

Jettan, Nordnesfjellet, Kåfjord, Troms

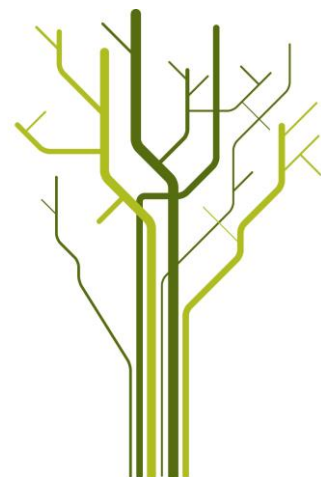
– indre geometri og struktur, kinematikk og styrande faktorar av eit ustabil fjellparti, basert på strukturellanalyse, geomorfologi og overvåkingsdata.



Ingrid Skrede

GEO-3900 Masteroppgåve i geologi

November 2013



“Høge fjell kastar lange skuggar”
(Norsk ordtak)

Samandrag

Det ustabile fjellpartiet, Jettan, har blitt studert med ei multidisiplinær tilnærming. Dette inkluderer strukturelle og geomorfologiske analyser i felt, studiar av sann-tid og periodisk overvaking og bruk av kart og digitale elevasjonsmodellar. Formålet har vore å avdekke indre struktur og geometri, kinematikken og kontrollerande faktorar for dei ustabile massane.

Det ustabile fjellpartiet er avgrensa av ein uregelmessig subvertikal NV-SØ orientert skrent og ei NØ-SV orientert, NV hellande normalforkastning. Innad i området er det fleire sprekkesett med bratt fall som både er planare og listriske, i tillegg til fleire lågvinkla plan. Samstundes kan plan endre seg i djupnaden, mellom anna grunna litologiske kontrastar. Interaksjonen er kompleks og gir opphav til fleire system, truleg med meir enn eitt glideplan, som kan bevege seg individuelt av kvarandre. To felt skil seg ut med mest rørsle der det eine er styrt av listriske plan med utvikla horst-graben struktur, medan det andre har store ekstensjonssprekker og trappetrinnsgeometri. Rørsle skjer langs pre-eksisterande sprekker som har mest gunstig orientering i forhold til fjorden.

Rørsla er på opp til 50 mm/år og skjer som gliding langs plan og storleiksorden gjer at det kan reknast som kryp. I dei fleste områda er retninga mot VNV-NV, men i nordlege delar er det mot VSV-SV. Rørsla har sesongmessige variasjonar styrt av ein kombinasjon av hydrologiske og temperatur-relaterte faktorar.

Eksistensen av dei ustabile fjellpartia skyldast ein kombinasjon av fleire prosessar over lange tidsrom. Den kaledonske fjellkjededanninga kan ha vore gunstig for utvikling av glideplan, og mesozoisk rifting har danna avgrensande sprekker slik at gunstige føresetnader har blitt danna. Istida i kvartær kan ha bidrege til svekking av stabilitet og rørsla har starta etter dette. Initiert er ei følgje av endra stress, minka omslutnadstrykk, eller neotektonikk etter istida.

Rørslehastigheita er tilnærma konstant i dag og utrasing vil truleg skje i form av enkeltblokker eller avgrensa parti. Dermed vil det ikkje skape like store øydeleggingar som tidlegare anteke.

Forord

Før eg byrja å skrive på masteren lurte eg litt på kva eg skulle fylle denne delen med. Etterkvart som masteren har tatt form har plassmangel blitt den største bekymringa. Det er så mange fine folk som har bidrege, både til resultatet og gode opplevingar. Eg set stor pris på at eg har fått lov å jobbe med eit så spennande tema og område, og samarbeidet med både UiT, NTNU, NORUT, ÅTB, NNFO og UiO med alle personar involvert har gjeve eit godt læringsmiljø.

Takk til hovudvegleiaren min Steffen Bergh og bivegleiarar Lars Harald Blikra og Geoff Corner for konstruktive og raske tilbakemeldingar, engasjement og tolmod. "Gønnda", tusen takk for nydelige (og sure) dagar i felt på tidvis vakre Nordnesfjellet. Eg kan ikkje komme på betre person å bruke ein månad i felt saman med. Det var meininga at vi som er født med nasa i sky skulle dit ilag. I tillegg har alle karane i NNFO tatt vare på oss på beste måte med å kjøre oss opp og ned, varta oss opp, redda oss frå å bli verande i sørpa på fjellet, gidd oss den informasjonen vi har etterlyst, og alt dette med ein god kommentar på lur og eit glimt i auget. I tillegg set eg pris på moglegheiten eg har fått med å vere med NGU på feltarbeid i forbindelse med fjellskred i Troms, som har vore positivt både kunnskapsmessig og sosialt sett. Takk til Arild Solberg som har bidrege med bilete. Tusen takk til Jan P. Holm som har lært meg triks i ArcGIS og Maria Hannus skal ha all ære for å ha tatt seg tid til samtalar, gitt tips og motivert i sin travle kvardag. Harald, tusen takk for all hjelp med alle spørsmål om InSAR, GIS +++, og at du satt meg i kontakt med NGU i tillegg til å motivere. Motivasjon og omtanke har eg og fått frå alle flotte folk på brakka som har orka å høyre om masteren og bidradd der dei kan. Spesielt takk skal Aldo ha for gjennomlesing og retting av o.d.f., og Tore for å ha tålt alt av mas og spørsmål på kontoret gjennom hausten.

I tillegg har eg satt utrolig pris på både venna og familie som har orka å hørt om masteren, invitert med på middag, kommt innom med mat og lufta meg. Eg er heldig!

Så før dette går heilt opp i skyene og "krig og fred og religion og sånnt" skal eg runde av, både masteren og fem års skulegang.

Innhold

1. Introduksjon.....	12
1.1 Bakgrunn for studiet.....	12
1.2. Formål.....	14
1.3. Bakgrunn om området.....	15
1.3.1. Lokalisering og topografi.....	15
1.3.2. Regional geologi.....	16
1.3.3. Kwartærgeologien i Troms.....	21
1.3.4. Klima.....	23
1.3.5. Vêr.....	24
2. Fjellskred.....	26
2.1 Definisjon.....	26
2.2. Balansen av krefter.....	26
2.3. Tilstadeverande faktorar.....	27
2.3.1. Litologi.....	28
2.3.2. Foliasjon.....	28
2.3.3. Foldar.....	28
2.3.4. Sprekker.....	29
2.3.5. Forkastingar.....	30
2.3.6. Eksfoliasjon.....	31
2.3.7. Allokton.....	32
2.4. Førebuande faktorar og utløysande årsaker.....	32
2.4.1. Glasial avlastning.....	32
2.4.2. Vatn.....	33
2.4.3. Frostrelaterte prosessar.....	33
2.4.4. Seismisk aktivitet.....	35
2.5. Rørsler.....	35
2.5.1. Kryp.....	35
2.5.2. Gliding.....	36
2.5.3. Steinsprang.....	36
2.5.4. Blokkrotasjon.....	37
2.6. Geomorfologiske element i skred.....	38
2.7. Klassifikasjon.....	38
2.7.1. Steinsprang.....	39
2.7.2. Steinskred.....	40
2.7.3. Komplekse felt.....	40
3. Datainnsamling, verky og metodar.....	42
3.1. Feltarbeid.....	42

3.2. Programvarer og framstilling.....	43
3.3. Overvakingdata.....	43
3.3.1. Periodiske målingar.....	43
3.3.2. Kontinuerlege overvakingsinstrument.....	46
3.3.3. Borehol.....	48
4. Resultat.....	50
4.1. Oversikt over området.....	50
4.2. Berggrunnen.....	54
4.3. Strukturelle element.....	57
4.3.1. Foliasjon.....	57
4.3.2. Sprekker.....	58
4.3.3. Lineasjonar.....	63
4.4. Geomorfologiske element.....	64
4.4.1. Skrentar.....	65
4.4.2. Terrassar.....	68
4.4.3. Ryggar.....	70
4.4.4. Lober.....	72
4.4.5. Forsenkingar.....	73
4.4.6. Lausmassar.....	76
4.4.7. Drenering.....	77
4.4.8. Lineament og oversikt.....	78
4.5. Resultat frå overvakingsdata.....	81
4.5.1. Periodiske målingar.....	81
4.5.2. Kontinuerlege målingar.....	87
4.6. Borehol.....	96
4.6.1. Borehol 1.....	97
4.6.2. Borehol 3.....	100
4.6.3. Borehol 2.....	102
4.7. Oppsummering/skildring område for område.....	102
4.7.1. Delområde A.....	103
4.7.2. Delområde B.....	104
4.7.3. Delområde C.....	106
4.7.4. Delområde D.....	108
4.7.5. Delområde E.....	109
4.7.6. Delområde F.....	112
4.7.7. Delområde G.....	114
4.7.8. Indre Nordnes.....	116
4.7.9. Midtre Nordnes.....	118

5. Diskusjon.....	122
5.1. Oppbygging og indre geometri av skredet.....	122
5.1.1. Avgrensing av det ustabile fjellpartiet.....	123
5.1.2. Avgrensingar innad i det ustabile fjellpartiet.....	126
5.1.3. Glideplan.....	128
5.1.4. Indre strukturar som heilskap.....	130
5.2. Kinematikk.....	141
5.2.1. Kinematiske indikator.....	141
5.2.2. Rørsler i dei ulike delane av det ustabile fjellpartiet.....	144
5.2.3. Total rørslemekanisme for det ustabile fjellpartiet.....	151
5.3. Klassifikasjon.....	153
5.4. Forberiidande og utløyssande årsaker.....	153
5.4.1. Glacial erosjon og avlastning.....	153
5.4.2. Hydrologisk kontroll.....	155
5.4.3. Permafrost, fryse- og tineprosessar.....	157
5.4.4. Seismisk aktivitet og neotektonikk.....	160
5.5. Fare- og risikoevaluering.....	162
6. Konklusjon.....	166
7. Referansar.....	168

1. Introduksjon

1.1 Bakgrunn for studiet

Noreg er kjend for sitt dramatiske landskap med spisse tindar og djupe fjordar. Det ville og vakre alpine landskapet er folkekjær allemannseige, og noko av det som dreg turistar til landet. Likevel finns det ei bakside med denne prangande naturen. Fjellskred er av Direktoratet for samfunnssikkerheit og beredskap (2011) rekna som å utgjere den mest alvorlege risikoen for naturkatastrofar i landet.

Eit fjellparti som er heilt eller delvis skild frå sine geologiske omgjevnadar og er kome i rørsle blir kalla eit ustabil fjellparti (Høst et al., 2006). Eit ustabil fjellparti som kollapsar ved at steinmassar glir, straumar eller fell ned fjellsida omtalast som eit steinskred (Keller, 1992; Hungr et al., 2001; Braathen et al., 2004). Når volumet av steinmassane overstig 100 000 m³ blir omgrepet fjellskred brukt (Høst et al., 2006). Slike fjellskred kan ha alvorlege konsekvensar både som ein enkeltstående prosess, men også grunna ringverknadane det skapar. Ved utrasingar i ein fjord eller ein innsjø kan tsunamibølgjer genererast og dette kan føre til at ikkje berre ras-staden, men heile fjordsystem blir ramma (Blikra et al., 2006; Hermanns et al., 2013). Direktoratet for samfunnssikkerheit og beredskap seier i sin nasjonale sårbarheitsrapport frå 2013 at statistisk sett skjer det to til fire fjellskred per århundre i Noreg som fører til tap av liv (Lea, 2013). I tillegg til dødsfall, kan fjellskred medføre kortvarige og langvarige skadar som fysisk og psykisk sjukdom. Folk kan miste bustadar, og infrastruktur som kraftforsyning, tele-kommunikasjon og samferdsel kan få store skadar som vil gje store økonomiske tap.

Fjellskred er katastrofale hendingar som kan ha katastrofale konsekvensar. Det er likevel ikkje enkelt å verne seg mot desse hendingane, då det enno ikkje er funne nokon hensiktsmessig metode å hindre utrasing. "Kontrollert" utrasing ved sprenging viser ingen gode resultat då omfanget av utrasinga gjerne kan bli større, samt at dei medverkande faktorane til ustabiliteten fortsatt kan vere tilstade i den omliggande berggrunnen (Highland & Bobrowsky, 2008). Ei fjerning av masser kan då føre til at bergmassane bakanfor blir ustabile, det blir ein retrograsjon og ingen fjerning av problemet.

Eit viktig steg for å minske konsekvensane av fjellskred er å identifisere ustabile fjellparti. Om det er kjent kvar slike hendingar kan eller vil skje, kan det også opprettast ein beredskap for å minske skadeomfanget. I 1954 kom Jørstad med ein rapport om fjellskred, men etter dette har lite arbeid blitt gjort før Norges geologiske undersøkelse (NGU) på midten av 1990-tallet starta eit systematisk arbeid (Høst et al., 2006). Dei har identifisert over 300 ustabile fjellparti så langt i Møre og Romsdal, Sogn og Fjordane og Troms (Hermanns et al., 2013; Lea, 2013). For ustabile fjellparti som har størst konsekvensar ved ei utrasing, samstundes som dei viser tydeleg teikn til rørsle, har overvåkingsutstyr blitt sett opp (Henderson et al., 2008). Slik instrumentering fører også til at kompetasen om styrande prosessar blir betre, noko som kan vere starten på å auke tryggleiken til folk i området. Det er antekje at ustabile fjellparti vil gå gjennom ei akslerasjonsfase før ei eventuell utrasing (Petley, 2004). På grunn av dette kan overvaking betre moglegheitene til å forutsjå når hendinga vil skje og dermed gje nok tid til varsling og evakuering av personar i det utsette området.

I tidlegare studiar av skred har det vore vanleg å angripe problematikken frå ein geomorfologisk og ingeniørgeologisk ståstad. I seinare tid har ein byrja å sjå relevansen av strukturarar i berggrunnen (Agliardi et al., 2001; Braathen et al., 2004; Ambrosi & Crosta, 2006; Henderson & Saintot, 2011). Analysar av strukturdata i aktive fjellskred kan bidra til å bestemme utbreiinga av potensiell fjellskredaktivitet, hjelpe å forstå dei medverkande faktorane til fjellskred, samt gje eit betre geologisk fundament for susseptibilitetsanalyser (Henderson & Saintot, 2011).

Nordnesfjellet i Troms har fleire ustabile fjellparti (Blikra & Bunkholt, 2012). Det er dokumentert rørsle i tre områder langs fjellsida. Ved Jettan er rørsle på opptil 50 mm i året, indre Nordnes beveger seg opptil 20 mm i året (Blikra & Bunkholt, 2012) og midtre Nordnes viser ei rørsle på beskjedne 1-2 mm per år (Eiken, in prep). Ei potensiell utrasing vil gje store konsekvensar då bergmassane vil falle ned i Storfjorden. Ved Jettan er det verste scenarioet ei utrasing på 11 millionar m³ som vil generere ein tsunami på 60 m rett under rasstaden (Glimsdal & Harbitz, 2008). Beredskapsøvingar har vist at det er om lag 16 000 personar i det utsette området om sommaren (NNFO, 2013). Nordnesfjellet vart for fyrste

gong studert i 1999 i regi av NGU (Blikra & Longva, 2000; Braathen et al., 2004) og eit periodisk måleprogram blei etablert i 2003 med dGPS (Blikra & Bunkholt, 2012). Rørsler vart dokumentert i 2004. Eit kontinuerleg måleprogram basert på overflatemålingar vart oppretta i 2007 (Blikra & Bunkholt, 2012) og i dag er det eit nettverk av sensorar beståande av GPSar, laserar, ekstensometer, crackmeter og tiltmeter (Blikra & Bunkholt, 2012; NNFO, 2013a). Tre borehol er bora og temperaturmålarar er installerte i sprekker og borehol (NNFO, 2013a). Det er også gjort geofysiske målingar på staden (Tømmesen & Dalsegg, 2004; Rønning et al., 2008) og Northern Research Institute (NORUT) installerte i 2013 stasjonar for måling av solifluksjon. Lidarskanning har blitt utført med jamne mellomrom, og InSARdata eksisterar både frå satellitt og bakkeradar (Carrea et al., 2010; Bunkholt et al., 2011; Blikra & Bunkholt, 2012; Kristensen, 2013). Det interkommunale selskapet Nordnorsk fjellovervåking (NNFO) har ansvaret for overvakinga (NNFO, 2013b) og dei får geologisk rådføring med Åknes/Tafjord beredskap IKS (ÅTB). I tillegg er Universitetet i Oslo (UiO) og Universitetsenteret på Svalbard (UNIS) involvert i området i samband med forskning på permafrost.

Til tross for omfattande arbeid av ulike aktrørar er det gjort lite strukturelle analyser i området. Med tanke på den nye vinklinga som er kome i skredforskning er dette eit interessant område å studere då resultata kan samanliknast med dokumenterte rørsler. Universitetet i Tromsø (UiT) har sidan 2009 vore involvert i fjellskredproblematikk, og tre masteroppgåver med hovudmål om å bruke geometri og indre struktur til å diskutere initiering og rørslemekanismar er blitt publisert (Husby, 2011; Rasmussen, 2011; Hannus, 2012). I tillegg er ei masteroppgåve som har studert InSAR i forhold til skråningsprosessar, inkludert fjellskred, utgidd (Eriksen, 2013). Denne oppgåva føyer seg inn i rekka og har fokus på partiet Jettan på Nordnesfjellet. Ei oppgåve om indre Nordnes i regi av UiT er forventa levert i mai 2014 og på same tidspunkt er det også forventa ei oppgåve frå Norges teknisk-naturvitenskaplege Universitet (NTNU) med eit meir ingeniørgeologisk perspektiv på Jettan.

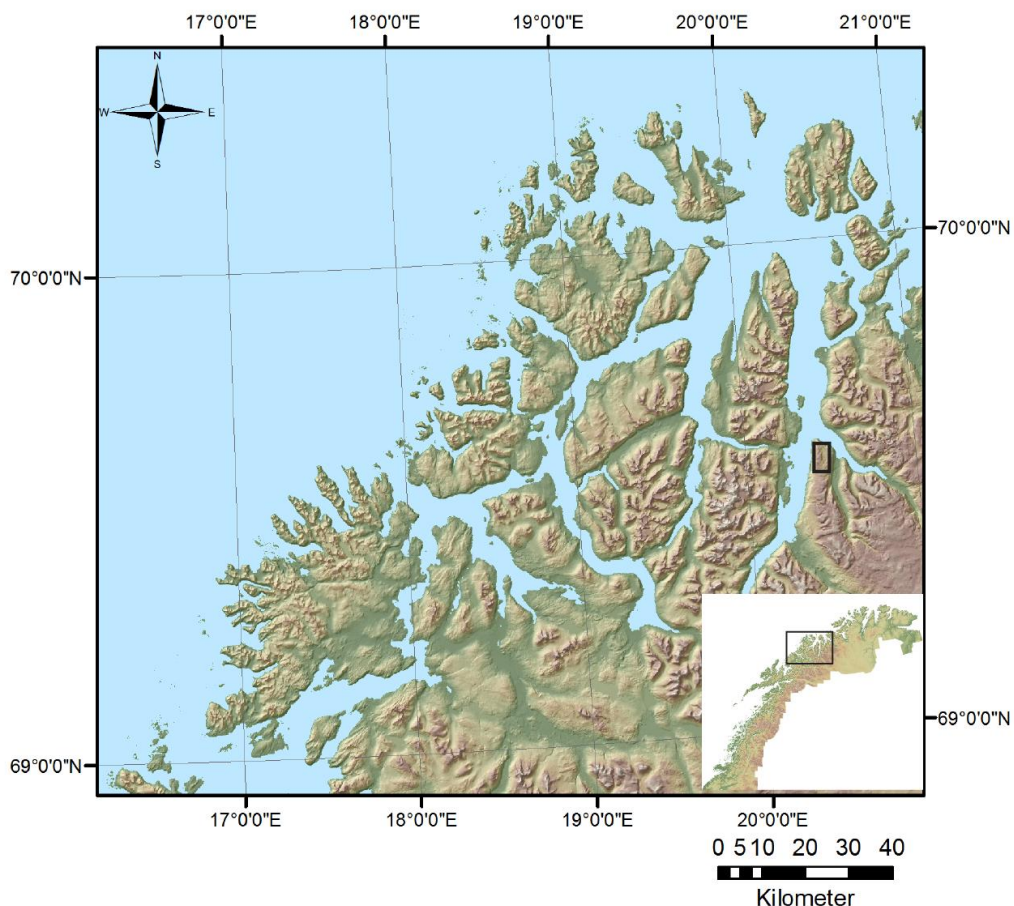
1.2. Formål

Formålet med studiet har vore å bruke strukturelle analyser og geomorfologiske observasjonar innsamla i felt, saman med resultat frå periodiske og kontinuerlege målingar

til å forstå geometri, indre struktur, kinematikk, og kontrollerende faktorar for det ustabile fjellpartiet på Jettan. Sidan det også har blitt utført feltarbeid på indre og midtre Nordnes vil viktige fjellskredmekanismar observerte i desse områda bli brukt til diskusjon og å trekke slutningar. Det omstendelege datagrunnlaget som eksisterar for det ustabile området gjev ein unik moglegheit til å samanlikne resultat frå feltarbeid med faktiske rørsler. Dette kan verifisere eller avkrefte om kriterier lagt til grunne for slutningar er gyldige. Grunna kompleksiteten i føresetnadar og styrande faktorar i fjellskred er ei multidisiplinær tilnærming funne mest hensiktsmessig for å svare på problemstillinga.

