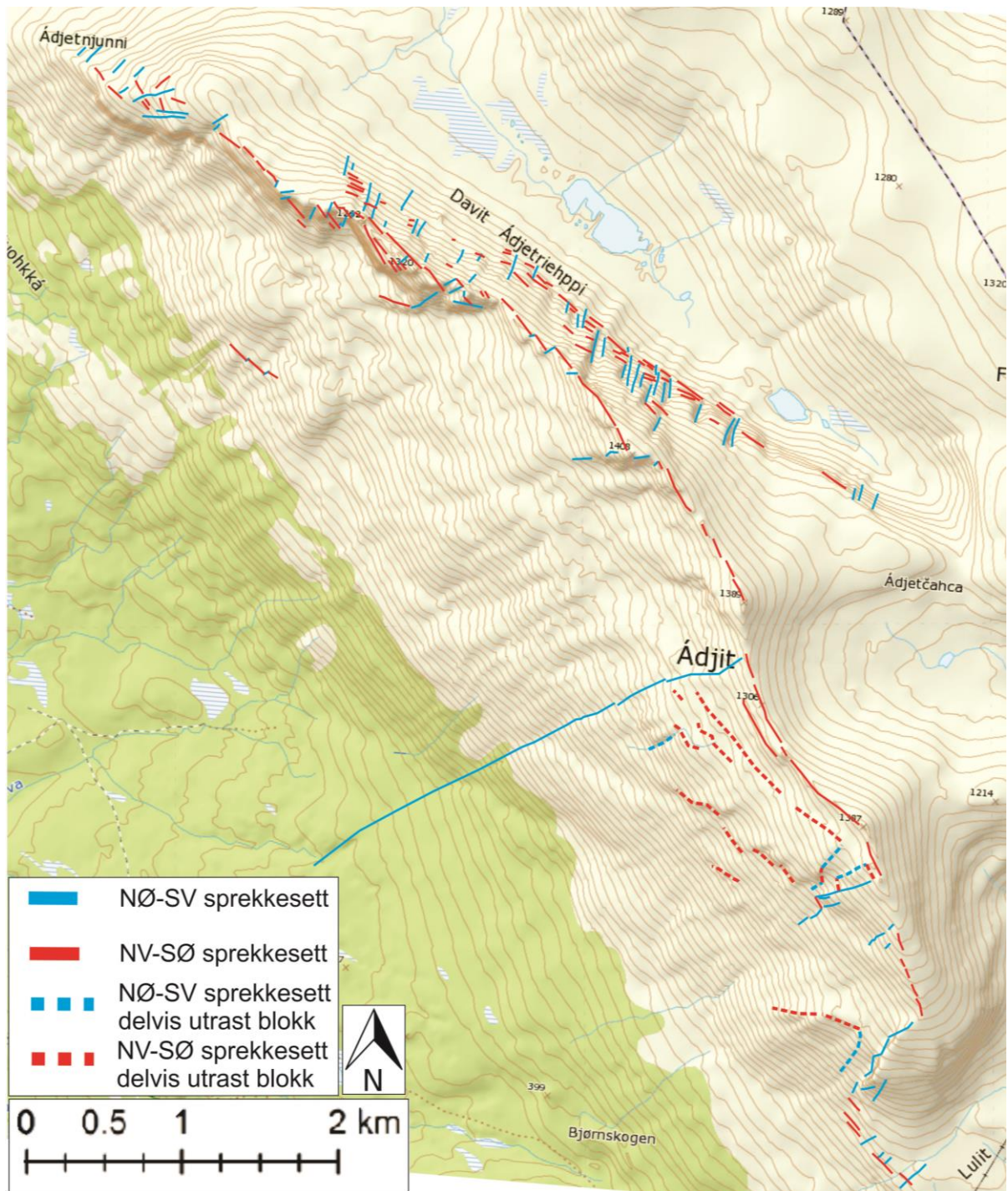
Figur 4.18 Foto av midtre deler av Adjets fjellrygg. Også her kan de samme sprekkeseittene som ble observert lenger nordvest (Figur 4.16) observeres i berggrunnen.



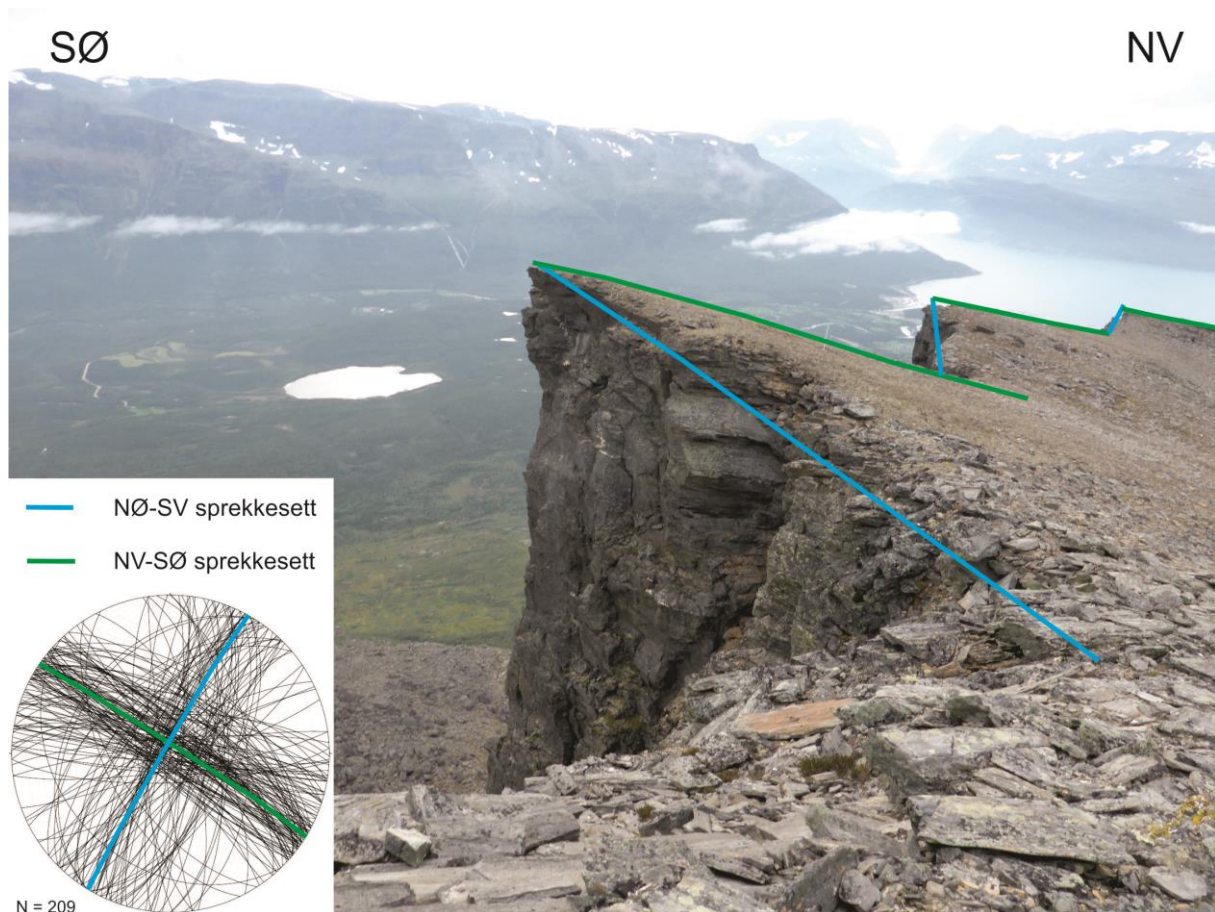
Figur 4.19 Foto som viser folder og moderat hellende NV-SØ strykende sprekkeseitt. Merk hvordan de slakt hellende sprekkene kutter foldeflankene.



Figur 4.20 Bildet viser sørvestlige deler av Adjet med stereoplot av sprekkeseitt som er målt i fast berggrunn langs ryggen. Vi kan se tre dominerende sprekkeseitt også her, men her er det større variasjon i orienteringen til sprekkeseittene. Dataene i stereonetet tilsvarer stereonet nummer 3, 4 og 5 i Figur 4.15.



Figur 4.21 Kart som viser orienteringen til lineament i berggrunnen i studieområdet. Lineamentene viser stor likhet med målte sprekker i området (Figur 4.16).



Figur 4.22 Foto av deler av bakre fjellvegg i nordvest. Orienteringen til bakre fjellvegg sammenfaller med sprø sprekkeseitt som er målt i området (se stereonett). Dataene i stereonettet tilsvarer stereonett nummer 8 i Figur 4.14.

5 Beskrivelse av morfologiske landformer i fjellskredet

5.1 Introduksjon

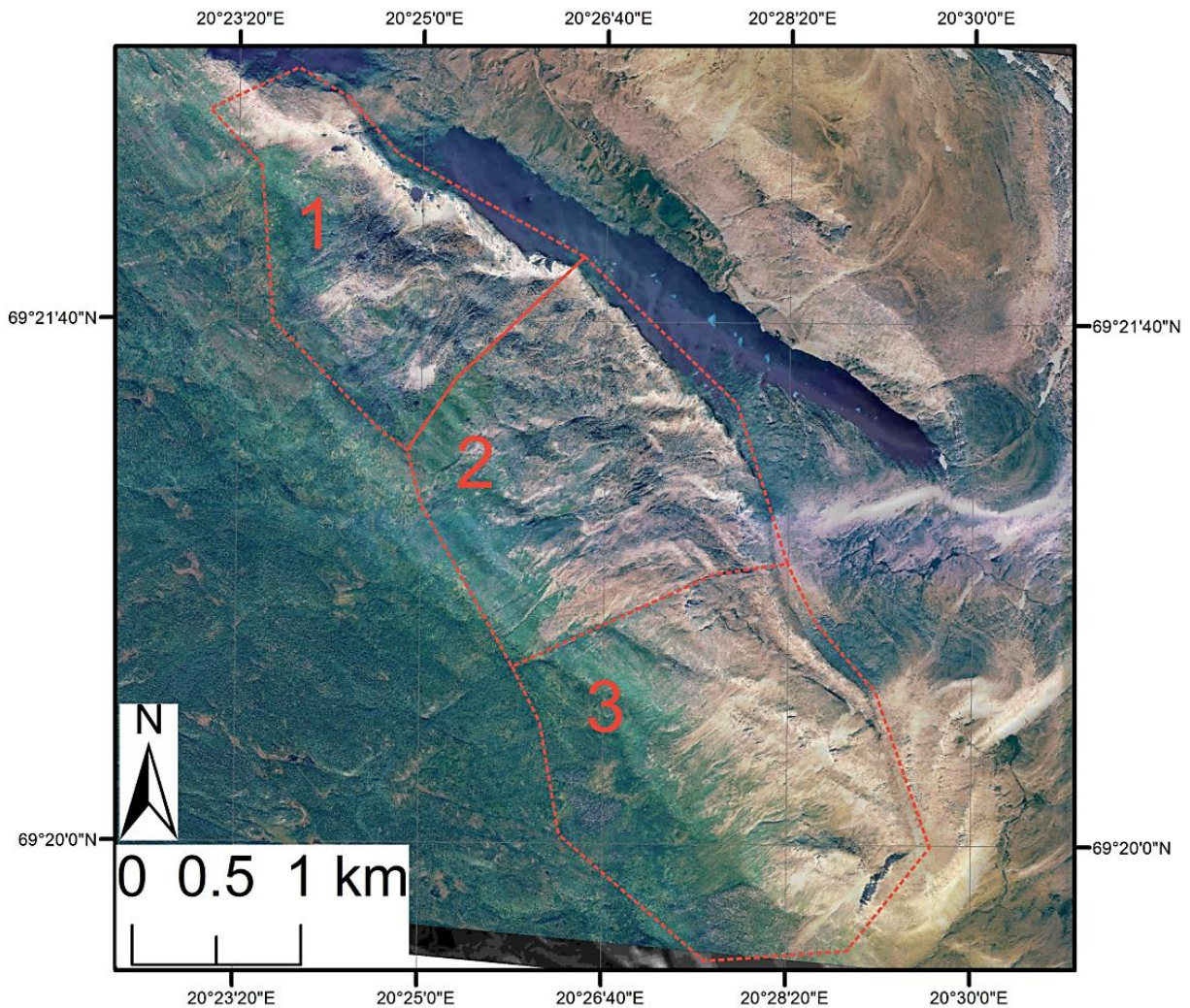
I dette kapittelet vil det ustabile fjellpartiet og de viktigste interne strukturelle og morfologiske elementer ved Adjet bli beskrevet. For å bedre separere beskrivelsene er området delt inn i tre delområder basert på morfologiske forskjeller. Deretter vil det bli gitt en oversikt over topografien i området. Et strukturgeologisk og et morfologisk kart vil bli presentert, som danner basis for å beskrive de ulike elementene. Det vil hovedsakelig bli fokusert på morfostrukturelle⁴ elementer som antas å være styrt av strukturer i berggrunnen beskrevet i kap. 4. Avsetninger som steinbreer, tykke og tynne skredavsetninger og talusvifter vil også få en kortere beskrivelse.

5.2 Inndeling i subområder

Det naturlig å dele skredområdet på Adjet inn i delområder for å få en bedre oversikt ved beskrivelse av ulike landformer. Basert på ulikheter i morfologi og overflatehelning blir området delt i tre subområder (Figur 5.1).

I nordvest er subområde 1. Dette området er definert med en høy (opptil 200 m) og bratt, bakre klippevegg med store mektigheter av stein og blokkmateriale på terrassen nedenfor. Subområde 2 ligger i midten. Dette området har ikke den høye klippeveggen, men har store mektigheter stein og blokkmateriale, som subområde 1. Subområde 3 ligger i sørøst og skiller fra subområde 2 ved et tversgående NØ-SV strykende lineament. Subområde 3 har heller ingen bratt, bakre klippevegg. Den største forskjellen mellom subområde 3 og subområdene 1 og 2, er at i stedet for store mektigheter av løs stein og blokkmateriale, har den store, delvis utraste berggrunnsblokker som dominerer og et tynt dekke av skred og talus materiale.

⁴ Morfostrukturer brukes om landformer som er dannet ved gravitativ og/eller tektonisk deformasjon (Agliardi et al., 2001).

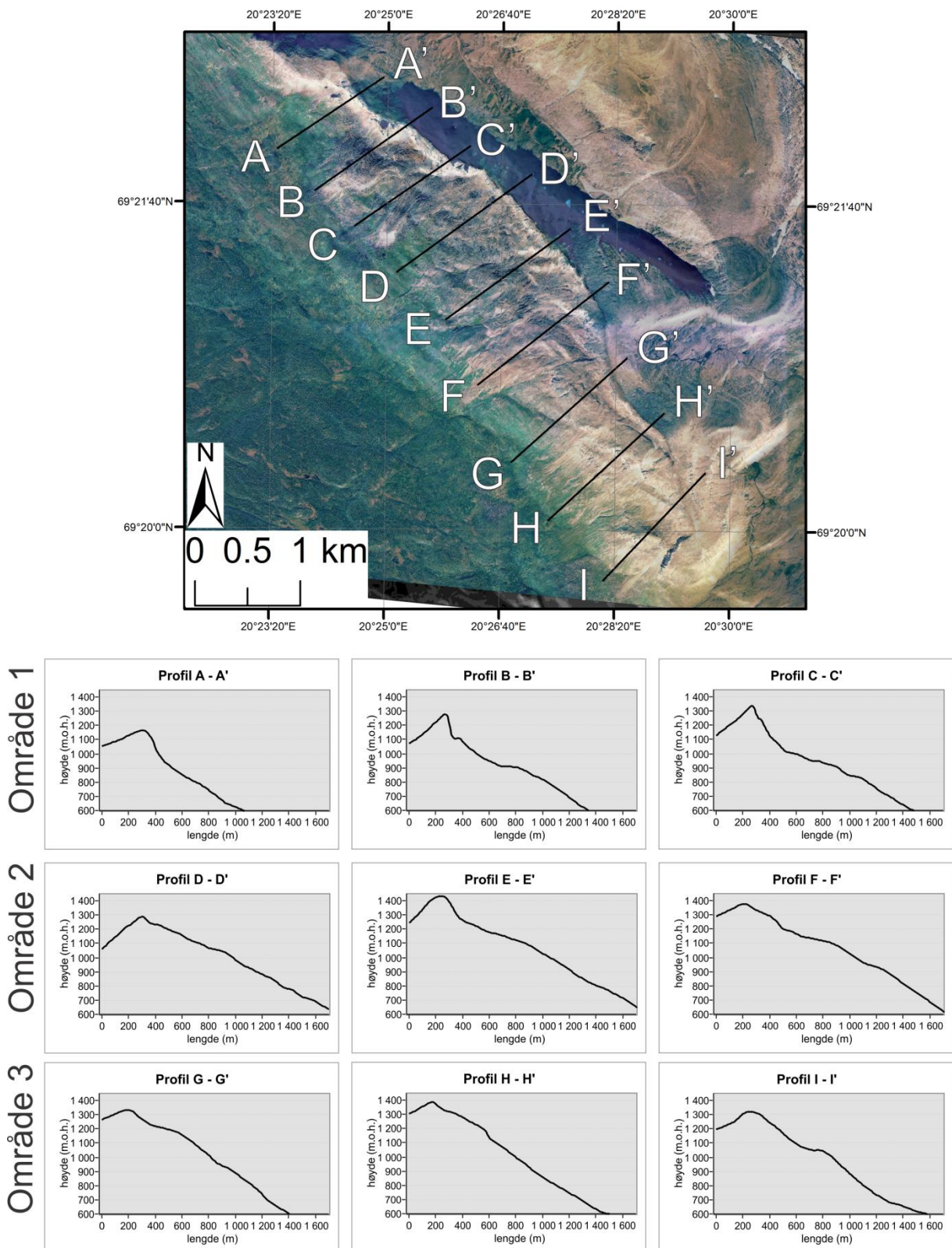


Figur 5.1 DEM av Adjet som viser inndelingen av skredområdet i 3 subområder.

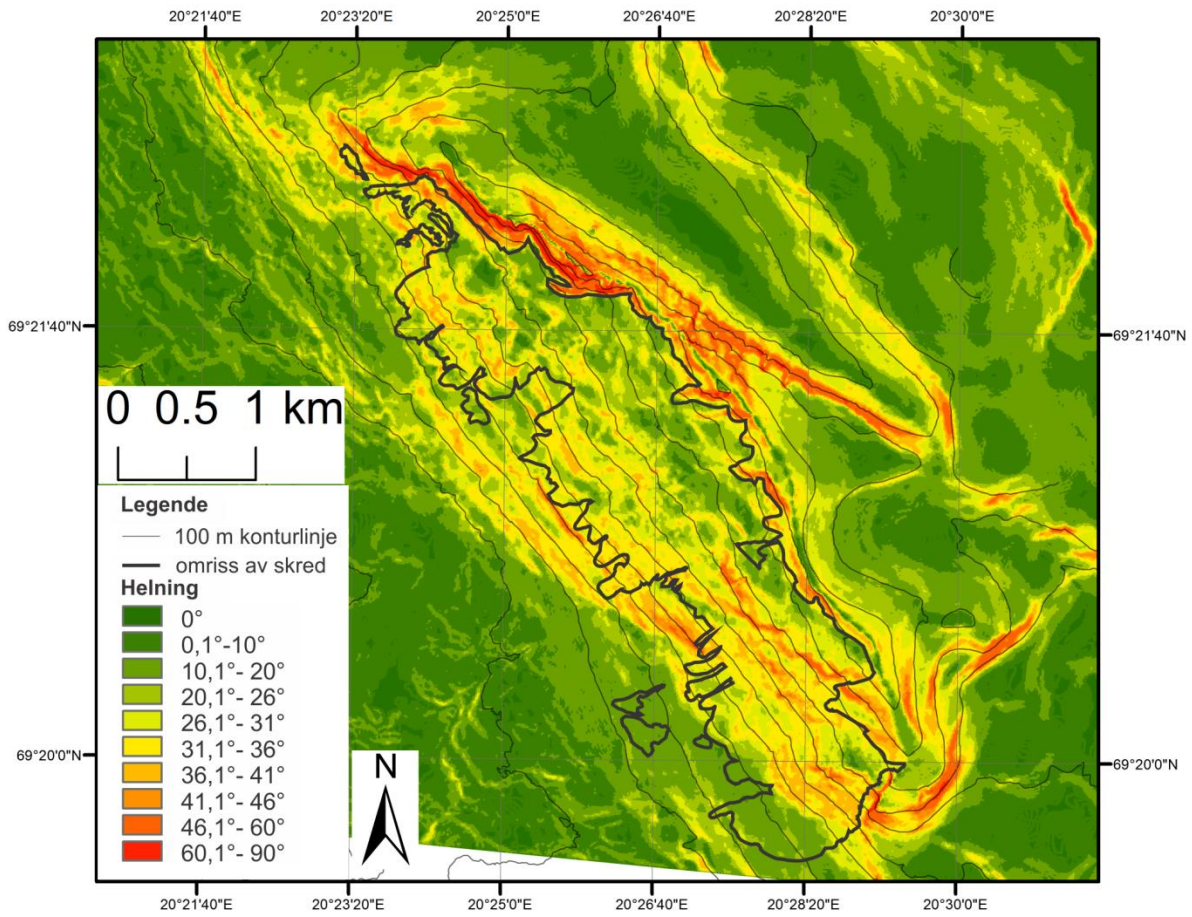
1.1 Topografi og helningsvinkel

Figur 5.2 illustrerer hvordan topografien forandrer seg langs ryggen av Adjet ved hjelp av høydeprofiler. De bratteste partiene er i de øvre deler av fjellskråningen i subområde 1. Helningskartet (Figur 5.3) viser at dette området har en helningsvinkel mellom 46° - 90° . Det er dette som er bakskrenten til de utraste skredmassene. Den blir lavere og slakere i subområde 2 og 3. Foran bakskrenten blir helningen på skråningen jevnere og slakere og antyder opptreden av en terrasse. Dette gjelder for alle de tre områdene, og det er her de største volumene av skredavsetningene ligger. Helningen her er mellom 10° - 30° i subområde 1 og 2. Subområde 3 har områder som er litt brattere, mellom 30° - 60° , og en del mindre skrenter med helningsgrad opptil 60° - 90° . I subområde 3 kan man observere forhøyninger

og/eller mindre skrenter langs profilet som sammenfaller med de delvis utraste berggrunnsblokkene.



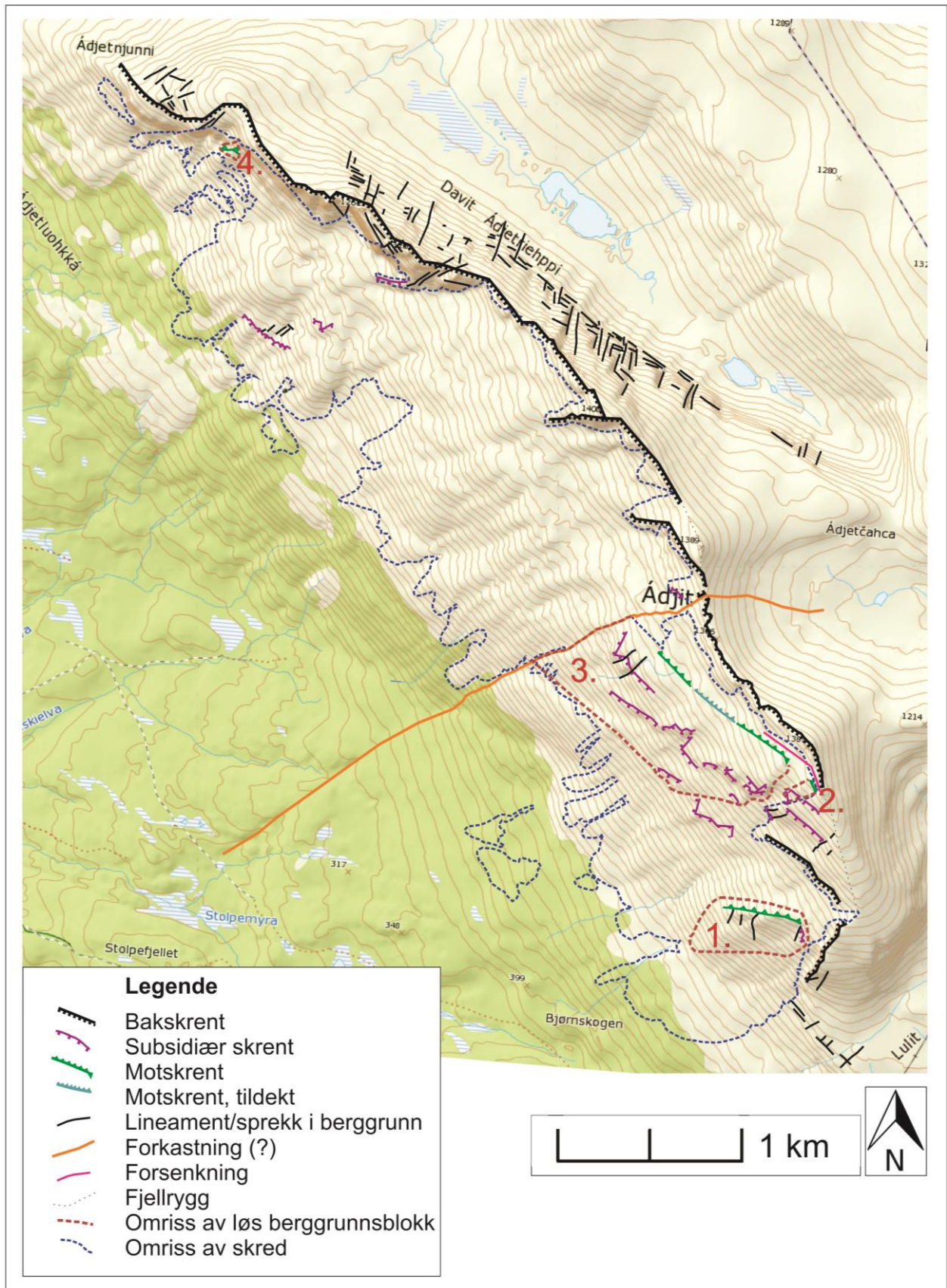
Figur 5.2 Topografiske profil langs Adjet. Profilene er konstruert fra en DEM i ArcMap 10.2.2.



Figur 5.3 Kart som viser overflatehelningen i skredområdet på Adjet og området rundt. Grønt er slake områder hvor helningsvinkelen er $< 26^\circ$ og gult til rødt symboliserer brattere områder hvor helningsvinkelen er $> 26^\circ$. Kartet er konstruert fra en DEM i Arcmap 10.2.2.

5.3 Morfostrukturer internt i skredområdet

Figur 5.4 viser et strukturgeologisk kart over skredområdet på Adjet og er utgangspunktet for beskrivelsen av morfostrukturer i skredet. Kartet viser spesifikt ulike morfologiske elementer som antas å være styrt av strukturer i berggrunnen, og disse vil bli beskrevet nærmere i dette kapitlet.



Figur 5.4 Strukturgeologisk kart over Adjet. Nummereringene gjelder berggrunnsblokker. Ekvidistanse: 20 m.

5.3.1 Skrenter

I denne oppgaven klassifiseres en skrent som et område i berggrunnen med en brattere helning enn 40°. På helningskartet (Figur 5.3) er dette områder med mørk oransje til rød farge.