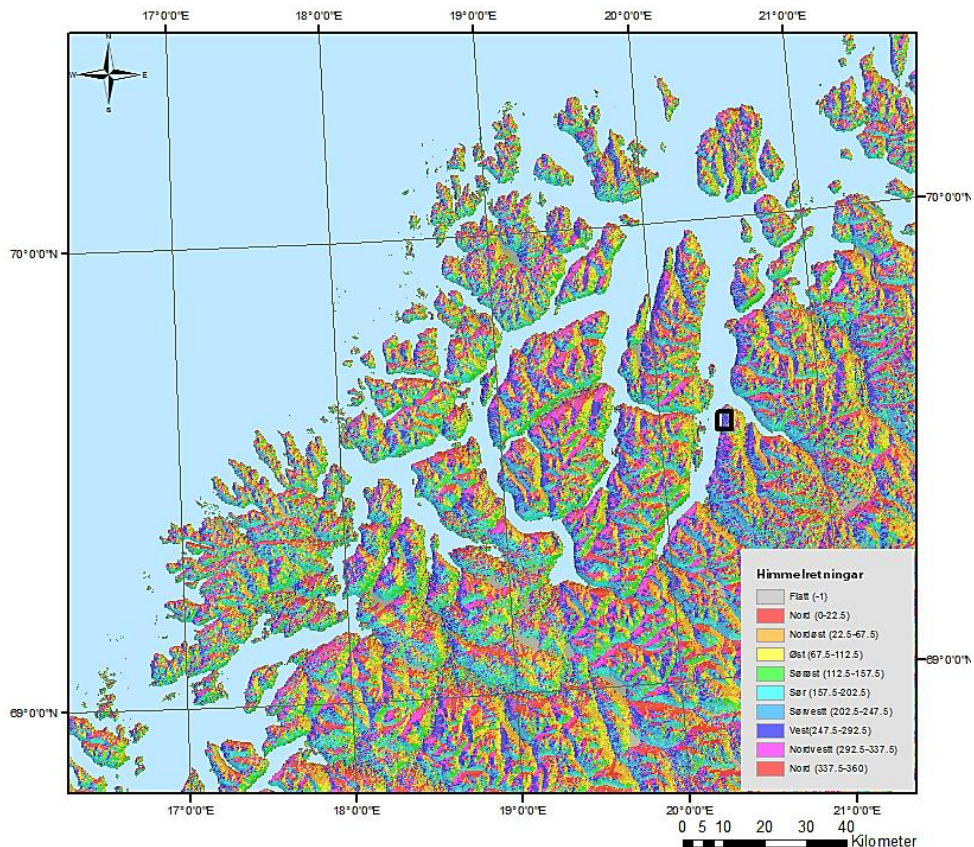
1.3. Bakgrunn om området

1.3.1. Lokalisering og topografi



Figur 1: Lokalisasjon av området

Nordnesfjellet ligg på $69^{\circ}32'56''\text{N}$ og $20^{\circ}24'44''\text{Ø}$ i Kåfjord kommune, Troms, Noreg (figur 1). Regionen er ein del av den skandinaviske fjellkjeda som har vore utsatt for gjentekne glasieringar. Relieffet er stort med fjelltoppar på over 1800 moh., og Lyngnehavøya peikar seg ut med tydeleg alpint landskap med spisse tindar, skarpe egger, bratte fjellsider og botnar. Indre delar av regionen har eit meir avrunda topografisk relieff og er del av den paleiske overflata. Nordnesfjellet tilhøyrar den siste kategorien, og er skild frå Lyngnehavøya av den N-S orienterte Storfjorden. Området har generelt fleire store fjordar og fjordarmar som leiar ut til strandflata i ytre delar av regionen. Det er og fleire botn-, dal- og platåbrear. Fjellsidene er orienterte i spesifikke himmelretningar, som kan sjåast på figur 2.

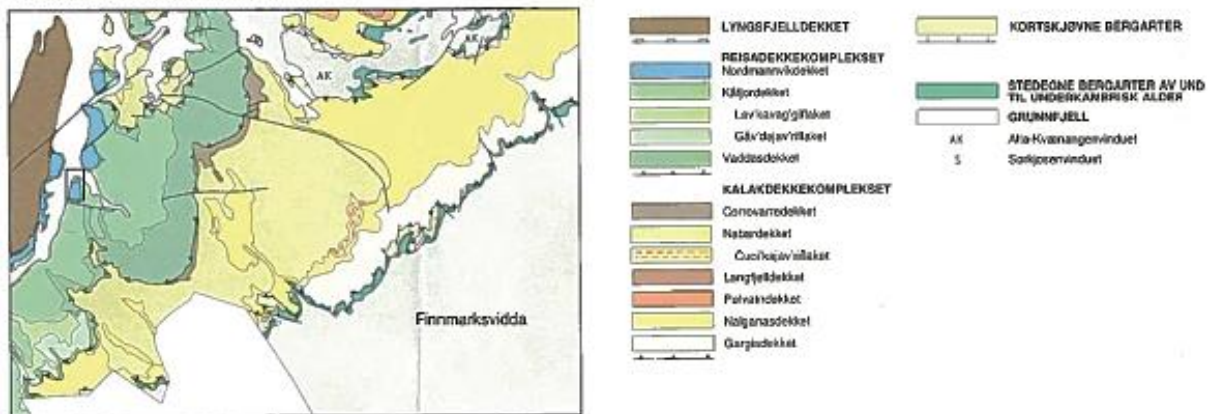


Figur 2: Orientering på fjellsider i Troms

1.3.2. Regional geologi

Berggrunnen i Troms blir delt inn i prekambriske bergartar, kaledonske dekkbergartar, postkaledonske element og sein-kenozoiske element.

De geologiske hovedenheter Innen kartbladet



Figur 3: Geologiske einingar i området (Zwaan, 1988). Firkanten viser lokalisasjonen av Nordnesfjellet.

1.3.2.1. Prekambriske bergartar

Prekambriske bergartar finn ein i Finnmark, på kysten av Vest-Troms og i dei tektoniske vindauga Alta-Kvænangsvindauget og Sørkjosvindauget. Desse består av gneis av arkeisk alder, samt vulkanske og sedimentære superkrustale bergartar frå arkeisk til tidleg proterozoisk alder. Desse blei erodert til eit peneplan, og sein-prekambriske sediment blei avsett (Zwaan, 1988).

1.3.2.2. Kaledonske bergartar

Mellom dei prekambriske bergartane ligg dei kaledonske dekkbergartane. Det er tre skyvedekker tilstade i nordlege Troms, nemleg Kalakdekkekomplekset, Reisadekkekomplekset og Lyngsfjelldekket (figur 3) (Zwaan, 1988).

Det underste Kalakdekkekomplekset er bygd opp av fleire skyvedekker som hovudsakleg består av omdanna arkoser og deira underlag. Dei er av seinproterozoisk til tidleg kambrisk alder. Dei blei truleg deformert for første gong i tidleg ordovicium. Bergartane blei stadvis erodert og nye sediment blei avsett i sein ordovicium og silur då dei igjen undergjekk deformasjon (Zwaan, 1988).

Reisadekkekomplekset består av tre skyvedekker; Vaddas dekket, Kåfjord dekket og Nordmannvik dekket (Zwaan, 1988). Vaddas dekket består av vulkanske og sedimentære bergarter som er antatt avsett i grunt hav. Dette skjedde i ordovicium og tidleg silur og her

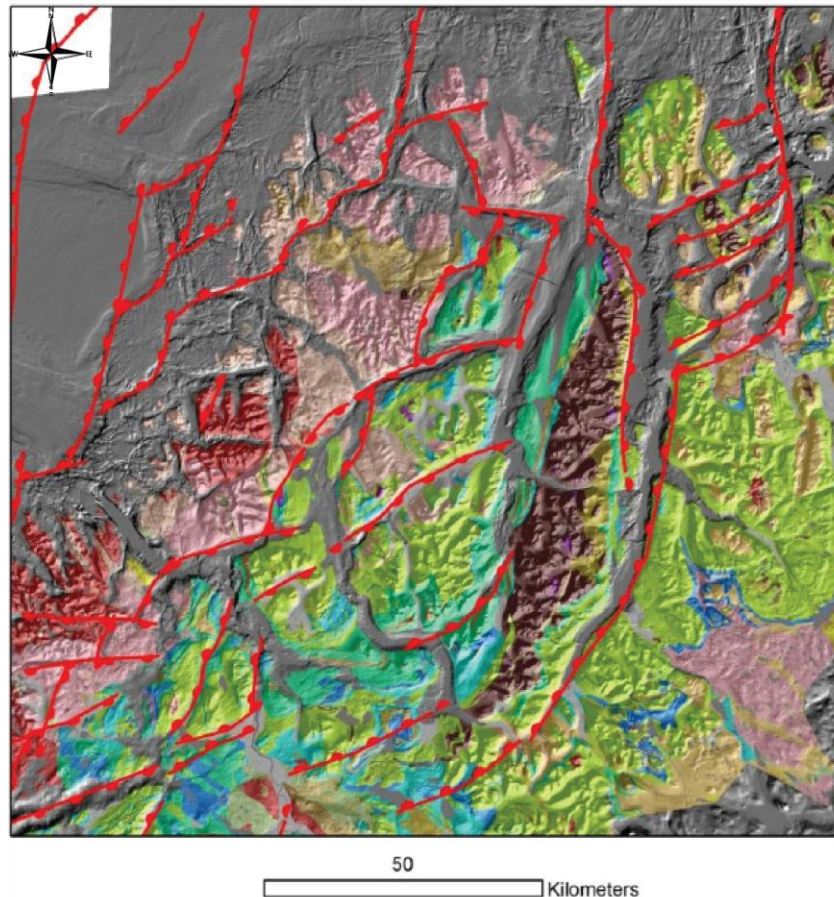
er spor etter turbidittar (Zwaan, 1988). Kåfjorddekket er i underkant avgrensa av ei 400m sone av blastomylonittar. Over dette består dekket av kalkspatmarmor og hornblendeskifer, samt granatglimmerskifer som blir meir kvartsrik og migmatittisert dess lenger opp i lagpakken ein kjem (Zwaan, 1988). Grensa i underkant av Nordmannvikdekket er av glimmerskifer med blastomylonittisk struktur. Dekket består av migmatittisert glimmerskifer i veksling med 40 m tjukke lag av kalkspatmarmor og dolomitt. Stadvis finn ein linser av sagvanditt i forbinding med karbonatлага. Dette er ikkje ei avsetjingslagrekke men er tolka til å vere blanda saman med hjelp av skjærrørsler under høggradmetamorfose. Den øvre grensa til dekket er bestemt av kataklastisk deformasjon av blastomylonittar (Zwaan, 1988).

Lyngsfjelldekket blir gjerne oppdelt i to grupper; Balsfjordgruppa og Lyngsofiolitten/lyngsgabbroen (Ramberg et al., 2006). Balsfjordgruppa består av omdanna midtordoviciske til mellomsilurske sediment avsett på land og i grunt hav. Dei har ein primær vinkeldiskordanstil Lyngsofiolitten. Lyngsofiolitten er havbotnskorpe som er skjøve på land i tidleg ordovicisk tid. Ofiolitten består av grønstein, grønskifer, gabbro, ultramafiske bergartar og yngre tonalittiske bergartar (Zwaan, 1988).

1.3.2.3. Postkaledonske element og strukturar

Etter den kaledonske orogonese som førte til innskyving av dekkekompleksa var det ekstensjon, og store riftbasseng blei danna. Atlanterhavet opna seg og den passive kontinentalmarginen som Noreg ligg langs blei utvikla (Ramberg et al., 2006). Studier frå Lofoten-Vesterålen (Bergh et al., 2007; Hansen et al., 2011; Hansen et al., 2012) foreslår riftmodellar i fleire fasar som forklarar forkastingar offshore og onshore. Frå perm til tidleg kritt var det VNV-ØSØ ekstensjon, og normalforkastingar orienterte N-S til NNØ-SSV blei utvikla. Desse har seinare blitt bunde saman av NØ-SV til Ø-V orienterte forkastingar der Hansen et. al (2011) knytter dei til transersoner på grunn av VNV-ØSØ ekstensjon, medan Bergh et al. (2007) knyttar det til NNV-SSØ skrå ekstensjon og lateral reaktivering som danna normalforkastingar. Frå sein kritt er det semje om ein ekstensjon i NNV-SSØlig retning. På land er dei postkaledonske strukturane orienterte N-S, NNØ-SSV, NØ-SV med underordna NV-SØ orienterte forkastingar og forkastingssoner (Hansen et al., 2011). Figur

4 viser ei kartlagd NNØ-SSV-orientert forkasting med fall mot VNV langs østsida av Storfjorden som kryssar dei ustabile fjellpartia på Nordnesfjellet. På vestsida av fjorden er det ei forkasting med same orientering og fall mot ØSØ og det er også nokre NØ-SV orienterte forkastingar som fell mot NV.

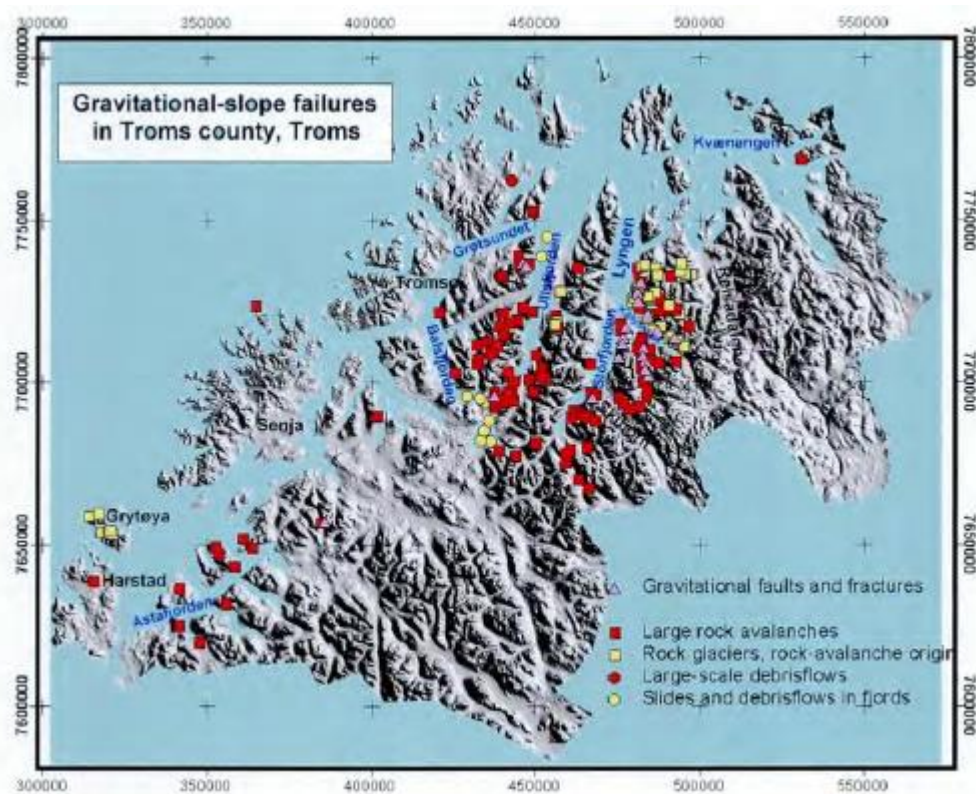


Figur 4: Mesozoiske forkastningar i Troms (Hansen et al., 2011)

1.3.2.4. Sein-kenozoiske element og strukturar

Av neotektoniske forkastningar har den NV-SØ orienterte og 30-50 grader NØ hellande Normannsvikdalenforkastinga vore rekna for å vere ei "nesten sikker" neotektonisk normal forkasting (Olesen & Dehls, 1998; Dehls et al., 2000; Olesen et al., 2004; Olesen et al., 2013), då den er observert til å forskyve kvartærvegetasjon opptil 2 m. Etter feltarbeid av NGU i 2010 er dette sett på som lite truleg (Blikra et al. 2012). Stuoragurraforkastinga i Finnmark er også rekna som "nesten sikkert neotektonisk" (Olesen et al., 2004; Olesen et al., 2013) og denne sørøsthellande reversforkastinga med sprang på opptil 7 m blei danna i siste del av

deglasasjonen, knytt til jordskjelv på M 7.4-7.7 (Olesen et al., 2013). 21. januar 1996 var det mest sannsynleg eit M 4.0 jordskjelv her på 10 km djupnad (Olesen et al., 2004). Det er i Balsfjord-Lyngen-området teikn til paleoseismisk aktivitet, anten grunna sjokk etter deglasasjonen, eller tektoniske rørsler (Blikra & Longva, 2000; Olesen et al., 2004). Dette er basert på den geografiske konsentrasjonen av steinskred-relaterte steinbrear, steinskred daterte til etter siste istid, gravitasjonelle forkastingar og sprekker, anormal morfologi på slamstraumar (debris flow), samt masserørsleavsetningar i fjordane, figur 5 (Blikra & Longva, 2000; Olesen et al., 2004). Den antekte storleiksordenen for jordskjelv som har forårsaka dette er på M 7 til M 8 (Blikra & Longva, 2000). Lyngenforkastinga er ei postulert forkasting langs Storfjorden som ikkje er dokumentert. Tilstadeveringa er basert på unaturleg stor skilnad i relieff på dei ulike sidene av fjorden, triangulære fjellsider med same orientering, InSARdata som viser heving, registrerte seismiske hendingar langs ei linje i fjorden og arva strukturar (Osmundsen et al. 2010). Dei seismiske hendingane er bortforklarte, og kjem truleg frå sprenging i forbindelse med konstruksjon av ein molo (Olesen et al 2013) og vegnivelleringsdata til Statens vegvesen viser ikkje vertikale endringar (Burgum et al 2010; Blikra og Bunkolt, 2012).



Figur 5: Gravitasjonsstyrte skråningssvikt i Troms (Blikra og Longva, 2000)

1.3.3. Kvartærgeologien i Troms

Skilnadar i berggrunnen gjer sitt for å differensiere landskapet, og andre prosessar kan både endre og utnytte dette. Isbreane har i Noreg gjort sitt for å prege landskapet, sjølv om det i seinare tid er stilt spørsmål om dei har hatt så stor rolle som tidlegare anteke (Lidmar-Bergström et al., 2000; Osmundsen et al., 2009). Desse har modifisert dei store U-dalane og fjordane og hjelpe til med å forme dei bratte fjellssidene, spisse tindane, eggane og botnane som karakteriserer delar av det norske landskapet i dag. Dei bratte sidene som står attende gjer landskapet utsett for stabilitetsproblem (Ballantyne, 2002), og det er særleg den siste istida som er mest relevant for dagens utfordringar. Difor vil den siste istida bli fokusert på her, og mest merksemd vil gå til området rundt Nordnesfjellet i Troms.

Under den siste perioden i den geologiske historia, kvartær, som omfattar dei siste 2,7 millionar år, har det vore klimasvingingar (Ramberg et al., 2006; Nesje, 2012). Frå starten av perioden til ca. 900 000 år sidan har det vore rundt 50 klimasvingingar, men det er særleg etter dette at svingingane har vore særleg merkbare, og det er i løp av dei siste 600 000 åra at dei største endringane har skjedd (Ramberg et al., 2006). Den rådande oppfatninga av kva som forårsaka desse endringane er sykliske variasjonar i jordaksas helling, presisjon og forma til jordbana, som først blei uttrykt av Milankovich (Berger, 1988; Nesje, 2012). Dette styrar både mengde og fordeling av innstrålinga som igjen sett i gang positive og negative feedbackeffekter som påverkar forholda på jorda.

Den siste istida, Weichsel, varte frå ca. 118 000 år til 11 500 år sidan (Dahl & Sveian, 2004; Nesje, 2012). Det var variasjonar i isutbreiinga under denne tida og isen var på eit maksimum rundt 20 000 – 18 000 år sidan (Nesje, 2012). Då låg breane heilt ut på eggakanten og avsette store mengder sediment på kontinentalskråningane (Ramberg et al., 2006). Når det så blei ei klimaforbetring vart isbreane mindre og smelta. Dette skjedde ikkje kontinuerleg, men i periodar med framrykking, stillestand eller tilbaketrekking. Under framrykking eller stillestand blei morenar danna, og fleire slike brerandtrinn kan identifiserast i Troms (Corner, 1980; Dahl & Sveian, 2004).

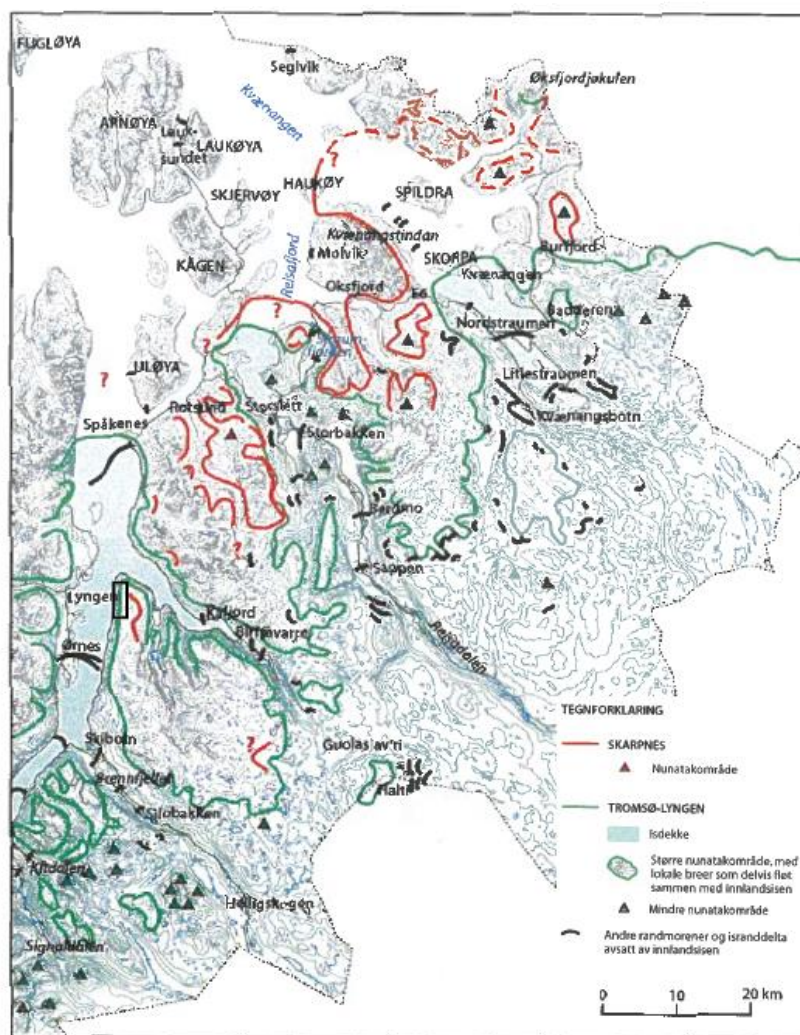
Morener avsett i eldre dryas, for om lag 14 000 år sidan, går under skarpnestrinnet, og utbreiinga av desse kan sjåast på figur 6 (Dahl & Sveian, 2004). Den etterfølgjande

interstadialen allerød var varmare, og isen trakk seg då tilbake. Under yngre dryas, for ca. 12 800 – 11 500 år sidan, blei det kaldare, breane gjorde framrykking og store morenar blei avsett. Desse utgjer Tromsø-Lyngen trinnet i Troms og utbreiinga av morenane kan sjåast i figur 6 (Dahl & Sveian, 2004). Dette var den siste store klimaforverringa og breen smelta relativt snøgt attende frå fjordar og dalaretter dette og blei liggande att som botn og platåbrear. Som eit steg av denne tilbaketrekkingsprosessen fekk ein utvikla israndavsetnader i Ørnes (11 300 år BP – 11 000 år BP), Skibotn (11 000 år sidan – 10 500 år BP), Kåfjord, Birtavarre, Falsnes, Salmeneset-Sandørneset, Oteren og i nedre delar av Kitdalen og Signaldalen (Corner, 1980; Dahl & Sveian, 2004). Det meste av isen var borte for ca. 10 000 år sidan utanom i nokre områder i Nord-Sverige og indre Troms. Det var ei klimaforbetring for frå 9000 – 5000 år sidan i holocene varmeoptimum (Dahl & Sveian, 2004). Dei siste 3000 åra har vore kaldare og breane har hatt høve til å vekse, og dei var på sitt største under den vesle istida for 100 til 250 år sidan. Dei mest markerte ryggane er frå 1750, 1850 og 1920. I løp av dei siste 80 åra har breane jamnleg smelta attende (Dahl & Sveian, 2004).

I Storfjorden, under Nordnesfjellet, kan ein sjå fleire spor etter brerørsle. Breen låg ved Spåkneset for 12 500 år sidan (Dahl & Sveian, 2004). Her finn ein ei breelvavsetning på 65 moh. og tre moreneryggar. Den største, hovudryggen, har ved seismikk blitt avdekka å vere meir enn 120m tjukk i fjorden. Langs den austlege fjellsida av fjorden er det funne ei mindre sidemorene som tydar på at breen kan ha vore noko lenger ute i fjorden. Denne kan vere i samanheng med ein morenerygg som er på tvers av fjorden ca. 1km frå hovudryggen (Dahl & Sveian, 2004).

Frå Spåkeneset finn ein sidemorenar langt sørover i Kåfjorden med jamn stiging mot sør som viser at breen hadde ei relativt lita helling langs fjorden. I Olderdalen og Nordmannvikdalen er det store randformasjonar avsett av is som bevega seg frå fjorden og inn i desse dalane. Vest for Manddalen finn ein utanom desse morenane sidemorenar som ligg eit par hundre meter høgare opp i fjellsidene enn Tromsø-Lyngen trinnet. Desse stammar kanskje frå Skarpnestrinnet (Dahl & Sveian, 2004). Kåfjorddalen blei deglasiert mellom Ørnes og Skibotn trinnet for 9400 år sidan (Corner, 1980).

Tjukkleiken på isen er eit stadig diskutert tema (Dahl & Sveian, 2004). Vekta av isen har vore så stor at det har vore isostatisk justeringar i form av innsynking av jordskorpa i periodar med tjukt isdekke og landheving når isdekka smelta vekk. Landheving blir fortsatt registrert i dag, og den er på 1 – 1.5 mm i året i indre Troms (Dehls et al., 2000; Fjeldskaar et al., 2000). Den marine grense, som er den høgaste registrerte strandlinja, er i indre Troms på ca. 80 m, medan den er på 30 m i ytre strøk av fylket der isdekket har vore tynnare (Dahl & Sveian, 2004).



Figur 6: Moreneavsetningar i Troms (Dahl & Sveian, 2004), Den svarte firkanten viser lokaliseringa av Nordnesfjellet.

1.3.4. Klima

Dagens klima i regionen er subarktisk og karakterisert av lange kalde vintrar og korte kalde somrar. Den kaldaste månaden er februar, og det er varmest i juli (Dannevig, 2009).

Temperaturane er varmare enn kva breddegrada skulle tilsei grunna golf- og norskestraumen (Hald et al., 2007). Regionen opplever midnattssol frå slutten av mai til slutten av juli og det er mørketid frå midten av november til midten av januar. Årsnedbøren varierer frå 750 mm i ytre strøk, til 1000-1500 mm i maksimum sona med kystfjell, og ned til 300-600 mm i dei skjerma dalstrøka (Dannevig, 2009). Permafrostundersøkingar frå boreholdsdata viser at nedre permafrostgrense er på 800-900 moh. i kystområda og 600-700 moh. i kontinentale delar i indre fjordstrøk av Troms (Christiansen et al., 2010). Det kan finnast sporadisk og usamanhengande permafrost i låglandet i landformer av torv, som palser og torv platå (peat plateau), og det er vist aukande bakketemperatur og auka tjukkeleik av det aktive laget (Christiansen et al., 2010). Førebelse resultat frå temperaturmålarar på Nordnes viser at nedre grense for diskontinuerleg permafrost er på 600-700m, men det kan vere sporadisk permafrost under dette (Christiansen & Blikra, in prep). Den høge breiddegrada påverkar vekstforholda til vegetasjonen, og den øvre alpine tregrensa er på mellom 200 m og 600 m. Under denne veks det i hovudsak fjellbjørk.

1.3.5. Vêr

Det har sidan 2008 vore ein vêrstasjon på Jettan som ligg på 700 moh. Her blir lufttemperatur, bakketemperatur, vindretning og styrke, solskin, luftfuktigheit, nedbør, snødjupnad og barometrisk trykkregistrert. Målingane i 2008 viser usannsynlege verdiar, noko som er bekrefta av NNFO, og målingane frå dette året er difor sett bort frå.

Det månadlege snittet på lufttemperaturen er sjeldan tosifra og ligg i underkant av 10 °C om sommaren og litt over -10 °C om vinteren. Snitt-temperaturane blir positive i mai eller juni kvart år og held seg det fram til oktober. 2011 er eit unntak då snitt-temperaturane ikkje blei negative før i desember. Februar og mars er dei kaldaste månadane, medan juli er den varmaste. Bakketemperaturen har ikkje like store skilnadar som lufttemperaturane og reagerer langsamare på temperaturendringar. Det betyr at om sommaren ligg også desse under 10 °C og på vinteren blir dei sjeldan under -5 °C. Verdiane går frå å vere negative til positive i juni alle dei målte åra og blir negative i november eller desember.

Vinden kjem generelt frå sør eller søraust året igjennom. Styrken på denne er i snitt mellom 2 m/s til 5 m/s. Den er sterkast på vinteren og svakast på sommaren. Den maksimale målte snøgleiken per månad er langt større og blir over 16m/s.

Årsnedbøren er 400 mm/år, og det har vore ei auke kvart år sidan målingane starta. Det er mest nedbør om sommaren mellom mai/juni til september og generelt snøfritt frå juli til og med september. Som oftast er snødekket tjukkast i april, men 2009 skil seg ut då det var mest snø i januar. Luftfuktigheita er generelt lik året igjennom.

2. Fjellskred

For å gje tilstrekkeleg bakgrunnskunnskap for resten av oppgåva vil steinskred bli omtala som tema. Denne delen vil ta for seg kva fjellskred er, faktorar som kan medverke til ustabilitet, kva som skal til for at ein får ei rørsle, rørslemekanismar og klassifisering. Dette vil danne grunnlaget for diskusjonen, og relevansen av strukturelle element i berggrunnen vil bli lagt mest vektlagd.

2.1 Definisjon

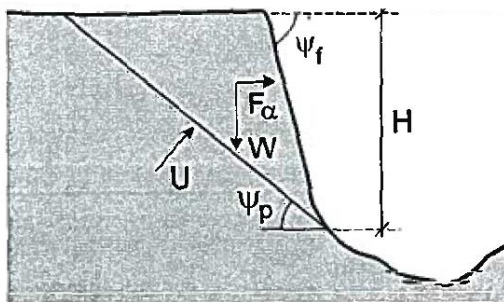
Eit ustabil fjellparti er eit fjellparti som er heilt eller delvis skild frå dei omliggande geologiske omgjevnadane og har komme i rørsle (Høst et al., 2006). Om det kollapsar blir det kalla eit steinskred. Eit steinskred er ei rask gravitasjonsdrivne masserørsle der steinmassar glir, straumar eller fell ned ei fjellskråning (Hungre et al., 2001; Braathen et al., 2004; Høst et al., 2006). Om volumet er større enn 100 000m³ blir det omtala som eit fjellskred (Høst et al., 2006).

2.2. Balansen av krefter

Det som avgjer om eit ustabil fjellparti kjem i rørsle er forholdet mellom skjærspenninga og skjærstyrka (Braathen et al., 2004; Nilsen & Broch, 2009). Skjærspenningar er dei drivande kreftene som medverkar til rørsle og skjærstyrka er dei motståande kreftene som motverkar rørsle. Når skjærspenningane overgår skjærstyrka blir resultatet eit skred. Stabiliteten blir gjerne uttrykka med tryggingfaktoren (F) og denne er basert på likevektsberekningar mellom dei stabiliserande kreftene og dei drivande kreftene, sjå formel nedanfor (Nilsen & Broch, 2009).

$$F = \frac{\text{Sum av stabiliserande krefter}}{\text{Sum av drivande krefter}}$$

Ved ein stabil tilstand er dei stabiliserande kreftene langt større enn dei drivande kreftene og formelen gir høge verdiar. Når kreftene er nesten like store går uttrykket mot 1 og tilstanden er ustabil. Når verdiane blir < 1 oppstår rørsler.



Figur 7: Krefter som verkar på ei skråning som er avgjerande for sabiliteten (Nielsen & Broch, 2009).

Dei stabiliserande kreftene er bestemt av kohesjon (c) og friksjonvinkel langs glideplanet (ϕ), glideplanet sin fallvinkel (γ), vekt (W) og areal (A) av blokka, samt vasstrykket (U) (Nielsen & Broch, 2009). Dei drivande kreftene er bestemt

av gravitasjonskomponenten (W) langs glideplanet og eventuelt vasstrykket (V) i

tensjonsprekka (Nielsen & Broch, 2009). Dette er uttrykka i formelen nedanfor og framstilt grafisk i figur 7.

$$F = \frac{c * A + (W \cos \gamma - U) \tan \phi}{W \sin \gamma + V}$$

Dette er ei forenkling av det som opptrer i naturen og verdisetjinga av parameterane i formelen kan vere vanskeleg og formelen tek heller ikkje hensyn til t.d. jordskjelvbelastningar (Nielsen & Broch, 2009).

Tilstadeværinga av ein ustabilitet avhengig av fleire forhold. Etter McColl (2012) kan det skiljast mellom tilstadevêrande føresetnadar (preconditioning) som er statiske eigenskapar allereie tilstade, som strukturar i berggrunnen, førebuande faktorar (preparatory) som er dynamiske og svekker stabiliteten i skråninga over tid, og utløysande faktorar som endrar tilstanden frå å vere marginalt ustabil til aktiv ustabile.

2.3. Tilstadeverande faktorar

Visse forhold må vere tilstade for at ein skal få svikt når berggrunnen blir utsatt for påkjenningar. Dette er ei baksprekk, ei lateral avgrensing, eit glideplan og fjordhellende foliasjon (Henderson et al., 2006; Henderson & Saintot, 2011). Nettopp difor er strukturar i berggrunnen sentrale i stabilitetsspørsmål og ulike berggrunnsrelaterte element som kan spele ei rolle for ustabile fjellparti vil difor bli gjennomgått.

2.3.1. Litologi

Litologi, bergartslære, omfattar bergartane sine fysiske eigenskapar som farge, struktur, kornstorleik og mineralsamansetnad. Det omfattar også avleiande eigenskapar som porøsitet og oppsprekking, samt magnetiske, elektriske, termiske, seismiske, gravimetrisk og radiometriske eigenskapar (Sigmond et al., 2013). Slike variasjonar gir bergartar ulik evne til å tåle påkjenningar frå tektonisk stress, erosjon og forvittringsprosessar, og kan gje utslag i differensiert utvikling av skrentar, sprekker, skråningar og liknande. Difor vil dette kunne påverke stabiliteten i fjell. Böhme et al. (2011) viser til at svikt ofte skjer i svake bergartar som fyllitt og forvittra mafiske gneisar, og Saintot et al. (2011) peikar på at glideflater ofte er samanfallande med grensene mellom ulike litologiske einingar. Braathen et al. (2004) seier at litologien i seg sjølv ikkje er nok til å forklare fjellskred, men skifer har ein karakteristisk, men distinkt deformasjon, med låge skjærvinklar. Typiske svake bergartslag er dei med høgt innhald av parallellorienterte mineral som talk, glimmer og grafitt, men det kan og vere lag med svak mineral Kornbinding. Slike opptrer i unge, sedimentære bergartar som t.d. amfibolittar (Nilsen & Broch, 2009). Forvitring kan bidra til å svekke styrken i bergartslag (Nilsen & Broch, 2009).

2.3.2. Foliasjon

Foliasjon er ein struktur i bergartar danna som følgje av omdanning og deformasjon. Det viser seg vanlegvis med parallellstilling av linser eller plateforma mineral (t.d. glimmer) og med anriking av enkelte mineral i tynne slirer og uregelmessige band. Nokre vil også kalle skifrigheit og banding foliasjon, men dette er lite hensiktsmessig då nesten alle lag i Noreg blir folierte (Sigmond et al., 2013). Desse strukturane har potensiale til å utvikle seg til glideplan, særskilt om dei fell mot fjordar eller dalar (Jaboyedoff et al., 2011; Saintot et al., 2011). Dette blir særskilt observert i svake sjiktsilikat, der dei flate minerala danner glatte flater med lite friksjon (Henderson et al., 2006).

2.3.3. Foldar

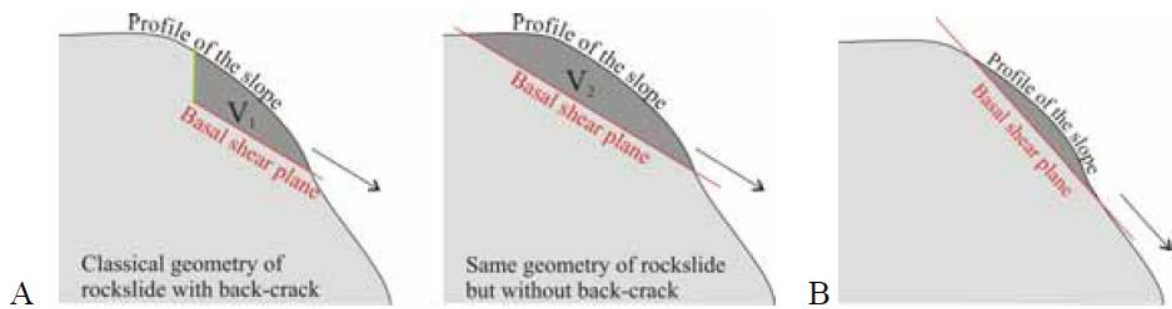
Ein fold er ei bøyning av ein planar struktur, anten lag, foliasjon eller kløv. Ein fold består av to sideflater (flankar) som er bøygd rundt ein foldeakse. Foldar er vanlegvis resultat av deformasjon, men det kan òg vere ein primær struktur (Sigmond et al., 2013). Slike kan opptre på alle skalar i berggrunnen og relevansen deira i forhold til stabilitet er avhengig

av storleiken på strukturane (Saintot et al., 2011). Om foldane er på centimeter skala kan det utviklasteit glideplan parallelt til foldeaksa eller akseplanet og om dei er av større skala (deka- og hektometer) kan det utvikle seg eit glideplan om foldeflankane kuttar skråninga. Foldehengselane kan utvikle ekstensjonssprekker. Grunnen til dette er at duktil folding styrkar foldeflankane men reduserer styrken til foldehengslen då mineral og bergarten blir strekke (Saintot et al., 2011). Masserørsler skjer i retninga til stupinga av foldar (Henderson et al., 2006).

2.3.4. Sprekker

Ei sprekk er ei brotflate der det ikkje har føregått synleg forskyving langs flata. Sprekkene opptrer gjerne i fleire sett og visar seg som glatte, plane flater eller parallelle riss (Sigmund et al., 2013). Dei fleste sprekker er anteke å ha blitt danna av tensjon meir eller mindre vinkelrett på brotplanet, slik at det har blitt ei opning (Fossen & Gabrielsen, 2005).

Sprekker kan vere pre-eksisterande i berggrunnen som følgje av tidlegare tektoniske hendingar, eller dei kan vere danna grunna gravitasjon. Ekstensjonssprekker dannast i dei fleste ustabile fjellparti, og er store, opne og nesten vertikale sprekker i bakkant av massane i rørsle (Henderson et al., 2006). Desse er tilstade uavhengig av kva rørslemekanisme det ustabile fjellpartiet har (Henderson et al., 2006; Henderson & Saintot, 2011). Det er berre under spesielle forhold at ekstensjonssprekker ikkje blir danna, som t.d. om glideplanet følgjer topografien og går gjennom heile fjellpartiet, slik at ei skive vil gli ut, sjå figur 8 (Henderson et al., 2006). Om det er ei typisk kileform, der to større glideplan møtast i ein vinkel, vil heller ikkje baksprekker dannast (Henderson et al., 2006). Sprekker kan bidra til å avgrense blokker og fjellparti, samt at dei kan fungere som glideplan. Dei kan ha alle retningar og vinklar, og interaksjonen mellom desse vil avgjere om det er gunstige forhold for utrasing, og dermed påverke rørslemekanikken (Henderson et al., 2006).



Figur 8: Figuren vier utvikling av ustabile massar der A viser utvikling av ei baksprekk noko som er mest utbredt. Figur B viser at glideplanet kryssar topografien slik at baksprekker ikkje blir utvikla (Henderson et al., 2006).

Sprekkesett kan krysse kvarandre på ulike måtar og relevansen av dette i forhold til stabilitet har blitt diskutert av Henderson et al. (2006). Vertikale ortogonale sprekkesystem er ofte observert normalt på skjærplanet og kopierer trendane til baksprekka og transfere forkastningar. Den eine blir då parallell med rørslevektoren, medan den andre er vinkelrett på den. Om det er konjugerande sprekkesett er sprekkene vinkelrette til glideplanet i motsetnad til dei ortogonale systema som er vertikale, og bisektorane kan vere parallelle eller vinkelrette til rørsle. Opphavet til sprekkene kan vere reaktivering av allereie eksisterande strukturar eller som følgje av rørsle. Konjugerte sprekkesystem er mest sannsynleg danna når rørsle er satt i gang, basert på geometrien og fordelinga dei har (Henderson et al., 2006).

2.3.5. Forkastingar

Ei forkasting er ei brotflate der det har føregått målbar (synleg) forskyving av bergartane på eine sida av brotflata i forhold til den andre. Danninga av forkastinga kan ha vore ledsaga av jordskjelv, og skjedd i løp av lang eller kort tid (Sigmund et al., 2013). Avhengig av rørsle langs planet er det vanleg å skilje mellom normal-, revers- og sidelengsforkastning.

Forkastingar kan avgrense fjellparti og blokker, både i bakkant, lateralt som transfere soner, og internt i dei ustabile massane (Saintot et al., 2011). Sidan det tidlegare har vore rørsle langs desse plana er dei svakheitssoner, og dei har ofte lite ruhet og lite friksjon langs planet. Dette gjer at rørsle lettare kan opptre langs plana på eit seinare tidspunkt om stress blir påført. Om dei kryssar skråninga kan dei fungere som glideplan. Om dei er listriske kan dei gje opphav til ei rotasjonell rørsle, og på same måte som sprekker kan interaksjon av

forkastingar gje utrasingar. Sidan desse ofte er ledsaga av jordskjelv vil også rørsler langs plana kunne gje nok rystelsar til å utløyse ustabile fjellparti i nærleiken.

Forkastingsbreksje er ein knust og oppbrote bergart langs ei forkasting (Sigmond et al., 2013). I fjellparti med aktiv rørsle blir breksjerte skjærsoner danna i ein dynamisk prosess som følgje av skjær-rørsler og friksjon (Henderson et al., 2006). Denne er på milli- til centimeter skala og har ein stor grad av kontinuitet (Henderson et al., 2006). Dei kan vere både matriks- eller klastborne og storleiken, forma og distribusjonen av kornstorleikar vil kunne påverke skjærstyrka langs glideplanet (Henderson, Ganerød, et al., 2010).

Matriksborne breksjer har lågare skjærstyrke, er svakare, og har større sannsyn for sviikt i forhold til klastborne breksjer. Dess større breidde/høgde forhold dess lågare er styrken. Det vil seie at dess meir avlange partiklane er, dess større sannsyn er det for utrasing. Storleiken av rørsle blir reflektert i grad av pulverisert (Henderson, Ganerød, et al., 2010).

Om bergartar har gjennomgått ekstrem oppknusing til å bli ei finkorna masse med kornstorleik under 0.1mm, og blir det kalla forkastningsmel (Sigmond et al., 2013).

Avhengig av bergartane som er tilstade og klimaforhold kan ulike typar leirmineral blir danna. Smektitt, også kjent som svelleleire, vil i kontakt med vatn reagere med vassmolekyla og få eit auka volum (Sigmond et al., 2013). Dette er særskilt ugunstig for stabiliteten.

2.3.6. Eksfoliasjon

Eksfoliasjon (avskalling, flaksanning) er fenomenet der plateforma stykker losnar frå ei fri bergflate, eventuelt oppsprekking eller avskalling av centimeter- til metertjukke bergartsflak parallelt med bergoverflata. Avskalinga oppstår som følgje av avlastning når dei overliggjande bergmassane har blitt fjerna (Sigmond et al., 2013). Eksfoliasjon er ein omdiskutert prosess i norske fjellskred (Henderson et al., 2006; Saintot et al., 2011).

Oppsprekking kan gje svake lag som potensielt kan utvikle seg som glideplan eller avgrensing med at banda som held bergmassane saman blir svakare (Saintot et al., 2011).

2.3.7. Alloktion

Allokton er ein dekkserie som er ute av plassering i forhold til der dei blei danna eller avsett. Det kan vere skarpe grenser mellom dei ulike dekkseriane som har ulike litologiske og mekaniske eigenskapar (Sigmond et al., 2013). Innskyvinga kan ha gjeve plan som kan verke som svakheitsoner og vere lettare påverkelege for krefter seinare. Om dei fell mot fjorden og kuttar fjellsida kan dei potensielt utvikle glideplan (Saintot et al., 2011). Om dei består av avløysingslag (decollement) er det ein sjanse for at dei ikkje klarer å bære vekta til det overliggjande alloktiona til tross for ugunstig orientering. Slike plan er ofte dreneringsruter for vatn, og ofte finnast kjelder der dei endar (Saintot et al., 2011). Dette vil i tilfelle kunne gje svake lag, og plana kan vere eigna til å auke vasstrykk som reduserer det effektive stresset og dermed skjærspenninga.

2.4. Førebuande faktorar og utløysande årsaker

Førebuande faktorar er dynamiske og kan endre stabilitetsforhold over tid. Når dei blir redusert så mykje at dei kjem til ein terskelverdi blir det svikt. Dei kan då bli ein utløysande årsak. Desse kan verke over svært korte til lengre tidsrom, og den førstnemnde kan føre til den sistnemnde. Difor blir desse omtala samla.

2.4.1. Glasial avlastning

Brear kan ha stor erosjonskraft, og kan danne dalar og fjordar som er overfordjupa med bratte sider (Braathen et al., 2004). Dette er sjeldan problematisk når dei store ismassane er tilstade og støttar opp fjellssidene, men når dei smeltar forsvinner omsluttnadsstrykket og ein kollaps kan vere utfallet (Ballantyne, 2002). Isen som dekkar området har på grunn av auka masse ført til auka stress i både dalbotnen og på sidene. Når den så smeltar og ein får avlastning vil elastisk tøyingsenergi (strain) bli frigitt og interne sprekknettverk kan bli danna. Sidan omsluttnadsstrykket også blir redusert vil dette kunne føre til fjellskred (Jarman, 2009). Utløysinga av slike skred kan skje medan, rett etter eller ei stund etter deglasiasjon (Braathen et al., 2004). I Nord-Noreg har skred blitt utløyst rett etter deglasiasjonen (Blikra & Longva, 2000), medan dette ikkje er observert på vestlandet (Ramberg et al., 2006).