Skredområdet består av flere skrenter. Bakskrenten er den øvre grensen mellom skredet og det intakte fjellet, og den har som regel steilt fall mot SV. Denne skrenten kan følges langs nesten hele fjellryggen. Motskrenten er i denne oppgaven definert som den skrenten som står motsatt i forhold til bakskrenten og som faller mot NØ, steilt inn mot fjellsiden. Denne skrenten er vist på strukturkartet i grønt. Noen steder er motskrenten tildekt av sedimenter. Den er da antatt til å være under skredmassene og vises i blågrønn farge. Subsidiære skrenter er andre skrenter i området. Disse trenger nødvendigvis ikke å ha noen relasjon til utglidninger, men kan opptre både i delvis utraste berggrunnsblokker og i intakt berggrunn. På strukturkartet vises disse i lilla. Eksempel på de tre typene av skrenter kan sees i Figur 5.5.

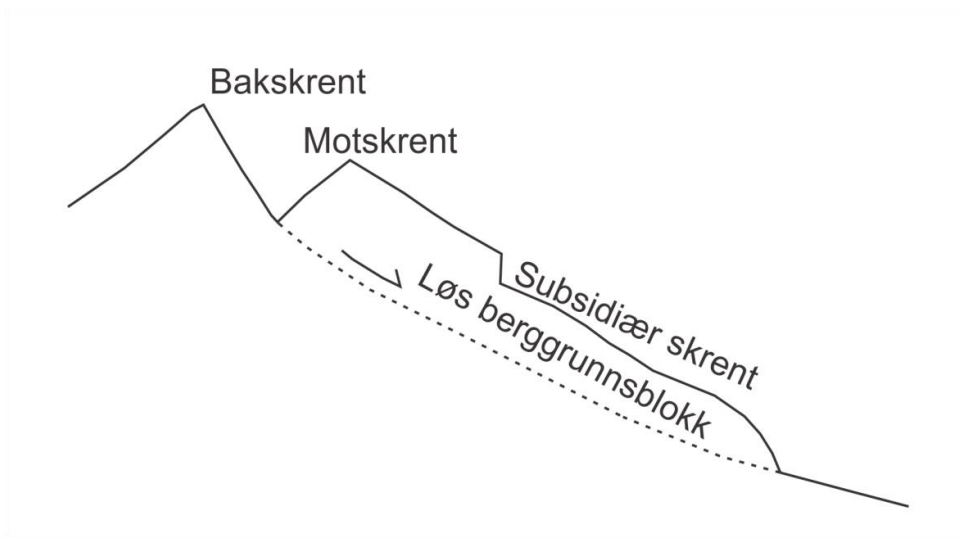
Hele hovedryggen av Adjet domineres av en bakskrent. Helt i nord er denne skrenten relativt høy, på det meste opptil 200 meter og nesten vertikal. Mot sør avtar høyden til bakskrenten gradvis og i sørvest er den en slakt hellende omtrent 5-10 m høy skråning. I områdene 2 og 3 er berggrunnen mer oppsprukket og dekt av løst talusmateriale. Her er det derfor også vanskeligere å se bakskrenten. Helt i sørøst kan det observeres en bakskrent som er opptil 50 m høy. Denne er omtrent en halv km lang.

Bakskrentens hovedstrøk og fall er hovedsakelig VNV-ØSØ til NV-SØ og sammenfaller med de sprø forkastningene og sprekkene som er målt i området (Figur 4.16). som også har strøk VNV-ØSØ til NV-SØ. Bakskrenten i nord er flere steder kuttet av steile, tverrgående sprekker som har orienteringen NØ-SV og som forårsaker en knekkgeometri på bakskrenten (Figur 4.22). Den sørøstligste bakskrenten har en lignende knekkgeometri med strøk som varierer mellom NNØ-SSV og NØ-SV.

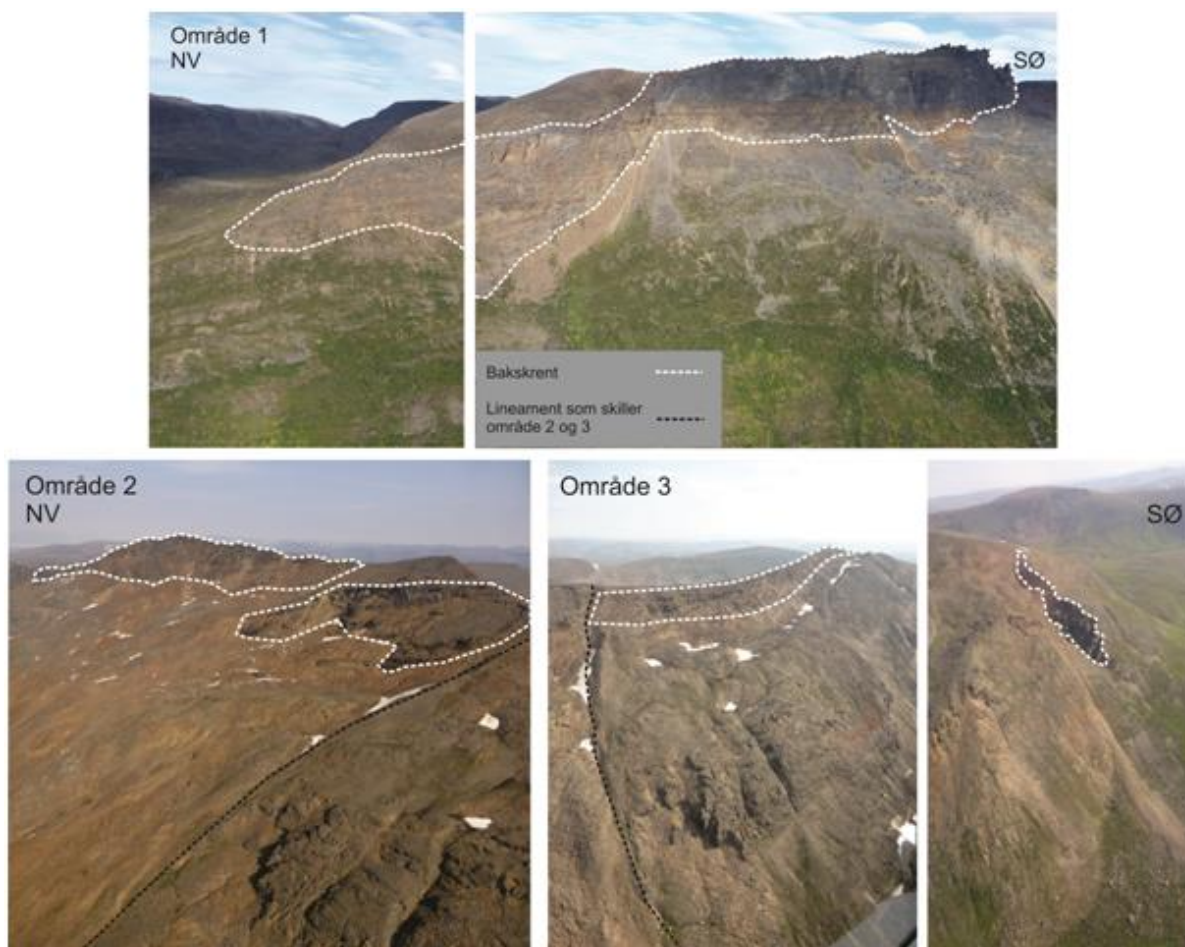
Bakskrenten følger fjellryggen i nordvest der den dør ut suksessivt med at topografien blir lavere (Figur 5.6). I sørvest dør bakskrenten ut rett ovenfor den sørvestligste utstrekningen av den største berggrunnsblokken. Den sørøstligste bakskrenten avgrenses i nordøst av den NV-SØ-lige fjellryggen, mens den i sørvest dør suksessivt ut med avtagende høydetopografi (Figur 5.6).

Motskrenter finnes i øvre deler av delvis utraste berggrunnsblokker (Figur 5.5 og 5.7). Disse finnes stort sett i område 3, men også i en mindre løs berggrunnsblokk helt i nordvest i subområde 1.

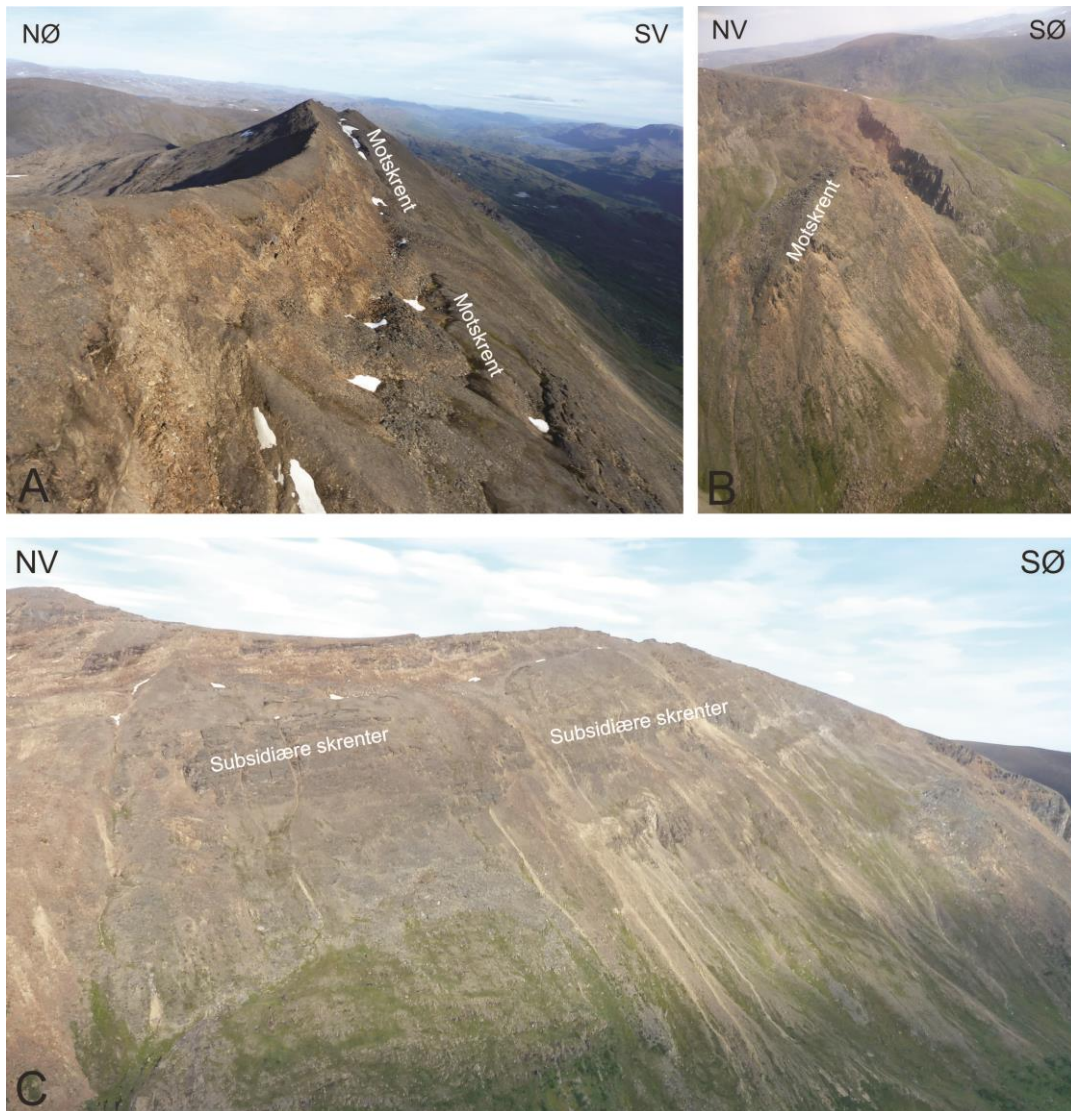
Subsidiære skrenter finnes det flest av i subområde 3. Disse representeres i de delvis utraste berggrunnsblokkene og i fast berggrunn. Også orienteringen til de subsidiære skrentene sammenfaller godt med sprekkesett som er målt i området. Hvorvidt subsidiære skrenter finnes i subområde 1 og 2, er vanskelig å si da store mektigheter med løst skredmateriale dekker berggrunnen.



Figur 5.5 Illustrasjon som viser forskjellen på bakskrent, motskrent og subsidiær skrent.



Figur 5.6 Fotografier som viser bakskrenten i subområde 1, 2 og 3. Legende gjelder for alle bildene.



Figur 5.7 Fotografier som viser eksempler på motskrenter og subsidiære skrenter i subområde 3 på Adjet. A og B) Bilde viser motskrenter C) Bilde viser subsidiære skrenter. Alle bildene er fra subområde 3.

5.3.2 Terrasser

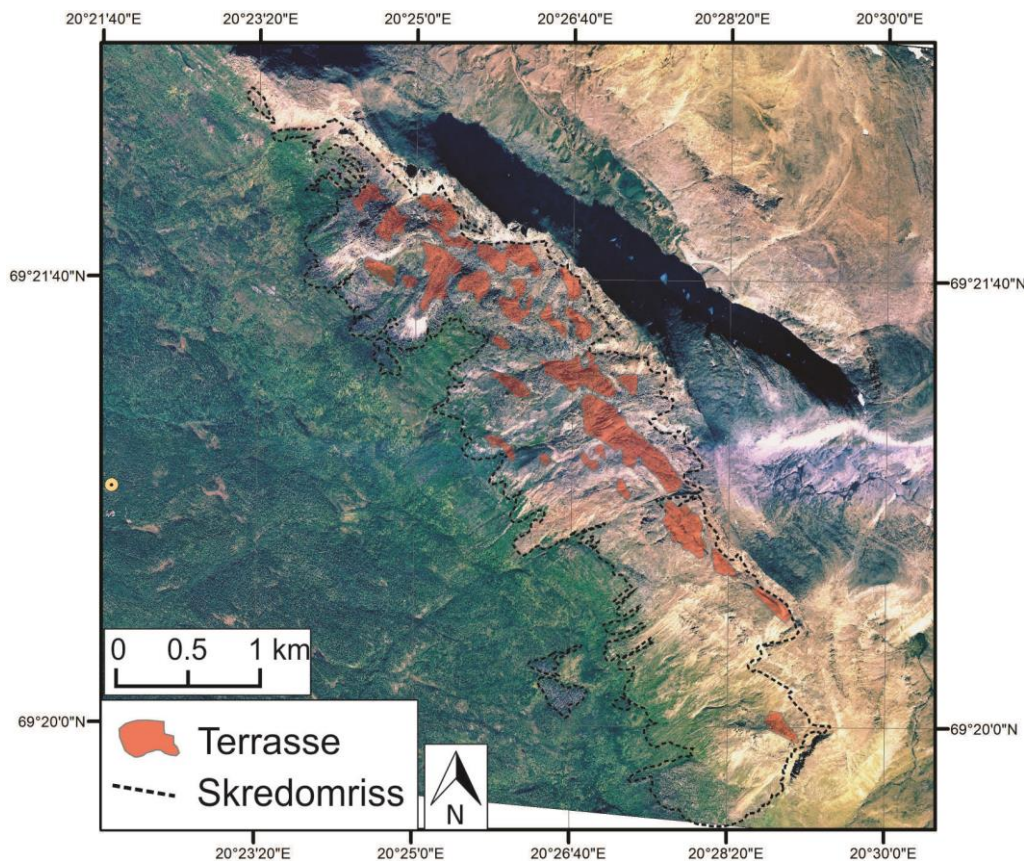
En terrasse er et tilnærmet flatt område eller slakt hellende parti i løsmasser eller fast fjell (Bryhni, 2011). I skredet på Adjet er områder hvor overflatehelningen er slakere enn 25° definert som terrasser (Figur 5.8).

Terrasser i skredområdet på Adjet består av antatt fast berggrunn, delvis utrast berggrunn og løsmasser.

I område 1 og 2 består de aller fleste terrassene av løsmasser. De heller slakt i samme retning som skråningen, og overflaten består av store, kantede blokker av glimmerskifer. Rygger og depresjoner kan observeres i overflaten (Figur 5.9a og c). Disse terrassene utgjør

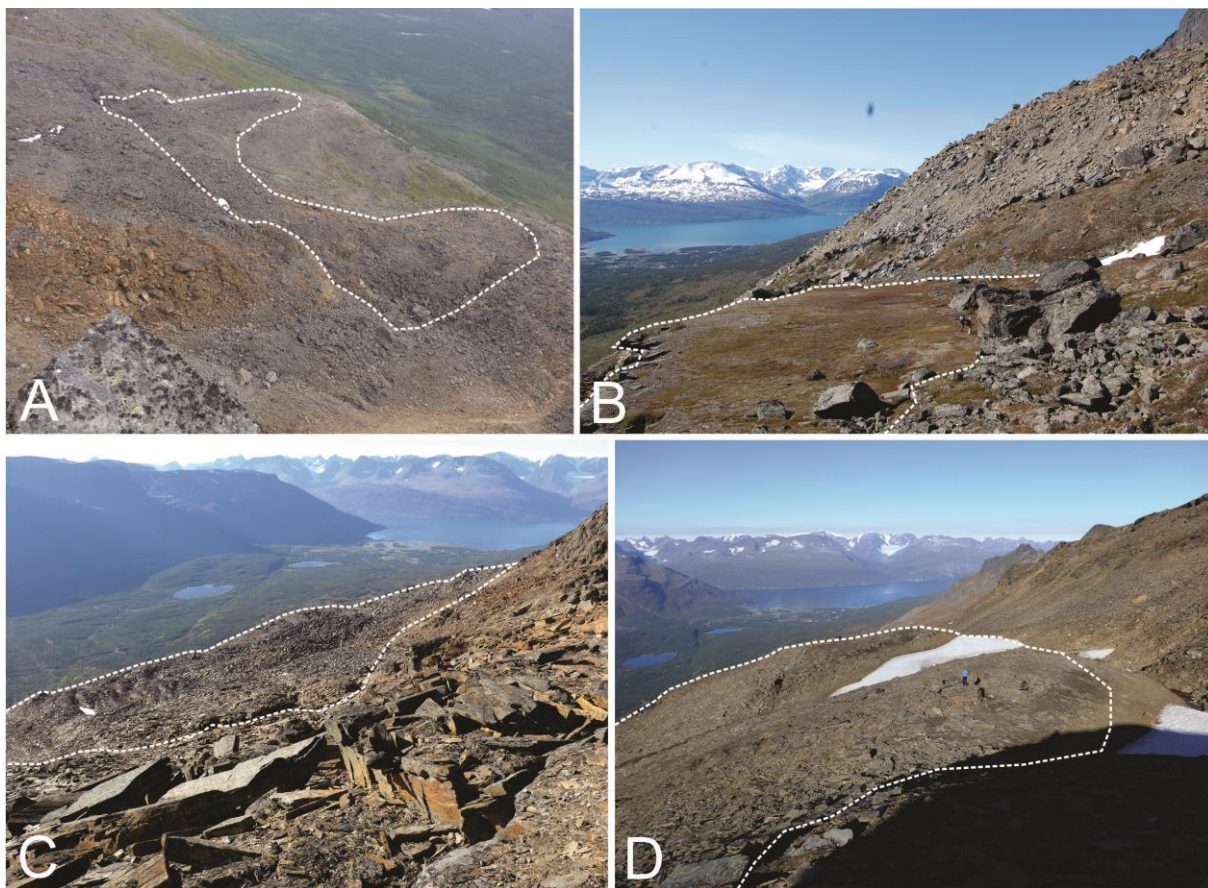
de flate delene av steinbreer (se kap. 5.5.1). Mellom steinbretungene i subområde 1 er en slakt hellende terrasse i berggrunn. Denne er dekt av et tynt lag vegetasjon og noen større blokker (Figur 5.9b). Både foliasjon og sprekkesett i berggrunnen er relativt lik fast berggrunn i resten av området (se stereonet nummer 13 i Figur 4.5 og 4.14). Terrassen ser relativt intakt ut og det er ikke observert synkehull⁵ eller store oppsprekninger i bakkant av terrassen. På bakgrunn av disse observasjonene er terrassen antatt å være fast berggrunn og ikke utrast berggrunn.

Terrassene i subområde 3 er horisontale til slakt hellende i samme retning som fjellskråningen. De består av delvis intakt berggrunn som stedvis kan være svært oppsprukken. Deler av terrassene består av blokker, talus og forvitningsmateriale (Figur 5.9d). Disse terrassene utgjør øvre deler av delvis utraste berggrunnsblokker.



Figur 5.8 DEM over skredområdet viser terrasser (røde områder) hvor overflatehellingen er under 25°. Områdene er identifisert ved å se på helningskart over området (Figur 5.3).

⁵ Synkehull i forbindelse med ustabile fjellparti brukes om forsenkninger eller hull i berggrunnen som utvikles over aktive eller tidligere aktive sprekker forkastninger (Henderson et al., 2011).



Figur 5.9 Fotografier av terrasser som heller slakt i samme retning som fjellskråningen. A) Steinbre har bygd seg ut til tungeformede slakt hellende terrasser i subområde 1. Bilde er tatt mot sørøst. B) Terrasse i trolig fast berggrunn i subområde 1. Bilde tatt mot nordvest. C) Steinbre har bygd seg ut til slakt hellende terrasse ikke langt fra bakskrent i subområde 2. Bilde tatt mot nordvest. D) Slakt hellende terrasse i subområde 3 utgjør øvre del av delvis utrast berggrunnsblokk 3 (se strukturkart, Figur 5.4). Bilde tatt mot nordvest.

5.3.3 Delvis utraste/løse berggrunnsblokker

I subområde 3 kan det observeres større partier som er antatt å være delvis utraste, men fortsatt bestående av intakt berggrunn (Figur 5.10, 5.11 og 5.12). De kjennetegnes ved å være mer oppsprukket enn den intakte berggrunnen i bakskrenten av området. Særlig de øvre delene (terrasser) er svært oppsprukket. Her kan det observeres blokker av berggrunnen som har en annen orientering enn omkringliggende berggrunn (Figur 5.11), noe som støtter at berggrunnen er helt eller delvis utrast. Nedre deler av de store berggrunnsblokkene som er mer intakt, har imidlertid strukturer/sprekker som er mer lik orienteringen i den faste berggrunnen (Figur 5.10b).

Den tenkte utstrekningen av berggrunnsblokkene er vist med omriss i rødt på strukturkartet (Figur 5.4), og berggrunnsblokkene er nummerert 1-4. Siden berggrunnsblokk 1 og 3 er de største, vil disse bli fokusert mest på i de kommende kapitlene.

Den nordvestligste antatt utraste berggrunnsblokken i subområde 3 (se strukturkart, Figur 5.4, merket 3) har et antatt areal på omtrent 1200 m * 600 m. Det er vanskelig å beregne med sikkerhet den totale utstrekningen, og hvorvidt det er en stor berggrunnsblokk som henger sammen eller flere mindre blokker, da deler er dekt av talus og steinbreer (Figur 5.10 og Figur 5.11). Dybden er også usikker da ingen nedre grense eller glideplan er identifisert. Blokken er avgrenset av en øvre og nedre skrent som har en VNV-ØSØ orientering, mens et tverrgående lineament med NØ-SV strøk avgrenser blokken i nordvest og en skrent med NØ-SV orientering avgrenser blokken i sørøst. Litt vest for denne blokken er en mindre blokk som kan se ut til å være tidligere koblet med blokk nummer 3. Denne har et areal på omtrent 170 m * 70 m (se strukturkart, Figur 5.4, merket 2).

Den sørøstligste berggrunnsblokken i subområde 3 har mindre utstrekning med et antatt areal på omtrent 500 m * 200 m (se strukturkart Figur 5.4, merket 1). Også denne er dekt av mye talus (Figur 5.10b og Figur 5.11c,d) slik at eksakt størrelse er vanskelig å beregne. Dybden til eventuelle glideplan i underlaget er heller ikke observert her. Orienteringen på den øvre skrenten som avgrenser blokken er omtrent Ø-V, mens tverrskrenten har en NØ-SV-lig orientering. Øvre deler er svært oppsprukket og er dekket av blokkmateriale.

Berggrunnsblokk i område 1 er relativt liten i forhold til de i område 3 med et areal på omtrent 50 m * 100 m. Dybde eller potensielt glideplan er heller ikke observert her.

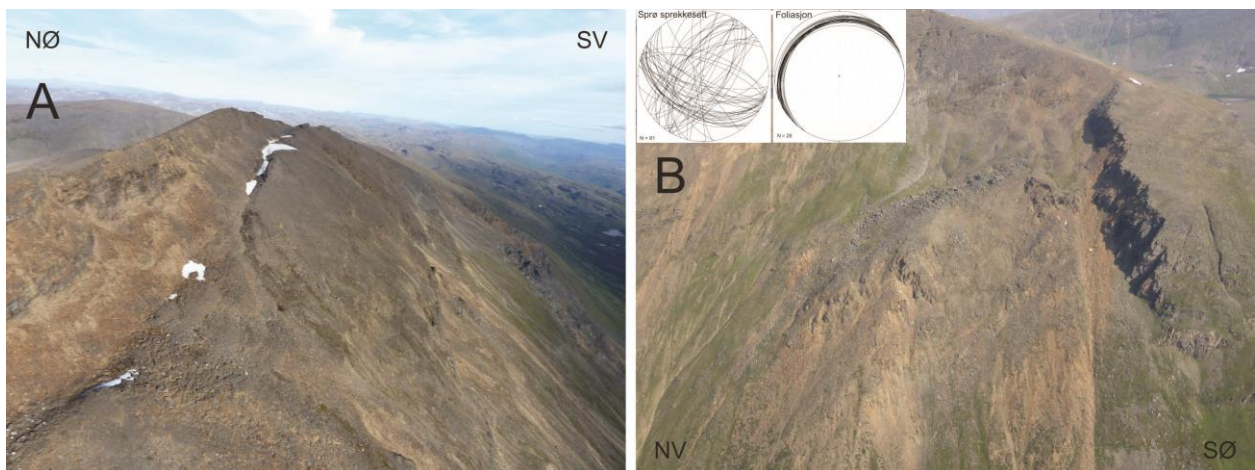
For å illustrere mulige variasjoner og/eller likhetstrekk i orientering mellom den duktile hovedfoliasjonen og yngre sprø sprekker i de antatt utraste blokkene og fast berggrunn i bakkant av skredet, er det konstruert geologiske profiler basert på de geometriske beskrivelsene over (Figur 5.14 og Figur 5.15).

Profil A-A' (Figur 5.13 og 5.14) er tatt gjennom berggrunnsblokk 1 og den faste berggrunnen i bakkant. Sammenligning av strukturer i den faste berggrunnen i forhold til delvis utraste berggrunnsblokk viser at foliasjonen er relativt lik i fast berggrunn som i berggrunnsblokken, med NØ-SVlig strøk og slakt fall mot NV. Også de sprø sprekkeseffene viser tilnærmet

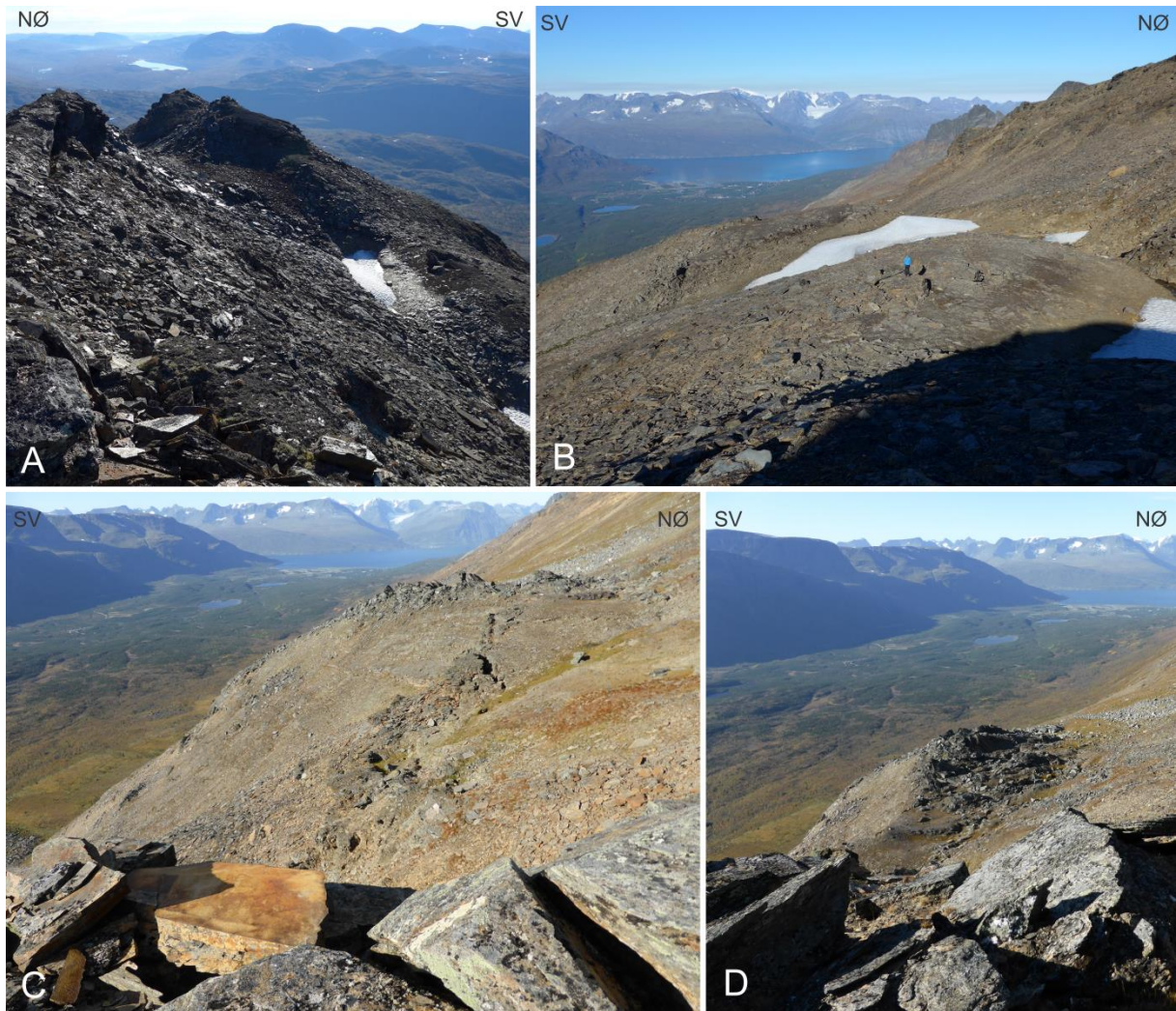
samme orientering i intakt berggrunn som i blokkene. Med tre dominerende sprekkeseett, to VNV-ØSØ strykende sprekkeseett der det ene har relativt bratt fall, og det andre har et litt slakere fall mot SSV. Det tredje sprekkeseettet har NNØ-SSV strøk og relativt steilt fall mot SØ og NV.

Profil B-B' (Figur 5.15) er tatt gjennom berggrunnsblokk 3 og den faste berggrunnen i bakkant Orienteringsdata fra blokken ble ikke målt i felt, men strukturene i den faste berggrunnen består også i dette området av tre dominerende sprekkeseett med omtrent samme orientering som fast berggrunn i profil A-A' og N-S strykende foliasjon med slakt fall mot vest.

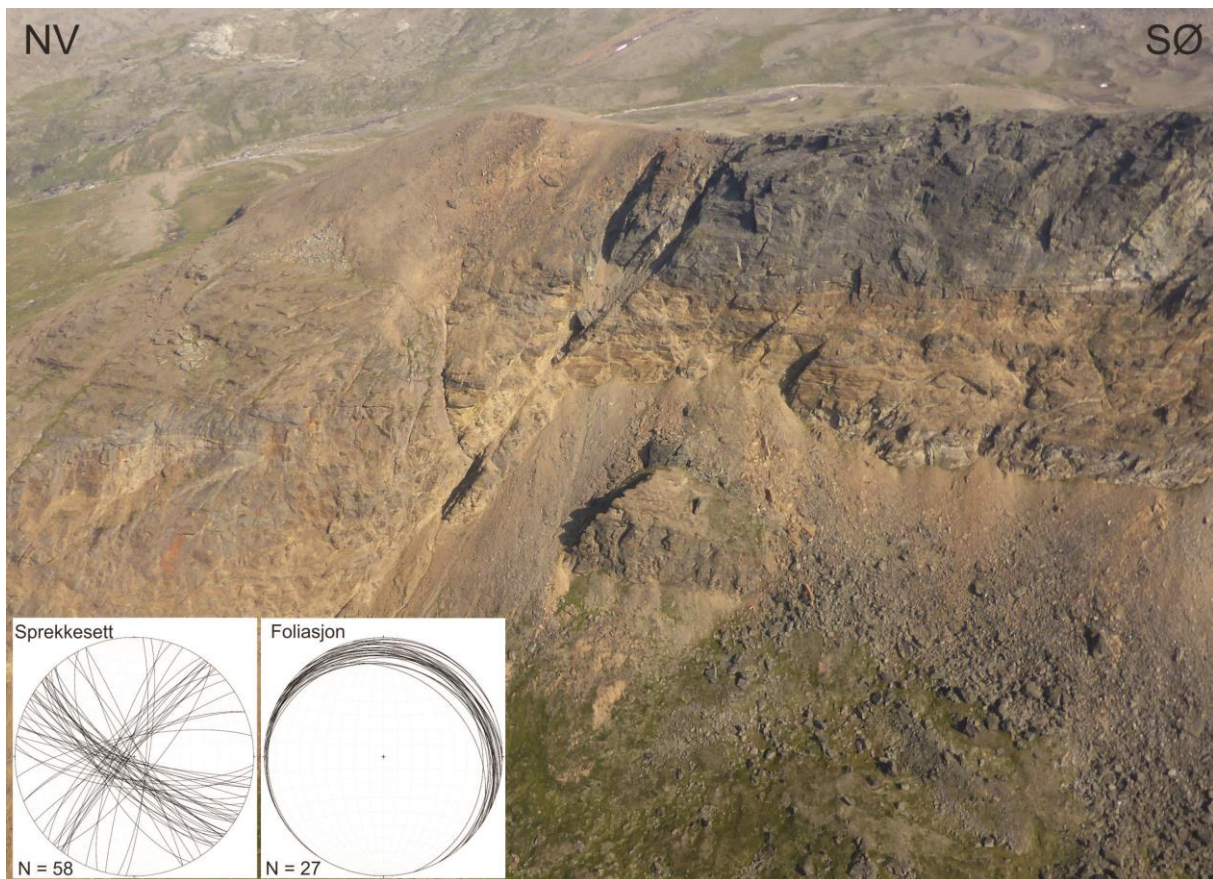
Det er ikke observert spor etter fersk aktivitet i og omkring berggrunnsblokkene.



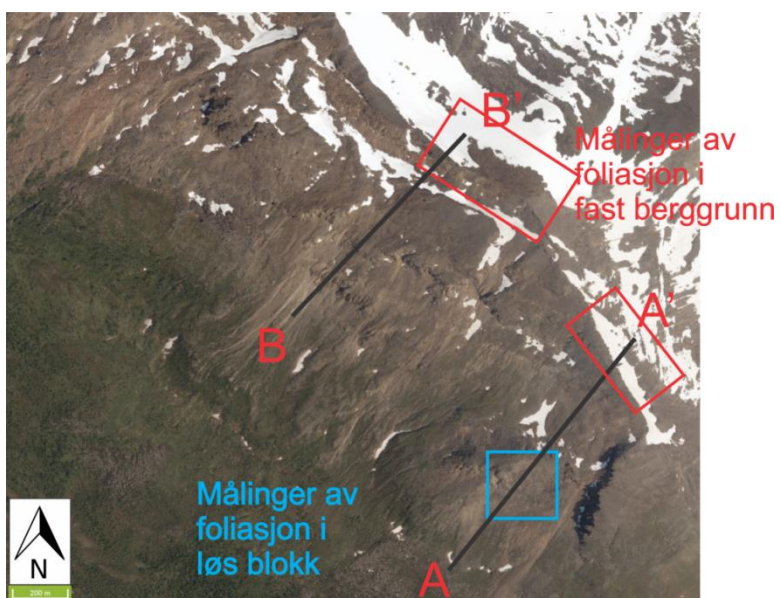
Figur 5.10 Flyfoto av berggrunnsblokkene i subområde 3. Merk at store deler av berggrunnen er dekt av løst materiale. A) Berggrunnsblokk 3 med steinbre lokalisert delvis over berggrunnsblokken. B) Berggrunnsblokk 1 med strukturdata av sprekker/forkastninger (venstre) og foliasjon (høyre). Strukturdataene tilsvarer stereonett nummer 2 i Figur 4.15 (til venstre) og Figur 4.5 (til høyre).



Figur 5.11 Fotografier av øvre deler av berggrunnsblokk 1 og 3. Merk at de er oppsprukket og tildekt av blokkmateriale i øvre deler A) Øvre deler av berggrunnsblokk 3, tatt mot SØ. B) Øvre deler av berggrunnsblokk 3, tatt mot NV. Berggrunnen er dekt av tynt dekke med talus og forvitret materiale. C og D) Berggrunnsblokk 1 viser delvis oppsprekning og øvre deler er dekket av stein og blokkmateriale.



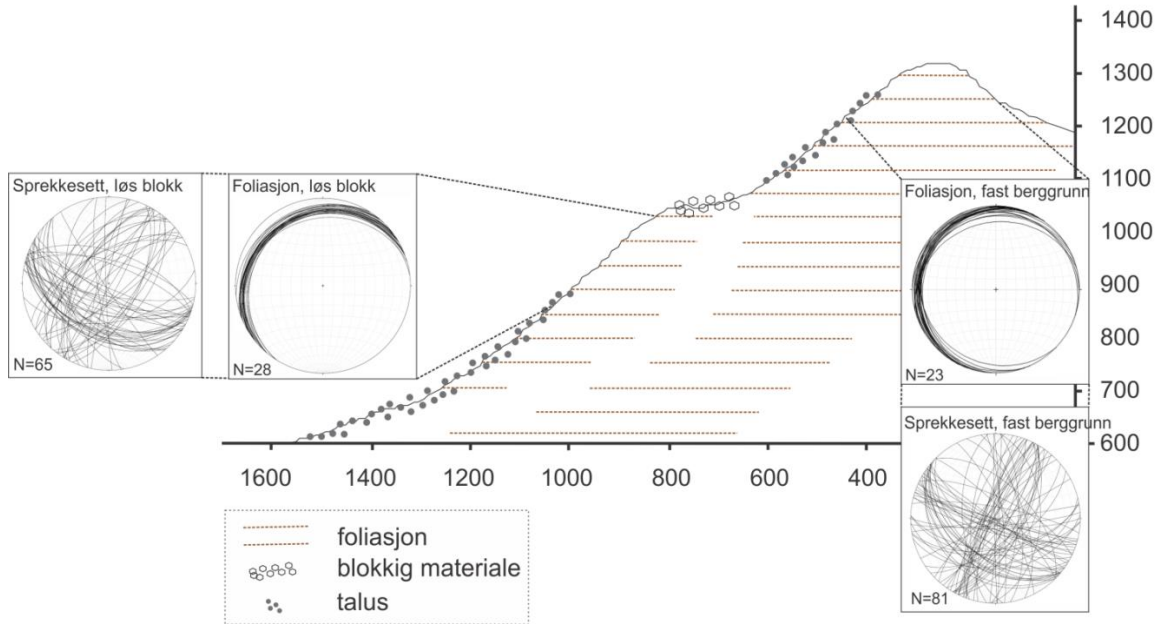
Figur 5.12 Bilde av berggrunnsblokk nummer 4 med strukturdata. Strukturdataene tilsvarer stereonett nummer 12 i Figur 4.15 (til venstre) og Figur 4.5 (til høyre).



Figur 5.13 Flyfoto (www.norgebilder.no) som viser lokaliseringen av profilene A-A' og B-B'.

SV
A

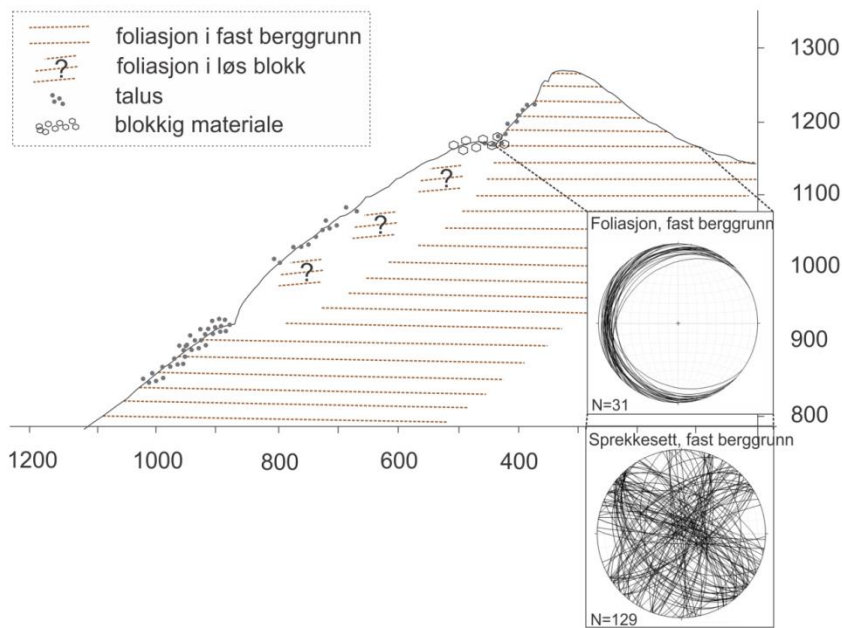
NØ
A'



Figur 5.14 Profil A-A' av berggrunnsblokk 1 og intakt berggrunn med strukturdata. Stereonett i fast berggrunn tilsvarer stereonett nummer 3 i Figur 4.5 (øverst) og Figur 4.15 (nederst). Stereonett i løs blokk tilsvarer stereonett nummer 2 i Figur 4.15 (venstre) og Figur 4.5 (høyre).

SV
B

NØ
B'



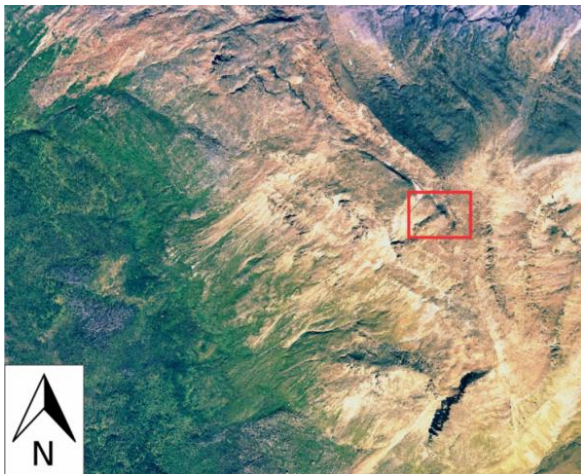
Figur 5.15 Profil B-B' av berggrunnsblokk nummer 3 og intakt berggrunn med strukturdata. Stereonett i fast berggrunn tilsvarer stereonett nummer 4 og 5 i Figur 4.5 (øverst) og Figur 4.15 (nederst).

5.3.4 Forsenkninger bak delvis utraste berggrunnsblokker

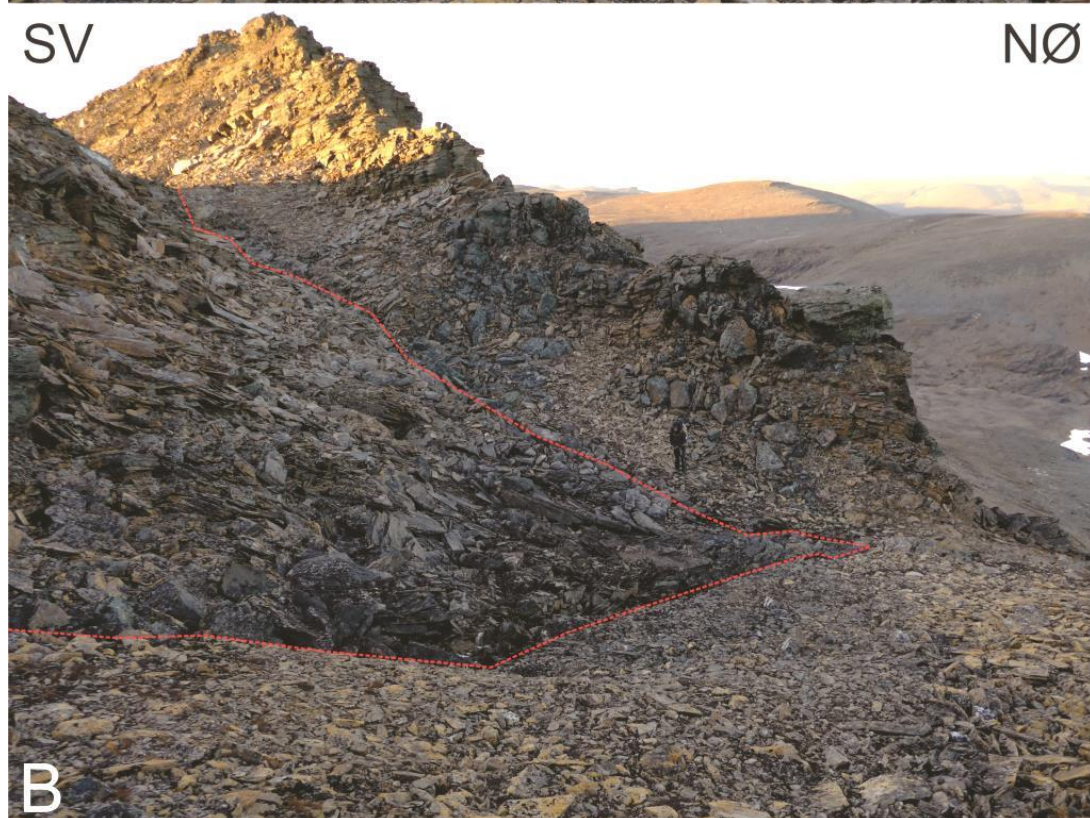
I subområde 3 ble det observert flere lineære forsenkninger i området mellom bakskrenten og en antatt, delvis utrast berggrunnsblokk (Figur 5.16). Forsenkningenes lineære orientering er NV-SØ og NØ-SV, som er omtrent samme strøkretning som for dominerende sprekkesett i området (Figur 5.17).

Berggrunnen i området er tildekt av et tynt dekke med forvitret, blokkig materiale av hovedsakelig glimmerskifer. Blokkene er delt langs foliasjonsflater og er derfor relativt flate. Disse blokkene som ellers i området ligger horisontalt på overflaten har i forsenkningene tydelig vertikal orientering (Figur 5.18).

De lineære forsenkningene kan bare observeres i områdene mellom bakskrenten og den delvis utraste berggrunnsblokk nummer 2 (Figur 5.16). Det er likevel mulig at forsenkninger eksisterer også lenger mot nordvest, mellom bakskrent og berggrunnsblokk nummer 3. Lenger nordvest er området mellom bakskrent og berggrunnsblokk dekt av tykkere løsmasser bestående av talus og steinbreer som muligens kan skjule en eventuell innsynkning.



Figur 5.16 Orthophoto viser subområde 3. Forsenkninger i terrenget er observert i området innenfor den røde firkanten.



Figur 5.17 Fotografi som viser lineære forsinkinger mellom baskrenten og berggrunnsblokk 2. A) innsynkningen kan observeres mellom baskrenten (til høyre i bildet) og delvis utrast berggrunnsblokk (til venstre i bildet). B) Viser samme bilde, men her er innsynkningen tegnet inn med rød stiplet linje. De lineære forsinkingene følger omtrent samme strøkretning som målte sprekkeseett i området.



Figur 5.18 Nærbilde av lineær forsinking med blokkmark mellom baksKent og berggrunnsblokk 2. merk kaotisk mønster av løse blokker av glimmerskifer, hvor noen av bergartsfragmentene er orientert tilnærmet vertikalt nær forsinkingene.

Et NØ-SV strykende lineament skiller subområde 2 fra subområde 3. Denne er markert i oransje i strukturkart (Figur 5.4). Det har omtrent samme orientering som det NØ-SV-lige sprekkesettet som er målt i hele området (se blått sprekkesett, Figur 4.21). Vi kan se at dette lineamentet strekker seg over et større område, langs hele skredet og også i berggrunnen lenger sør og nord for skredet som kan antyde at det er en større forkastning.

5.4 Geomorfologiske elementer i fjellskredet

I dette kapitlet vil elementer som består av desintegert berggrunn i det studerte skredområdet bli kort beskrevet. Disse elementene er skredmateriale tynt og tykt dekke, steinbreer og talus materiale.

Figur 5.19 er et kart som viser Adjets ulike morfologiske formelementer. Dette kartet er laget ut fra observasjoner i felt, bilder fra feltarbeid og fra helikopter, flyfoto og terrengmodeller.

Alle geomorfologiske elementer som er innenfor den lyseblå linja definerer landformer/materiale som enten direkte eller indirekte er et utfall av skredhendelsene på Adjet.

Kartet består av syv hovedelementer som igjen kan deles i fire kategorier.

Kildeområde for skredhendelser:

- Berggrunn

Landformer som er dannet i forbindelse med fjellskredhendelser:

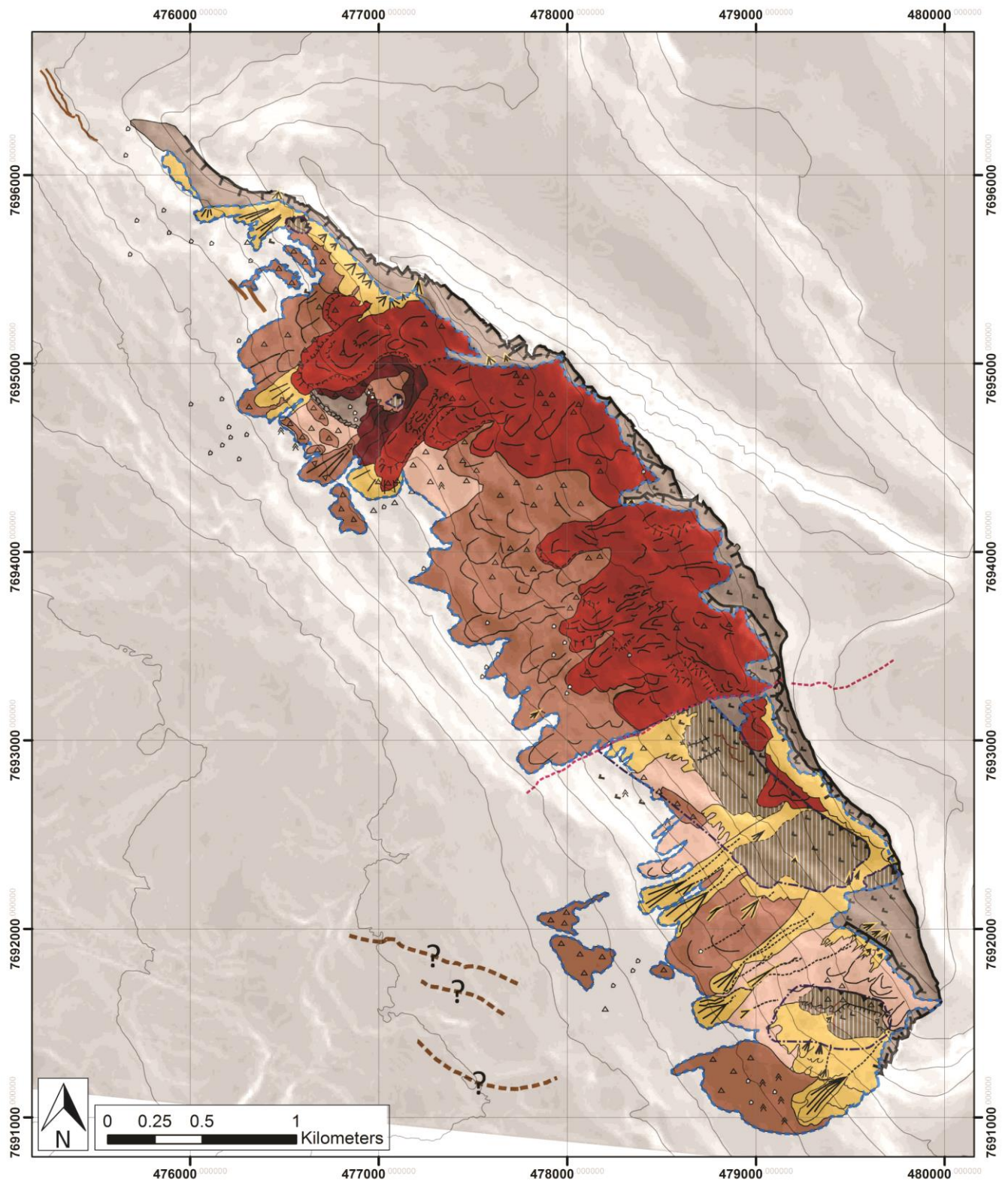
- Skredmateriale, tykt dekke
- Skredmateriale, tynt dekke
- Delvis utraste/løse berggrunnsblokker

Sekundære sedimentære prosesser

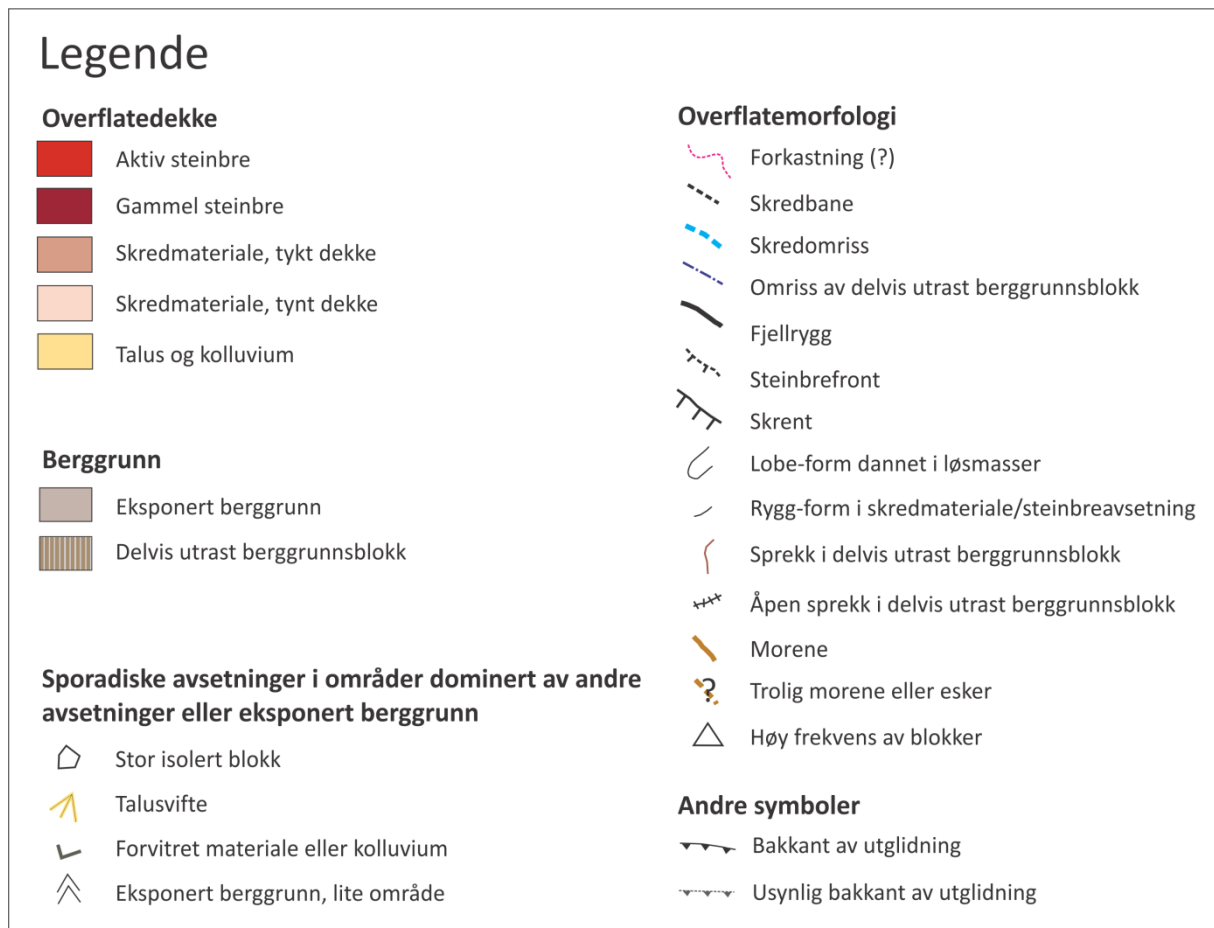
- Aktive steinbreer
- Gamle steinbreer

Avsetninger som stammer fra steinsprang, snøskred, utrasninger fra front av steinbre og debrisflow.