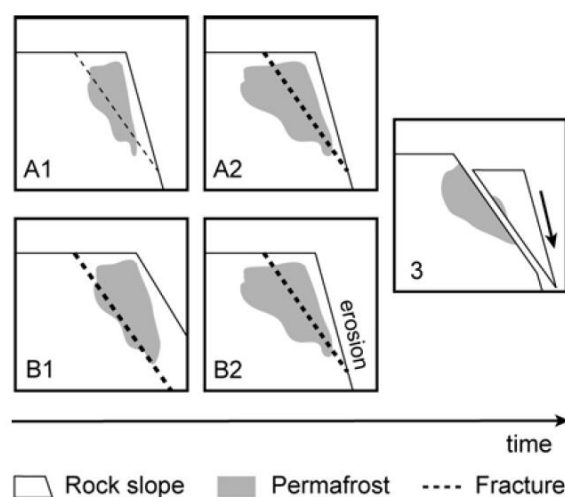
2.4.2. Vatn

Vatn kan påverke stabiliteten på fleire ulike måtar. Vatn renn gjennom berggrunnen i svakheitssoner og volum og avrenninga (discharge) kan variere over tid. Når det siv gjennom berggrunnen kan det bryte ned mineral, noko som gjer at det kan bli danna svakheitsplan (Braathen et al., 2004). Det kan òg virke som eit smørjemiddel då dei fuktar flatene og dermed reduserer friksjonen (Braathen et al., 2004). I periodar med stor nedbørsaktivitet eller med stor snøsmelting aukar gjerne volumet av vatn i sprekker og svakheitssoner. Om vatnet er heilt eller delvis fanga, dvs. at dreneringa ikkje held trinn med mengder som blir tilført, kan porevasstrykket auke (hydrostatisk trykk). Dette kan også skje om vatnet frys ved kjelder, som gjer at vatnet blir blokkert og blir ikkje drenert (Saintot et al., 2011). Det reduserer det effektive normale stresset og minkar motståande skjærskrefter langs glideplanet (Braathen et al., 2004). Om det er mykje vatn vil vekta bli større, noko som er med på å auke normalkrafta (Braathen et al., 2004). Sprekker kan bli utvida, og om vatn går gjennom sprekker av gunstig orientering for utrasing kan det oppstå eit trykk som verkar utover som kan medverke til å destabilisere sider (Carson & Kirkby, 1972). Avhengig av kjemien i vatnet kan det òg bidra til auka forvitring og dermed svakare lag.

2.4.3. Frostrelaterte prosessar

Væsker som vatn kan fryse, og kryo-prosessane som oppstår kan påverke stabiliteten i fjell på fleire måtar. Braathen et al. (2004) nemner issprenging (frost-wedging) som ein prosess som bidreg til å opne sprekker. Denne prosessen går ut på at vatn blir samla i sprekker i berggrunnen. Når temperaturen blir under trykksmeltepunktet blir det ein faseovergang til is, og sidan is har større volum enn vatn vil det utøve eit trykk utover. Dette kan føre til at sprekker opnar seg og blokker kan bli losna av denne issprenginga. Prosessane skjer frå -4 °C til -15 °C og er avhengig av material eigenskapar (Walder & Hallet, 1985). Med høgare temperaturar vil dei termodynamiske eigenskapane hindre at isen kan bygge opp nok trykk til å utvide sprekker, og med lågare temperaturar er det for lite migrering av vatn til å kunne oppretthalde sprekkutvidinga (Walder & Hallet, 1985). Det er diskutert om dette i praksis er mogleg i naturen då den større materialstyrken på dei omliggande bergartane vil føre til utviding i retning mot opne rom eller overflata og at prosessen dermed krev eit

avgrensa rom (Gruber & Haeberli, 2007). Is kan også fungere som barrierer for vatn som blir tilført systemet, og dette kan føre til auka trykk, refrysing til is som kan heve massar og tilslutt tining som kan tillate vassstraum. Dette kan smørje plan og auke poretrykket. I permafrost er det ei rekke prosessar som kan spele ei rolle for stabiliteten (Haeberli, 1992). Det kan danne seg islag, og sidan is er ein pseudoplastisk substans vil dette kunne føre til relativ stor rørsle, og dermed deformasjon av overliggjande materiale, og rørsle nedover ei skråning. Stryka til is er avhengig av temperatur og eksprimentelt er det vist stabiliteten er lågast mellom $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ og $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Fish & Zaretsky, 1997). I permafrostområder er det ofte sprekkar fylte med is og desse vil opne seg med issegreasjon. Dette kan bidra til å separere blokkar og gje dei ei kraft nedover, og steinsprang opptrer gjerne oftare i permafrost områder (Haeberli, 1992). Opptining av permafrostområder er vist å gje auka masserørsle og konvekstopografi tinar raskare, og effekten går djupare enn omliggande områder (Gruber & Haeberli, 2007). Vatn som renn ned i sprekkar, vil med hjelp av adveksjon varme opp berggrunnen, og store tunnellar av tinte områder i permafrost kan opptre langs sprekkar (Gruber & Haeberli, 2007). Det er foreslått at kombinasjonen av danning og nedbryting av permafrost fører til ustabilitet ved at sprekkar først blir utvida grunna frysing av is, for så å gje svikt når isen smeltar. Dette skjer anten spontant grunna minka styrke langs sprekkar, eller med hjelp av erosjon i nedre del av skråninga slik at sprekkar kryssar terrengoverflata (Gruber & Haeberli, 2007), sjå figur 9. I tillegg kan svingingar i temperaturar føre til termisk utviding av bergartar.



Figur 9: Effekt av permafrost i skråningar (Gruber & Haeberli, 2007). Scenario A viser utviding av sprekkar og scenario B viser erosjon. Kollaps skjer når utbreiinga av permafrost blir redusert.

2.4.4. Seismisk aktivitet

Seismisk aktivitet er alle rystelsar som skjer i jorda, naturlege og kunstige (Sigmond et al., 2013). Slike rystelsar kan føre til at fjellparti blir ustabile og utløyse fjellskred (Keefer, 1984). Styrken på jordskjelva avgjer sannsynet for å få utrasingar av ulike typar. Ei styrke på M 4 kan gi steinsprang og utgliding av små blokker, rystelsar på M 5 kan gi utglidingar av større blokker, også med rotasjonell rørsle, medan det må vere ei styrke på M 6 for å få fjellskred (Keefer, 1984). I Noreg er det generelt lite seismisk aktivitet, men det er likevel det mest aktive området i Nord-Europa (NORSAR, 2013). Statistisk sett er det eit M 5 jordskjelv kvart åttande til niande år, eit M 6 skjelv med gjentakingsintervall på 90-100 år (Bungum et al., 2000), i tillegg til eit M7 per 1000 år, og det er difor teoretisk mogleg å få utløyst fjellskred av denne mekanismen i Noreg. Dette er intraplate jordskjelv som generelt er sjeldne og oppstår i dei grunne delane av jordskorpa (GeoscienceAustralia, 2013). Desse skjer langs pre-eksisterande svakheitssoner, og er eit resultat av oppbygging av stress og redusert effektiv skjærstyrke langs gunstig orienterte forkastingar (Bungum et al., 2005).

Menneskeleg aktivitet, erosjon og biologiske faktorar kan òg spele ei rolle for stabilitet, og tilsaman kan alle desse prosessane svekke kreftebalansen kontrollere rørsler eller utløyse fjellskred.

2.5. Rørsler

Når ytre og indre faktorar verkar ilag og kreftebalansen er slik at dei drivande kreftene er større enn dei motståande kreftene, vil massane starte å bevege på seg. Rørsla kan skje på ulike måtar og med ulik snøggleik.

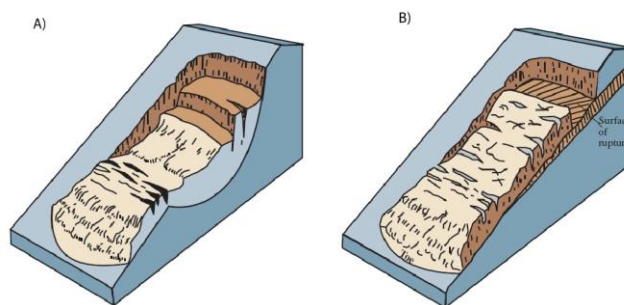
2.5.1. Kryp

Kryp (sackung, djuprøtta skråningsdeformasjon) er masserørsle som involverer sakte deformasjon av skråningar med moderat til bratt relieff på nokre få mm i året (Agliardi et al., 2001; Ambrosi & Crosta, 2006; Agliardi, Zanchi, et al., 2009). Rørslene skjer frå ryggen til tåsona og dei har uklarte laterale grenser, stor utbreiing og stor mektigheit (Agliardi, Zanchi, et al., 2009). Det dannast gjerne syn- og antitetiske skrentar, forsenkingar, grabenar

og doble eller fleire ryggar (Agliardi et al., 2001). Prosessen er gjerne knytt til strukturelle element, og opptrer ofte i tektonisk aktive områder (McCalpin, 1999). Dette observerast ofte før ein større kollaps av eit fjellparti (McCalpin, 1999; Agliardi et al., 2001; Braathen et al., 2004), og rørsla skjer som følgje av at skjærstresset er stort nok til å gje permanent deformasjon, men for lite til å produsere skjærsvikt (Highland & Bobrowsky, 2008).

2.5.2. Gliding

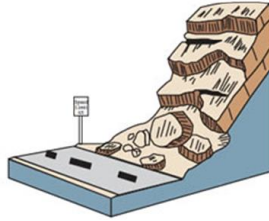
Gliding er masserørsle langs eit plan eller ei relativt tynn sone, der intense skjærkrefter blir utvikla (Highland & Bobrowsky, 2008). Avhengig av forma til planet skiljast det mellom planare og rotasjonelle utglidingar (Figur 10) (Highland & Bobrowsky, 2008). Dette er vanlegast i middels bratte skråningar, og rørsla kan gå sakte eller raskt (Highland & Bobrowsky, 2008). For at gliding skal kunne oppstå er det enkelte kriterier som må vere tilstade, og desse er definert av Hoek og Bray (1981) (Hoek & Bray, 1981). Strøket til glideplanet bør ikkje avvike meir enn 20 grader til strøket av skråninga. Glideplanet bør ha svakare fall enn skråninga, slik at det kryssar terrengoverflata, og vinkelen bør vere større enn vinkelen for indre friksjon. Væsker kan ha innverknad, slik at gliding kan skje med lågare vinklar.



Figur 10: Gliding langs plan. Figur A viser rotasjonell rørsle langs eit listrisk plan, medan figur B viser gliding langs eit planart plan (www.usgs.gov, 2013).

2.5.3. Steinsprang

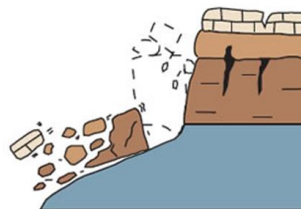
Steinsprang er steinar eller blokker fell, hoppar eller rullar ned ei skråning utan at det er skjærrørsle når materialet losnar (figur 11) (Highland & Bobrowsky, 2008). Dette er ei rask rørsle, skjer i bratte skråningar og materialet kan bli oppknust under transport (Highland & Bobrowsky, 2008).



Figur 11: Steinsprang (www.usgs.gov, 2013)

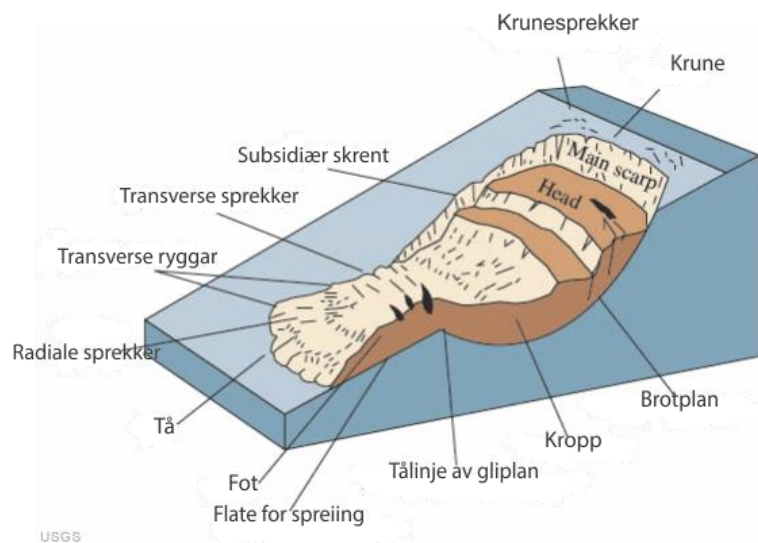
2.5.4. Blokkrotasjon

Om blokker eller kollar av stein får ein utover rotasjon frå skråninga blir dette kalla blokkrotasjon (topple) (figur 12). Dette skjer om eit pivotal punkt under eller langt nede i massen, og opptrer i terreng med bratt gradient. Det skuldast gravitasjon eller krefter utøvd av fluider i sprekker (Highland & Bobrowsky, 2008). Det finns tre typar blokkrotasjon definert av Goodman og Bray (1976) (Hannus, 2012). I blokkrotasjon (block toppling) kuttar sprekker og tverrsprekker kvarandre slik at avskilde blokker rasar ut. Fleksural blokkrotasjon (flexural toppling) er i tett oppsprekka område utan kryssande sprekker, slik at heile kolonnar av stein blir deformert etter påverknad av gravitasjon. Den siste typen er ein kombinasjon av desse.



Figur 12: Blokkrotasjon (topple) (www.usgs.gov, 2013)

2.6. Geomorfologiske element i skred



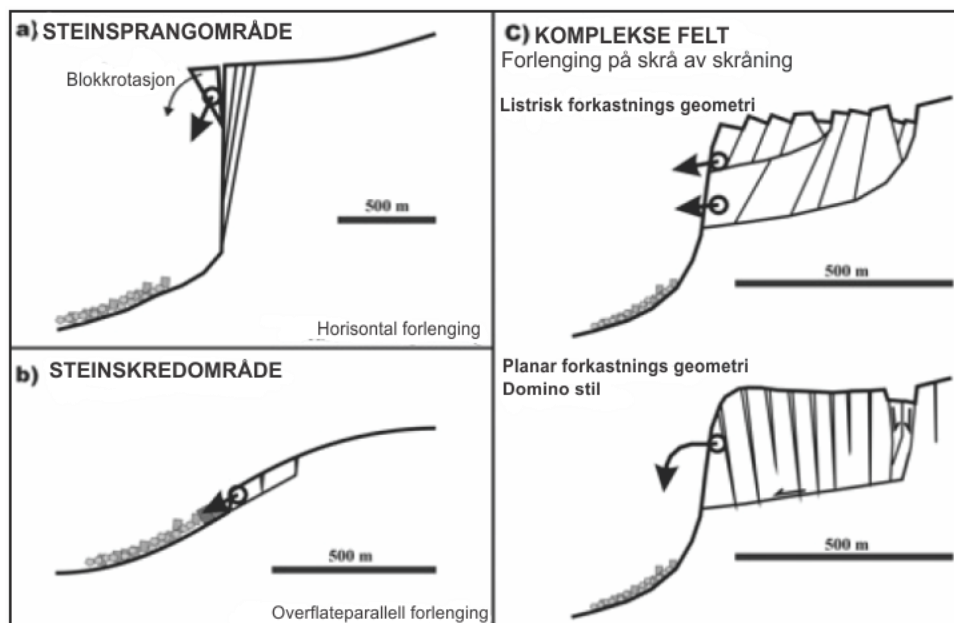
Figur 13: Morfologiske former av skred, modifisert frå www.geology.com, 2013)

Frå ein geomorfologisk synsvinkel har skred spesifikke landformer (figur 13). Skredet blir avgrensa i bakkant av ein skrent, bakkrenten. Dette er ei skråningshellande overflate som avgrensar det utraste partiet. Hovudsvikten har skjedd her (Agliardi et al., 2001). Det kan vere sprekker i bakkant, og desse blir kalla krunesprekker. I skredmassane kan det òg mindre framtrèdande skrentar som har vore plan for rørsle, og desse kallast mindre eller subsidiære skrentar. Avhengig av kva form skredmassane har, kan laterale skrentar avgrense skredet. Flata som avgrensar skredet i underkant i profil vert kalla eit glideplan, og massane som har bevegde seg over dette planet kan bli kalla kroppen. Der dette planet stoppar og ikkje er observerbart blir kalla tålinje. Om det er synleg på overflata blir dette kalla utgåande gliplan. Skredmassane som har vore i rørsle kan bevege seg forbi dette punktet, og utgjer då foten av skredet. Dette dannar ofte store frontlober i ei sone av deakslerasjon. Innad i massane kan det dannast både skråningparallelle- og tverrsprekker.

2.7. Klassifikasjon

Ulike klassifikasjonssystem har blitt brukt om steinskred. Sidan fokuset i denne oppgåva er eit ustabil fjellparti er det funne mest hensiktsmessig å støtte seg til Braathen et al. (2004) sin klassifikasjon der inndelinga er gjort på bakgrunn av deformasjonsmønster i

kjeldeområde før utrasing. Det vert skild mellom steinsprangområder (rock-fall), steinskredområder (rockslide) og komplekse felt (complex fields), sjå figur 14.



Figur 14: Klassifikasjon av fjellskred, modifisert etter Braathen et al., (2004)

2.7.1. Steinsprang

Eit steinsprangområde er eit område der ei eller fleire blokker er heilt eller delvis skilt frå den omliggande berggrunnen. I bakkant er blokkene avgrensa av steile skråningsparallelle sprekker, medan dei lateralt er avgrensa av sprekker med høg vinkel til skråninga. Blokkene blir holdt på plass av friksjonskrefter, men om dei drivande kreftene overgår dei motståande kreftene vil blokka eller blokkene akselerere, og falle fritt ned skråninga. Omsluttingstrykket (confining pressure) kan då minke og nye sprekker kan bli danna. Om prosessane gjentek seg vil resultatet vere ein retrograsjon av fjellskrenten. Ein vanleg fallmekanisme er blokkrotasjon. Steinsprang skjer som regel i skråningar med høg gradient (60-75 grader) og kan omfatte volum frå nokre få til fleire millionar kubikkmeter. Utstrekninga kan vere fleire hundre meter, både i horisontal og vertikal retning. Steinsprang er rekna som ein moderat trussel då det oftast rammar små områder av dalbotnen. Om steinspranga fell i fjordar kan større områder bli ramma, då tsunamiar kan vere ein konsekvens.

2.7.2. Steinskred

Steinskred kan ein finne i områder med låg gradient og svakeitssoner orientert sub-parallel til skråninga. Rørsle skjer som følgje av at blokker startar å gli, og om dette skjer i nedre del av ei skråning kan det forplante seg vidare oppover slik at overliggande massar også blir ustabile. Omfanget av skreda vil vere avhengig av storleiken til blokkene, gradienten på skråninga og styrken til materialet på glideflata. Denne typen skred utgjør ein betydeleg trussel då små utglidingar kan utvikle seg til å bli store øydeleggjande skred.

2.7.3. Komplekse felt

Komplekse felt består av fleire forkastningsblokker som fører til ujamn og kaotisk overflatemorfologi. Felta viser eit komplisert deformasjonsmønster som gjerne ligg over eitt eller fleire avskjæringsplan (detachments). Rørsler langs desse lågvinkla plana skiljar dei overliggjande blokkene, og kan bli identifiserte av forkastningsmel og breksjer eller grunnvatn langs avskjæringsplanet (detachment). Lober er avskilde av transere forkastingar, og kan utvikle seg uavhengig av dei omliggande fjellpartia. Rørsle kan skje som ein kombinasjon av gliding, steinsprang og blokkrotasjon (toppling). Det skiljast mellom to yttertypar som er komplekse felt med listrisk geometri, og komplekse felt med planar forkastningsgeometri. I den listriske geometrien er forkastningane avbøygde og gradienten avtek mot djupet. Det blir då betydeleg indre deformasjon, ettersom blokker roterer for så å kollapse. På overflata vil dette utspeglast som typisk horst-graben system. Blokker langs listriske forkastingar roterer frå skråninga og ein får intern blokkdeformasjon. Med planare forkastingar vil det bli ein dominokonfigurasjon, og rørsle vil skape holrom og kløfter. Blokker held seg intakte til dei har nådd ein kritisk vinkel, og kollapsar internt eller fell i ei topple-rørsle. Langs slike forkastingar vil intakte blokker rotere anten mot (syntetisk) eller vekk (antitetisk) frå skråninga. Omfanget er større enn 1 km² og mektigheita kan vere frå tjue til fleire hundre meter. Gradienten i sjølve kjeldeområdet er som regel låg, medan dei omliggande fjellsidene har moderat til bratt helling mot fjorden eller dalen. Grunna storleiken og evna til å generere potensielle flodbølgjer blir slike typar skred sett på som ein stor trussel.

3. Datainnsamling, verkty og metodar

Den viktigaste metoden for datainnsamling har vore feltarbeid. Samstundes eksisterer ei mengde data frå periodisk og kontinuerleg overvaking som har blitt studert og brukt til samanlikning. Periodisk overvaking omfattar InSAR, Lidar og dGPS og dette er metodar utført av og data innhenta av NORUT, NGU og ÅTB. Dei kontinuerlege overvakingane er instrument monterte i fjell av NNFO til å overvake sann-tid rørsler og omfattar GPSar, crackmeter, tiltmeter, ekstensometer og laserar. Dei periodiske og kontinuerlege overvakinger altså ikkje innhenta sjølv, men datagrunnlaget og resultatane har blitt studert og tolka. Difor er det sett naudsynt å gje ei kort innføring i hovudprinsippa bak metodane. I tillegg til dette er det bora tre borehol (Arctic Drilling) som gir innblikk i indre strukturar.

3.1. Feltarbeid

Nordnesfjellet blei vitja for fyrste gong hausten 2012 som ein rekogniseringstur for å bli kjend med området. Hovuddelen av feltarbeidet har blitt utført sommaren 2013 i løp av tre veker i juni og ei veke i august.

I felt er det skaffa ei best mogleg oversikt over området ved hjelp av observasjon, innsamling av strukturelle data og kartlegging av strukturelle og geomorfologiske element. Kartlegginga har blitt utført med hjelp av høgoppløyste bilete lagt til rette av Nordnorsk fjellovervåking (NNFO) og ved hjelp av utskrifter frå Norgei3D (www.norgei3d.no) og Norgebilder (www.norgebilder.no). Strukturelle data har blitt målt med kompass, av typen Silva 15T "the ranger", som har libelle og klinometer. Strøk og fall er oppgjeve med høgrehandsregelen (360/90). Målingane er georefererte med GPS av typen Garmin 60CSx. Dei geomorfologiske elementa har blitt studert i felt, men eit geomorfologisk kart frå 2013, laga av Markus Eckerstoffer (NORUT) eksisterte allereie og det blei ikkje sett naudsynt å lage eit nytt då det samsvarar godt med egne observasjonar. I tillegg til observasjonar frå bakken og bilete blei området studert frå helikopter.