- Talus og kolluviale avsetninger



Figur 5.19 Kart over det ustabile skredområdet i Adjet, som viser de viktigste morfologiske elementene og deres fordeling relativt til eksponert berggrunn. Bakgrunnen viser et slopekart der lyse partier indikerer bratt helning og mørke partier indikerer slakere helning. Ekvidistanse 100 m.



Figur 5.20 Legende til geomorfologisk kart.

5.4.1 Steinbreer

En steinbre er en lobat eller tungeformet landform av løsmasser med indre is og islinser. Den beveger seg nedover ved indre deformasjon av denne isen (French, 2007). Disse landformene dominerer store deler av selve skredmateriale på hovedterrassen i den sentrale delen av skredavsetningene. Steinbreene kjennetegnes i felt med lobate, tungeformede avsetninger (Figur 5.21) med høyere relieff enn de omkringliggende avsetningene. Avsetningsmateriale er blokker av den lokale berggrunnen (glimmerskifer) og kjennetegnes ved å ha ujevn størrelse (x-y m) og er ofte kant-formige. Overflaten av steinbreene består av interne høyder/rygger, forsenkninger (Figur 5.22) og lober. Lobene har enkelte steder brattere partier på omtrent 30 grader der fint materiale i sand til grus størrelse kan observeres. Lobene kan finnes innad i steinbreene eller de kan finnes langs ytterkantene. På flatene (terrassene) av steinbreen, er det hovedsakelig grovt materiale i form av stein og blokk (se kap 5.4.2).

Det ble ikke observert noe is i noen av steinbreene, men det kom en bekk sildrende fra den sørøstligste bretungen i område 1 og vannet var unaturlig kaldt. Det var også observert våte flekker langs frontene på steinbreene enkelte steder.

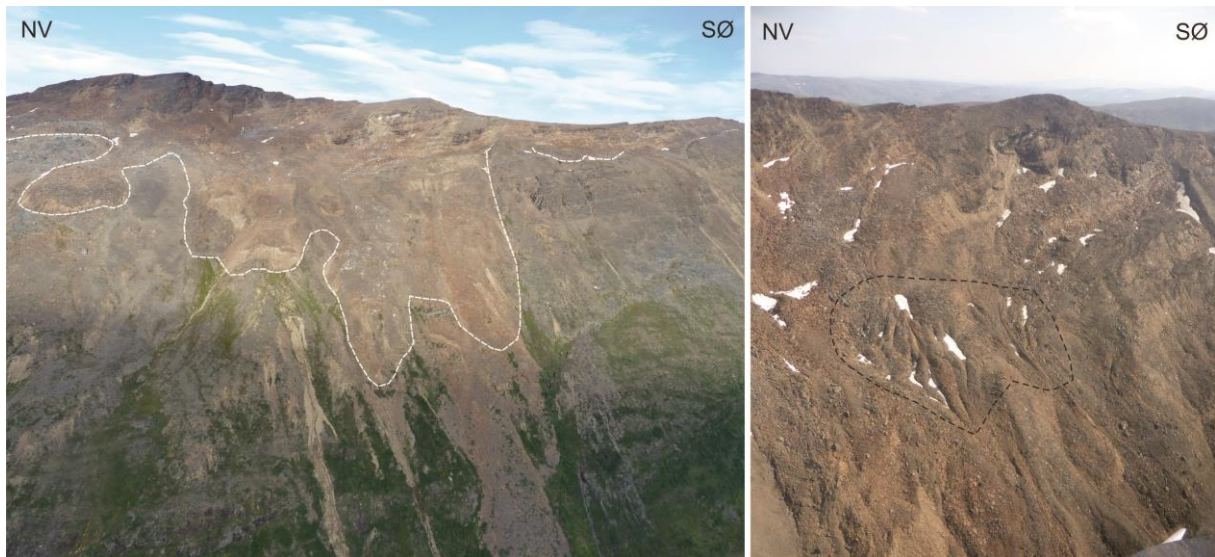
Det som på kartet betegnes som gamle steinbreer, er trolig steinbreer som ikke lengre er i bevegelse. Disse har den lobate tungeformen som de aktive steinbreene, men de er bevokst med vegetasjon og innehar ingen ferske tegn på bevegelse. Særlig frontene som består av fint materiale er bevokst med vegetasjon, mens flatene, som består av mer grovt materiale er mindre vegetert.

Steinbreene ble tegnet inn på geomorfologisk kart ut fra deres morfologi sett fra felt, bilder og flyfoto. InSAR data over området underbygger også disse kildene, da områdene som ble markert som steinbreer i geomorfologisk kart også viser høyere bevegelser enn omkringliggende landformer. InSAR data over området presenteres av (Nopper, 2015, in prep)



Figur 5.21 Steinbreene i subområde 1. De tungeformede landformene kan lett gjenkjennes i bildet. Steinbrefrontene kan observeres langs ytterkantene av tungeformen ved deres brattere helning og finere materiale som kommer fram i dagen.

Ferskt materiale kan også observeres langs overflatene til steinbreene. Med ferskt materiale menes materiale som nylig har kommet frem i dagen. Det har ikke blitt bevoxt av vegetasjon.



Figur 5.22 A) Hvit stiplede linje markerer nedre avgrensning av steinbreer i subområde 2 og 3. B) Eksempel på lineære rygger og forsenkninger fra subområde 2.

5.4.2 Skredmateriale

Store deler av det geomorfologiske kartet er dekket av skredmateriale, tynt og tykt dekke. Disse fremstår som diamikte løsmasser som stedvis er bevoxt med vegetasjon. De er tungeformede loper, ofte med en markert front.

Det som på kartet defineres som tykt dekke med skredmateriale består av et tykt dekke løsmateriale som er direkte årsak av skredhendelser, eventuelt delvis bearbeidet av kryppprosesser som solifluksjon. Det kan observeres i subområde 1, 2 og 3, men det er særlig i område 2 de største mektighetene finnes. Grensen mellom steinbreer og tykt skredmateriale er bestemt ut i fra formen til de to landformene og deretter sammenlignet med inSAR-data.

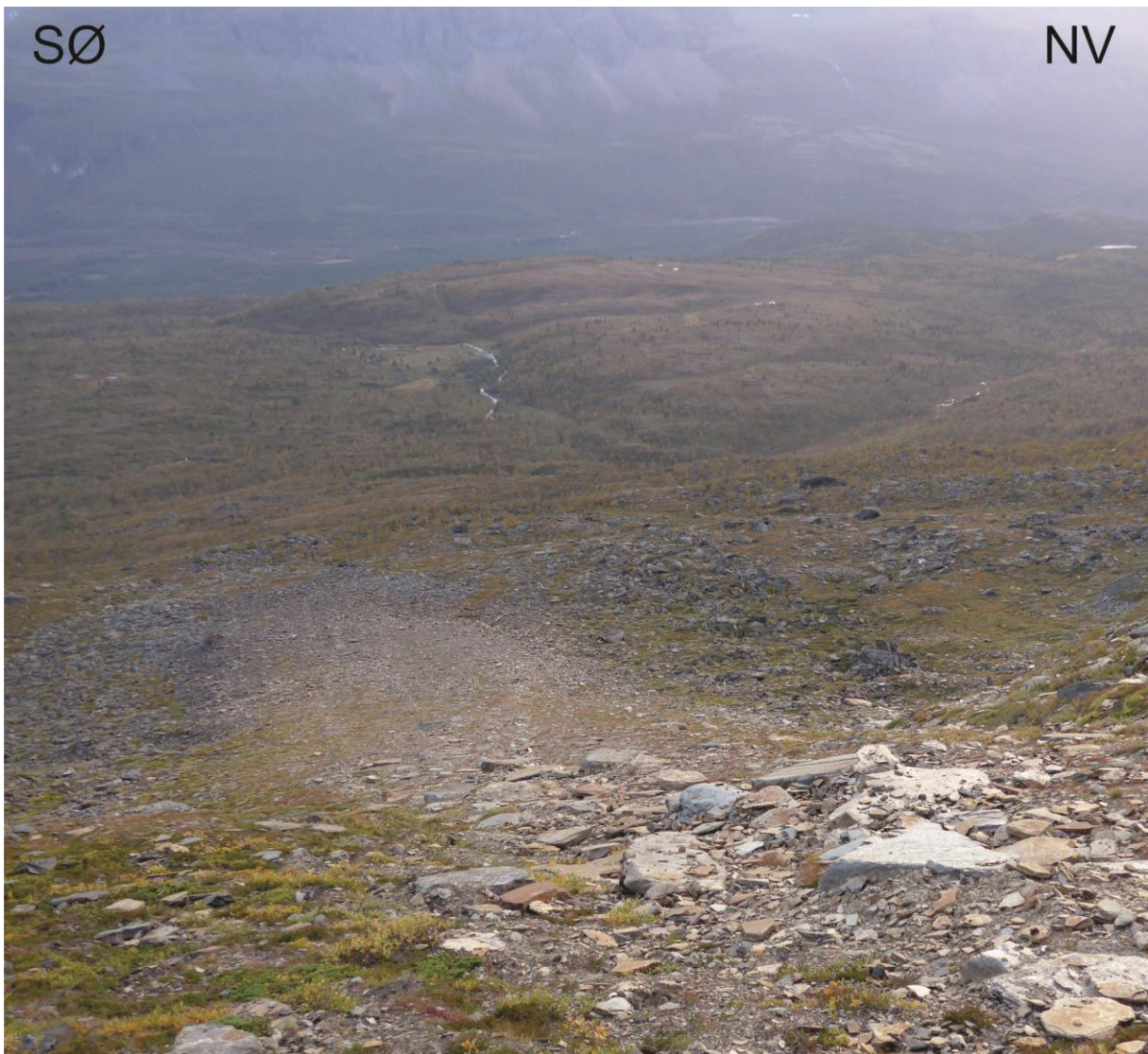
Tynt dekke av skredmateriale finner vi i subområde 3. Her er det observert tungeformede loper med en markert front som også kan være et resultat av bearbeidet skredmateriale på grunn av solifluksjon.

5.4.3 Talus materiale

I subområde 1 og 3 kan det observeres større områder med talus materiale (Figur 5.23).

Talus kan ha forskjellig opphav. I subområde 1 har vi talus rett under bakskrenten som trolig stammer fra toppling og steinsprang. Talus kan også observeres foran begge de største steinbrefrontene. Her er opphavet fra steinbreen. Løsmasser raser ned langs fronten av steinbreen og avsettes i en vifteform foran denne. De største blokkene har blitt fraktet lengst, mens finere materiale ligger nærmere steinbrefronten. I område 3 er det spesielt mye talus rundt de delvis utraste berggrunnsblokkene. Talus etter snøskredhendelser er trolig også en opphavskilde da flere områder er bratt nok til at snøskred kan løsne (over 30)°.

Der talus har bygd seg opp i vifter er det groveste materialet fraktet lengst og befinner seg i ytterkanten av viftene, mens finere materiale har blitt avsatt nærmere kildeområdet, mer sentralt i vifteformen.



Figur 5.23 Talusvifte sett ovenfra. Viften er i subområde 3. Man kan se grovere materiale er ansamlet langs ytterkantene av viften og det finere materialet er i sentrale deler av viften.

6 Diskusjon

6.1 Introduksjon

I dette kapittelet vil jeg først gi en oppsummering av de ulike strukturene i berggrunnen som kan ha betydning for utglidning i skred, for deretter å diskutere hvordan strukturenes orientering i forhold til fjellskråningen har influert skredhendelsene og dermed opprinnelsen til ulike morfologiske element som preger skredet. Alle subområdene vil bli diskutert hver for seg og tilhørende tolkede geologiske profiler og stereonett med kinematisk analyse av bevegelser fra ulike områder langs ryggen blir presentert. Da Adjet er et fjellområde som viser svært ulike deformasjonsmønstre i berggrunnen fra subområde 1 og 2 til subområde 3, vil mulige årsaker til slike variasjoner diskuteres. Til slutt vil ulike kontrollerende faktorer som kan ha vært viktige drivkrefter for utglidningene på Adjet bli diskutert, samt hvorvidt Adjet er et fjellskred som er styrt av regionale sprø sprekker og/eller forkastninger.

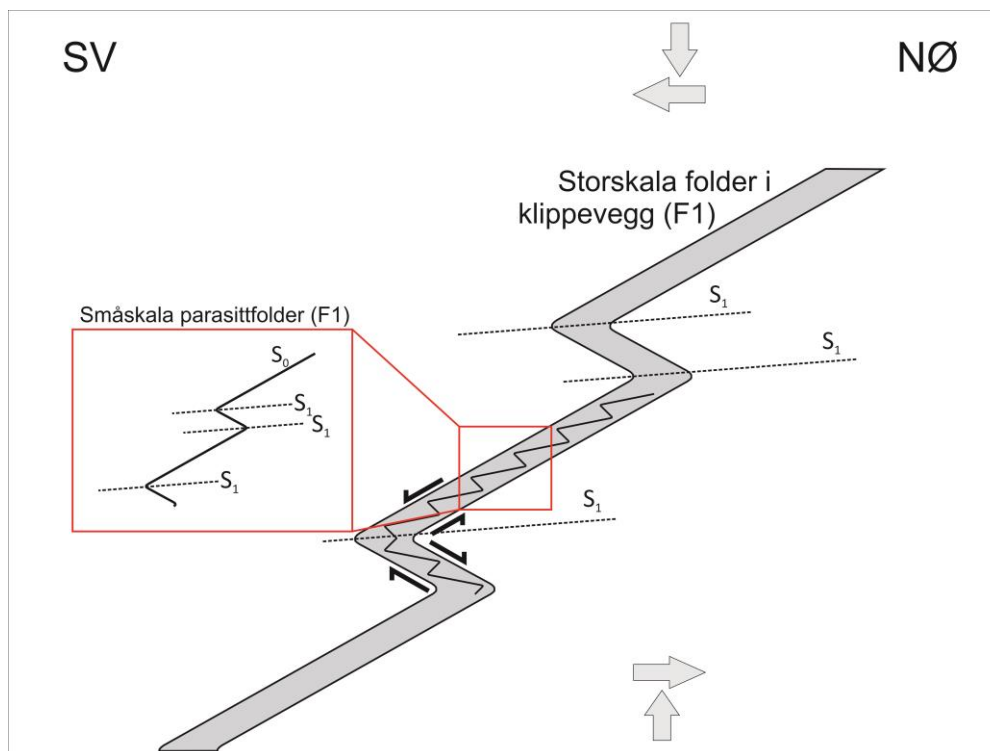
6.1.1 Kort oppsummering av berggrunnens strukturer i skredet

Ulike strukturer i berggrunnen ble kartlagt i fast berggrunn, da deres orientering i forhold til fjellskråningen kan være relevant for utglidningene i området (se kap. 4.4 og 4.5).

Den kaledonske berggrunnen i studieområdet inneholder flere strukturer som har blitt dannet under duktil deformasjon i forbindelse med fjellkjedefoldingen og innskyvingen av dekkene i tidlig til midt paleozoikum (Andresen, 1988, Roberts et al., 2001, Roberts, 2003, Gee et al., 2008, Corfu et al., 2014). Disse er i kronologisk rekkefølge, antatt primær lagning (S0) som observeres i områder med småskala, intrafoliale folder (F1), hovedfoliasjonen i bergartene (S1), storskala folder (F1) og boudinagestrukturer (se kap. 4.4).

De antatt eldste foldene (F1) ble dannet under en deformasjonshendelse der antatt primær lagning (S0), ble foldet. Foldenes asymmetriske orientering antyder at forkortningsretningen var innledningsvis tilnærmet parallell med mulig horisontal lagning, men etter hvert skjev i forhold til laget som ble foldet. Småskala folder og storskala folder (lenger sørøst) ble dannet under samme deformasjonsfase da de små foldene sannsynligvis er parasittfolder til de store. Denne deformasjonen førte til at hovedfoliasjonen (S1) ble dannet, parallelt med

akseplanet til foldene (akseplankløv), som følge av skjærfolding og transposisjon av lag inn i akseplanet (Twiss and Moores, 2006) (Figur 6.1).



Figur 6.1 Illustrasjon som viser sammenhengen mellom primær lagning (S0), foliasjon (S1) og folding (F1) i studieområdet. Pilene indikerer forkortelsesretning.

Berggrunnen i området inneholder også sprø deformasjonsstrukturer som er dannet lenge etter den kaledonske fjellkjedefoldingen, og disse strukturene kutter de duktile strukturene i berggrunnen. Dette er sprekker og forkastninger, dannet ved sprø deformasjon sannsynligvis i mesozoikum til kenozoisk tid (Faleide et al., 2008, Indrevær et al., 2013). I felt er det observert tre dominerende sprekkesett, et steilt NØ-SV strykende, et steilt NV-SØ strykende og et NV-SØ strykende med moderat fall mot både SV og NØ. Det sistnevnte sprekkesettet er trolig konjugert, da sprekker ofte er akkompagnert med sprekkesett som har motsatt fall på ca 60° (Twiss and Moores, 2006) (Figur 4.16).

Den sørvestlige fjellsiden av Adjet kjennetegnes ved store steinbreer og skredmateriale i nordvest (subområde 1 og 2) og større delvis utraste berggrunnsblokker i sørøst (subområde 3). I de kommende kapitlene vil dannelsen av disse morfologiske elementene bli forsøkt belyst.

6.2 Diskusjon av forholdet mellom strukturer og morfostrukturer i berggrunnen

I dette kapitlet vil sammenhengen mellom strukturer i berggrunnen, som er beskrevet over, og utglidninger langs Adjets fjellrygg diskuteres. For å belyse variasjoner i strukturer i området vil tre subområder bli diskutert hver for seg med henvisning til tolkede profiler som viser strukturene (Figur 6.3, 6.6, 6.8, 6.12, 6.15) og stereonett med kinematisk analyse (se kap 3.2) av strukturer som kan utgjøre favorable glideplan for utrasinger (Figur 6.4, 6.7, 6.9, 6.13, 6.16). Dette gir grunnlag for å diskutere mulige skredmekanismer for hvert subområde og hva som styrer ulike deformasjonsstiler i de ulike delene av skredområdet.

6.2.1 Subområde 1

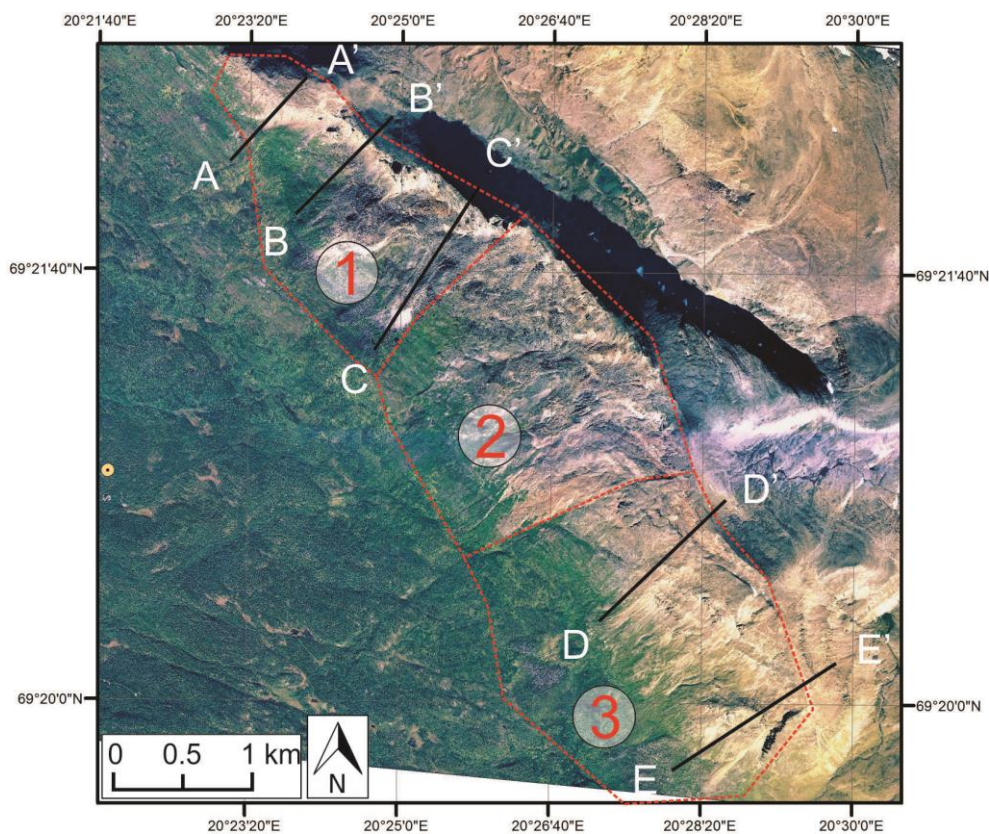
I subområde 1 vil tre tolkede profiler, A-A', B-B' og C-C' (Figur 6.2), bli presentert og diskutert (Figur 6.3, 6.6 og 6.8), i tillegg til å analysere skredbevegelser langs mulige glideplan (kinematisk analyse) som er styrt av strukturer i berggrunnen i de aktuelle profilene.

Småskala, tette og liggende F1-folder finnes i et tektono-stratigrafisk nivå (ca. 200 m tykt) nordvest i subområde 1, som er omgitt av glimmerskifre med velutviklet foliasjon (S1) som heller slakere enn foldeflankene (Figur 6.3). Andre strukturer som preger berggrunnen er steile NØ-SV og NV-SØ strykende sprekkesett (sprekkesett 1 og 2)

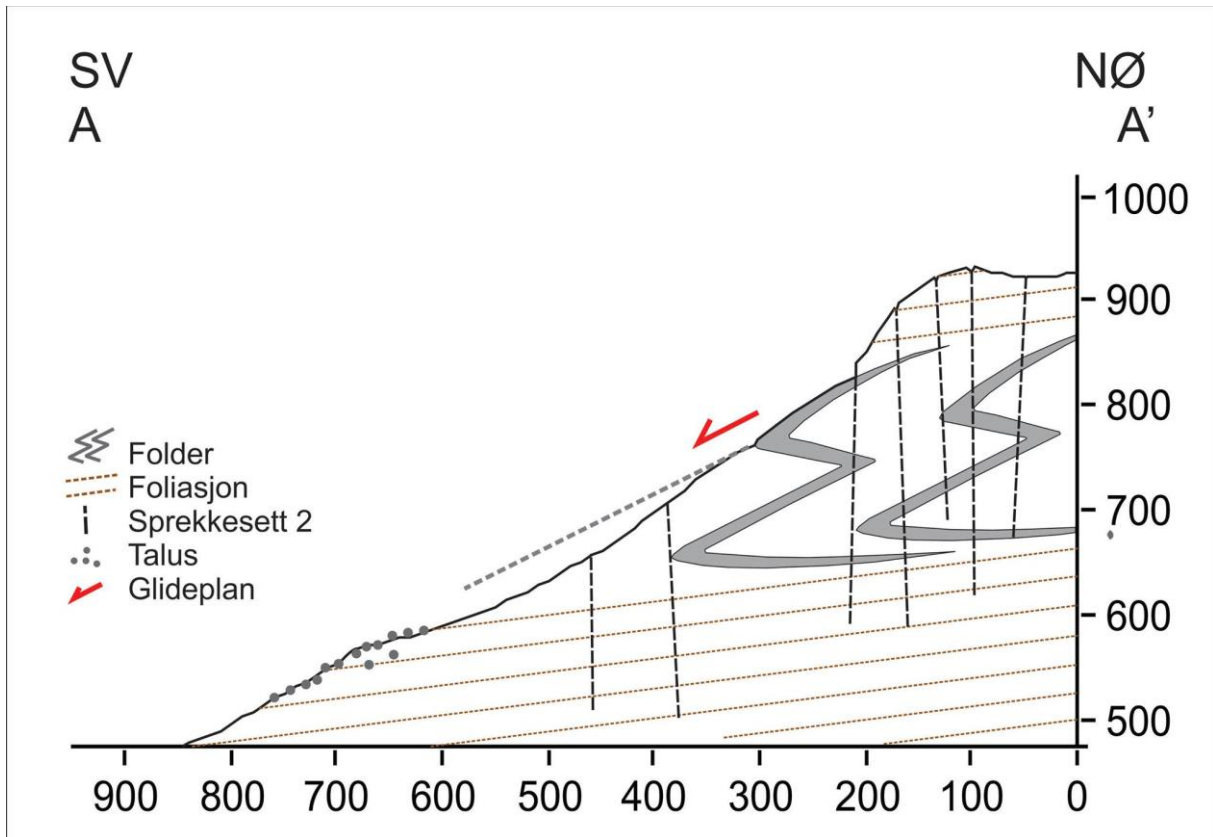
Basert på orienteringsdata til de steile sprekke (sett 2) øverst i profilet (Fig. 6.3), kan man teoretisk få direkte *toppling* ned skråningen dersom disse åpner seg mot SV. I innledningskapitlet ble to typer toppling beskrevet, *fleksibel* og *blokk toppling*. Topplingmekanismen som foregår på Adjet kan sammenlignes med blokk toppling da blokkene avgrenses av diskontinuiteter på tvers, foliasjonen, som bestemmer blokkenes høyde. Foldeflanker (F1) som faller ca. 28° mot SV har en fallretning som kan være favorabel som glideplan, mens utglidning langs foliasjonen (S1) ikke er sannsynlig i dette område pga. for slakt fall (se Figur 4.4 kap. 4.4.1). Hvis foldeflanken, benevnt 2 (se Figur 6.4) fungerer som glideplan, kan man få kileutglidning hvis massene over er utløst fra den steileste av foldeflankene (foldeflanke 2) og sprekkesett 1 (Fig. 6.4). Grunnlaget for en slik *kinematisk* analyse er at flankenes orientering er lik eller overstiger en beregnet minimumsvinkel for

glidning langs plan i glimmerskifre. Alle polene til foldeflanke 2 faller innenfor feltet for planutglidning, noe som sannsynliggjør glidning langs foldeflanke 2 (Figur 6.4).

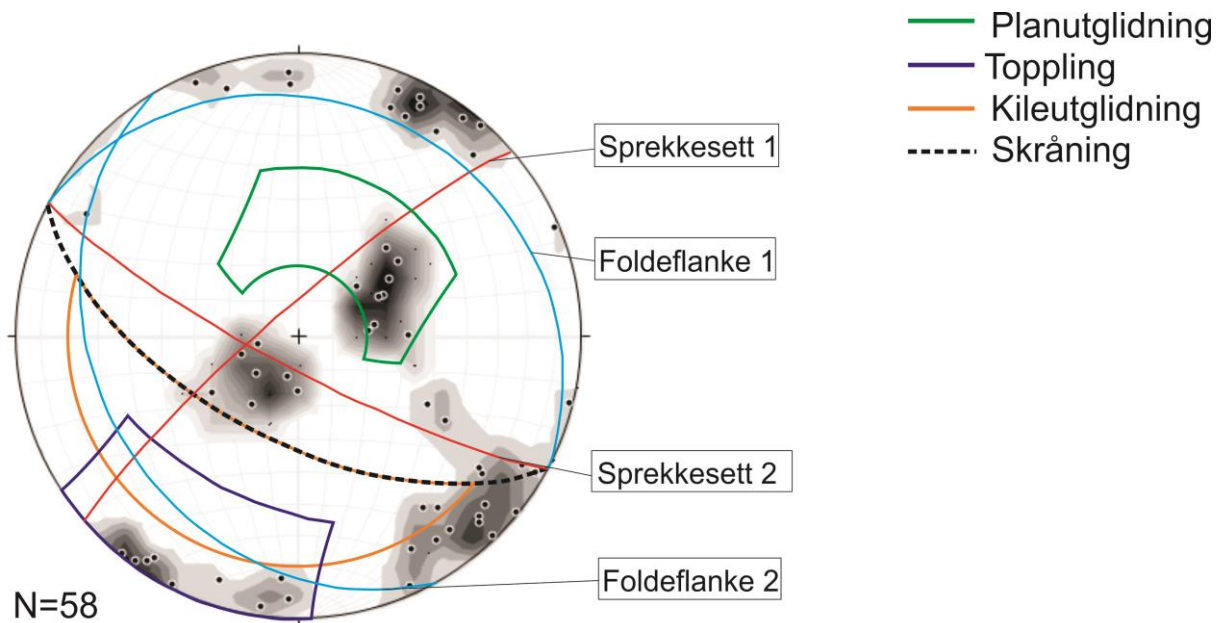
Foldeflankene heller henholdsvis 17° og 28° mot SV, dvs. samme orientering som fjellskråningen. Planstrukturer der flere småskala foldeflanker er forbundet til et mulig felles, sammenhengende glideplan, ble observert i felt (Figur 6.5). Spesielt de sprø, steile sprekkesettene i området kan ha avgrenset blokker slik at glidning har funnet sted. Det høye innholdet av glimmermineraler i bergarten i dette området favoriserer glidning da ruheten, og dermed friksjonen, langs potensielle glideplan er relativt lav. Dersom de geometriske forholdene ligger til rette for en utglidning, er det skjærstyrken langs diskontinuitetene som bestemmer om en fjellblokk skal gli ut eller ikke (Wyllie and Mah, 2004). Glimmerskifere med høyt innhold av fyllosilikater har en typisk friksjonsvinkel mellom 20° - 27° . En glidning langs den brattest hellende foldeflanken er derfor kinematisk mulig (Wyllie and Mah, 2004).



Figur 6.2 DEM over Adjet som viser lokalisering av de ulike profilene som diskuteres i dette kapittelet, og subområdene som studieområdet er delt inn i.

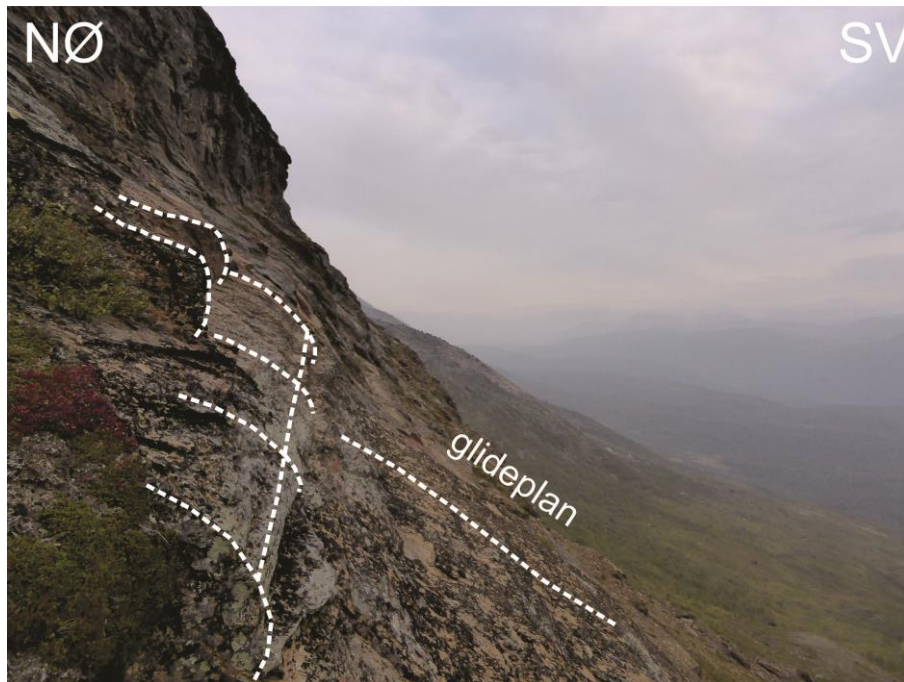


Figur 6.3 Profil A-A' gjennom nordvestlige deler av fjellryggen på Adjet hvor hovedglideplanet går langs foldeflankene til småskala folder. Merk også sprekkeseett 2 som avgrensner berggrunnsblokker i bakkant. Steile NØ-SV strykende sprekkeseett avgrensner blokker lateralt. Foldene i profilet er tegnet i større skala enn det de er i virkeligheten, dette for at det skal være mulig å antyde mulige mekanismer for utglidning.



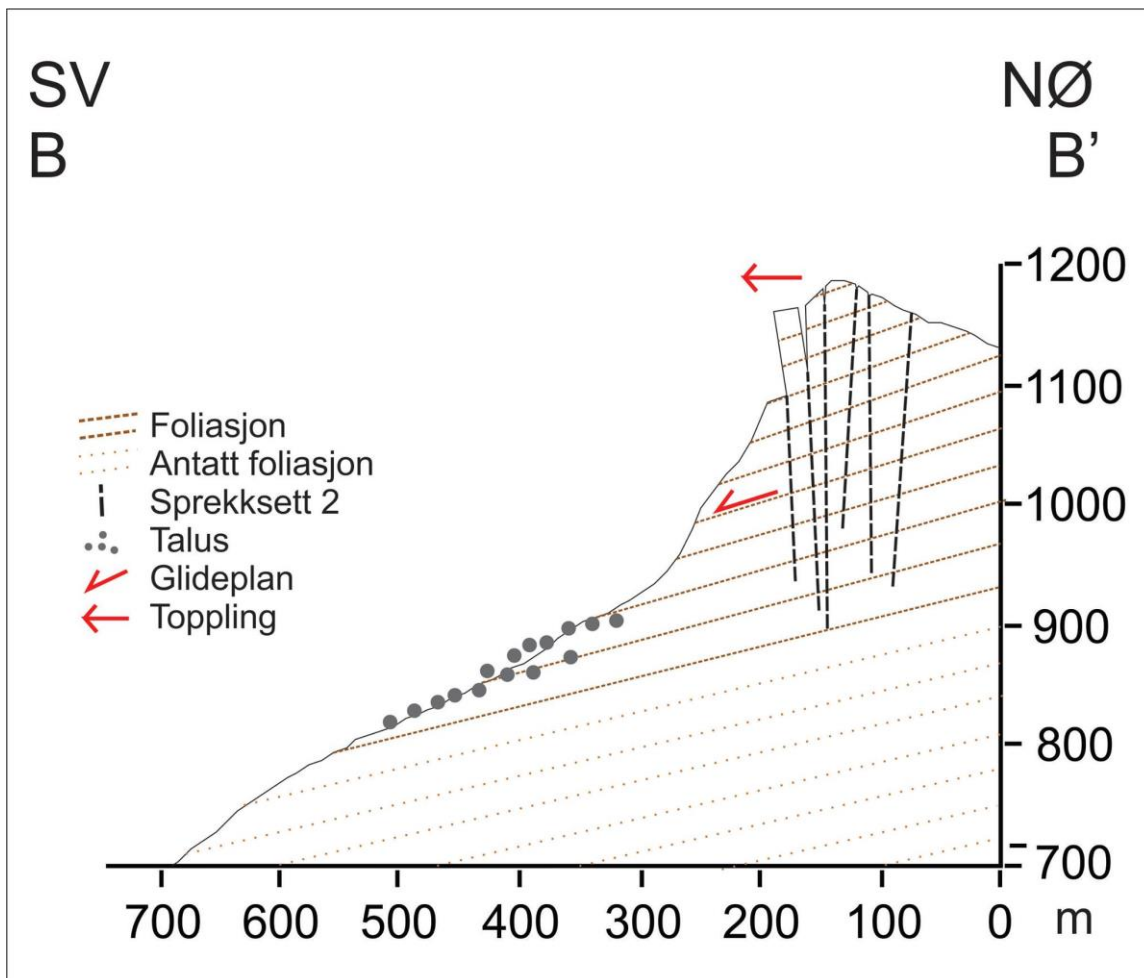
Figur 6.4 Kinematisk analyse av foldeflanker og sprekkeseett for profil A-A'. For toppling og planutglidning må poler til plan falle innenfor relevant farget felt, og for kileutglidninger må kryssninger av planstrukturer falle innenfor feltet for kileutglidning for at utrasing skal være kinematisk mulig. Alle mekanismer for utglidning er kinematisk mulig i dette

området, dvs. planutglidning langs foldeflanke 2 og kileutglidning langs foldeflanke 2 og sprekkesett 1 i tillegg til toppling langs sprekkesett 2.

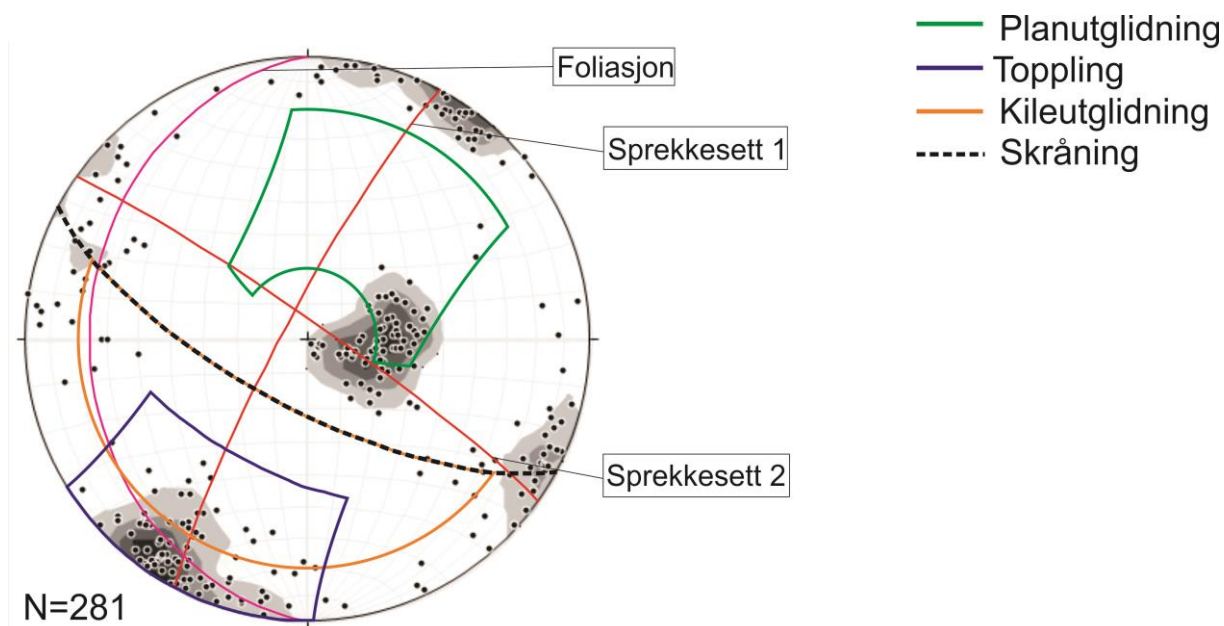


Figur 6.5 Småskala tette F1-folder danner planstrukturer der flere småskala foldeflanker er forbundet til et mulig felles, sammenhengende glideplan.

Selv om mulige utglidninger langs hovedfoliasjonen (S1) i området med F1-folder er lite sannsynlig, kan dette ha skjedd lenger sørøst i subområde 1, hvor foliasjonen har brattest fall, gjennomsnittlig 24° mot vest (Figur 6.6). Også i dette området er sprekkesettene 1 og 2 utbredt, og de synes å avgrense fjellblokker både i bakkant og lateralt, slik at glidning langs foliasjonsplan kan ha skjedd. Kinematisk analyse underbygger disse antagelsene da en stor andel av polene til foliasjonsplan faller innenfor feltet for planutglidning, i tillegg til at en stor andel av sprekkesett 2 faller innenfor området for toppling. Det begynnende stadiet av toppling kan observeres flere steder i felt i dette området (Figur 4.13a og b). Øvre deler av individuelle blokker, dannet av NV-SØ strykende sprekkesett med fall som heller slakt inn i fjellveggen, roterer utover og danner dermed en åpning mellom individuelle blokker på opptil en meters mellomrom (Figur 6.5). Dersom skjærkreftene overgår skjærspenningen som holder blokken på plass, vil toppling skje.



Figur 6.6 Profil B-B' viser hvordan glidning langs foliasjon kan foregå i områder der foliasjonen er bratt nok. De steile sprekkesettene vil kunne avgrense berggrunnsblokker i bakkant og lateralt. Toppling langs sprekkesett 2 kan også forekomme da sprekkesett som heller slakt inn i fjellveggen roterer utover og danner en åpning mellom individuelle blokker.

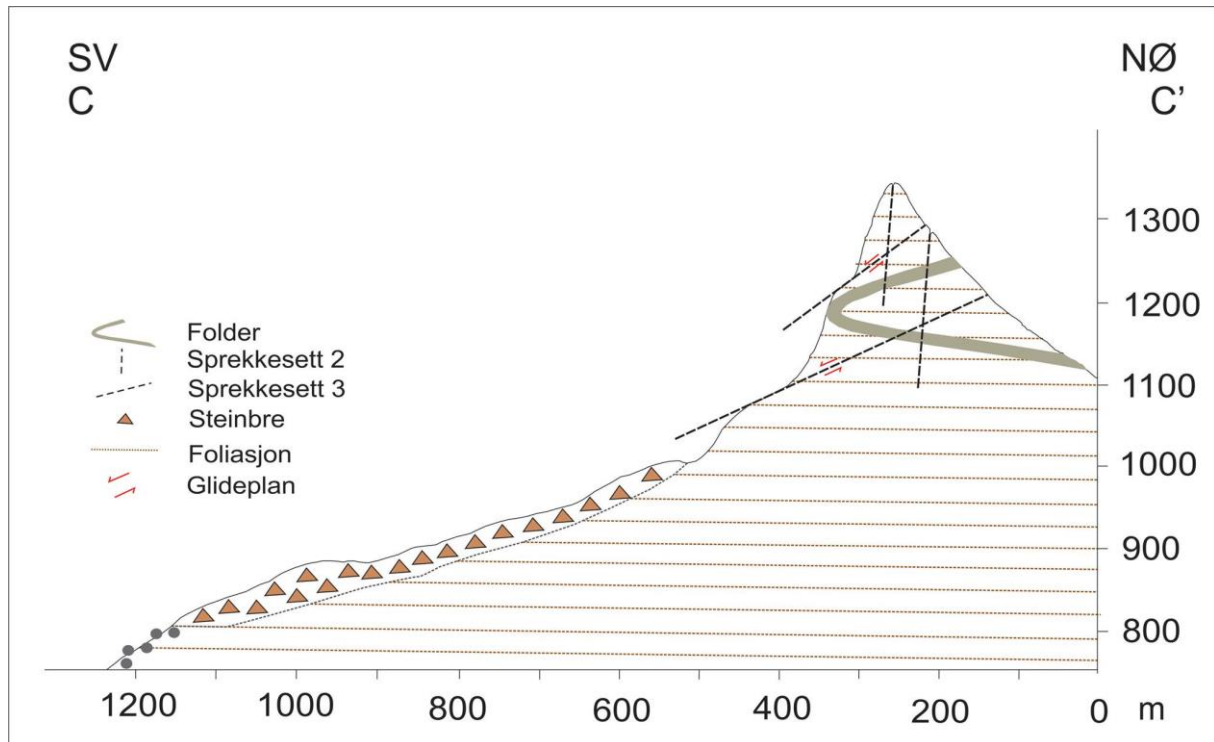


Figur 6.7 Kinematisk analyse av sprekkeseett og foliasjon for profil B-B'. Toppling langs sprekkeseett 2 i tillegg til at en stor andel av foliasjonsmålingene faller innenfor området for planutglidning gjør at toppling og planutglidning er kinematisk mulig i dette området.

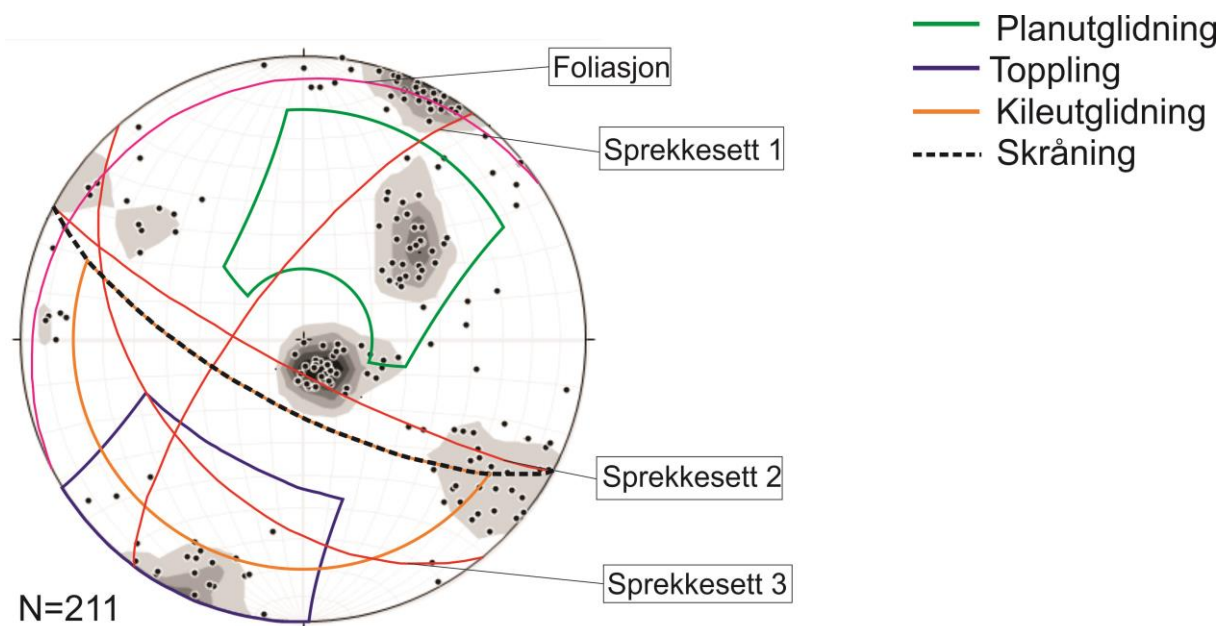
Lengst sørøst i subområde 1 (Figur 6.8; profil C-C') dominerer det NV-SØ strykende sprekkeseettet (sprekkesett 3), som har fall på i gjennomsnitt omtrent 43° mot SV. Kinematisk analyse av dette området, viser at nesten alle målingene for dette sprekkeseettet faller innenfor det teoretiske feltet for planutglidning. Dette sprekkeseettets godt definerte og gjennomgående geometri kan observeres flere steder i felt (Figur 4.16) og disse sprekkeseettene fungerer trolig som det viktigste glideplanet i dette området. Det løse materialet som opptrer på overflaten av sprekkesettet er sannsynligvis oppkjust berggrunn som oppsto da overliggende berggrunn gled langs glideplanet (Figur 4.17). Muligheter for en kileutglidning langs sprekkeseett 1 og 3 er også mulig, men da sprekkeseett 1 er så bratt, vil glidningen uansett foregå for det meste langs sprekkeseett 3, og sprekkeseett 1 og 2 vil hovedsakelig avgrense blokker slik at de er fri til å glide langs sprekkeseett 3. Flere av polene til sprekkeseett 2 faller innenfor området for toppling også her. Tensjon langs dette sprekkesettet i forbindelse med toppling er også observert i felt for dette området (Figur 4.1c)

Som profil C-C' (Figur 6.8) og bilder fra dette området viser (Figur 4.9), er det også observert storskala tette til isoklinale folder i fjellveggen her. Småskala F1-folder som var observert

lenger mot nordvest, er derfor tolket å være parasittfolder til disse storskala F1-foldene. Det betyr at de bratteste av foldeflankene til disse foldene også kan fungere som potensielle glideplan her. Det er derimot ikke observert utglidninger som går parallelt med disse foldeflankene. Utglidninger langs sprekkeseett 3 som faller moderat mot SV, og som kutter enkelte av foldeflankene, er derimot observert, noe som antyder at sprekkeseettene her er et mer sannsynlig svakhetsplan og glideplan enn foldeflankene (Figur 4.9).



Figur 6.8 Profil C-C viser glidning langs sprekkeseett 3. Merk hvordan berggrunnsblokken avgrenses i bakkant av sprekkeseett 2. Sprekkeseett 1 avgrenser blokkene lateralt.



Figur 6.9 Kinematisk analyse av sprekkeseitt og foliasjon for profil C-C'. Nesten alle polene til sprekkeseitt 3 faller innenfor feltet for planutglidning, noen av polene til sprekkeseitt 2 faller innenfor feltet for toppling og en kileutglidning kan forekomme langs sprekkeseitt 1 og 3. Toppling, planutglidning og kileutglidning er kinematisk mulig i dette området.

Det geomorfologiske kartet over området (Figur 5.19) viser at de største skredavsetningene i område 1, ligger på et platå rett under området der moderat hellende NV-SØ strykende sprekkeseitt er observert i berggrunnen, det vil si omtrent i området for profil C-C'. Lenger nordvest, ved profil A-A' og profil B-B', er det kun observert tynnere avsetninger av talus materiale, en forholdsvis liten delvis utrast berggrunnsblokk og noe flekkvis avsatt skredmateriale (Figur 5.19). Det betyr at de største utrasingene i område 1 sannsynligvis er forårsaket av moderat hellende NV-SØ strykende sprekkeseitt. Dette betyr derimot ikke at større utglidninger ikke kan forekomme i fremtiden, da den kinematiske analysen (Figur 6.4 og 6.7) viser at forholdene ligger til rette for utglidning/toppling også nordvest for profil C-C'.

6.2.2 Subområde 2

Store områder med steinbreer og tykt rasmateriale indikerer at også subområde 2 har hatt stor skredaktivitet. Flere utraste loper av skredmateriale som vekselvis kutter hverandre langs hele fjellsiden indikerer at det har vært flere mindre skredhendelser, fremfor en stor (se geomorfologisk kart, Figur 5.19).

I områder hvor folder er eksponert i fjellveggen, kan man se at foldene kuttet av sprekker som heller med moderat fall mot SV (Figur 4.16). Ved å følge baks-krenten fra subområde 1 over i subområde 2, kan man også observere at store deler av baks-krenten i subområde 2 ser ut til å ha den samme orienteringen som det sprekkesettet som utgjør glideplanet i område 1 (Figur 4.18). Basert på disse observasjonene, tolkes hele, eller store deler av den intakte berggrunnen å ha glidd langs dette planet. Det kan bety at også her er det de sprø, moderat hellende sprekkesettene som styrer utglidningene. Det trengs derimot ytterligere studier i dette området for å bekrefte eller avkrefte disse antagelsene.

6.2.3 Subområde 3

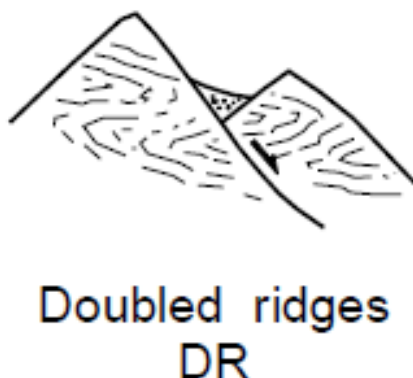
I subområde 3 vil to tolkede profiler, D-D' og E-E' (Figur 6.2, 6.12 og 6.14), bli presentert og diskutert, i tillegg til en kinematisk analyse som representerer strukturer observert i hvert profil (Figur 6.13 og 6.16).

Som tidligere nevnt skiller subområde 3 seg litt ut i forhold til subområde 1 og 2 på grunn av at dette området preges av store delvis utraste berggrunnsblokker (se kap. 5.4.3) i stedet for løsmasser i form av steinbreer og skredlober. Subområde 3 skiller fra subområde 2 av en trolig forkastning. Kinematisk analyse fra området langs profil D-D (Figur 6.12) viser at toppling langs sprekkesett 2 er kinematisk mulig (Figur 6.13). En stor andel av polene til sprekkesett 3 og noen poler til foliasjonen faller innenfor feltet for planutglidning. Kileutglidning kan foregå langs sprekkesett 1 og 3, men glidningen vil hovedsakelig foregå langs sprekkesett 3, da sprekkesett 1 er tilnærmet vertikal også i dette området.

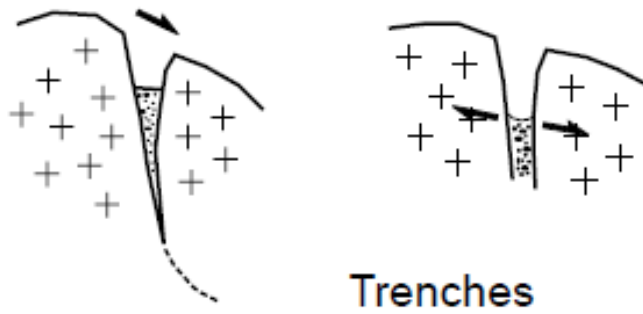
I delvis utraste berggrunnsblokker i øvre deler av skredet (berggrunnsblokk 2 og 3) finnes morfologiske rygger som er relativt parallelle med baks-krenten (Figur 5.7a). Disse er tidligere beskrevet og tolket som motskrenter (kap 5.4.1). Slike lineære morfologiske uttrykk i berggrunnen (*bedrock linears*) er antatt å være morfologiske uttrykk av en form for dyptgående deformasjon i fjellsider (Kinakin and Stead, 2005). Fra et morfologisk perspektiv kan det se ut som om motskrentens tidligere posisjon var en del av fjellryggen/baks-krenten i bakkant (5.10a). Lignende morfo-strukturer er beskrevet i litteraturen i forbindelse med hva som er typisk for DSGSD (*deep seated gravitational slope deformation*) (se kap 2.3). De morfologiske ryggene som definerer øvre deler av berggrunnsblokkene 2 og 3 (Figur 5.7a og

5.11a,b) kan sammenlignes med såkalte dobbeltrygger (*double ridges*) (Figur 6.10). Disse dannes oftest ved tensjon i de øvre delene av et ustabil fjellparti (Agliardi et al., 2009), ved gravitasjonell utglidning som forskyver den opprinnelige ryggen nedover langs et glideplan og danner en dobbelrygg (Agliardi et al., 2001). Det er kreftene i bergmassen påført av tyngden av bergmassen som fører til deformasjon langs en skjærsone/glidesone som resulterer i dannelsen av disse landformene (Kinakin and Stead, 2005).