3.2. Programvarer og framstilling

Dei innsamla dataane har blitt lagt inn i ESRI ArcGIS for vidare analysar og framstilling av figurar. Alle figurar er vist i referansesystemet WGS 1984, UTM sone 33N.

Instrumentposisjonar er gjeve av NNFO, digitale elevasjonsmodellar er fått frå ÅTB, NGU og UiT, og InSAR data er gjort tilgjengeleg av NORUT.

Stereoplot er framstilt i Orient 2.1.2. CorelDRAW® Graphics Suite X6 og Adobe Illustrator CS 6 har blitt brukt til framstilling av modellar.

Bergrunnskartet Nordreisa 1:250 000 (Zwaan, 1988) og Kåfjord 1:50 000 (Zwaan, 2006) har blitt brukt saman med andre relevante kart frå NGU si database (undersøkelse, 2013). I tillegg til private bileter tekne i felt og helikopter er høgoppløyslege bileter tatt frå helikopter av Arild Solberg blitt anvendt.

3.3. Overvakingdata

3.3.1. Periodiske målingar

3.3.1.1 InSAR

InSAR (interferometric synthetic aperture radar) er ein satellittbasert målemetode som kan brukast til å finne rørsler i terrenget over tid, både på lokal og regional skala (Gabriel et al., 1989). Metoden går ut på at satellittar som går i bane rundt jorda tek avstandsmålingar til reflekterande punkt på bakken. Dette skjer ved at elektromagnetiske bølger blir sendt ut og blir reflektert tilbake til ein mottakar på satellitten. Tida som går før signala kjem attende til satellitten fortel avstanden til punktet. Denne avstanden (range) saman med plasseringa langs flybanen til satellitten (azimut) kan omarbeidast til kartkoordinatar ved hjelp av prosessen geokoding og slik blir det radarbilete over området (Eriksen, 2013). Ved å samanlikne to eller fleire slike radarbilete tatt på ulike tidspunkt kan ein sjå eventuell rørsle i dei aktuelle områda (Catani et al., 2005). Presisjonen er på cm- til mm-skala, og

dette er eit effektivt verkty for å registrere rørsler over store områder. Rørslene reflekterer ikkje nødvendigvis kva som skjer i berggrunnen, men kan skyldast rørsle av lausmateriale. Metoden kan ikkje erstatte bakkebaserte målemetodar men kan komplimentere dei (Lauknes et al., 2010).

Svakheit med metoden er at målingane berre kan gjerast i vest- og austvendte sider langs siktelinja til satellittane og rørsler i N-S plan kan ikkje bli målt. Dermed kan rørslevektorar bli underdrivne. I bratte fjellregionar kjem nedre delar fort i skuggesider for satellittane og dette gjev dårleg datagrunnlag. Atmosfærisk stratifisering og artefaktar kan påverke signala. I Noreg er bakken dekkja av snø store delar av året og data frå avgrensa tidsrom må brukast. Årsvariasjonar i vegetasjonen kan påverke målingane (Lauknes et al., 2010).

Dataane over Nordnesfjellet er tekne frå satellitten TerraSAR X. Desse er prosesserte og omarbeida av Eriksen (2013). Dei er baserte på målingar frå 2009-2012, tekne i sommarhalvåret når det ikkje er snødekke (Eriksen, 2013). Parameterane som har blitt studert er horisontal forflytting, vertikal forflytting, total forflytting og vinkelen av total forflytting.

InSAR kan også vere bakkebasert der skilnaden er at radaren er plassert på bakken og har fordelar i form av høgare presisjon, at tidspunktet til målingane kan bestemast og problematikken med siktelinja blir unngått (Kristensen, 2013). Dette er utført i perioder i løp av 2010 til 2013 av ÅTB.

3.3.1.2. Lidar skanning

LIDAR (Light detection and ranging) er ein bakkebasert målemetode som kan brukast til å bestemme topografien i eit område. Laserpulsar sendast ut mot eit objekt, t.d. ei fjellside, og når signalet treff eit objekt blir det reflektert tilbake. Tur-retur tida blir målt og ved å vite snøggleiken til laserpulsar kan avstanden til objektet fastslåast. Ein endar opp med ei punktsky som representerer topografien til det skanna objektet. Denne kan brukast til strukturelle analyser der ein finn orienteringa av strukturar i fjellsida, og med gjentekne

målingar avskilti tid kan ein fastslå rørsler og rørsleretning i fjellsider. Nøyaktigheita er på ca. 1cm for direkte måling av enkeltpunkt, men med samanlikning av gjentekne målingar aukar usikkerheita til opp mot 3 cm for enkeltpunkt. Denne kan reduserast med statistisk analyse av fleire punkt (Bunkholt et al., 2011).

Arbeidet er utført av NGU og Instituttet for geomatikk og riskioanalyse (IGAR) ved Universitetet i Lausanne (UNIL) som har brukt apparatet Optech ILRIS-3D (2007) og Optech ILRIS-3D^{ER} (Carrea et al., 2010). Desse har ei rekkevidde på 800-1200m for fjellsider, avhengig av reflektiviteten til objektet (Bunkholt et al., 2011). Lidarskanning har blitt utført i 2007, 2008 og 2009. I 2007 var det 10 oppstillingspunkt, 31 skannebilete og 40mill punkt. I 2008 var det 6 oppstillingpunkt, 19 skannebilete og 23mill punkt. 2009 skanninga hadde 7 oppstillingspunkt, 25 skannebilete og 27.5 millionar punkt (Carrea et al., 2010; Henderson, Osmundsen, et al., 2010).

3.3.1.3. dGPS (differential general position system)

dGPS er ein målemetode der GPS-systemet blir brukt for å finne endring i posisjon for bestemte punkt over tid (Eiken, in prep). Minst tre satellittar er naudsynt for å få ein posisjon og ein siste vil gje tidsdimensjon. Faste punkt blir etablerte i fjell med å lime fast gjenga skruar som fungerer som fundament til antenner. Det må vere minst eit punkt i dei antekne stabile massane og eit punkt i dei ustabile massane, men i eit optimalt nettverk har alle punkt forbinding til minst tre andre punkt. Med visse tidsintervall kan antenner monterast på desse for å registrere posisjonen til punkta. Med prosessering og samanlikning av innhenta data frå dei ulike tidsseriane, kan ein finne ut den eventuelle rørsla til punkta og få ein rørslevektor. Den estimerte presisjonen på vektorkomponentane er oftast betre enn 1 mm i nord- og austplan, og 2 mm i høgd. I enkelte tilfelle er den langt dårlegare, og erfaring tilseier at det estimerte standardavviket er for optimistisk, og den reelle presisjonen er 2-3 gongar dårlegare enn estimert av programmet. Dette gjeld særleg den vertikale komponenten (Eiken, in prep).

Målesystemet nytta i Troms er Topocon tofrekvente GNSS (Global Navigation Satellite System) (GPS/GLONASS)-mottakarar og målingane er utførte av Eiken (UiO).

3.3.2. Kontinuerlege overvåkingsinstrument

3.3.2.1. GPS

Det er installert 11 permanente GPSsenderar/mottakarar/antenner på Jettan og 7 på indre Nordnes. Desse er av typen Trimble NetR5 GNSS som har ein presisjon på <1mm. Nokre av desse tek målingar to gongar i døgnet, medan andre tek målingar kvar 4. time. Dei førstnemnte har best presisjon. Instrumentet er montert på faste punkt som sender ut signal til satellittar med jamne mellomrom. Ut i frå dette blir plasseringa berekna. Med å samanlikne denne over tid blir endringa i posisjon registrert, noko som reflekterer rørsler i massane GPSane er montert på. Rørsle blir målt i Ø-V-plan, N-Splan og vertikalplan (Trimble, 2013). Kompass er monterte for å sjå den bestemte retninga dei flyttar seg. Dei monterte GPSane har tatt målingar sidan februar 2010 (NNFO, 2013a).

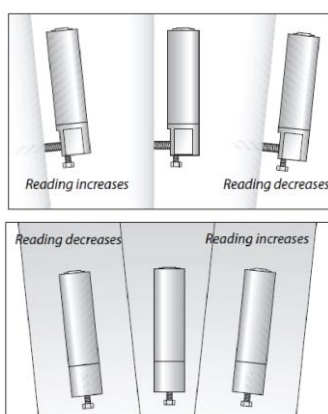
3.3.2.2. Crackmeter

Crackmeter er eit instrument som kan måle rørsle i sprekker. To anker blir monterte på kvar si side av ei sprekk, og ein energiomformar med ein vibrerande streng blir festa mellom desse. Om avstanden over sprekka endrar seg vil også frekvensen til den vibreringa strengen endre seg. Ein avlesarprossesserar signal og kalibrerer målingane, blant anna med tanke på temperatur og gjer endring i avstand blir oppgitt i mm/inches. Den første målinga blir brukt til datum, og påfølgande målingar blir samanlikna med dette for å finne raten og akslerasjonen i sprekka. Presisjonen er på 0.3 mm (Slope_Indicator_Company, 2013b). På Nordnesfjellet er det installert 11 slike av typen DGSI slopeindicator VW på Jettan, og fem av same typen på indre Nordnes. Desse starta å måle 30.11.2007 (NNFO, 2013a).

3.3.2.3. Tiltmeter

Tiltmeter er eit instrument som måler inklinasjonen til ein struktur. Den blir montert på eit punkt og inneheld ei boble i ei elektrolytisk veske. Denne blir registrert som ei resistent "bru" og endring i posisjonen til denne viser rørsle. Målinga blir oppgjeve i volt og kan reknast om til grader etter prossessering og kalibrering. Den første målinga blir brukt som

referanse og dei andre blir samanlikna med denne. Verdier blir oppgjevne i forhold til to aksar. Akse A måler tilt i planet vinkelrett til bergveggen instrumentet er montert på. Aukande verdier betyr endring av vinkel innover og minkande verdier betyr ending av vinkel utover (figur 15). Akse B måler helling parallelt til veggen og aukande verdi betyr rørsle mot høgre, minkande verdier betyr rørsle mot venstre (figur 15). På Jettan er det installert 15 slike av typen El monopodtiltmeter frå Slopeindicator. Indre Nordnes har fire. Presisjonen av desse er på 0,0024 grader(Slope_Indicator_Company,2013a). Dei er monterte på ulikt tidspunkt, men dei fyrste målingane starta i desember 2007(NNFO, 2013a).



Figur 15: Måling med tiltmeter. Den øvre figuren viser rørsle i a-aksen, den nedre viser rørsle i B-aksen (Slopeindicator).

3.3.2.4. Ekstensometer

Ekstensometer er eit instrument som blir brukt til å måle avstand mellom bergflater, og blir difor montert mellom dei aktuelle bergflater. Det inneheld eit ferromagnetisk måleelement i form av ei avlang stang og ein flyttbar magnet som lagar eit magnetfelt rundt aksa til stanga. Ein puls blir sendt gjennom stanga som genererer eit nytt magnetfelt. Når denne kjem til den flyttbare magneten vil forholda mellom magnetfelte lage ein ny puls som beveger seg med konstant snøggleik gjennom stanga til ein sensor som prossesserar signalet. Om det har vore endringar i posisjon vil den flyttbare magneten gje annleis signal og slik blir endringane registrerte. Det er tre ekstensometer på Jettan og to på indre Nordnes av typen MTS temposonics R-series analog, som har ein presisjon på 0.5 mikrometer (Temposonics, 2013).

3.3.2.5. Laser

Laser (light amplification and simulated emission of radiation) forsterkar og sender ut elektriske bølger i form av lys. Dette skil seg frå synleg lys med at bølgjene svingar i takt. Med å installere ein laser og ein reflektor kan endring i avstand målast med at ein kjenner bølgjelengda laseren bevegar seg med, og i tillegg registrerar tida det tek før strålen kjem tilbake. Redusert sikt grunna skodde og nedbør kan gjere avstandsberekninga problematisk. Det er 3 laserar på Jettan, og desse er av typen Dimetix DLS-BH 15, og har ein presisjon på 1.5 mm (Dimetix, 2013).

3.3.3. Borehol

Det er bora tre borehol på Jettan. Dette arbeidet er utført av Arctic Drilling som har tatt ut kjernar på 98 mm. Borehol 1 vart bora sommaren 2012 og er 200m djupt. Etter boring vart temperatur og rørslemålarar installerte. Dei to andre borehola er bora sommaren 2013. Desse er 100 m djupe.

Undervegs og etter boring har optisk televiwer blitt anvendt (Elvebakk, 2013). Dette er eit digitalt kamera som filmar boreholsveggane innvendig med hjelp av eit hyperbolsk spegel kontinuerleg nedover boreholet og har ein pikselstorleik på 1*1 mm. Sonden det blir ført med har eit magnetometer og tre akselometer, som gjer at bileta kan orienterast, og strøk, fall og tjukkeleik på observerte strukturar blir registrert og kan digitaliserast. Data presenterast i form av sprekkstereogram, frekvenshistogram og rosedigram. Det loggar 1m/min og prøvetettleik er 1mm. Utstyret nytta her (av NGU) er produsert av Robertson Geologging Ltd.

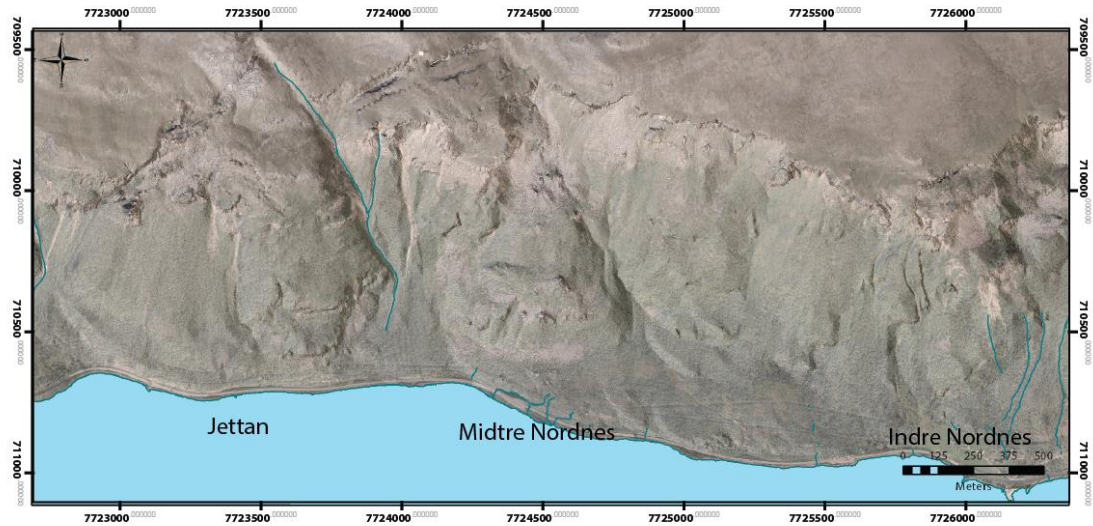
4. Resultat

I motsetnad til dei fleste andre ustabile fjellparti eksisterar det på Nordnesfjellet mykje data frå området. Nettopp dette gjer området særskildt interessangt. Først vil generelle trekk av området bli gjennomgått, samt inndeling som er valt å bruke. Deretter vil strukturane og geomorfologiske trendar bli gjennomgått, før resultat frå periodisk og kontinuerleg overvaking blir presentert. Dette blir til slutt samanfatta for ulike delområder. Dette er gjort slik at det skal vere best mogleg oversikt til diskusjonen. Om karakteristikkar for dei ulike delområda er uklare, sjå figur 63-71. Deltolkingar blir gjort undervegs for å få ein meir oversiktleg diskusjon.

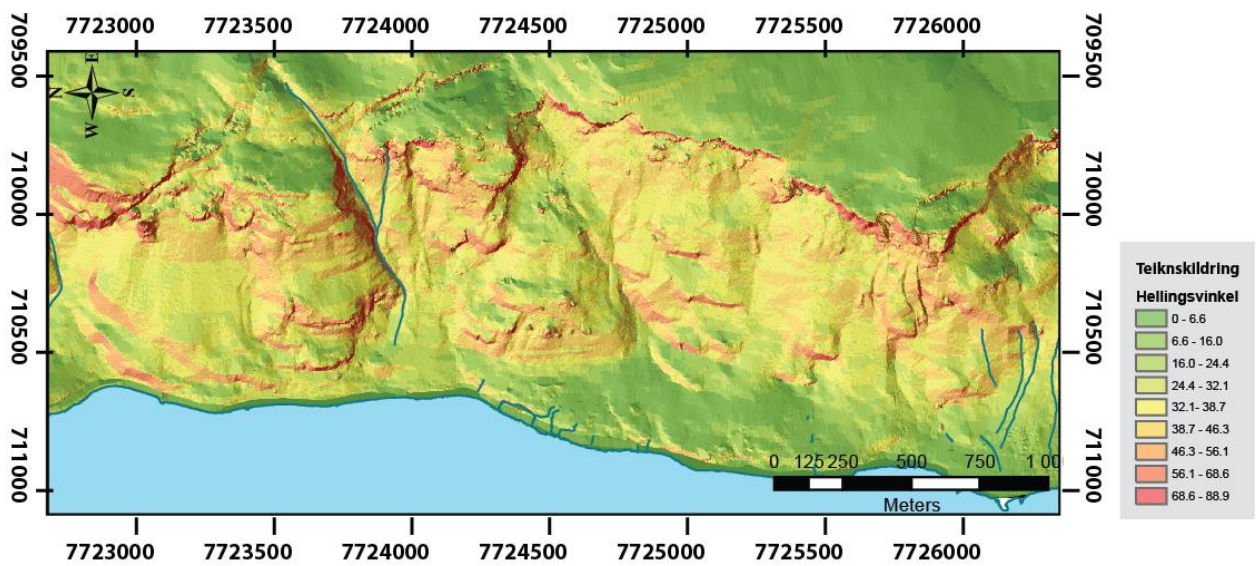
4.1. Oversikt over området

Dei ustabile områda på Nordnesfjellet er langs ei vestvendt fjellside som strekker seg frå fjorden opp til 800 moh. (figur 16). Toppen av fjellet har eit avrunda relieff med svak helling, men frå 600 meters høgd aukar gradient, og herfrå varierer det mellom bratte skrentar på oppimot 90 grader og slakare parti (figur 17). Over knekkpunkta i terrenget er hellinga rundt 25 grader, og under er snittet ca. 30-40 grader. Skråninga er karakterisert av delvis inntakte fjellparti, talusmateriale, enkelte større steinsprangvifter og store lobeformer som strekk seg ned til Storfjorden.

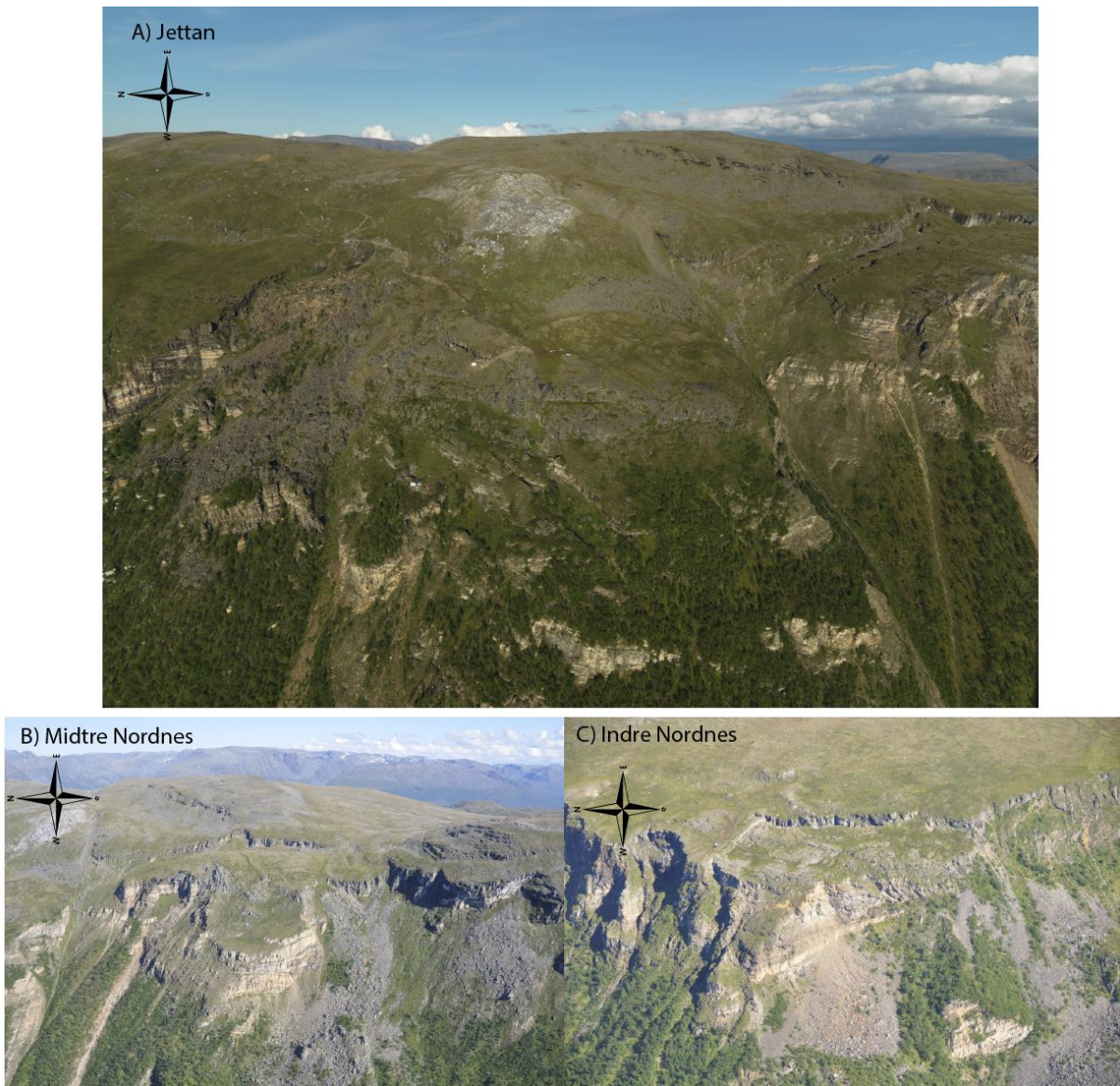
Dei tre områda, Jettan, midtre Nordnes og Indre Nordnes finn seg innan ei strekning på fem kilometer (figur 16). Jettan er det nordlegaste området og dekkjer eit areal på 756 000m² om ein reknar frå bakscrenten og ned til fjorden. Rett sør for dette er midtre Nordnes, som dekker eit areal på 855 000m², om heile fjellsida blir tatt med. Indre Nordnes ligg lengst sør og er mindre enn dei andre områda med areal på 399 000m². Desse kan sjåast i figur 18 a) – c).



Figur 16: Oversikt over fjellsida, Jettan er lengst nord, midtre Nordnes er i midtten og indre Nordnes er lengst sør.



Figur 17: Hellingvinkel langs fjellsida

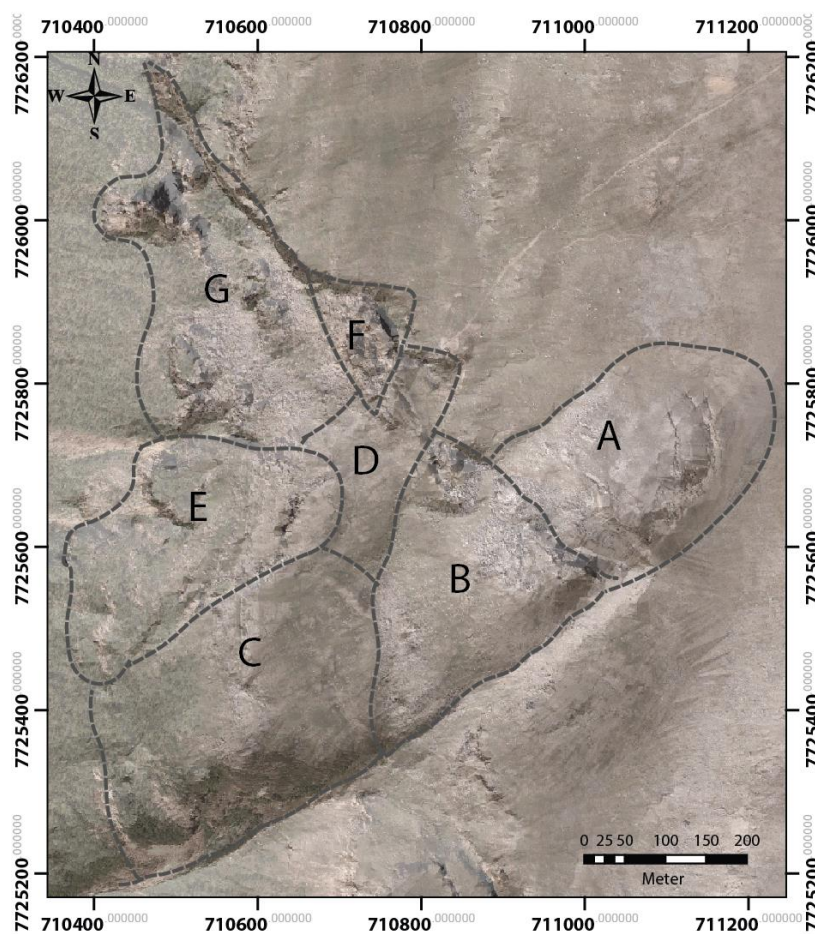


Figur 18: Oversiktsbilete. A) Jettan (Foto: Arild Solberg, 2013) B) Midtre Nordnes C) indre Nordnes

Jettan, som er hovudfokuset, er delt inn i sju delområder namngjevne frå A-G, og kan sjåast i figur 19. Denne inndelinga er basert på ulike karakteristikkar i morfologi og struktur og vil seinare bli brukt i diskusjonen.

Delområde A er det øvste området som ligg på nivå med den planerte overflata og har større forsenkingar i form av avbøygde sprekkar, og mindre sprekkar. Delområde B finn seg nedanfor dette, med ein vertikal høgdeskilnad i terrenget avgrensa av to markante skrentar. I underkant grenser dette til delområde C, som har ei stor terrasse med langstrakte forsenkingar. På framsida er det skrentar, terrassar og skråningarvekselvis.

Delområde D er det midtre partiet og er i hovudsak karakterisert av terrassar og svakt hellenda skråningar med lineasjonar i form av synkelineament og lausmasseskrentar. Delområde E har i overkantei stor sprekk som blir rekna for å vere den “aktive baksprekka” (Blikra & Bunkholt, 2012). I underkant er det fleire sett av skrentar og terrassar. I tillegg inkluderer området eit kaotisk blokkfelt. Delområde F finn seg under feltstasjonen til NNFO og har store blokker, forsenkingar og ryggar i eit komplekst område. Her er det registrert mest rørsle. Delområde G viser desintegreerte masser med delvis inntakte parti og talusmateriale. Figurar for kvart enkelt delområde er som nemnt på figur 63 - 71.



Figur 19: Inndeling an områder på Jettan

4.2. Berggrunnen



Figur 20: Bergrunnsskart over Nordnesfjellet med lineament, www.ngu.no

Den øvre delen av Nordnesfjellet høyrar til Nordmannvikdekket medan nedre delar av fjellsida er del av Kåfjorddekket (Zwaan, 1988; Dahl & Sveian, 2004; Zwaan, 2006). Det er i hovudsak tre hovudbergartar som går att. Dette er granatkvartsglimmergneis, kalksilikatgneis og marmor, sjå figur 20. I tillegg er det enkelte mafiske bergartar som opptre som boudinier og linser i gneisane. Utbreiinga i området kan sjåast i figur 20, men eit meir detaljert kart for det ustabile området, basert på observasjonar i felt, er gjeve i figur 25.



Figur 21: Migmatittisk granatkvartsglimmergneis

Granatglimmergneisen framstår stadvis som blastomylonittisk og stadvis som meir skiffrige lag med høgt innhald av glimmer, figur 21. Glimmerlaga dannar stadvis store glatte flater med tydeleg foliasjon, medan dei andre plassar er sterkt forvitra og smuldrar lett opp. Desse framtrer hovudsakleg i midtre delar av fjellsida.

Kalksilikatgneissen vekslar mellom karbonatrike lag av dolomitt og kalkspatmarmor og



Figur 22: Linse av kalksilikatgneiss

silikatrike lag (figur 22). Tjukkuleiken på dei ulike komponentane varierer mykje, alt frå centimeter til titals meter, men dei kalkrikelaga hargjerne størst mektigheit. Stadvis opptre desse som linser på mesoskala der dei omliggande laga foldar seg rundt.

Kalksilikatgneisen opptre som band på fleire nivå i fjellsida. Desse er særskilt godt framtrédande i dei mest markante skrentane i nedre del av fjellsida, men ein finn også band opp mot det øvre marmorlaget.



Figur 23: Marmor med tremolittkrystallar

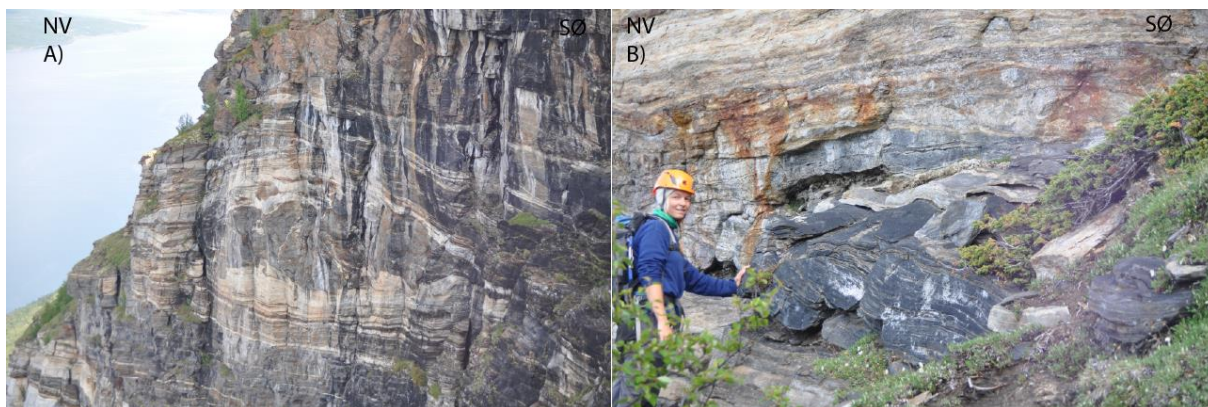
Marmorlaga opptre anten som reine dolomitt marmorlag eller med innhald av krystallar (figur 23). Det er særleg tremolitt og diopsid som er observert, og storleik og tal av desse krystallane kan variere mykje på korte avstandar. Marmoren opptre som ein dom i bakkant av feltstasjonen mellom 700

moh. og 800 moh.. Her opptre stadvis tremolittkrystallar som kan vere opptil 5cm lange, men storleik og tettleik varierer mykje. Tilstadeveringa av desse indikerer middles til høg metamorfosegrad. Marmor opptre også som ei linse i den nordlege subvertikale laterale avgrensingskrenten på Jettan. Denne marmoren inneheld diopsidkrystallar og dette finn ein att på øvre del av Jettankallen, samt i ei mindre blokk mellom bergveggen og Jettankallen. Diopsid impliserer høggrad metamorfose.

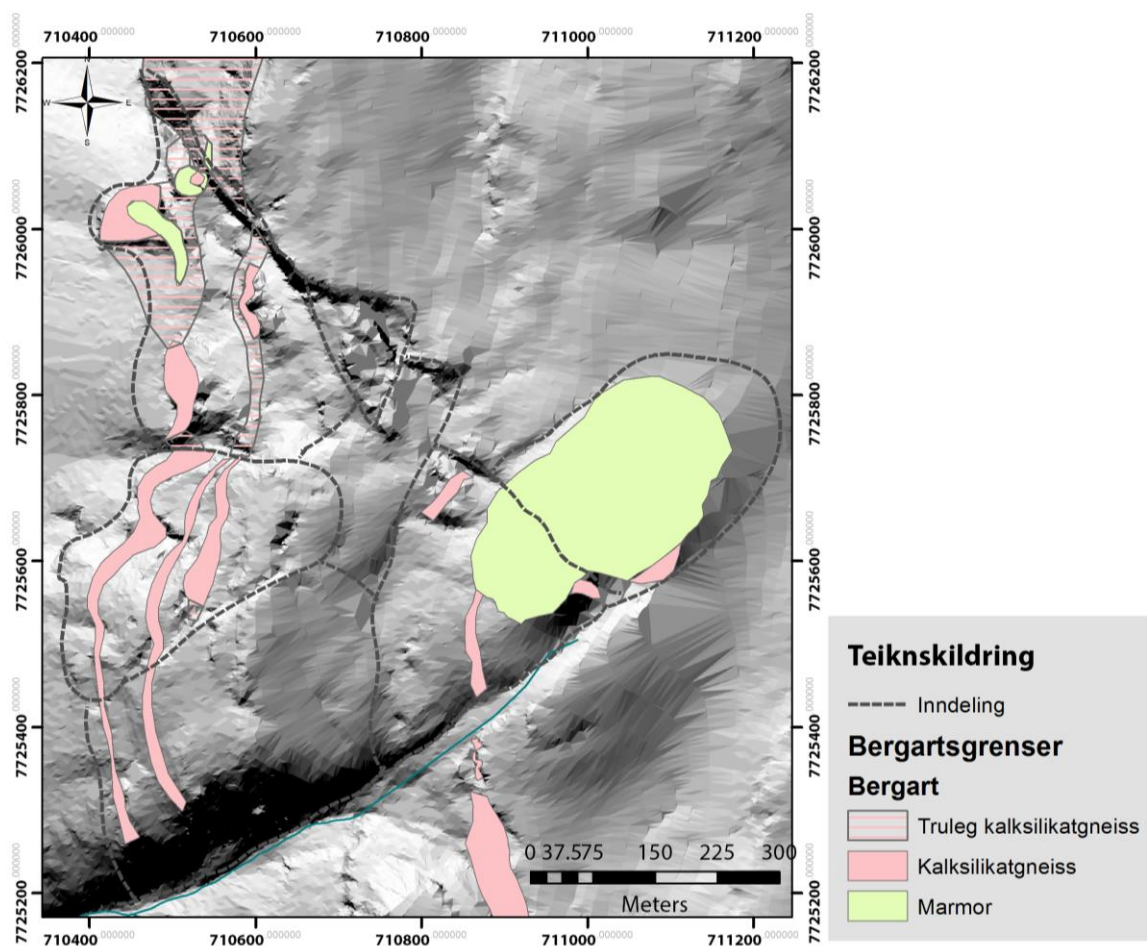
Ei linse av sagvanditt er også observert i høgareliggende områder av Nordnesfjellet, men dette er utanfor det ustabile området.

Det er fleire duktile deformasjonsstrukturar på alle skalaer på Nordnesfjellet. I granatglimmergneissen ser ein blastomylonittar av ulik storleik og ein kan òg sjå "sheetfoldar" som opptre i sirkulære utsnitt av kvartsband. Boudinar opptre i kalksilikatgneissen på storleikar frå centimeter til titals meter. Desse er rektangulære

enkelte plassar, men som oftast viser desse linseformer med halar (figur 24). I meir amfibolittrike lag i kalksilikatgneissen er også småskala folding observert i enkeltlag.



Figur 24: Duktile deformasjonsstrukturar, a) Linse i fjellvegg, b) Småskala folding.



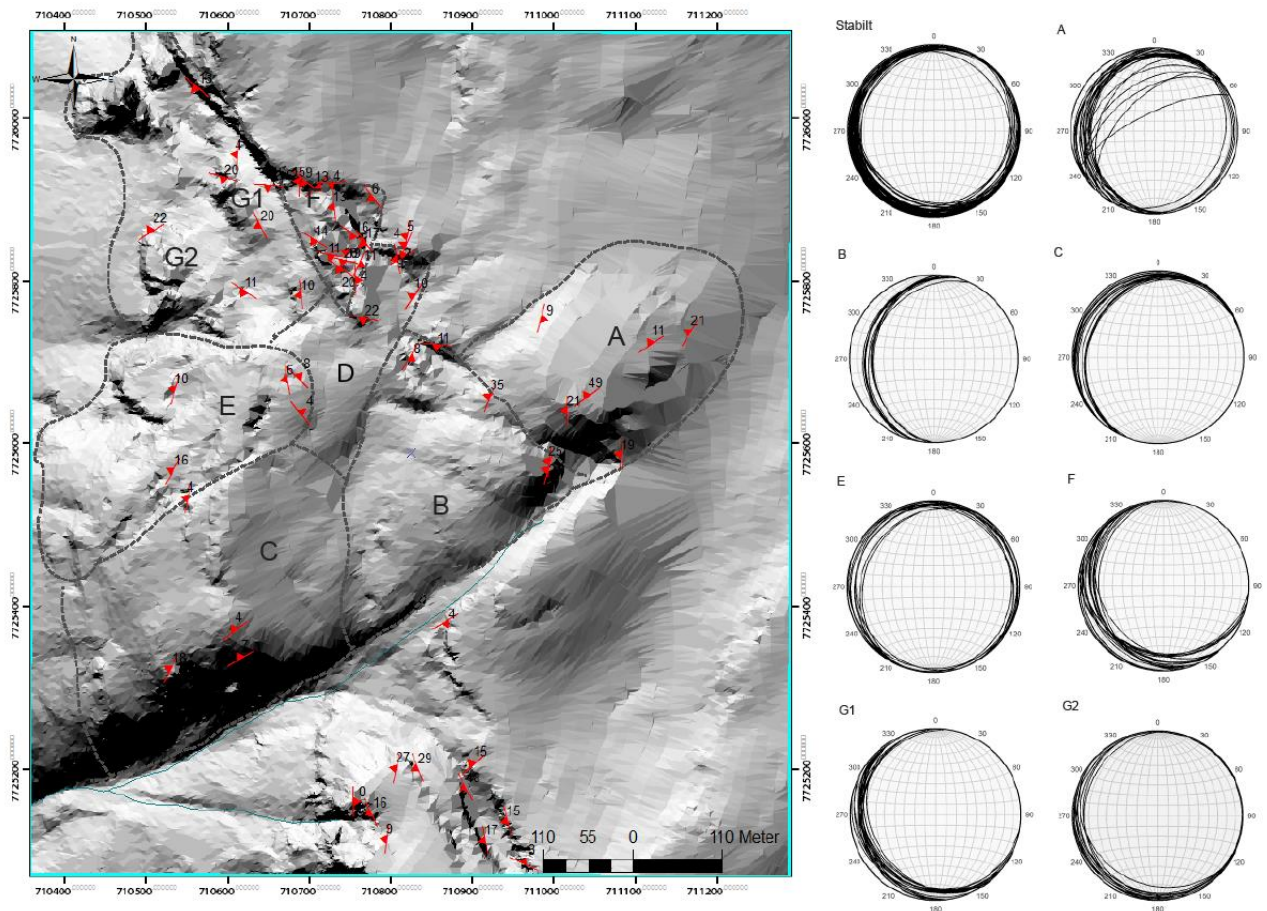
Figur 25: Bergartsgrenser kartlagde i felt. Området utan farge består av granatkvartsglimmergneiss der observasjonar er mogleg.

4.3. Strukturelle element

4.3.1. Foliasjon

Foliasjonen i området er stort sett sub-horisontal og har sjeldant fall over 20 grader. Grunna dei store linsene og småskala folding vil likevel foliasjonen kunne variere i retning og få brattare fall. Foliasjonsmålingane er presentert som symbol av snitt av målingane av like orienteringar på ein målestad, og som stereoplot for dei ulike delområda, sjå figur 26. Enkelte stader har begrensa målingar som skuldast få blottingar eller dårleg utvikla foliasjon. I granatkvartsglimmergneissen er foliasjonen stadvis godt utvikla, særskilt i dei glimmerrike laga, medan det er mindre i dei migmatittiserte laga. I marmorlag er det stadvis utvikla foliasjon.

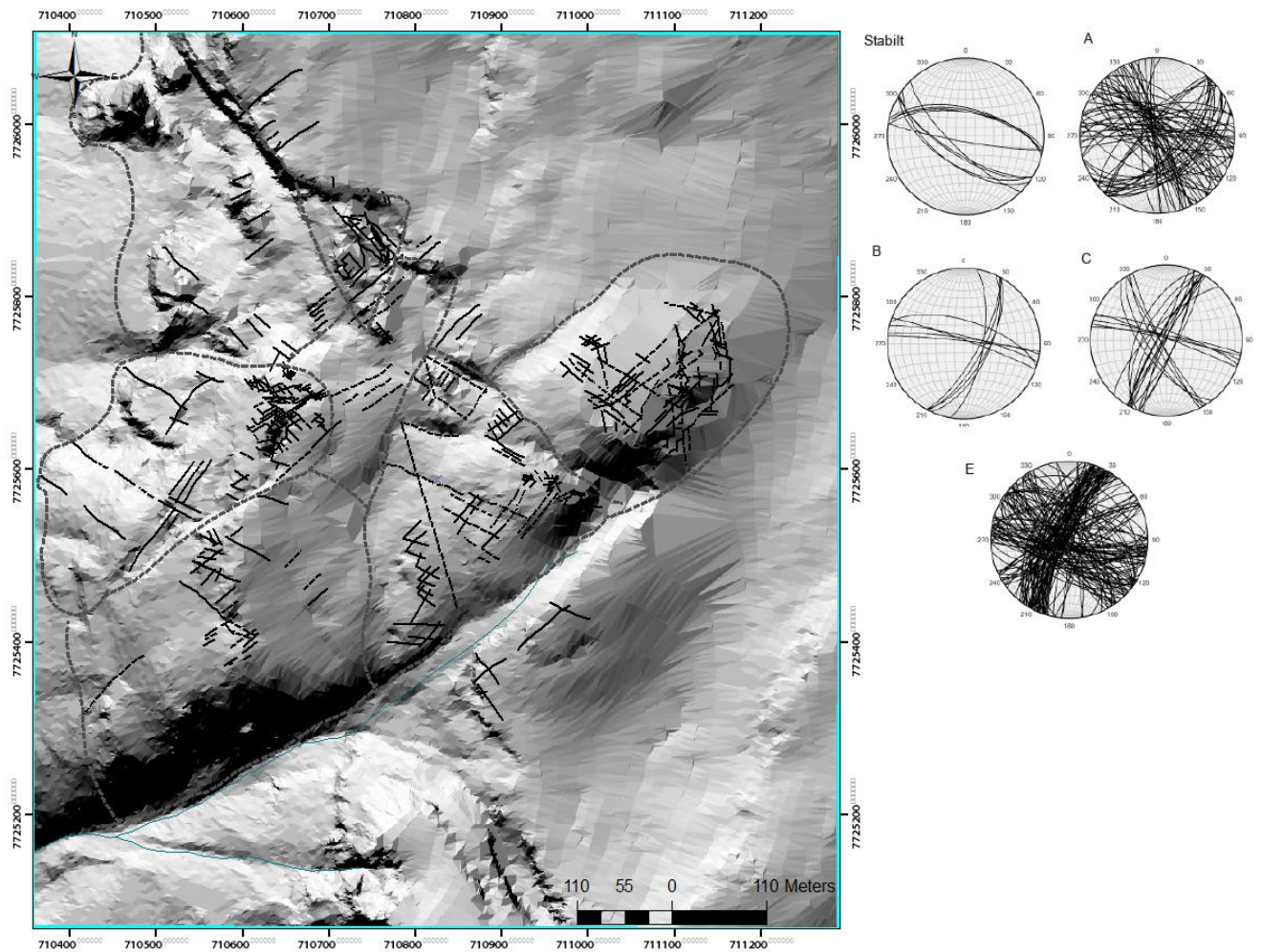
Det er anteke at berggrunnen i bakskrenten av delområde F, og i den sørlege bakskrenten av delområde B, ikkje er påverka av rørsle og difor representerer den generelle foliasjonen i området. Dette er ei antaking, men det er ikkje registrert rørsle her på dagens overvaking. Områda som ligg meir distalt for det ustabile området er stort sett dominert av blokkhav (sjå kapittel 4.4.6) og det er difor vanskeleg å finne utsnitt til kontrollmålingar. Dei få plassane der bergknausar er synlege er foliasjonen sub-horisontal. I delområde A er foliasjonen litt varierende men den er i hovudsak orientert NØ-SV, med svakt fall mot NV og stadvis mot SØ. Dette kan bli opp mot 50 grader i djupet av sprekker, men generelt er foliasjonsfallet under 30 grader. I delområde B er foliasjonen orientert NNØ-SSV med fall mot VNV og i delområde C er foliasjonen karakterisert av NØ-SV strøk med fall mot NV. Delområde E viser ikkje eintydig strøk på foliasjonen og fallet er svakt. Med eit slikt svakt fall er det berre små variasjonar til for at foliasjonen viser ulik retning, og foliasjonen kan reknast som subhorisontalt. I delområde F og G er foliasjonsplana orientert NV-SØ og fell svakt mot SV.