I litteraturen (McCalpin and Irvine, 1995, Agliardi et al., 2001, Kinakin and Stead, 2005) kalles området mellom dobbelryggene for *ridgetop trenches/depressions*. Her ble det observert en langsgående forsinking der flate bergartsfragmenter er orientert tilnærmet vertikalt i forsinkingene (Figur 5.17 og 5.18). Agliardi et al. (2001) beskriver lineære forsinkinger i fjellskredområder som *trenches* (Figur 6.11) og kan være uttrykk for en lineær åpning som er dannet i forbindelse med ekstensjon langs en vertikal eller nedover hellende flate (Agliardi et al., 2001). De kan være åpne eller innfylte med blokkmateriale eller sedimenter (Crosta et al., 2013). Forsinkingen bak berggrunnsblokk nummer 2 minner om en slik trench og kan antyde deformasjon langs et nedover hellende glideplan som representerer det moderat hellende NV-SØ strykende sprekkesettet mellom fast berggrunn og delvis utrast berggrunnsblokk nummer 2 og 3. I følge Henderson et al. (2011) kan såkalte *synkehull* dannes i forbindelse med ustabile fjellparti. Dette uttrykket er brukt om forsinkinger eller hull i berggrunnen som utvikles over aktive eller tidligere aktive sprekker/forkastninger. Forsinkingen kan antas å være lineære synkehull som har blitt dannet i sedimentene over en trench.

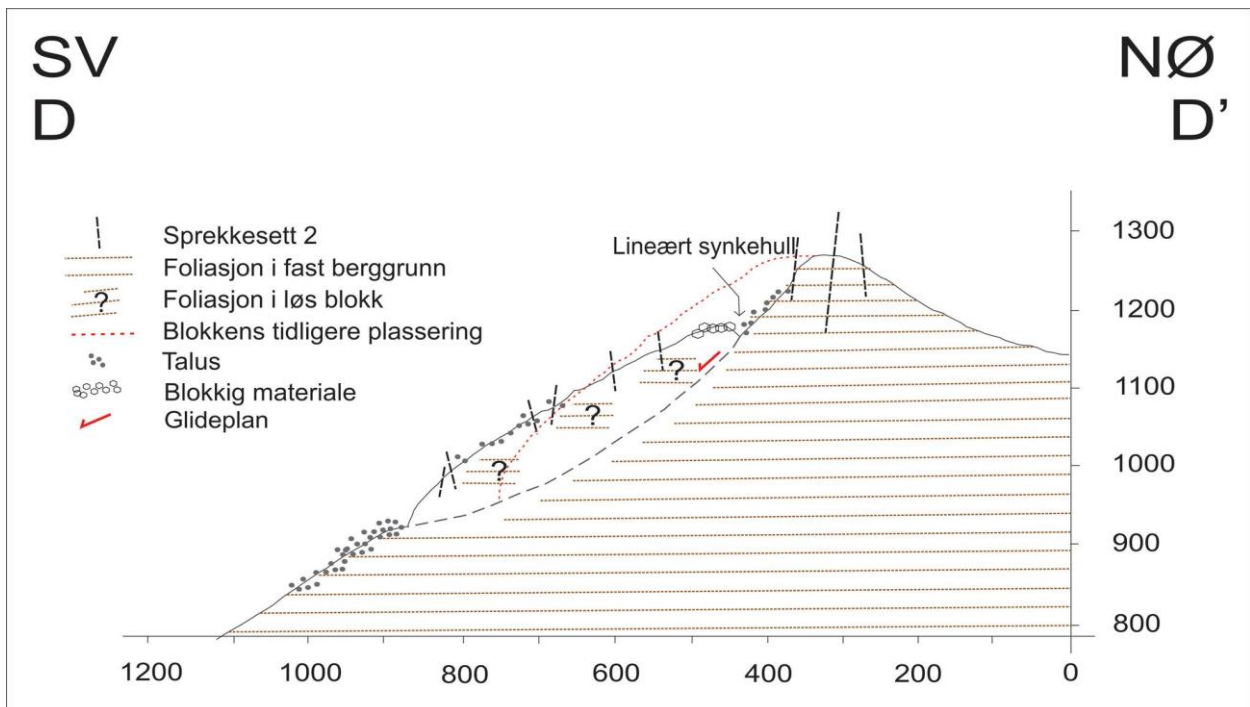


Figur 6.10 Illustrasjon av dobbelrygg (*double ridge*) (Agliardi et al., 2001). Deler av berggrunnen har løsnet fra sin opprinnelige plassering og har beveget seg ned langs et glideplan med fall ned fjellsiden.

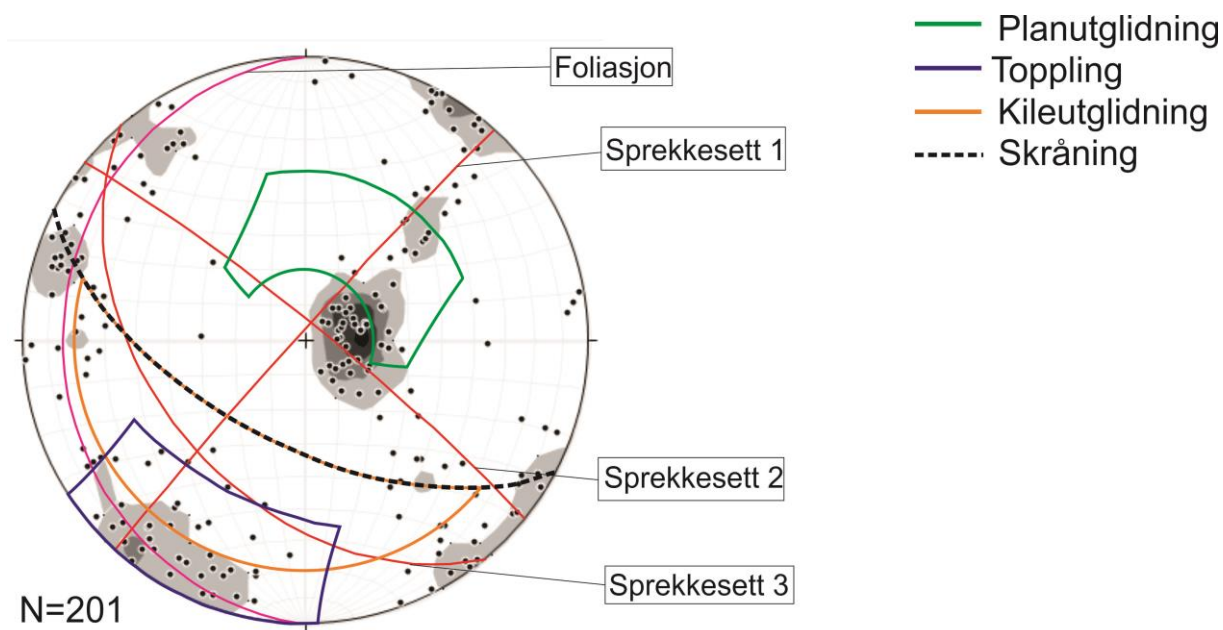


Trenches

Figur 6.11 Illustrasjon av "trench" (Agliardi et al., 2001). Tensjon i øvre deler av skråningen danner åpning langs preeksisterende sprekkesett.



Figur 6.12 Profil D-D' viser glidning langs sprekkesett 3. Legg merke til blokkens antatt tidligere plassering og hvordan gravitativ utglidning har ført til dannelsen av en dobbeltrygg.



Figur 6.13 Kinematisk analyse av sprekkeseitt og foliasjon for profil D-D'. Noen av polene til sprekkeseitt 3 faller innenfor feltet for planutglidning, noen av polene til sprekkeseitt 2 faller innenfor feltet for toppling og en kileutglidning kan forekomme langs sprekkeseitt 1 og 3. Toppling, planutglidning og kileutglidning er kinematisk mulig i dette området.

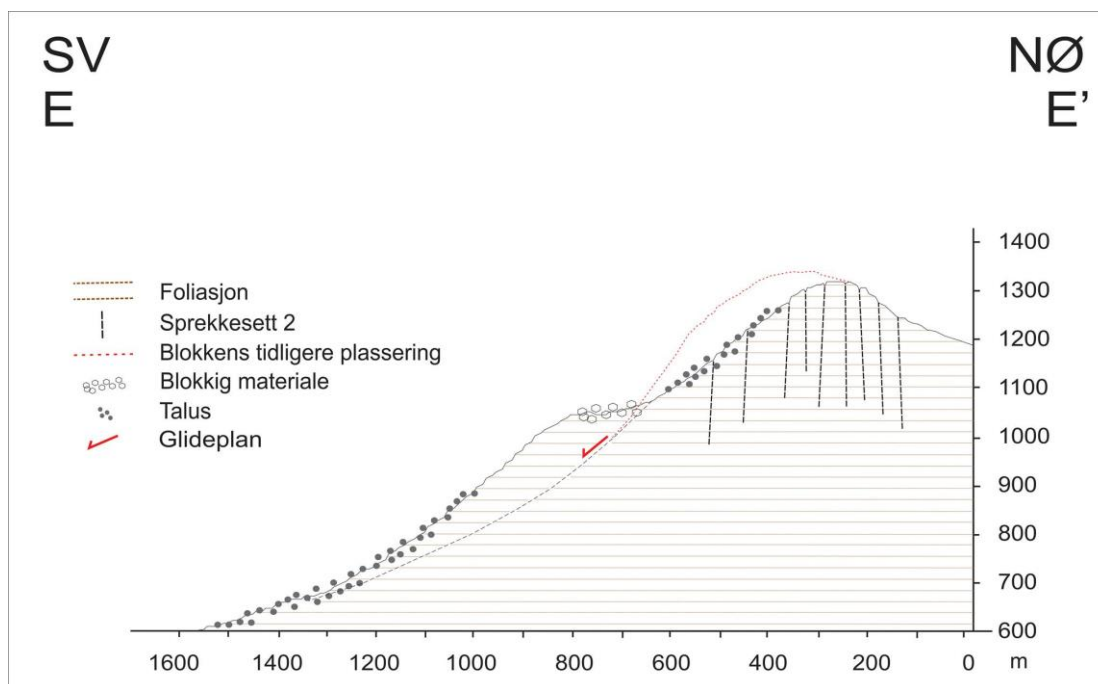
Profil E-E' (Fig. 6.14) er konstruert på tvers av berggrunnsblokk 1 og baks-krenten nord for blokken. Denne blokken har trolig beveget seg fra en slakt hellende baks-krent nord for blokken og blitt avgrenset i øst av en mer tydelig og bratt baks-krent (Figur 5.4).

Kinematisk analyse av sprekkeseitt langs profil E-E' fra området (Figur 6.15) viser stor likhet med tolkningene og diskusjonen av profil D-D'. Noen av polene for sprekkeseitt 2 faller innenfor feltet for toppling. En kileutglidning kan ha funnet sted langs sprekkeseitt 1 og 3, i tillegg til at noen poler faller innenfor feltet for planutglidning, som antyder bevegelse langs sprekkeseitt 3. Det er derfor tilnærmende å tro at bevegelse har skjedd langs sprekkeseitt 3 også i dette området.

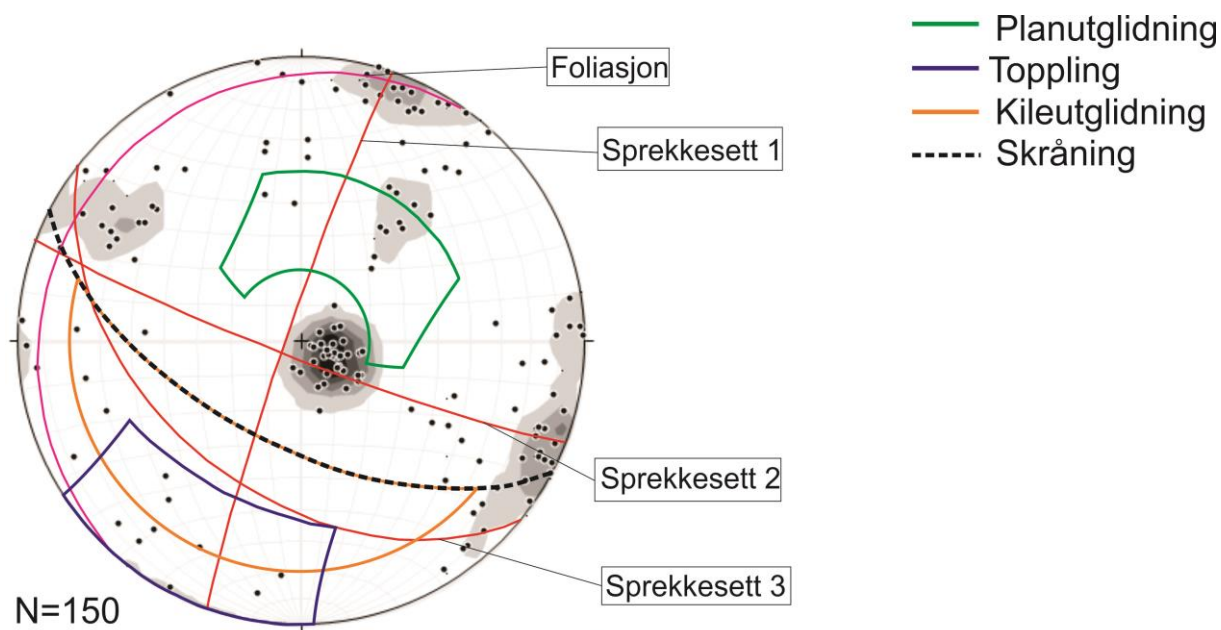
Strukturdata av både foliasjon og sprekker fra den faste berggrunnen bak delvis utrast berggrunnsblokk er relativt lik strukturdata målt internt i berggrunnsblokken (Figur 5.14). Dette betyr at berggrunnsblokken verken har rotert inn mot baks-krent eller ut fra baks-krent, men beveget seg relativt vinkelrett nedover skråningen, som dermed antyder at glideplanet er tilnærmet planart. Planare glideplan kjennetegnes ved minimalt med rotasjon mot eller fra skråning og relativt intakte berggrunnsblokker, mens listriske glideplan karakteriseres med rotasjon vekk fra skråning og generer intern deformasjon innad i blokkene.

Berggrunnsblokk 1 preges av litt deformasjon i øvre deler, men er relativt intakt i nedre deler, noe som stemmer bra med et planart glideplan.

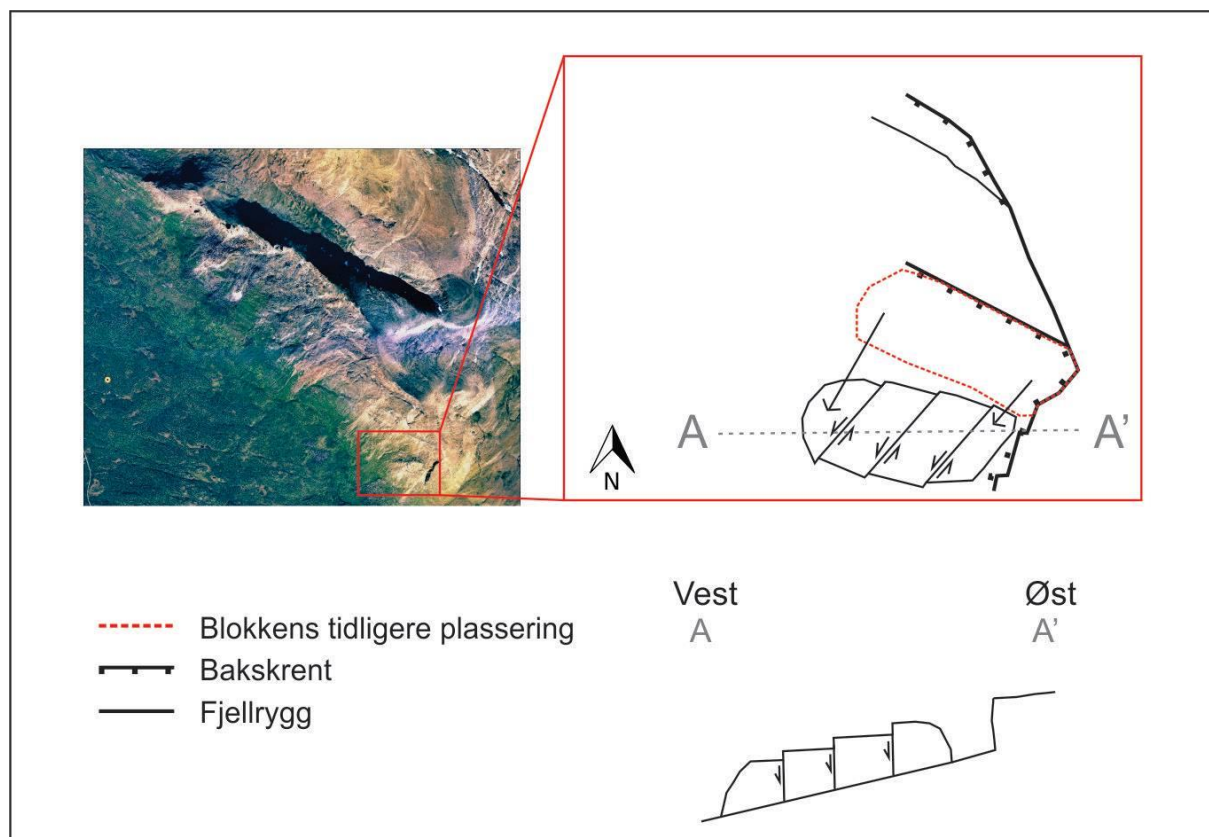
Hvis man ser på morfologien til berggrunnsblokk 1 og sammenligner med bakskrentene til berggrunnsblokken kan det se ut til at vestlige deler av berggrunnsblokken har beveget seg lengre fra bakskrent i en rotasjonsbevegelse mot vest i forhold til østlige deler av berggrunnsblokken (Figur 5.4). En slik rotasjon samsvarer ikke med strukturmålinger tatt i berggrunnsblokken, da man skulle trodd at strukturmålingene fra utrast berggrunnsblokk også ville vist en rotasjon i forhold til fast berggrunn. En teori som forklarer dette kan være at berggrunnsblokken ikke har rotert som en sammenhengende stor blokk, men delt seg opp i lineære tverrgående segmenter langs fjellsiden, dvs. parallelt med det steile NØ-SV strykende sprekkesettet, og beveget seg i forhold til hverandre. De vestligste segmentene ville da beveget seg lengst, mens de østligste segmentene ville beveget seg kortere. Dersom hvert segment beveger seg langs et planart glideplan og hvert segment bare beveger seg lineært i forhold til hverandre, vil strukturene i intakte deler av berggrunnsblokken fortsatt være relativt lik strukturene i fast berggrunn (Figur 6.16). Et profil av berggrunnsblokken fra vest mot øst vil da kunne vise en intern bevegelse der deler av berggrunnsblokken er blitt forkastet ned langs steile NØ-SV strykende sprekkesett, mens en sideveis bevegelse kan antydes ut i fra observeres i kartbildet (Figur 6.16).



Figur 6.14 Profil E-E' viser glidning langs sprekkesett 3 og berggrunnsblokkens trolig tidligere plassering.



Figur 6.15 Kinematisk analyse av sprekkeseett og foliasjon for profil E-E'. Noen av polene til sprekkeseett 3 faller innenfor feltet for planutglidning, noen av polene til sprekkeseett 2 faller innenfor feltet for toppling og en kileutglidning kan forekomme langs sprekkeseett 1 og 3. Toppling, planutglidning og kileutglidning er kinematisk mulig i dette området.



Figur 6.16 Illustrasjon av hvordan deformasjonen av berggrunnsblokk 1 i profil E-E' (Fig. 6....) kan ha foregått. Oppdeling av berggrunnsblokken i lineære segmenter langs NØ-SV strykende steile sprekkeseett kan ha ført til at det vestligste segmentet har beveget seg lengre enn det østligste segmente

Kinematisk analyse	Skråning	Foliasjon	Sprekkesett 1	Sprekkesett 2	Sprekkesett 3	Foldeflanke 1	Foldeflanke 2
1	118/60		229/82	118/81	x	297/18	150/29
2	118/70	180/24	208/83	305/85	x	x	x
3	118/70	240/10	217/73	112/88	140/43	x	x
4	118/60	180/16	222/88	309/85	140/45	x	x
5	118/60	217/11	199/86	111/85	129/46	x	x

Tabell 6.1 Gjennomsnittlig skråningsorientering i de områdene kinematisk analyse er utført, og deres representative gjennomsnittlige sprekksett, foliasjon og foldeflanker.

6.2.4 Forskjell i deformasjonsmønster

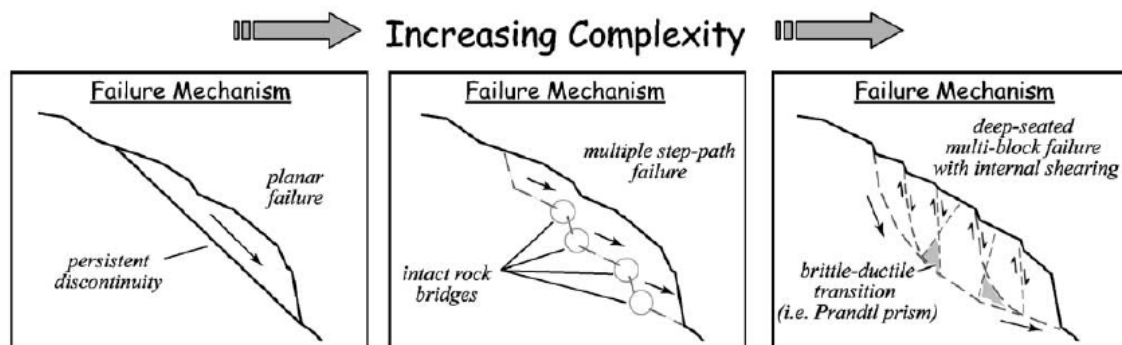
Subområde 1 og 2 preges av store løsmasser av utrast materiale, mens subområde 3 preges av store delvis utraste berggrunnsblokker. Grunnen til dette kan skyldes forskjeller i deformasjonsmønster fra subområde 1 og 2 til subområde 3. En mulig årsak til den store forskjellen i deformasjonsmønster kan skyldes både hyppigheten, vedvarenheten og/eller geometrien/orienteringen av sprekker og forkastninger i berggrunnen, og eventuelle laterale variasjoner i strukturenes geometri. Det som menes med vedvarenhet er den romlige utstrekningen, eller størrelsen av en planstruktur i bergmassen. I subområde 1 kan vedvarende moderat hellende NV-SØ strykende sprekksett observeres fra øvre deler av fjellryggen og langt ned i fjellsiden (Figur 4.16 og 4.17). Det samme kan observeres i store deler av subområde 2 (Figur 4.18 og 4.19). I subområde 3 er det samme sprekksettet også målt og observert, men det er ingen steder like vedvarende og det har større variasjon i orientering (Figur 4.15). Berggrunnen er også mer oppsprukken og forvitret enn lenger nordvest. En høy sprekketetthet i bergartene kan føre til mer svekkelse av bergartene og forsterke den kjemiske forvitringen (Saintot et al., 2011).

Måten en fjellskråning endrer geometri under deformasjon og hvordan stresset fordeles i fjellskråningen bestemmes hovedsakelig av litologi og strukturer i berggrunnen. Dersom berggrunnen består av færre sprekksett, men som er godt definerte og vedvarende, vil fjellmassens styrke bestemmes ut fra egenskapene til den intakte berggrunnen. Skred vil da begrenses til diskontinuiteter i berggrunnen, og mekanismene for utglidning vil være planutglidning, kileutglidning eller toppling. Dette kjennetegnes gjerne med skredhendelser der volumet av utrast bergmasse er relativt liten (tusendis av m³) (Eberhardt et al., 2004). I subområde 1 og 2 er det nettopp planutglidning langs et relativt jevnt glideplan som antas å

være den viktigste skredmekanismen, og stedvis også toppling. I motsatt tilfelle, dersom berggrunnen består av flere sett med tett plasserte diskontinuiteter, har bergmassen en tendens til å oppføre seg mer som en sammenhengende masse – deformasjonen kontrolleres ut fra egenskapene til både den intakte berggrunnen og diskontinuitetene, noe som tillater stor geometrisk variasjon under deformasjon (Agliardi et al., 2012).

I store, naturlige fjellskred er det sjelden at store, fullt vedvarende, naturlige diskontinuitetsplan eksisterer til å danne et fullstendig glideplan. Det er heller mer sannsynlig at vedvarenheten (*persistence*) av sprekkesett i realiteten er mer begrenset og at det komplekse samspillet mellom eksisterende naturlige sprekkesett og forplantingen av sprø sprekker gjennom intakte steinbroer (*rock bridges*) kreves for å få i gang et stort, naturlig fjellskred (Einstein et al., 1983). Mens glideplanene langs sprekkesett 3 i subområde 1 sannsynligvis er dannet av vedvarende sprekker (Figur 4.18) er eventuelle glideplan for de delvis utraste berggrunnsblokkene 1, 2 og 3 i subområde 3 noe mer komplekse grunnet at sprekkesettene er mindre vedvarende. Glideplanet består av flere mindre sprekkesett som til sammen utgjør et stort glideplan. Dersom dette er tilfelle, kan en mulig styrende faktor for om blokken glir ut eller ikke være opptredenen av steinbroer mellom individuelle sprekker. Friksjonen langs glideplanet vil da være mye større fordi steinbroene som består av intakt berggrunn holder den overliggende bergmassen på plass. I følge Eberhardt et al. (2004) er vedvarenhet (*persistence*) av sprekker i berggrunnen blant de parameterne som påvirker skjærstyrken i en bergmasse mest. Små stein-broer (*rock bridges*) av intakt berggrunn kan øke skjærstyrken betraktelig, mens enhver planar struktur kan utgjøre et potensielt glideplan og dermed svekke skjærstyrken. Gradvis svekkelse av stabiliteten til en fjellside kalles progressiv svikt. Progressiv svikt vil innebære svikt av individuelle steinbroer etter hvert som skjærstyrken i disse blir overskredet. Stresset som forplanter seg i forkant av skjærplanet vil øke og påfølgende intakte stein-broer vil svikte etter hvert som skjærplanet utvides til det punktet hvor kinematisk frigjørelse er mulig, og fjellskred er uunngåelig (Eberhardt et al., 2004). Grunnen til at berggrunnsblokkene i subområde 3 ikke har rast ut skyldes sannsynligvis at den progressive svikten ikke har kommet til det punktet at kinematisk frigjørelse er mulig. I subområde 1 og 2 derimot, er skjærstyrken langs glideplan antatt lavere fordi tilstedeværelsen av intakt bergmasse mellom sprekker som utgjør glideplan er mindre, og dermed kan utglidning forekomme raskere enn i subområde 3.