Figur 26: Foliasjonen i dei ulike delområda

4.3.2. Sprekker

Området er generelt sterkt oppsprukke, og sprekkene kan observerast på alle skalaer og opptrer i alle bergartar. Dei kan vere alt frå små sprekker med lite teikn til opning mellom veggane til store kløfter på fleire titals meter, der veggane har fleire orienteringar. Veggane i kløftene får generelt mindre avstand mot djupet og dannar V-former. Utbreiing, strøk og fall til sprekker kan sjåast på figur 27. Dette viser forøvrig berre sprekker der begge veggane er synlege, og som det blir diskutert seinare representerer skrentar, blokker og enkelte geomorfologiske forsenkingar også sprekker. Difor kan framstillinga vere noko misvisande, så data frå alle elementa er slått saman i figur 44, og dette vil truleg vere meir representerande for den faktiske utbreiinga av sprekker i berggrunnen



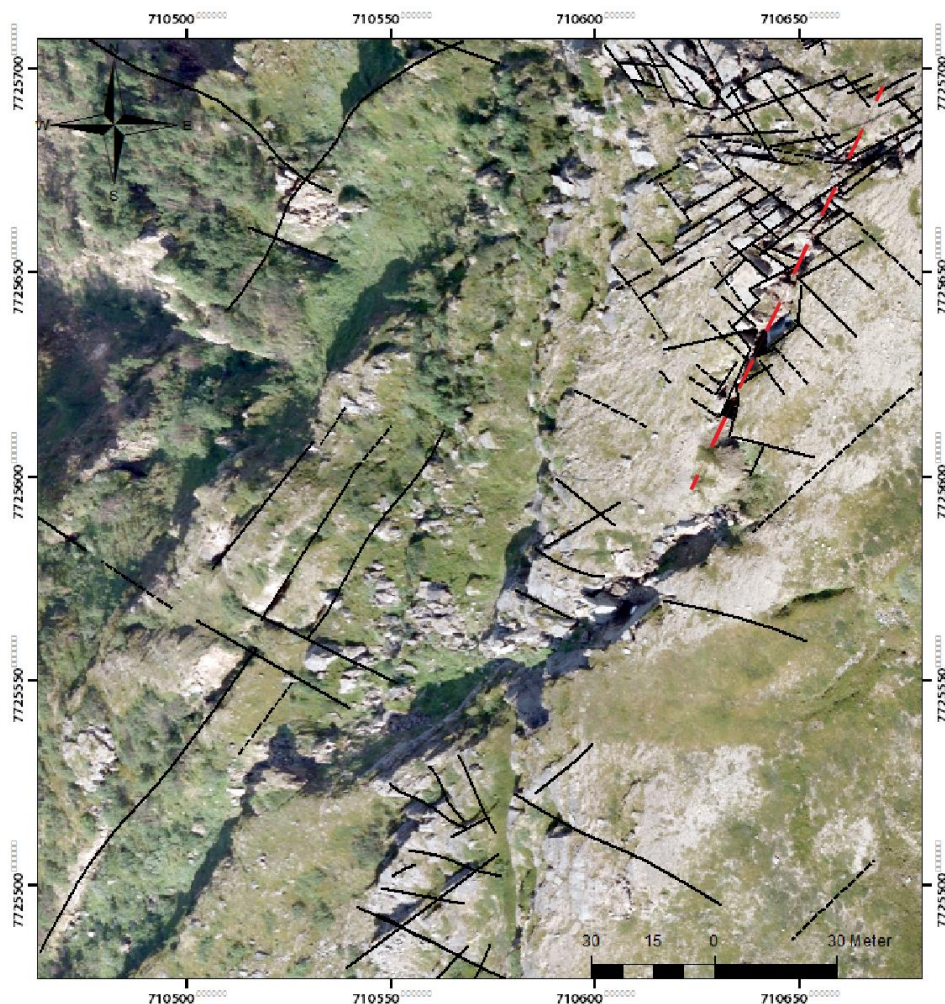
Figur 27: Sprekker på Jettan

Det er i hovudsak fem sprekkesett som går att. Det eine er orientert NØ-SV med eit bratt fall som endrar seg frå å falle mot SØ i øvre delar til å falle mot NV i nedre delar av området. I og med at fallet er så bratt er det ikkje store variasjonar som skal til for at sprekkene viser motsett fallretning. Desse sprekkene er gjerne store og går att i alle områda. Det andre sprekkesettet er orientert NV-SØ, er også subvertikalt, og har ein tendens til fall mot SV. Desse to sprekkesetta kryssar kvarandre ortogonalt. Det tredje sprekkesettet er orientert VNV-ØSØ og har eit fall mot SSV. Dei to siste sprekkesetta er orientert NNØ-SSV og NNV-SSØ.

Overflatenære delar av alle dei store kløftene på Jettan, midtre og indre Nordnes er i granatkvartsglimmergneiss. Hovudtenden av desse er orientert NNØ-SSV eller NNV-SSØ men sjølve veggane består av ein serie av NV-SØ og NØ-SV orienterte flater med sprekker i

kontinuasjon i berggrunnen. Dei ortogonale sprekkesetta fører til ein sikksakktrend på bergveggane, som kan sjåast frå figur 28 som viser ei kløft på Jettan i delområde E, der det er relativt stor rørslé. Utforminga av sprekkveggane kan variere i form av ruheit, listrisk eller planar geometri, vere syn- eller antitetiske og stadvis ha mineralisering av kalk. Antitetiske sprekker er ikkje særleg utbredt, men er observert på indre Nordnes med blokker i underkant. Disse har geometrisk samsvar med den overliggjande veggen.

Dei NNØ-SSV og NNV-SSØ orienterte sprekkene kuttar dei NØ-SV og NV-SØ orienterte sprekkene, og VNV-SSØ orienterte sprekker kuttar dei NNØ-SSØ orienterte sprekkene.



Figur 28: Hovudtrend av kløft er merka med rødt stipla linja, og langstrakte rette sprekker i kalksilikatgneiss er svarte og i vest.

I ei av dei store kløftene på midtre Nordnes er det ei bergartsgrense, med kalksilikatgneiss øvst og den underliggande bergarten er kalksilikatgneis. Samanfallande med bergartsgrensa er overgangen frå ein sikksakktrend til rette bergveggar, sjå figur 29. I denne er det nokre tverrsprekker men bergveggen har same orientering som hovudtrenden av kløfta (NNV-SSØ). På Jettan er det òg store langstrakte sprekker i kalksilikatgneis. Som det kan sjåast av figur 28 ligg desse lenger ned i skråninga frå kløfta og dei er orientert parallelt til hovudtrenden av denne (NNØ-SSV).



Figur 29: Graben på midtre Nordnes. Det er ulike sprekketendar i ulike litologiar. Granatkvartsglimmergneiss på toppen og har sikksakk mønster, kalksilikatgneiss under har rette flater.

Sprekkene har ulikt forlaup mot djupet. Ut i frå blottingar er dei fleste sprekkene planare med konstant vinkel. Andre plassar blir vinkelen til sprekkene slakare mot djupet og har dermed ein listrisk geometri (figur 30). Nokre av sprekkene er foliasjonsparallelle og dei resterande er for det meste subvertikale.

Ei endring av vinkel mot djupet er også observert i overgangar mellom bergartane. Enkelte stader blir vinkelen slakare inn mot svakare lag og i overgangen mellom laga kan sprekkene døy ut eller fortsetje langs foliasjonen. Andre stader er det observert at sprekker

som har ein konstant vinkel i ein bergart får ei brå endring på overgangen mellom bergartane. Om det fortsetter i underliggande sterkare bergartar kan vinkelen bli brattare att, sjå figur 30. På den måten kan sprekkene gje ein trappetrinnsgeometri. I dette tilfellet skjer vinkelendringa i overgangen frå granatkvartsglimmergneis til ei linse av kalksilikatgneis. Resultat av målingar av styrken på bergartane føreligg ikkje enno, men granatkvartsglimmergneisen er meir massiv og vist lite teikn på forvitring i forhold til kalksilikatgneisen og framstår difor som meir resistent.

Både i delområde F og på midtre Nordnes er det i dei langstrakte kløftene både syntetiske og antitetiske skrentar som går mot kvarandre med blokker i ulik høgde på dei ulike sidene, og har på den måten ein horst/graben symmetri.

Synfaring i august viser at det på dette tidspunkt fortsatt er iskrystallar og snø i dei djupaste sprekkene. Stadvis er også lausmassane frosne i sprekker, og dette gjer at både blokker og finare materiale blir heldt på plass i posisjonar som elles ikkje er naturleg ut i frå fysiske lover (figur 30).



Figur 30: Sprekker i profil. A) endra vinkel til sprekkje i profil, B) Avbøygde plan i ekstensjonsprekk på Jettan. C) Is i sprekkje på midtre Nordnes som held lausmassar oppe.

4.3.3. Lineasjonar

Ein lineasjon er ein linjeforma struktur i ein bergart, t. d. glidestriper (Sigmond et al., 2013). Om slike blir danna i ei flate der to blokker i berggrunnen har bevega seg i forhold til kvarandre blir dei kalla glidestriper (Sigmond et al., 2013). Glidestriper er observert i området og på Jettan er dette observert på det store avgrensingsplanet i sør. Dette er orientert NØ-SV og har eit fall på om lag 60 grader mot NV. Flata har ei mineralisering og glidestripene viser ei retning ned mot NV. Glidestriper er elles ikkje observert på Jettan forutan om eit lite plan i skråninga nedanfor den støste terrassen i felt C. På indre Nordnes er glidestriper utbreidde på plana som er orienterte NV-SØ. Retninga på glidestripene viser ei rørsleretning mot SV.

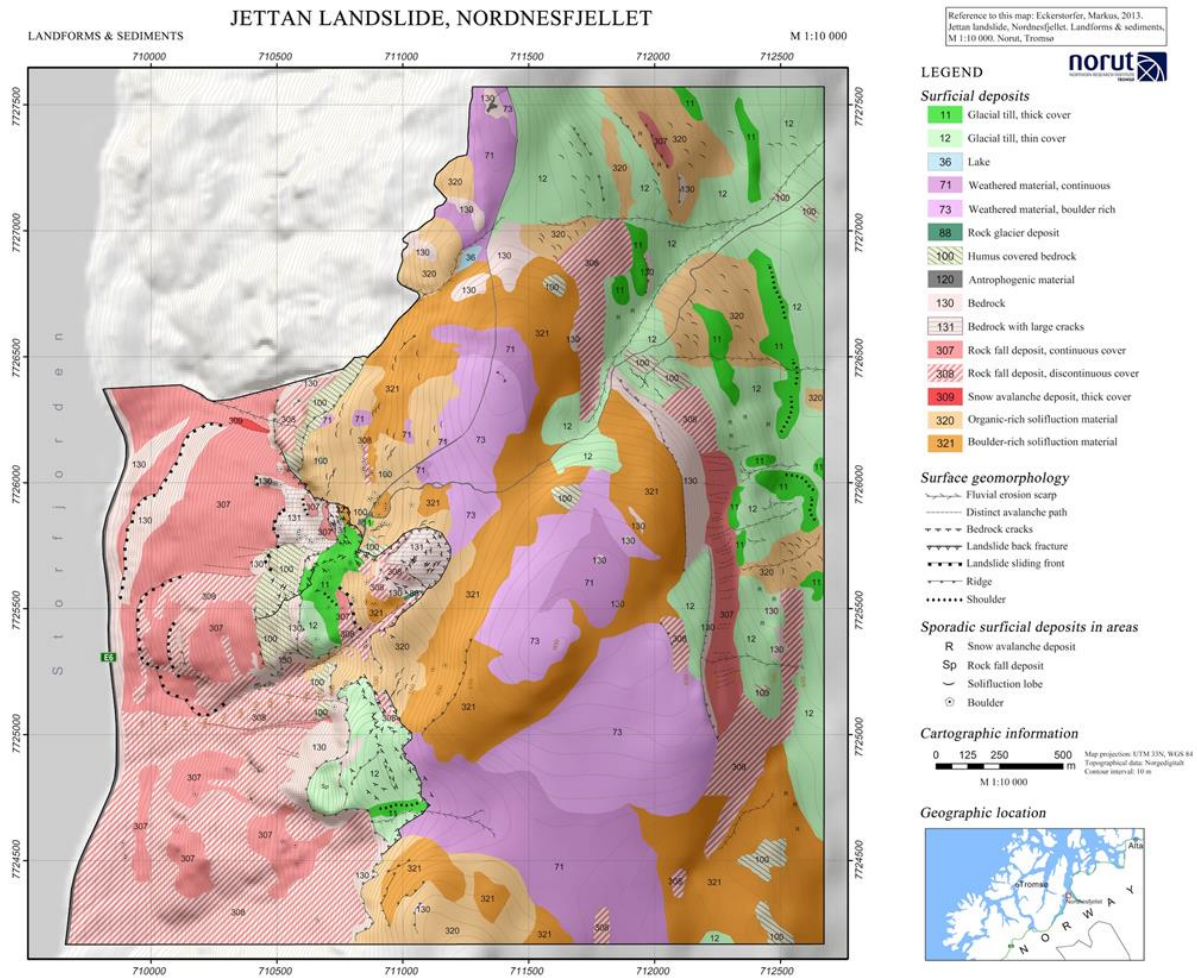
På enkelte av dei svakt hellande foliasjonsplana er det lineasjonsfurer, figur 31. Dette kan blant anna observerast på flater nedanfor den største sprekka i delområde E og desse syner rørsle mot NV. Slike plan opptrer også på midtre Nordnes i grabenenstrukturen, på plan orienterte NØ-SV.



Figur 31: Lineasjonsfurer, midtre Nordnes

4.4. Geomorfologiske element

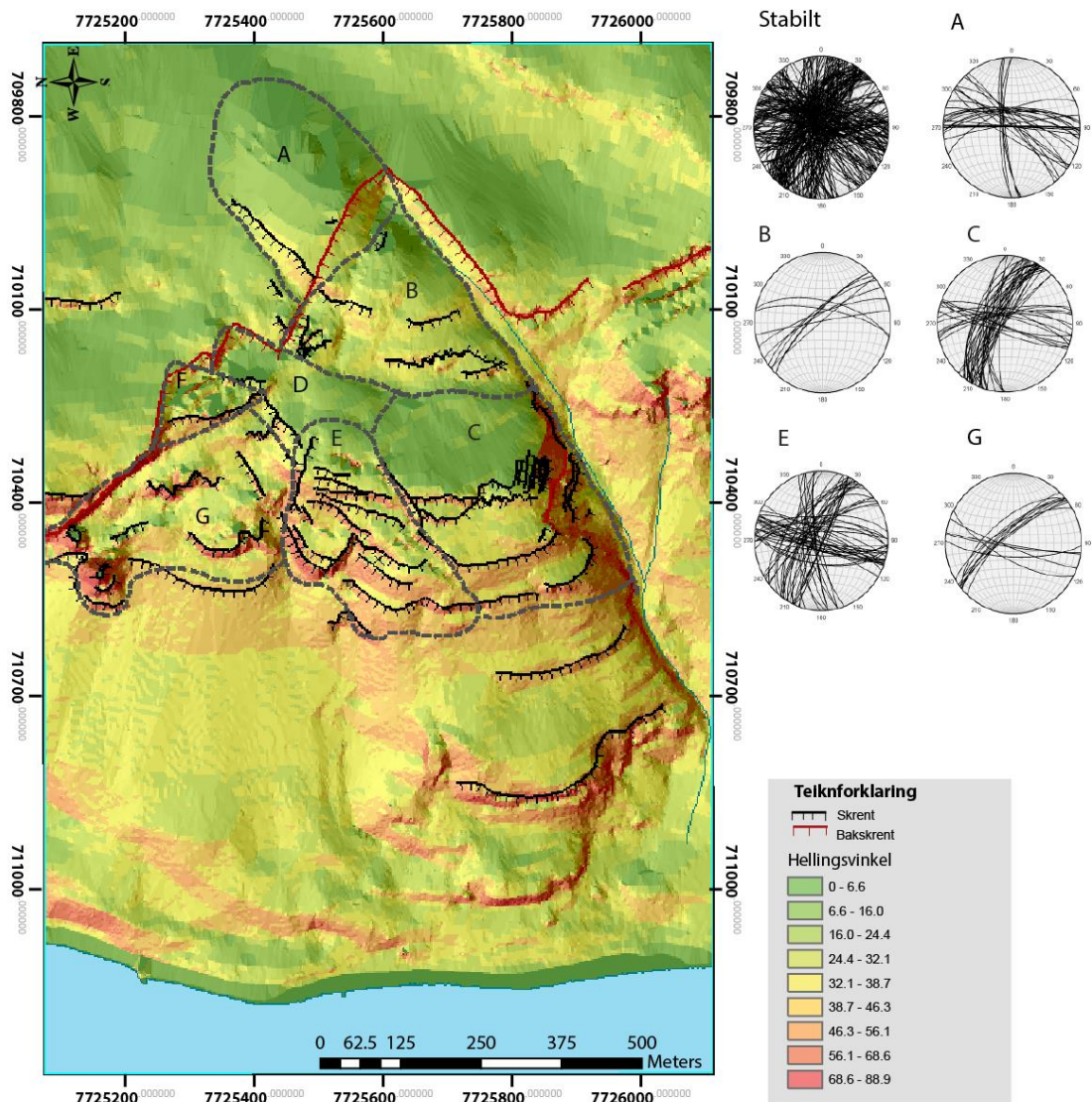
I dette kapitlet vil geomorfologiske element observert i felt skildrast og tolkast. Utbreiinga av materialtyper og ulike landformer kan sjåast i figur 32 (Eckerstorfer, 2013). Då det vil gi meir flyt i diskusjonen og mindre gjentakingar vil det bli gjort deltolking av geomorfologiske element i dette avsnittet.



Figur 32: geomorfologisk kart over Jettan, Eckerstorfer (2013)

4.4.1. Skrentar

Ein skrent er ei lang og meir eller mindre samanhengande bratt skråning i fast berggrunn eller lausmassar danna ved forkastning og/eller erosjon. Desse skiljer vanlegvis eit øvre og eit undre meir flattliggende område (Sigmond et al., 2013). Bakskrenten er eit viktig geomorfologisk element sidan den er den bakre avgrensinga for vertikal setnad og vil bli omtala for seg. Skrentar innad i dei ustabile massane er også viktige indikatorar for setnadsplan, og desse vil i denne oppgåva bli referert til som subsidiære skrentar. Utbreiinga og orientering av skrentar kan sjåast på figur 33, som òg viser variasjonar i hellingsvinkel langs fjellsida.



Figur 33: Skrentar på Jettan

Figur 33 viser strøket og fallet til skrentar i dei ulike subområda. Dei har konsekvent bratt fall. Generelt er skrentane orienterte NØ-SV med fall mot NV og VNV-ØSØ med fall mot NNØ i dei øvre delane i delområde A og B. I nedre delar er det fall både mot NNV og SSØ. I delområde A og E er det i tillegg til dei nemnte trendane skrentar som er orientert N-S med fall mot vest. Samanlikna med baksrenten er det altså fleire skrentar som er parallelle med den sørlege avgrensinga, og nokre er parallelle med den nordlege i øvre del.

4.4.1.1. Bakskrenten

Bakskrenten som kan sjåast på figur 33 er i nord avgrensingsområdet for delområde GFD og B. I felt G er dette ein subvertikal, rett fjellvegg orientert NV-SØ som er opptil 100m høg i nedre del og avtek suksessivt mot SØ. I felt F er den ei innbukting med fleire fjellveggari gitte orienteringar som er omlag 25 m høge. Stadvis er den dekket av blokker eller lausmassar i nedre del. Kontinuasjonen i felt D er ein subvertikal, rett fjellvegg orientert NV-SØ. Vidare er den definert i ein 10 m høg fjellvegg som gradvis blir lågare og går over til å bli ei skråning med fast fjell i øvre del og lausblokker i nedre del. I øvre del er det eit vertikalt sprang på 20 m og hellinga er om lag 60 grader. Det er her eit tydeleg knekkpunkt og det er eit synkelinament på botnen av skrenten. Den totale lengda i luftlinje på denne NV-SØ orienterte skrenten er omlag 750 m. I bakkant av denne skrenten ligg delområde A som har ei rekke med sprekker. Desse viser ikkje noko betydeleg vertikalt sprang men ei forsenking, og er dermed ikkje noko skrent.

Bakskrenten er i sør ei NØ-SV orientert skråning som har ein hellingsvinkel på om lag 60° mot NV. Granatkvartsglimmergneiss er blotta i øvre delar av skråninga, medan botnen er dekket av lausblokker i same materialet. Det er òg eit synkelinament nedanfor. På den vestlege delen er det observert glidestriper med retning mot NV på dette planet. Skrenten er om lag 400m lang og lineamentet fortsetter som ei forsenking med ei elv heilt ned til fjorden.

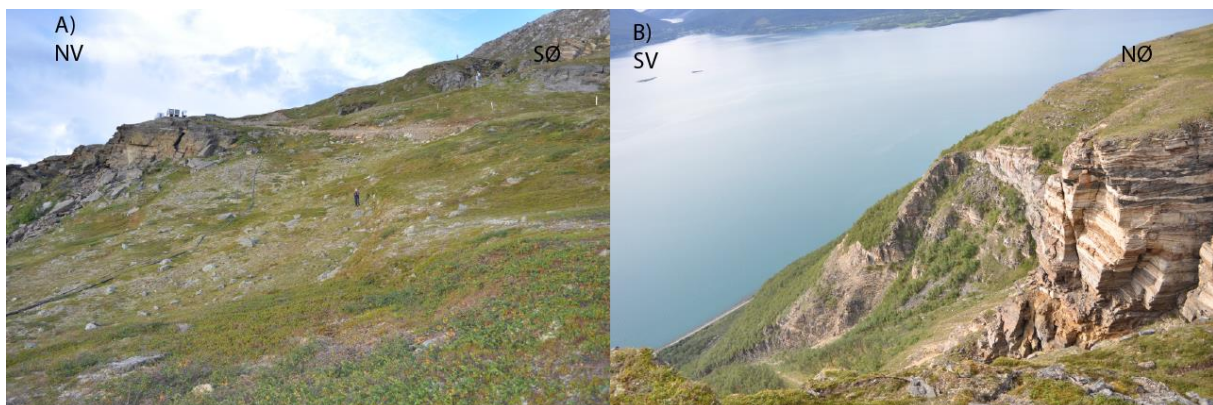
Oppsummert er bakskrenten gjort opp av eit rett plan, orientert NØ-SV med fall mot NV på omlag 60 grader, og ein NV-SØ orientert skrent som varierer på å opptre som subvertikal fjellvegg, skrentar med ulike retningar og skråning med lausblokker.

4.4.1.2. Subsidiære skrentar

Det er også mange skrentar innad i dei ustabile massane. Utbreiinga av desse kan sjåast i figur 33. Desse opptrer i alle dei tilstadevêrande bergartane men i granatkvartsglimmergneissen er dei som regel i ein sikk-sakk trend, medan det i kalksilikatgneissen oftast er rette flater, stadvis med tverrsprekker. Unntaket er i

granatkvartglimnergneisen like under terrassen i felt C og i underkant av den aktive baksprekka på om lag 660 m høyde. Disse skrentane er glatte, avrunda og har liten ruhet. Det er ein generell trend at dei største skrentane opptrer i kalksilikatgneissen og desse kan bli fleire titals meter høge. Av særskilt markante skrentar skil avgrensingsskrenten mellom felt C og E seg ut. Denne er parallell med den sørlege bakskrenten, er om lag 200 m lang og har eit sprang på 15-20 m. Både i felt C og E er det sett av skrentar nedover i terrenget og i felt E aukar generelt spranget på skrentane mot sør. Markante er også skrentane i nedre del av dei ustabile massane og skrenten som avgrensar det komplekse feltet orientert NV-SØ.

I felt D er det ein serie med skrentar i lausmasser som er orienterte NØ-SV og viser høgdskilnadarpå opptil 2m.



Figur 34: A) Skrent med høgdeulikskap B) Truleg utrasa parti

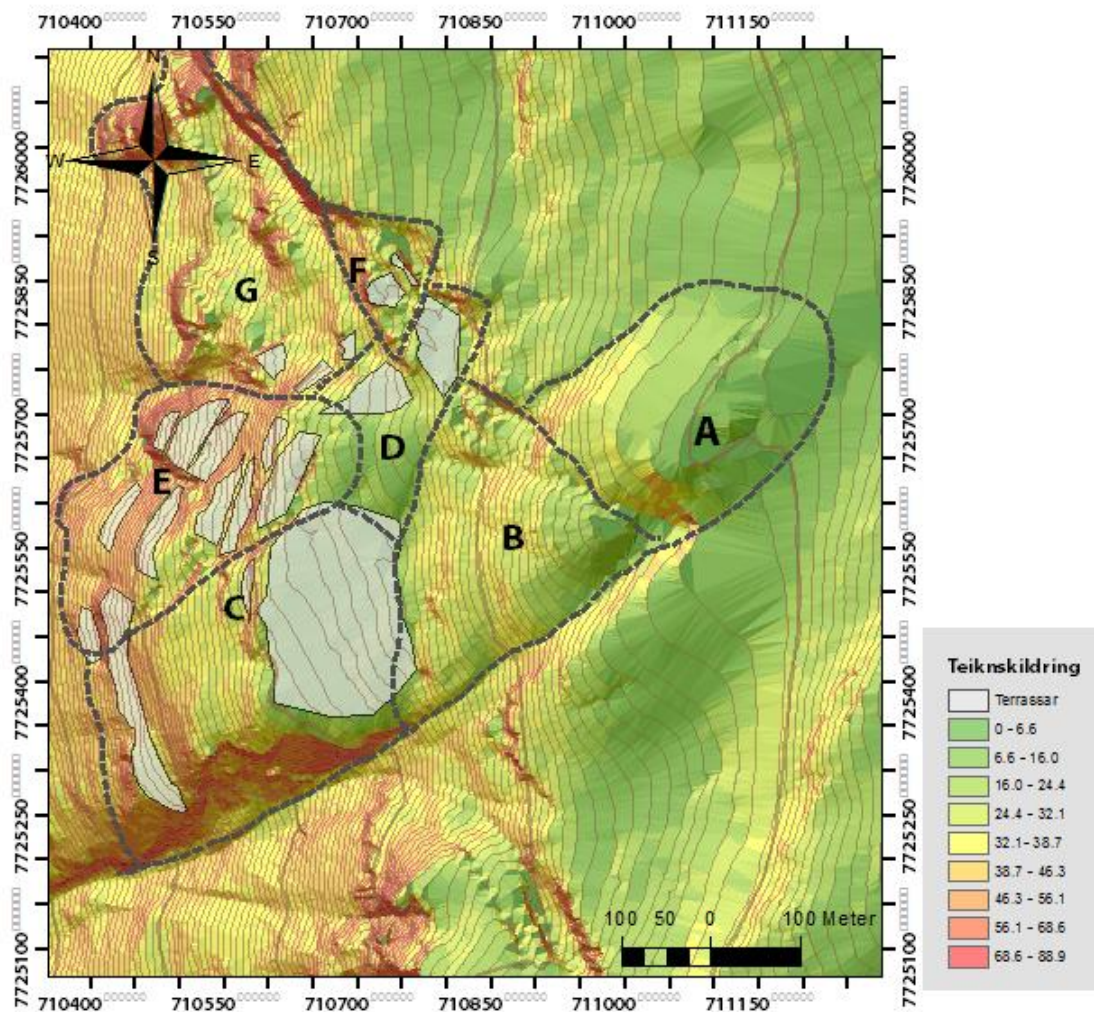
På sørsida av terrassen i delområdet C er det ein vertikal fjellvegg orientert VNV-ØSØ som er rundt 20m høg og møter ein NNØ-SSV orientert fjellvegg. Saman dannar desse ei avgrensing og nedanfor er det blokkmateriale som utgjer fleire terrassar. Dette viser likskapar med geomorfologiske element til skred så dette er truleg eit tidlegare utrasa parti (figur 34).

4.4.2. Terrassar

Det er fleire horisontale eller svakt hellande flater i området. Desse skil seg ut frå dei elles bratte omgjevningane, og er avgrensa av skrentar eller skråningar, og termen terrassar har blitt valt å bruke om desse. Storleiken varierer frå å vere nokre få meter lange og breie til å

vere fleire hundre meter i lengde og breidde. Utbreiinga av dei mest markante kan sjåast på figur 35. Desse er dekkja av vegetasjon, og stadvis er enkelte steinar, blokker og finmateriale blottlagt. Dette er difor er dette eit diamikton. På dei nedste terrassane veks det fjellbjørk. Enkelte stadar er det tjukkare lausmaterialedekke som på den største terrassen i felt C og dette er av diamikton og er ein rygg. Nokre terrassar har og forsenkingar, sjå kap 4.4.5.

Terrassane opptrer anten aleine eller i seriar skilde av skrentar. Den største terrassen som ligg i delområde C heller mot V, og frå den store kløfta i delområde E er det ein serie med langstrakte terrassar som heller mot SV. Desse har ein tendens til å bli breiare mot sør. På sørsida av den store terrassen er det og seriar med mindre terrassar med breidde på nokre få meter, skild av 1-2 meter høge skrentar som fortsett ned til ein stor vegg. Desse fell svakt mot SV, og sjølv nedanfor denne fjellveggen, som er 10talls meter høg, er det ein serie med terrassar som er subhorisontale.



Figur 35: Terrassar

4.4.3. Ryggar

Det finnst nokre ryggar i området. Desse kan vere nokre få til fleire hundre meter lange og er frå ein meter og opp til titals meter breie. Dei er observert i diamikton og blokkmateriale. Ryggar i området er få og har ulike karakteristikkar og difor bli skildra enkeltvis under.

Som nemnt er det ryggar på den største terrassen i delområde C, og desse er i diamikton. Den mest markante ryggen er nord på terrassen, orientert NV-SØ og er omlag 80 m lang, 15 m brei og to-tre meter høg. Denne fortsetter i meir uregelmessige ryggar orientert N-S. Ei forsenking i diamikton skil to ryggar frå kvarandre, men dei er går saman på endane. Desse strekker seg over 100m og er om lag 15m breie. Ut i frå forma og materialsamansetnaden som er typisk for glasiale miljø er desse tolka til å vere

moreneryggar. Dette i samsvar med Eckerstoffer (2013) og NGU si kartdatabase (www.ngu.no).

På terrassen i delområde F er det òg ryggar i diamikton skilt av geomorfologiske forsenkingar (synkelinament). Desse er orientert NV-SØ er om lag 40m lange, 10m breie og 1m høge.

I delområde F er det ein uregelmessig rygg av lausblokker i mellom to større blokker. Ryggen er orientert NV-SØ og har forsenkingar på sidene som er vegetasjonsdekte m/synkehol og lineament, sjå kapittel 4.4.5.

Ein serie av ryggar opptrer i delområde B, nedanfor bakkrenten, sjå figur 36. Desse er parallelle, uregelmessige ryggar på ei svakt hellande skråning. Dei øvste er kortast og ryggane blir gradvis lengre ned skråninga. Dei lengste er oppimot 7-8m, og breidda og høgda er mindre enn ein meter. Ryggane er ikkje rette men bøyer av mot sidene slik at dei samla utgjer ei tungeform. Tilsaman dekker desse ryggane eit areal på omlag 200m². Dei består av blokkmateriale og har eit tynnt vegetasjonsdekke. Steinbrear er blokkmateriale i lobe- eller tungeform med is eller islinser mellom blokker der deformasjonen av isen fører til rørsle (French, 2007). Ryggane er helst vinkelrett til rørsleretninga og permafrost er eit kriterie for danning av desse, og mest rørsle skjer der permafrosten er varm (French, 2007). Det er ikkje dokumentert om det finnast permafrost akkurat på denne staden, og is kan ikkje observerast. Difor kan det ikkje med sikkerheit kallast ein steinbre, men forma, klimatiske forhold (Christiansen & Blikra, in prep) i området og lokalisasjon i nærleiken av ein skrent, gjer at det ikkje er usannsynleg og er difor tolka som det her. Dette er i samsvar med Eckerstoffer (2013) og Dehls et al. (2000). Då korkje is eller rørsle ikkje er bekrefta er det usikkert om denne er relikte eller aktiv i dag.



Figur 36: Øvre delar av delområde B. I midten av bilete er det ein ryggformasjon i ei tungeform, tolka til å vere ein steinbre.

4.4.4. Lober

Det er fleire lobeformer i området. Nokre kan ein sjå i øvre delar av området, over 700m, opptre i lausmassar, nærare bestemt diamikton. Frontane kan vere om lag ein halv meter høg, breidda er omlag 10m og forma fortsetter 10-tallsmeter opp i skråninga (figur 38) og er dekkja av vegetasjon. Forma, materialet og klimaet i området tydar på at dette er solifluksjonslober og både desse, uregelmessig vegetasjon og vassmetta vegetasjon observert å falle ned i sprekker tydar på jordsig i området.



Figur 37: Solifluksjonslobe

I heilt nedre del av skråninga er det òg lobeformer som kan sjåast på figur33. Desse er av bratte fjellskrentar, og er over fleire hundre meter lange og titals meter høge i framkant. Då dei opptrer framfor ustabile fjellmassar og i denne storleiksordenen blir dei sett på som frontlober.

4.4.5. Forsenkingar

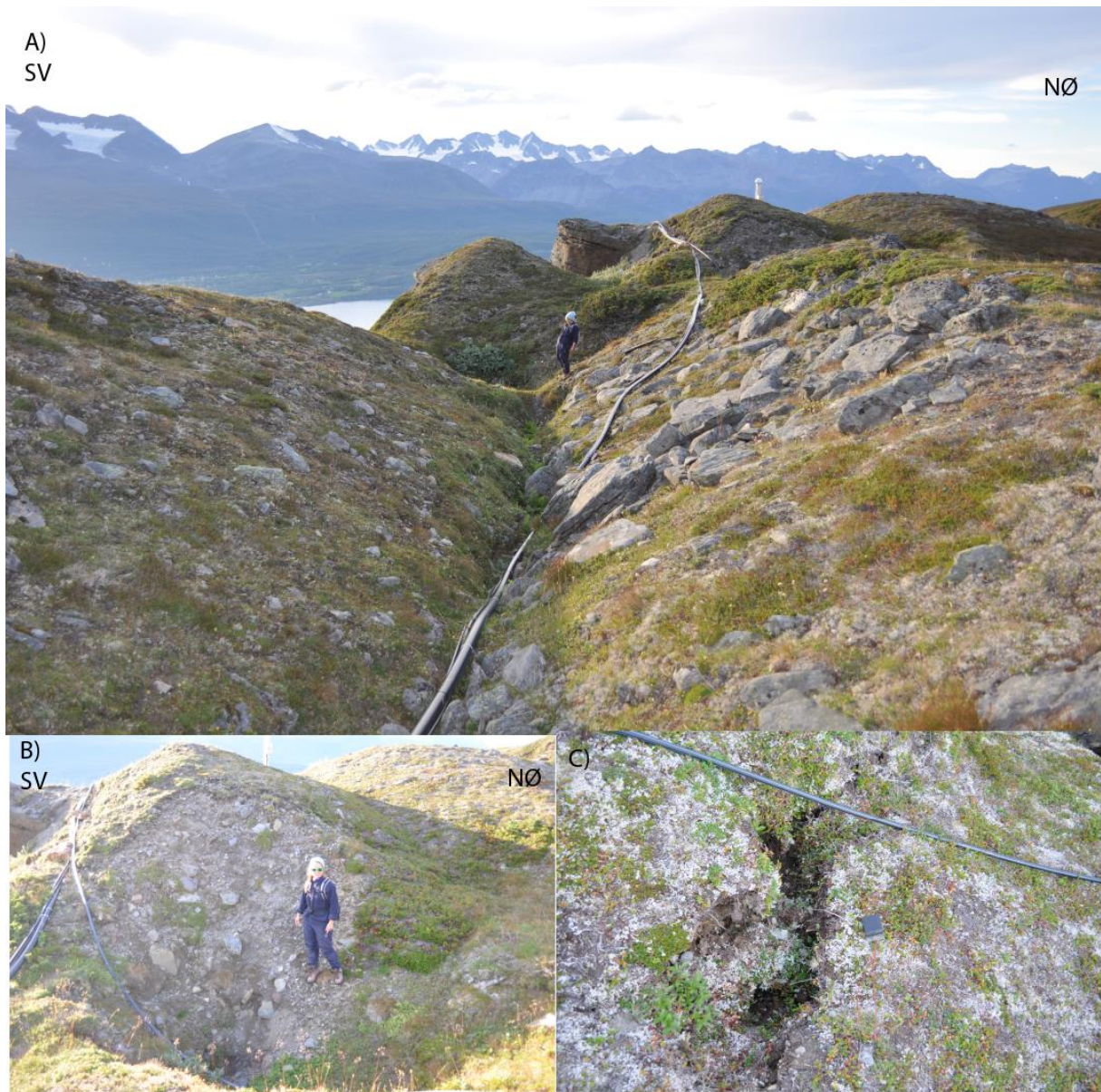
Det er fleire forsenkingar i terrenget. Desse opptrer anten som sirkulære eller lineære former.

Dei sirkulære formene kan vere frå titals centimeter til oppimot 10 m i diameter og djupnaden varierer frå 10-talls centimeter til meter skala. Nokre er dekkja med vegetasjon, i andre er lausmassar synlege og nokre har holrom i botnen der berggrunnen er blottlagt (figur 38). Utbreiinga av desse kan sjåast i figur 39.

Frå feltseongen 2012 til 2013 har NNFO observert nydanna forsenkingar i delområde E.

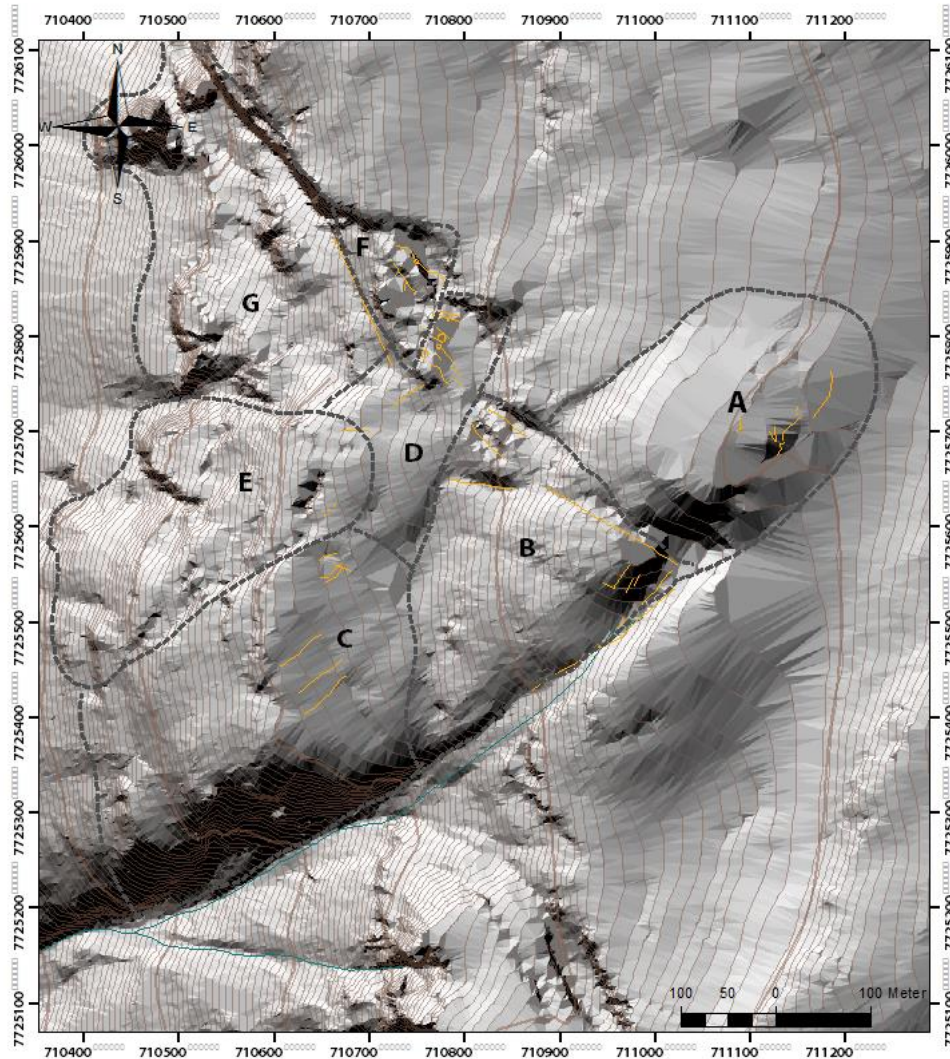
Dei lineære forsenkingane kan bli fleire hundre meter lange og nokre meter djupe. På same måte som dei sirkulære formene er nokre dekkja av vegetasjon, andre har synlege lausmassar og andre plassar ser ein rette fjellveggar i same retning under vegetasjonen, eller i kontinuasjon med linamentet. Også desse opptrer på terrassar, og stadvis kan ein sjå at dei følgjereit sikksakkmønster. Stadvis kan det vere sirkulære forsenkingar langs dei lineære.

Slike forsenkingar er gjerne vanleg å observere i ustabile fjellmassar (Rasmussen, 2011; Hannus, 2012) og dei viser mange likskapar med synkehol som vanlegvis er knytt til karstområder, der dei gjev setnad av vegetasjon/bakke grunna holrom i berggrunnen. Ofte observerast holrom der berggrunnen kan sjåast i botnen, eller sprekker av same storleik og orientering opptrer i nærleiken. Det er difor grunn til å tru at dei har blitt danna av ein tilsvarande prosess, berre at det gjeld setnad over sprekker i berggrunnen og ikkje karstdanning. Dei blir her kalla synkehol og synkelinament.



Figur 38: Synkehol og synkelineament. A) Synkelineament, B) Stor synkehol, C) Nydanna synkelineament

Bileta (figur 38) illustrerer ulike typar synkehol og synkelinament. Det øvste viser eit synkelinament, og har eit synkehol i enden, nærast fjorden. Det andre viser eit av dei større synkehola der vegetasjonen ikkje har fått etablert seg, og det nedste viser eit synkehol som tidlegare ikkje har vore observert.

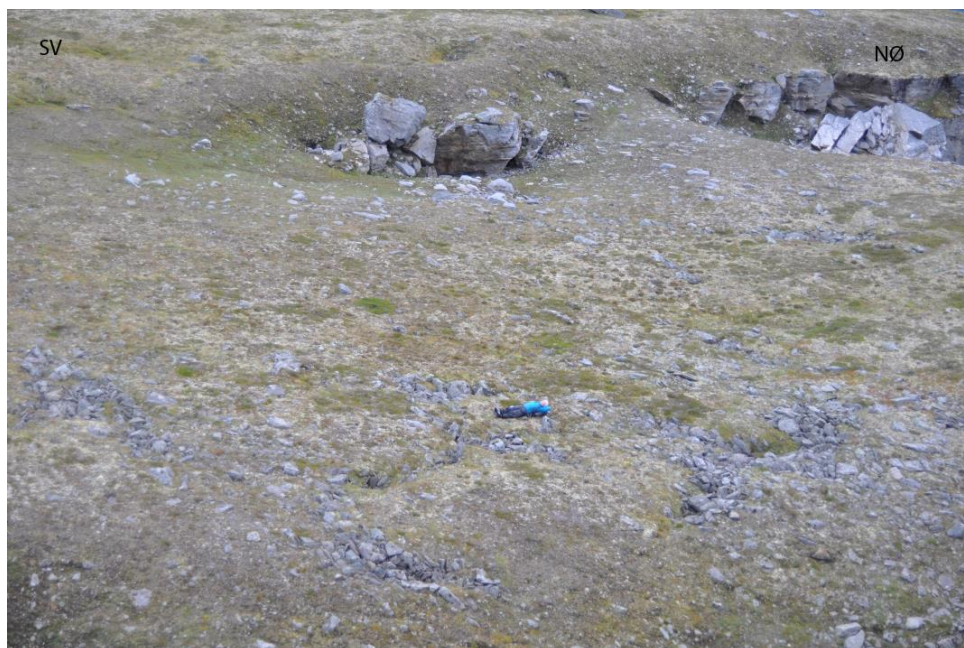


Figur 39: Synkehol og synkelineament

4.4.6. Lausmassar

Det er ulike typar lausmassar i området. Det er allereie nemnt at diamikton opptre mange stader på terrassar og i skråningar. Diamikton er kjend for å kome frå avsetnadar av bre, og den geografiske lokalisasjon av området gjer at dette her er definert som morenemateriale. På toppen av Nordnesfjellet er det så godt som ingen vegetasjon, og det er eit dekke av kanta blokker som ikkje viser noko einsretta orientering. Tatt i betraktning dei klimatiske forholda og utforminga er desse tolka som blokkhav, som er definert som eit samanhengande dekke av steinblokker danna insitu grunna intens frostsprenging (Sigmond et al., 2013). Nedanfor skrentar og i delområde G er det store blokker utan orientering i brattare skråningar og proksimiteten til skrentar saman med tilsvarende

materiale gjer at dette blir sett på som utrast og er dermed talusmateriale. Storleiken varierer frå nokre cm til fleire meter. Enkelte stadar, som på nordlege delar av midtre Nordnes, kan ein observere ei sortering i diamiktonet. Større blokker blir samla i linjer, og tilsaman dannast det mange kanta former av desse som er ca. 2 m i diameter. Dette er i sterk likskap til polygonmark (figur 40). Slik sortering av blokker kan ein også sjå i ei lang linje på midtre Nordnes.



Figur 40: Polygonmark på midtre Nordnes

4.4.7. Drenering

Det er overraskande lite vatn i område når dette har blitt vitja på slutten av snøsmeltesesongen. Det er eit bekkeløp som går langs bakskrenten i sør og ned til sjøen, men det hadde ikkje særskildt mykje vatn i heile perioda (juni-august). Nord for feltstasjonen renner det litt vatn, men bortsett frå dette er det ingen elveløp i nærleiken av dei ustabile massane. Der bakskrentane møtast var det ei elv på byrjinga av somaren og denne forsvann under ein snøflekk og kontinuasjon blei ikkje sett på nedsida. På slutten av sommaren var denne vasslaus. Lenger ned i skråninga er der heller ikkje observert bekkar. Is opptretr ikkje langs E6 under denne delen, til tross for at isfall brukar å vere eit stort problem i omliggande område (NNFO, personleg meddeling).