Figur 6.17 viser et diagram som illustrerer ulike nivå av progressiv utvikling av skjærplan/glideplan. Nivå 1 representerer utglidninger hvor skred forekommer langs et jevnt vedvarende sprekesett. Nivå 2 representerer et mer komplekst glideplan der steinbroer av intakt berggrunn mellom sprekker fører til et trinn-formet glideplan (*multiple step-path failure*). Det trinnformede glideplanet er et resultat av intern bergmassedeformasjon før en utglidning fordi styrende planstrukturer i bergmassen er til stede og glideplanet kan forplante seg ved sprø bruddutvikling gjennom intakt berg mellom bruddplanene. Med styrende planstrukturer menes planstrukturer som har en favorisert orientering for utglidning, som for eksempel sprekesett 3 på Adjet. Nivå 3 er utsatt for omfattende intern bergmassedeformasjon fordi glideplanet ikke nødvendigvis kan lokaliseres til styrende planstrukturer i fjellsiden. Da er prosessen lokalisert til andre sprekker og svakheter i bergmassen og karakterisert av en overgang fra sprø til duktil bruddutvikling (*brittle ductile transition*) (Eberhardt et al., 2004, Stead et al., 2006). Skjærplanet til de delvis utraste berggrunnsblokkene i subområde 3 kan sammenlignes med nivå 2, et trinnformet glideplan, da glideplanet trolig er et resultat av sprø bruddutvikling mellom styrende planstrukturer, som i Adjet sitt tilfelle er det moderat hellende NV-SØ strykende sprekesettet.



Figur 6.17 Mekanismer for svikt av fjellskred kontrollert av progressiv utvikling av skjærplan/glideplan. Fra (Stead et al., 2006).

6.2.5 Oppsummering

Berggrunnen i det ustabile fjellpartiet i Adjet er karakterisert ved både duktile og sprø strukturer som varierer i geometri og orientering både langs og på tvers av den ustabile

fjellsiden. Dette har resultert i stor skredaktivitet med helt eller delvis utrasing av både store og små masser og berggrunnsblokker ved varierte deformasjonsmekanismer.

Subområdene 1 og 2 karakteriseres ved veldefinerte glideplan bestående av bl.a. kaledonske, duktile foldeflanker (F1) og foliasjonsflater (S1), men de største utglidningene har forgått langs store, sannsynlig regionale og vedvarende, moderat hellende NV-SØ strykende sprekkeseett. Mekanismene for utglidning er hovedsakelig planutglidning, men toppling er også representert, særlig i profilene B-B' og C-C'. I disse områdene er skredmassene totalt desintegrerte og store steinbreer har blitt dannet av deler av skredavsetningene.

Skillet mellom subområde 3 og subområde 1 og 2 går ved en større sprekk/forkastning som strekker seg langs hele fjellskråningen. Denne sprekken/forkastningen ser også ut til å skille områder med to ulike deformasjonsmønstre. Sprekkesettene og foliasjonen følger omtrent den samme orienteringen, men skråningens respons til deformasjon er ganske annerledes fra subområde 1 og 2. Subområdet består av store, delvis utraste berggrunnsblokker og hvis man følger karakteriseringen til (Agliardi et al., 2001), kan subområdet kjennetegnes ved vedvarende, lineære morfostrukturelle element (dobbeltrygger og lineære synkehull) som kjennetegner tensjon i øvre deler av skråningen langs preeksisterende sprekker i berggrunnen.

Årsaken til det ulike deformasjonsmønsteret skyldes vedvarenheten av det styrende sprekkesettet, som i Adjets tilfelle er det moderat hellende NV-SØ strykende sprekkesettet. Mens hoveddeformasjonen i subområde 1 og 2 styres av glidning langs veldefinerte, vedvarende glideplan, styres deformasjonen i subområde 3 av et mer komplekst deformasjonsmønster, der svikt av individuelle steinbroer med tiden utvikler et skjærplan/glideplan. Friksjonen mellom fast fjell og delvis utrast berggrunn vil derfor være mye større og det er trolig denne mekanismen som har forhindret berggrunnsblokkene i subområde 3 i å rase fullstendig ut.

6.3 Bevegelsesmønsteret i skredet

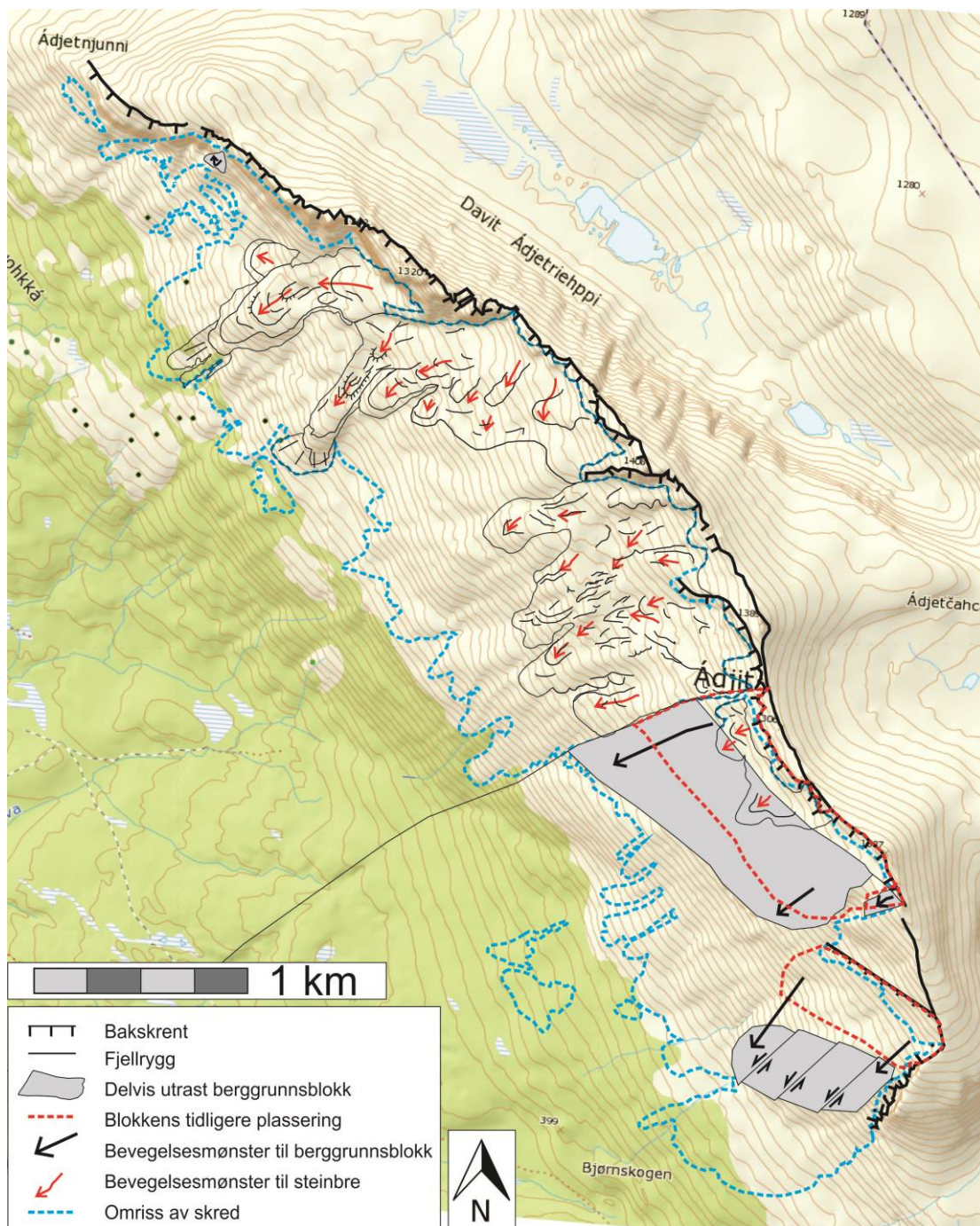
Bevegelsesmønsteret til et skred kan si noe om hvordan skredet har utviklet seg gjennom tid. I subområde 3, der delvis utraste berggrunnsblokker befinner seg, sammenlignes orienteringen til bakskrenten med orienteringen til delvis utglidde berggrunnsblokker, i tillegg til at strukturdata fra fast berggrunn sammenlignes med strukturdata fra delvis utrast berggrunn. Dette kan fortelle oss om blokken har rotert innover eller utover i forhold til fjellskråningen, eller sideveis. Blokken kan også beveget seg i et lineært mønster, uten rotasjon. Som nevnt i kap. 6.2.3 kan dette fortelle om glideplanet er listrisk eller planart. Skredområdet i subområde 1 og 2 derimot, består stort sett av desintegreerte skredavsetninger som har blitt reaktivert som steinbreer på grunn av permafrosten i området.

Berggrunnsblokk 2 og 3 i subområde 3 karakteriseres i øvre deler som typiske "double ridges" (se kap 6.2.3). Øvre rygg er i fast berggrunn, mens nedre rygg trolig har beveget seg ved gravitativ bevegelse langs et dypere glideplan. Den nedre ryggen er subparallel til bakskrenten. Fra et morfologisk perspektiv, ser det ut som vestlige deler av berggrunnsblokken har beveget seg lengre fra bakskrent i en rotasjonsbevegelse mot vest i forhold til østlige deler av berggrunnsblokken. Berggrunnsblokk 1 viser det samme mønsteret, vestlige deler av berggrunnsblokken har beveget seg lengre fra bakskrent enn østlige deler av blokken. I berggrunnsblokk 1 forklares rotasjonen av blokken med lineære segmenter som beveger seg lineært i forhold til hverandre og derfor ser berggrunnsblokkens bevegelsesmønster ut som rotert, men er det egentlig ikke (se kap 6.2.3) (Figur 6.16). Da ingen strukturdata finnes fra berggrunnsblokk nummer 2 og 3, kan ikke samme deformasjonsmønster antas med like stor sikkerhet. Glideplanet til berggrunnsblokk 2 og 3 er derimot antatt å gå langs likt orientert sprekkesett, men berggrunnsblokk 1 har beveget seg lengre, og har sannsynligvis derfor blitt mer deformert enn berggrunnsblokk 1 og 2. Berggrunnsblokk 2 og 3 er mindre oppkjust, og viser ingen tegn til å være oppdelt i lineære segmenter. Det er derimot et område i midtre deler av berggrunnsblokk 3 som er tildekt av talusmateriale som eventuelt kan skjule en lineær segmentering av berggrunnsblokken.

Delvis utrast berggrunnsblokk nummer 4 (Figur 5.12) i subområde 1 viser foliasjonsdata som har slakt fall mot NØ (stereonet nummer 12 i Figur 4.5). Foliasjonen i fast berggrunn i området rundt berggrunnsblokken viser foliasjon med slakt fall mot SV. Dette kan antyde en

rotasjon av berggrunnsblokk inn mot fjellskråningen og antyder derfor et listrisk glideplan (Braathen et al., 2004).

Store deler av skredet på Adjet har alt rast ut fra fjellryggen og består hovedsakelig av desintegreert skredmateriale, der mye er reaktivert som steinbreer (Figur 5.19). Det moderat hellende NV-SØ strykende sprekkesettet som fungerte som glideplan for de aller fleste utglidningene i dette området antyder glidning mot SV, da det planare glideplanet har fall mot SV. Rasmaterialet ble avsatt langs fjellskråningen der berggrunnen under flater ut og det er her de største steinbreene har bygd seg ut til store tungeformede lober med lineasjoner, rygger og depresjoner langs overflaten. Bevegelsesmønsteret til steinbreene kan tolkes ved å se på orienteringene til disse morfologiske formelementene (Figur 6.18). Bevegelsesmønsteret til steinbreene gjenspeiler den gjennomgående strukturen i berggrunnen, da bevegelsesretningen til steinbreene er parallellt med det NØ-SV strykende sprekkesettet og vinkelrett til det NV-SØ strykende sprekkesettet.

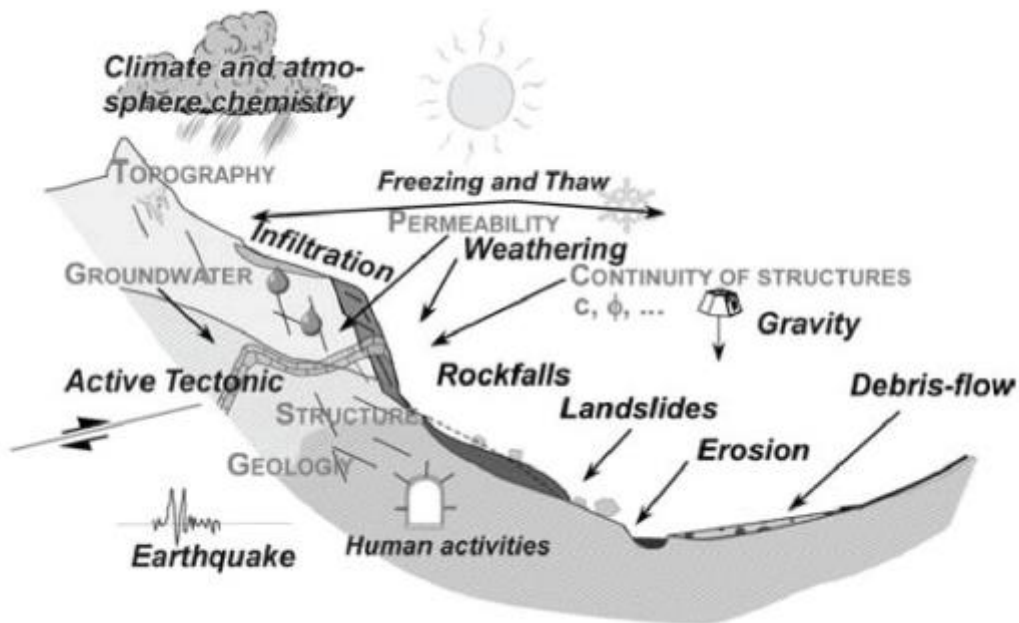


Figur 6.18 Kart over bevegelsesmønsteret til delvis utraste berggrunnsblokker og steinbreer.

6.4 Kontrollerende parameter for ustabile fjellparti og fjellskred

Fjellskred initieres når skjærstresset overgår skjærstyrken til bergmassen (Braathen et al., 2004). Fjellskredet ved Adjet har over tid blitt påvirket av en rekke indre og ytre faktorer som kan være med å kontrollere ustabiliteter. Eksempler på indre faktorer er skråningsmorfologi, geologiske og strukturelle egenskaper til berggrunnen, dens mekaniske egenskaper osv. Ytre

faktorer har sitt opphav eksternt i forhold til skråningen. Eksempler på slike er: klima, nedbør, grunnvann, fryse og tineprosesser, permafrost, glasiasjoner, seismisk aktivitet, erosjon og lignende. Figur 6.19 viser eksempler på ulike indre og ytre faktorer (Jaboyedoff et al., 2005).



Figur 6.19 Illustrasjon som viser indre og ytre faktorer som virker på stabiliteten av en skråning. Fra Jaboyedoff et al. (2005).

6.4.1 Vanntrykk og smøring

På Adjet opptrer ingen elver eller bekker i området der utrasninger har foregått. Kildene til grunnvannsystemet i disse områdene er derfor nedbør og smeltevann fra snøen om vår og sommer. Dette vannet trekker trolig ned i sprekker i berggrunnen da tettheten av sprekker er ganske stor. Grunnvannsstrømning i oppsprukne fjellmasser foregår stort sett langs diskontinuitetene på grunn av den relativt lave hydrauliske konduktiviteten i det meste av intakt berggrunn (Wyllie and Mah, 2004).

Tilstedeværelsen av grunnvann kan ha en ugunstig effekt på stabiliteten av en fjellskråning. Dette skyldes at vannet trenger ned i sprekker i berggrunnen og utøver et trykk på bergmassen som reduserer normalspenningen som igjen reduserer skjærstyrken til glidesonen. Vann kan også virke som en lubrikant og på den måten svekke friksjonen langs glideplan, eller føre til nedbrytning eller vekst av mineraler som igjen kan danne svake lag som glidning kan foregå langs (Braathen et al., 2004).

6.4.2 Frostsprenning og permafrost

Tilstedeværelsen av frossen grunn kan være en viktig faktor for stabiliteten til fjellpartier. Dersom sprekker i fjellet fylles med vann og dette vannet fryser, vil ekspansjonen i forbindelse med frysingen skape en kraft som kan føre til ytterligere åpning av sprekker. Denne prosessen er mest effektiv ved temperaturer godt under 0 °C, helst mellom -4 til -15 °C. Ved høyere temperaturer vil termodynamiske begrensninger forhindre isen i å danne et så høyt trykk som trengs for å danne sprekker og ved lavere temperaturer vil veksten av sprekker stoppe opp fordi vannets sirkulering forhindres (Walder and Hallet, 1985). Perioder med fryse- og tineprosesser ser ut til å sammenfalle med perioder med raskere deformasjon av ustabile fjellsider (Braathen et al., 2004).

Det er stor sannsynlighet at de øvre delene av skredområdet på Adjet er innenfor et område med permafrost. Dette skyldes tilstedeværelsen av store steinbreer som dekker store deler av fjellskråningen. En steinbre er en lobat, tungeformet landform av frossent løsmateriale, med linser av indre is, som beveger seg ned en skråning som et resultat av is som deformeres innad i steinbreen (French, 2007). Steinbreer brukes ofte til å antyde nedre grense for permafrost i områder der alpin permafrost forekommer (French, 2007). Store deler av det Nordnorske fjellandskapet er lokalisert i den arktiske sonen der permafrost forekommer i høyden. I kyststrøkene er permafrostens nedre grense ca. 990 moh og østover i mer indre strøk ca. 550 moh (Christiansen et al., 2010). De kartlagte steinbreene på Adjet (Figur 5.19) strekker seg helt ned til 660 moh, noe som kan antyde at permafrost forekommer i områdene over denne grensa. Det vil si at berggrunnen der utrasninger skjer (over 660 moh) er i et område som er påvirket av permafrost. Vannet i bekken som kommer ut fra steinbreen i subområde 1 er kaldere enn vann i andre bekker i området. Dette kan antyde at vannet stammer fra isen i steinbreen, eller at vannet har vært i kontakt med isen i steinbreen.

Med endring til et varmere klima kan tining av permafrost føre til økt fjellskredaktivitet. Isfylte sprekker er vanlig i områder med permafrost, disse kan også være i aktiv utvidelse grunnet is segregasjon. Med endring til et varmere klima kan dette ha fatale konsekvenser for stabiliteten til fjellsider da isen som fungerer som «bindemiddel» forsvinner. Dersom permafrosten tiner kan vanntrykket øke, som igjen fører til redusert skjærstyrke. Dette var trolig en av årsakene til at spesielt mange skredhendelser, som hadde opphav i berggrunn

med permafrost, forekom den ekstremt tørre og varme sommeren 2003 i Alpene. Dette var i en periode som verken var preget av jordskjelv eller mye nedbør og massiv eksponert is kunne observeres i utrasingssonen (Gruber and Haeberli, 2007).

6.4.3 Glasiale prosesser, erosjon og avlastning.

Det kartlagte skredområdet på Adjet var trolig dekket av is under siste istids maksimum, og for omtrent 9000 år siden var området stort sett isfritt. Skibotndalen er derfor sterkt påvirket av glasial aktivitet og flere isfrontavsetninger er identifisert langs dalen (se kap. 1.9). Det ble også identifisert og kartlagt breavsetninger (morene og mulig esker) rett utenfor skredområdet (Figur 5.19). Den glasiale erosjonen under siste istid kan ha vært en kontrollerende faktor for utrasning av flere, store, ustabile fjellparti i Norge. En fjellskråning som er breerodert vil være typisk brattere og mer mottagelig for utviklingen av ustabile fjellparti fordi flere svakhetsplan vil ha utgående i fjellsiden (Wyllie and Mah, 2004). I tillegg vil vekten av de overliggende bergmassene skape tensile krefter i øvre deler av skråningen og dermed fremme forekomsten av fjellskred preeksisterende sprekkesett eller andre svakhetsplan under eller etter tilbaketrekningen av breen (Ballantyne, 2002).

Skibotndalen kan klassifiseres som en U-dal. En U-dal karakteriseres med vide dalbunner med fordypninger og bratte parallelle sider. Glasial erosjon forsterker den preglasiale topografien og dermed eroderer fjellskråningene slik at de blir brattere, i tillegg til å gjøre dalbunnen videre. Fordypninger dannes når sidebreer inkorporeres i hovedbreen (MacGregor et al., 2000). (MacGregor et al., 2000) og (MacGregor et al., 2009) har modellert utviklingen av daler ved glasial erosjon. Indre geologiske forhold som bergartstype, eksisterende sprekkesett og svakhetssoner i berggrunnen kan influere den glasiale erosjonen (MacGregor et al., 2009). Subområde 1 på Adjet består av en bratt bakre fjellvegg med samme orientering som de sprø sprekkesettene i området. Dette kan være et eksempel på at breen har erodert fjellet langs svakhetssoner i berggrunnen, som i dette tilfellet representerer det NV-SØ strykende steile sprekkesettet, og at skredaktivitet siden har modifisert fjellsiden til det landskapet vi kan se i dag.

Enkelte av skredavsetningene på Adjet er isolert fra resten av skredmaterialet i nedre deler av skredet (Figur 5.19). En mulig forklaring på dette kan være at skredmateriale ble avsatt oppå breen da den enda eksisterte i dalen. Da breen smeltet ble skredmaterialet som befant

seg på breens overflate avsatt der det smeltet ut og på denne måten avsatt et lite stykke fra resten av skredmaterialet. Dette forteller oss at skredaktiviteten ved Adjet begynte allerede mens det fortsatt var is i dalbunnen. Når breene smelter kan glisial avlastning influere stabiliteten til fjellskråninger. Dette har en sammenheng med den plutselige fjerningen av stress som virker på fjellskråninger og dalbunn under deglasiasjon. Når et isdekke fyller dalen vil vekten av isen påføre dalbunnen og fjellsidene høyt stress. Frigjøring av denne kraften under perioder med nedsmelting kan føre til reaktivering og bevegelse langs eksisterende svakhetsplan i berggrunnen. I tillegg til bevegelse langs eksisterende sprekkesett, kan vektavlastningen også føre til dannelse av nye sprekkesett, gjerne parallelt med topografien som kan resultere i ustabile fjellparti og fjellskred (Ballantyne, 2002, Braathen et al., 2004). I følge (Blikra et al., 2006) er det derimot få kartlagte avsetninger fra fjellskred som viser tegn til at de har blitt avsatt på breer. Dette indikerer at det var få fjellskred som skjedde umiddelbart etter deglasiasjonen. Denne prosessen kan derimot bli forsinket grunnet sakte frigjøring av resterende stress innad i berggrunnen.

6.4.4 Seismisk aktivitet

Seismisk aktivitet kan representere en tilleggsfaktor som har favorisert skredutviklingen på Adjet, da neotektonisk aktivitet forekommer i området. Det er identifisert to neotektoniske forkastninger i Nord-Norge; Stuoragurra-forkastningen i Finnmark og Nordmannvik-forkastningen i Troms. Selv om begge forkastningene trolig ble dannet rett etter deglasiasjonen i weichel, var ikke nødvendigvis isostatisk heving den eneste faktoren som spilte inn. Tilting av Fennoskandia i kvartær som følge av "ridge push"-effekten eller som følge av mantel konveksjon kan også spille en viktig rolle. Nordmannvik-forkastningen er tolket til å være en normalforkastning som har blitt reaktivert langs gamle forkastningsplan, muligens reversforkastninger (Dehls et al., 2000). Postglasiale forkastninger er identifisert i minst 14 ulike lokaliteter i Fennoskandia. Disse forkastningene har vanligvis strøk SV-NØ og de er tolket til å være skyveforkastninger (thrust fault) (Kukkonen et al., 2010). Med unntak av Nordmannvik-forkastningen som er tolket til å være en normalforkastning. Publisert litteratur foreslår at de postglasiale forkastningene er reaktiverte preeksisterende strukturer med en lang historie som går helt tilbake til prekambrium (Kukkonen et al., 2010).

Den neotektoniske Nordmannvik-forkastningen med strøk NV-SØ befinner seg rett nord for Kåfjorden som er det området hvor det er spesielt høy tetthet av ustabile fjellparti. Hele 34

% av Troms kartlagte ustabile fjellparti befinner seg i området rundt Kåfjorden. Adjet ligger omtrent 34 km fra Nordmannvik-forkastningen og skredaktiviteten kan potensielt være påvirket av neotektonisme i den forbindelse. Forkastningen er subparallel til flere av de eldre forkastningene som er tolket til å kontrollere mange av dagens ustabile fjellparti. Det er derfor en mulighet for at gravitative prosesser alene ikke er eneste årsak til ustabilitetene, men at neotektonisk aktivitet også har en influens på deformasjonsprosessene i området (Bunkholt et al., 2013f).

Fjellskred kan foregå langs sprekker som er styrt av pågående tektonisk aktivitet og langs sprekker som kun styres av gravitasjon. Det er forventet at tektonisk aktive områder kan bestå av både gravitative og tektonisk kontrollerte strukturer, da skråniger dannet i forbindelse med tektonisk aktivitet også kan danne gravitasjonelle ustabiliteter. Osmundsen et al. (2009) fastslår at det er særlig stor fjellskredaktivitet i områder som reflekterer dette mønsteret. Effekt fra glacial erosjon og avlastning i tillegg til arvede strukturer i berggrunnen kan videre forsterke en fjellsides mottagelighet for fjellskred.

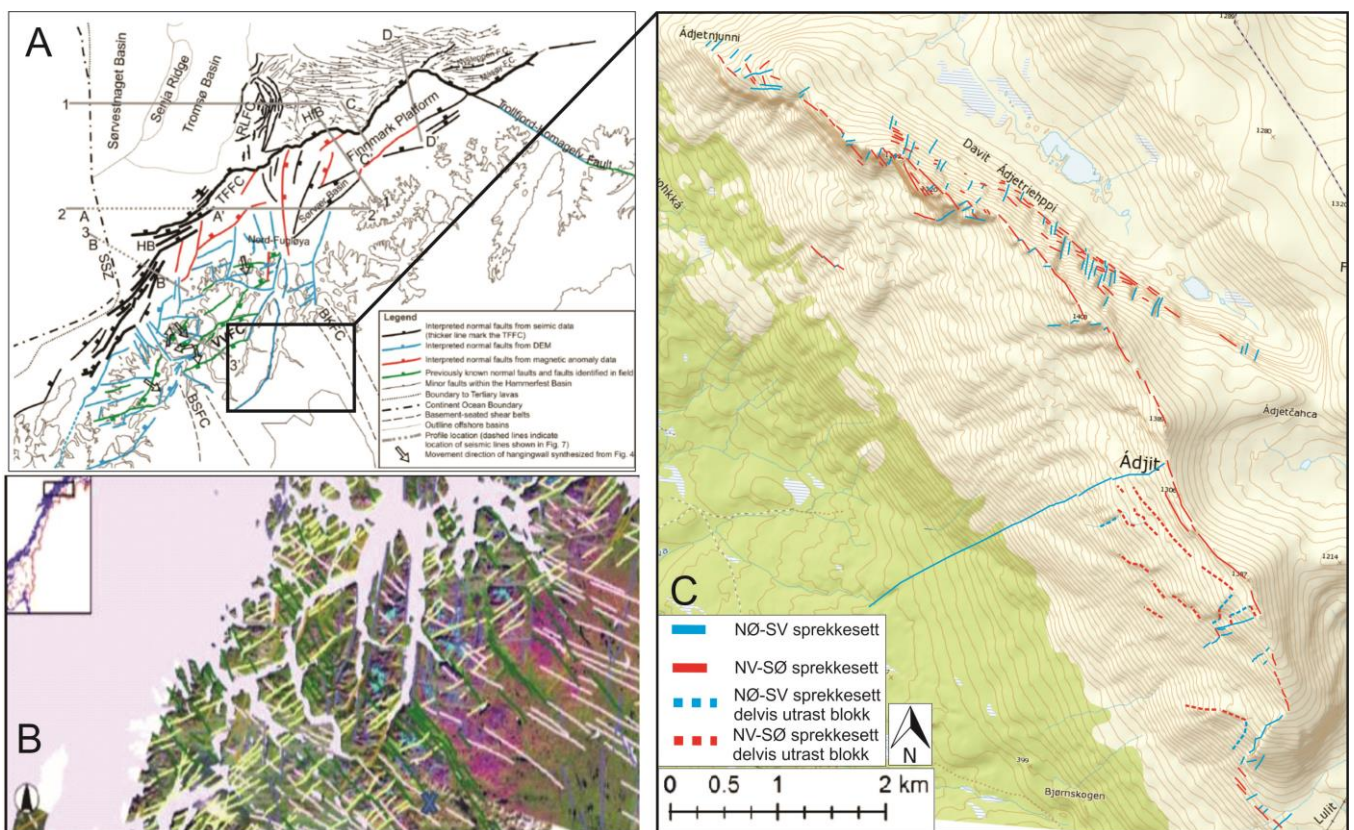
Hvorvidt skredaktiviteten på Adjet har vært kontrollert av neotektonikk er derimot usikkert da Keefer (1984) regner at styrken på et jordskjelv må være over 6.0 M for å kunne utløse et fjellskred. Jordskjelv i Norge har sjelden en magnitudo over 5,5 M (Dehls et al., 2000). Jordskjelv over 6 M har ikke blitt instrumentelt målt i Norge, men dette utelukker ikke at det ikke har forekommet i prehistoriske tider (Braathen et al., 2004).

6.5 Regional sammenheng

De sprø strukturene som styrer utglidningene på Adjet kan være tilknyttet regional deformasjon, og derfor representere storskala lineamenter og forkastninger som man kan finne på land og langs den norske kontinentalsokkelen.

Lineamenter i berggrunnen identifisert fra flybilder og stereobilder (Figur 4.21) og strukturelle målinger av sprekkesett i felt (4.15) viser at de sprø sprekkesettene i området har hovedsakelig NV-SØ og NØ-SV strykende orientering. Baks-krenten, delvis utraste berggrunnsblokker, skrenter og forkastninger i skredområdet viser også den samme trenden (Figur 5.4).

I forbindelse med åpningen av Atlanterhavet fra karbon til eocene har vestkysten av Norge blitt utsatt for en rekke rifthendelser (Faleide et al., 2008, Indrevær et al., 2013). Normalforkastninger på land og langs sokkelen utenfor Troms er kartlagt og disse viser en NNØ-SSV og ØNØ-VSV orientert hovedtrend. Det samme sprekkemønsteret opptrer langs Finnmark-plattformen lenger nord (Indrevær et al., 2013). Forkastningen som skiller subområde 2 fra subområde 3 på Adjet er orientert ØNØ-VSV og er tilnærmet parallell med den ene bakscrenten i subområde 3 og målte NØ-SV strykende sprekkesett i hele skredområdet. Bakscrenten i subområde 1 og 2 viser orienteringen NNØ-SSV til NØ-SV og er også parallell med andre skrenter, sprekkesett og lineamenter i området. Da orienteringen til sprekker og forkastninger på Adjet er relativt lik regionale sprekkesett i Troms og Finnmark kan forkastninger som avgrensner skredet på Adjet være en del av et nettverk som er dannet i forbindelse med storskala regionale forkastninger. Skredhendelsene og de delvis utrase berggrunnsblokkene på Adjet kan derfor sies å være styrt av regionale mesozoiske sprø sprekker og forkastninger.



Figur 6.20 a) Regionalt kart over post-kaledoniske normalforkastninger onshore og offshore i det sørvestlige Barentshav, Troms og deler av Finnmark. Hovedtrenden til lineamentene er NNØ-SSV og ØNØ-VSV (Indrevær et al., 2013). b) Lineamenter på land i Troms viser den samme trenden. c) Kart over Adjet med inntegnede lineamenter viser at sprekkesettene sannsynligvis er en del av et nettverk som er dannet i forbindelse med storskala regionale forkastninger.

7 Oppsummering og konklusjon

Opgaven har hatt som hovedfokus å tolke strukturer i berggrunnen og hvordan deres orientering i forhold til fjellsiden har hatt betydning for dannelse av ulike morfostrukturer, deformasjonsmønster- og skredhendelser i området.

Under den kaledonske fjellkjedefoldingen ble ulike strukturer dannet under duktil deformasjon. Primær lagning ble utsatt for deformasjon som førte til dannelsen av storskala folder og tilhørende parasittfolder. Den samme deformasjonsfasen førte til dannelsen av hovedfoliasjonen som preger skredområdet. Denne er parallell med akseplanet til foldene og er stedvis oppdelt i boudiner. Lenge etter fjellkjedefoldingen ble jordskorpen utsatt for ny deformasjon, noe som førte til dannelsen av et nettverk av sprø sprekker og forkastninger som kutter de kaledonske strukturene. Disse strukturene kan i studieområdet observeres som tre dominerende sprekkesett. Det er de steile NV-SØ og NØ-SV strykende sprekkesettene i tillegg til et subsidiært sprekkesett med NV-SØ strøkretning og moderat fall mot sørvest.

Skredområdet er delt opp i 3 subområder. Subområde 1 i nordvest, 2 i midten og subområde 3 i sørøst. Subområdene 1 og 2 karakteriseres ved store mektigheter av utrast fjell, bestående av løst materiale der øvre deler av skredmaterialet er reaktivert som store steinbreer. Utglidningene foregår langs veldefinerte glideplan bestående av bl.a. kaledonske, duktile foldeflanker (F1) og foliasjonsflater (S1) og moderat hellende NV-SØ strykende sprekkesett. Observasjoner i felt antyder at de største utglidningene har foregått langs det sistnevnte sprekkesettet, der bergmassene er avgrenset i bakkant og lateralt av de steile sprekkesettene. Kinematiske analyser av strukturmålinger fra felt antyder at mekanismene for utglidning er hovedsakelig planutglidning, men toppling langs steile NV-SØ strykende sprekkesett er også representert.

Subområde 3 karakteriseres med store delvis utraste berggrunnsblokker som morfologisk sett skiller seg fra subområde 1 og 2. Øvre deler av berggrunnsblokk 2 og 3 kjennetegnes ved lineære morfostrukturer i form av dobbelrygger og lineære synkehull som følger samme orientering som preeksisterende sprekker i berggrunnen. Dette er fenomener som kjennetegner tensjon i øvre deler av skråningen. Sprekkesettene og foliasjonen følger

omtrent den samme orienteringen som lenger nordvest, med litt større variasjon, men skråningens respons til deformasjon er ganske annerledes fra subområde 1 og 2.

Årsaken til det ulike deformasjonsmønsteret skyldes vedvarenheten av det styrende sprekkesettet, som i Adjets tilfelle er det moderat hellende NV-SØ strykende sprekkesettet. I subområde 3 er ikke den romlige utstrekningen av dette sprekkesettet like stort som i subområde 1 og 2. Mengden intakt berggrunn, eller steinbroer, mellom sprekkesettene er derfor mye større. Mens hoveddeformasjonen i subområde 1 og 2 styres av glidning langs veldefinerte, vedvarende glideplan, styres deformasjonen i subområde 3 av et mer komplekst deformasjonsmønster, der svikt av individuelle steinbroer med tiden utvikler et skjærplan/glideplan. Friksjonen mellom fast fjell og delvis utrast berggrunn vil derfor være mye større og det er trolig denne mekanismen som har forhindret berggrunnsblokkene i subområde 3 i å rase fullstendig ut.

Fjellskredet ved Adjet har blitt påvirket av en rekke ytre faktorer som kan være med å kontrollere ustabilitetene og skredhendelsene. Disse innebærer bl.a. glasial erosjon og avlastning, vanntrykk, frost og tineprosesser, opptreden av permafrost, og mulig seismisk aktivitet. Innfiltrering av vann i sprekkesystem kan ha økt vanntrykket og smurt glideplanet slik at skjærstyrken i berggrunnen har blitt lavere. Dersom denne innfiltreringen har skjedd i frossen grunn kan ekspansjon i forbindelse med frysingen føre til ytterligere åpning av sprekker. Deglasiasjonen etter siste istid kan ha ført til stressavlastning i berggrunnen som har initiert bevegelse langs preeksisterende svakhetsplan i berggrunnen. Breeroderte dalsider er i tillegg mer mottagelig for fjellskred grunnet dannelsen av brattere fjellsider slik at flere svakhetsplan har utgående i fjellsiden og tensile krefter i øvre deler av fjellsiden vil fremme forekomsten av fjellskred langs disse svakhetsplanene. Utrasingene og ustabilitetene på Adjet har foregått i et område med permafrost. En eventuell endring til et varmere klima kan føre til at permafrosten i området tiner og at bindemiddelet som holder bergmassen på plass forsvinner. Jordskjelv i forbindelse med neotektonisk aktivitet kan representere den tilleggsfaktoren som favoriserer skredutvikling, selv om studier antyder at den seismiske aktiviteten langs den norske kontinentalsokkelen er for lav til å initiere fjellskred.

Orienteringen til målte sprekker og forkastninger i skredet viser en hovedsakelig NV-SØ og NØ-SV strykende orientering. Dette er de sprekke som har fungert som glideplan og avgrensninger av bergmasser. Disse orienteringene samsvarer bra med kartlagte sprø forkastninger og lineamenter, både offshore og onshore i Troms og Finnmark. Disse strukturene som har oppstått i forbindelse med åpningen av Atlanterhavet gjennom mesozoikum og har en orientering NNØ-SSV og ØNØ-VSV. Skredhendelsene og de delvis utraste berggrunnsblokkene på Adjet kan derfor sies å være styrt av regionale mesozoiske sprø sprekker og forkastninger.

8 Referanser

- ADHIKARY, D., DYSKIN, A., JEWELL, R. & STEWART, D. 1997. A study of the mechanism of flexural toppling failure of rock slopes. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 30, 75-93.
- AGLIARDI, F., CROSTA, G. B. & FRATTINI, P. 2012. Slow rock-slope deformation. *Landslides, types, mechanisms and modeling*. Cambridge university press.
- AGLIARDI, F., CROSTA, G. B. & ZANCHI, A. 2001. Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, 59, 83-102.
- AGLIARDI, F., ZANCHI, A. & CROSTA, G. B. 2009. Tectonic vs. gravitational morphostructures in the central Eastern Alps (Italy): constraints on the recent evolution of the mountain range. *Tectonophysics*, 474, 250-270.
- ANDRESEN, A. 1988. Caledonian terranes of northern Norway and their characteristics. *Trabajos de geología*, 17, 103-117.
- BALLANTYNE, C. K. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1935-2017.
- BALLANTYNE, C. K. & HARRIS, C. 1994. *The periglaciation of Great Britain*, New York, Cambridge university press.
- BERGH, S. G. & CORNER, G. D. 2014. Plan for mastergradsstudium i geologi Iselin Bakkhaug og Hannah Nopper. 18.
- BJERRUM, L. & JØRSTAD, F. 1968. Stability of natural rock slopes in Norway. *Technical report no. 79*. Oslo: Norwegian Geotechnical Institute (NGI).
- BLATT, H., TRACY, R. J. & OWENS, B. 2006. Assemblages, reactions and equilibrium in metamorphic rocks. *Petrology: igneous, sedimentary, and metamorphic*. W. H. Freeman and company.
- BLIKRA, L. H. & CHRISTIANSEN, H. H. 2014. A field-based model of permafrost-controlled rockslide deformation in northern Norway. *Geomorphology*, 208, 34-49.
- BLIKRA, L. H., LONGVA, O., BRAATHEN, A., ANDA, E., DEHLS, J. F. & STALSBERG, K. 2006. Rock slope failures in Norwegian fjord areas: examples, spatial distribution and temporal pattern. *Landslides from massive rock slope failure*, 49, 475-496.
- BLIKRA, L. H., LONGVA, O., HARBITZ, C. & LØVHOLT, F. 2005. Quantification of rock-avalanche and tsunami hazard in Storfjorden, western Norway. *Landslides and avalanches*, 57-63.
- BRAATHEN, A., BLIKRA, L. H., BERG, S. S. & KARLSEN, F. 2004. Rock-slope failures of Norway, type, geometry deformation mechanisms and stability. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 84, 67-88.
- BRYHNI, I. 2011. *Geoleksi* [Online]. Available: <http://www.nhm.uio.no/fakta/geologi/geoleksi/>.
- BUNKHOLT, H., OTTERÅ, S., YUGSI MOLINA, F. X., HERMANNNS, R. L., DEHLS, J. F., OSMUNDSEN, P. T., REDFIELD, T. F., EIKEN, T. & BÖHME, M. 2013a. Undersøkelser av ustabile fjellpartier i Troms - status og planer etter feltarbeid 2011 og 2012. *Norges Geologiske Undersøkelse, NGU*.
- BUNKHOLT, H., REDFIELD, T., OSMUNDSEN, P. T., OPPIKOFER, T., HERMANNNS, R. L. & DEHLS, J. 2013f. The Role of Inherited Structures in Deep Seated Slope Failures in Kåfjorden, Norway. *Landslide Science and Practice*, 1, 265-271.
- BÖHME, M. 2015. *RE: Personal communication om kinematisk analyse*.

- CHIGIRA, M. 1992. Long-term gravitational deformation of rocks by mass rock creep. *Engineering Geology*, 32, 157-184.
- 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, 156-181.
- CORFU, F., ANDERSEN, T. B. & GASSER, D. 2014. The Scandinavian Caledonides: main features, conceptual advances and critical questions. *Geological Society, London, Special Publications*, 390, 9-43.
- CORNER, G. D. 1972. Rockslides in North Troms, Norway. Unpublished report, Tromsø museum.
- CORNER, G. D. 1973. *Rasområder - Adjet/Skibotn [Geomorfologisk kart over fjellskredet ved Adjet]*. Upublisert kart, Tromsø museum.
- CORNER, G. D. 1980. Preboreal deglaciation chronology and marine limits of the Lyngen-Storfjord area, Troms, North Norway. *Boreas*, 9, 239-249.
- CROSTA, G. B., FRATTINI, P. & AGLIARDI, F. 2013. Deep seated gravitational slope deformations in the European Alps. *Tectonophysics*, 605, 13-33.
- DAHL, R. & SVEIAN, H. 2004. *Ka dokker mein førr stein! : geologi, landskap og ressurser i Troms*, Trondheim, Norges geologiske undersøkelse.
- DANNEVIG, P. 2014. *Troms - klima* [Online]. Available: <https://snl.no/Troms/klima>.
- DEHLS, J. F., OLESEN, O., OLSEN, L. & BLIKRA, L. H. 2000. Neotectonic faulting in northern Norway; the Stuoragurra and Nordmannvikdalen postglacial faults. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1447-1460.
- DEVOLI, G., EIKENÆS, O., TAURISANO, A., HERMANNNS, R. L., FISCHER, L., OPPIKOFER, T. & BUNKHOLT, H. 2011. *RE: Plan for skredfarekartlegging–Delrapport steinsprang, steinskred og fjellskred*.
- DOMAAS, U. & GRIMSTAD, E. 2014. Fjell- og steinskred. *Skred : skredfare og sikringstiltak : praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: NGI Universitetsforlaget.
- EBERHARDT, E., STEAD, D. & COGGAN, J. S. 2004. Numerical analysis of initiation and progressive failure in natural rock slopes—the 1991 Randa rockslide. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 41, 69-87.
- EINSTEIN, H. H., VENEZIANO, D., BAECHER, G. B. & O'REILLY, K. J. The effect of discontinuity persistence on rock slope stability. *International journal of rock mechanics and mining sciences & geomechanics* 1983. Elsevier, 227-236.
- ERIKSEN, H. Ø. 2013. Slope displacement patterns observed using satellite InSAR data in the Storfjord-Kåfjord-Lyngen region, Troms. *Masteroppgave i geologi, Universitetet i Tromsø*, 130.
- ERIKSEN, H. Ø., LAUKNES, T. R. & LARSEN, Y. 2015. Visualizing displacement patterns using combined multi-orbit satellite SAR interferometry, in prep.
- FALEIDE, J. I., TSIKALAS, F., BREIVIK, A. J., MJELDE, R., RITZMANN, O., ENGEN, Ø., WILSON, J. & ELDHOLM, O. 2008. Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea. *Episodes*, 31, 82-91.

- FOSSEN, H. 2013. *Boudinage* [Online]. Available: <http://folk.uib.no/nglhe/e-modules/Chapter%2014/14%20Boudinage.swf> 2015].
- FOSSEN, H., PEDERSEN, R. B., BERGH, S. G. & ANDRESEN, A. 2006. En fjellkjede blir til. In: RAMBERG, I. B., BRYHNI, I. & NØTTVEDT, A. (eds.) *Landet blir til*. Trondheim: Norsk geologisk forening.
- FRENCH, H. M. 2007. *The periglacial environment*, John Wiley & Sons.
- FURSETH, A. 2006. *Skredulykker i Norge*, Oslo, Tun forlag.
- GABRIEL, A. K., GOLDSTEIN, R. M. & ZEBKER, H. A. 1989. Mapping small elevation changes over large areas: differential radar interferometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 94, 9183-9191.
- GEE, D. G., FOSSEN, H., HENRIKSEN, N. & HIGGINS, A. K. 2008. From the early Paleozoic platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide Orogen of Scandinavia and Greenland. *Episodes*, 31, 44-51.
- GJESSING, J. 1967. Norway's paleic surface. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 69-132.
- GOODMAN, R. E. & BRAY, J. W. 1976. Toppling of rock slopes. *Rock Engineering for Foundations & Slopes*, 201-234.
- GOOGLEMAPS.NO. Available: www.googlemaps.com 2014].
- GRUBER, S. & HAEBERLI, W. 2007. Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface (2003–2012)*, 112, 1-10.
- HALD, M., ANDERSSON, C., EBBESEN, H., JANSEN, E., KLITGAARD-KRISTENSEN, D., RISEBROBAKKEN, B., SALOMONSEN, G. R., SARNTHEIN, M., SEJRUP, H. P. & TELFORD, R. J. 2007. Variations in temperature and extent of Atlantic Water in the northern North Atlantic during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 26, 3423-3440.
- HANNUS, M. 2012. Structural geometry and controlling factors for a rock slope failure area at Hompen/Váráš, Signaldalen, Troms, North Norway. *Masteroppgave i geologi, Universitetet i Tromsø*, 159.
- HENDERSON, I. H. C., GANERØD, G. V. & BRAATHEN, A. 2010. The relationship between particle characteristics and frictional strength in basal fault breccias: Implications for fault-rock evolution and rockslide susceptibility. *Tectonophysics*, 486, 132-149.
- HENDERSON, I. H. C., LAUKNES, T. R., OSMUNDSSEN, P. T., DEHLS, J., LARSEN, Y. & REDFIELD, T. F. 2011. A structural, geomorphological and InSAR study of an active rock slope failure development. *Geological Society, London, Special Publications*, 351, 185-199.
- HERMANN, R. L., BLIKRA, L. H., ANDA, E., SAINTOT, A., DAHLE, H., OPPIKOFER, T., FISCHER, L., BUNKHOLT, H., BÖHME, M., DEHLS, J. F., LAUKNES, T. R., REDFIELD, T. F., OSMUNDSSEN, P. T. & EIKEN, T. 2013. Systematic mapping of large unstable rock slopes in Norway. *Landslide Science and Practice*, 1, 29-34.
- HERMANN, R. L., BLIKRA, L. H., NAUMANN, M., NILSEN, B., PANTHI, K. K., STROMEYER, D. & LONGVA, O. 2006. Examples of multiple rock-slope collapses from Köfels (Ötz valley, Austria) and western Norway. *Engineering Geology*, 83, 94-108.

- HERNES, I. 2014. Fjellskred ved Indre Nordnes, Nordnesfjellet, Lyngen, Troms-Berggrunnens indre struktur og bevegelsesmekanismer basert på strukturell analyse og overvakingsdata. *Masteroppgave i geologi, Universitetet i Tromsø*, 136.
- HOEK, E. & BRAY, J. W. 1981. *Rock slope engineering*, Taylor & Francis.
- HUNGR, O., LEROUEIL, S. & PICARELLI, L. 2013. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11, 167-194.
- HUSBY, E. D. 2011. Fjellskred i Nomedalstinden: en strukturstyrt masseutglidning på et underliggende storskala glideplan. *Masteroppgave i geologi, Universitetet i Tromsø*, 87.
- HØEG, K., LIED, K., KARLSRUD, K. & GREGORY, T. 2014. Fjell- og steinskred. *Skred skredfare og sikringstiltak: praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: NGI universitetsforlaget.
- HØST, J. 2006. Store fjellskred i Norge. *Direktoratet for samfunnssikkerhet og beredskap, Statens Landbruksforvaltning, Statens vegvesen, Jernbaneverket og Statens kartverk*, 87.
- INDREVÆR, K., BERGH, S. G., KOEHL, J.-B., HANSEN, J.-A., SCHERMER, E. R. & INGEBRIGTSEN, A. 2013. Onshore-Offshore correlation of post-Caledonian brittle fault zones on the hyper-extended SW Barents Sea Margin: New insights into the margin architecture. *Norwegian Journal of Geology*, 1-46.
- JABOYEDOFF, M., BAILLIFARD, F., DERRON, M. H., COUTURE, R., LOCAT, J. & LOCAT, P. 2005. Modular and evolving rock slope hazard assessment methods. *Landslides and Avalanches ICFL 2005 Norway*, edited by Senneset, K., Flaate, K., and Larsen, J. O., 187-194.
- JAEDICKE, C., SOLHEIM, A., BLIKRA, L. H., STALSBERG, K., SORTEBERG, A., AAHEIM, A., KRONHOLM, K., VIKHAMAR-SCHULER, D., ISAKSEN, K., SLETTEN, K., KRISTENSEN, K., BARSTAD, I., MELCHIORRE, C., HØYDAL, Ø. A. & MESTL, H. 2008. Spatial and temporal variations of Norwegian geohazards in a changing climate, the GeoExtreme Project. *Natural Hazards and Earth System Science*, 8, 893-904.
- KEEFER, D. K. 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 406-421.
- KELLER, E. A. 2011. *Environmental geology*, Upper Saddle River, N.J, Prentice Hall.
- KINAKIN, D. & STEAD, D. 2005. Analysis of the distributions of stress in natural ridge forms: implications for the deformation mechanisms of rock slopes and the formation of sackung. *Geomorphology*, 65, 85-100.
- KUKKONEN, I. T., OLESEN, O., ASK, M. V. S. & THE PFDP WORKING GROUP 2010. Postglacial faults in Fennoscandia: targets for scientific drilling. *GFF*, 132, 71-81.
- KUMSAR, H., AYDAN, Ö. & ULUSAY, R. 2000. Dynamic and static stability assessment of rock slopes against wedge failures. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 33, 31-51.
- LARSEN, P. 2014. Geomorfologisk og strukturegeologisk stadium av fjellskredet ved falsnesfjellet. *Masteroppgave i geologi, Universitetet i Tromsø*.
- LAUKNES, T. R., PIYUSH SHANKER, A., DEHLS, J. F., ZEBKER, H. A., HENDERSON, I. H. C. & LARSEN, Y. 2010. Detailed rockslide mapping in northern Norway with small baseline and persistent scatterer interferometric SAR time series methods. *Remote Sensing of Environment*, 114, 2097-2109.
- LOWE, J. J. & WALKER, M. J. 1997. *Reconstructing quaternary environments*, London, Longman Londres.
- MACGREGOR, K. R., ANDERSON, R. S., ANDERSON, S. P. & WADDINGTON, E. D. 2000. Numerical simulations of glacial-valley longitudinal profile evolution. *Geology*, 28, 1031-1034.

- MACGREGOR, K. R., ANDERSON, R. S. & WADDINGTON, E. D. 2009. Numerical modeling of glacial erosion and headwall processes in alpine valleys. *Geomorphology*, 103, 189-204.
- MCCALPIN, J. P. & IRVINE, J. R. 1995. Sackungen at the Aspen Highlands ski area, Pitkin County, Colorado. *Environmental and engineering geoscience*, 1, 277-290.
- NILSEN, O. 2005. Linje og planstrukturer og deres konstellasjoner i stereografisk projeksjon. *Institutt for geofag. Universitetet i Oslo*, 13.
- NILSEN, O. 2007. Geologiske strukturmålinger med klinometerkompasset. *Institutt for geofag. Universitetet i Oslo*, 14.
- NOPPER, H. 2015. Geomorphological study of a large rock-slope failure at Adjete, Storfjord, Troms, in prep. *Masteroppgave i geologi, Universitetet i Tromsø*.
- OSMUNDSEN, P. T., HENDERSON, I. H. C., LAUKNES, T. R., LARSEN, Y., REDFIELD, T. F. & DEHLS, J. 2009. Active normal fault control on landscape and rock-slope failure in northern Norway. *Geology*, 37, 135-138.
- RASMUSSEN, E. 2011. Fjellscred i Laksvatnfjellet, Balsfjord, Troms: indre struktur, morfologi og skredmekanismer. *Masteroppgave i geologi, Universitetet i Tromsø*, 132.
- ROBERTS, D. 2003. The Scandinavian Caledonides: event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues. *Tectonophysics*, 365, 283-299.
- ROBERTS, D., HELDAL, T. & MELEZHIK, V. 2001. Tectonic structural features of the Fauske conglomerates in the Lovgavlen Quarry, Nordland, Norwegian Caledonides, and regional implications. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 81, 245-256.
- SAINTOT, A., HENDERSON, I. H. C. & DERRON, M. H. 2011. Inheritance of ductile and brittle structures in the development of large rock slope instabilities: examples from western Norway. *Geological Society, London, Special Publications*, 351, 27-78.
- SKREDE, I. 2013. Jettan, Nordnesfjellet, Kåfjord, Troms—indre geometri og struktur, kinematikk og styrande faktorar av eit ustabil fjellparti, basert på strukturellanalyse, geomorfologi og overvåkingsdata. *Masteroppgave i geologi, Universitetet i Tromsø*, 175.
- STEAD, D., EBERHARDT, E. & COGGAN, J. S. 2006. Developments in the characterization of complex rock slope deformation and failure using numerical modelling techniques. *Engineering Geology*, 83, 217-235.
- STOKES, C. R., CORNER, G. D., WINSBORROW, M. C. M., HUSUM, K. & ANDREASSEN, K. 2014. Asynchronous response of marine-terminating outlet glaciers during deglaciation of the Fennoscandian Ice Sheet. *Geology*, 42, 455-458.
- TWISS, R. J. & MOORES, E. M. 2006. *Structural geology*, New York, W.H. Freeman and Company.
- WALDER, J. & HALLET, B. 1985. A theoretical model of the fracture of rock during freezing. *Geological Society of America Bulletin*, 96, 336-346.
- WWW.GEO.NGU.NO/KART/BERGGRUNN/. *Berggrunnskart* [Online]. Available: www.geo.ngu.no/kart/berggrunn/ 2014].
- WWW.NNFO.NO. *Nordnorsk Fjellovervåking* [Online]. Available: <http://www.nnfo.no/> 2014].
- WWW.NORGEI3D.NO. *Norge i 3d* [Online]. Available: www.norgei3d.no 2014].
- WWW.NORGEIBILDER.NO. *Norge i bilder* [Online]. Available: www.norgeibilder.no 2014].

WYLLIE, D. C. & MAH, C. 2004. *Rock slope engineering*, London, CRC Press.

ZWAAN, K. B. 1988. *Nordreisa, berggrunnsgeologisk kart-M 1: 250 000, Norges geologiske undersøkelse*.

ØYDVIN, E. K., DEVOLI, G., BARGEL, T. H., WIIG, T. & TAURISANO, A. 2011. Plan for skredfarekartlegging. Status og prioriteringer innen oversiktskartlegging og detaljert skredfarekartlegging i NVEs regi. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE).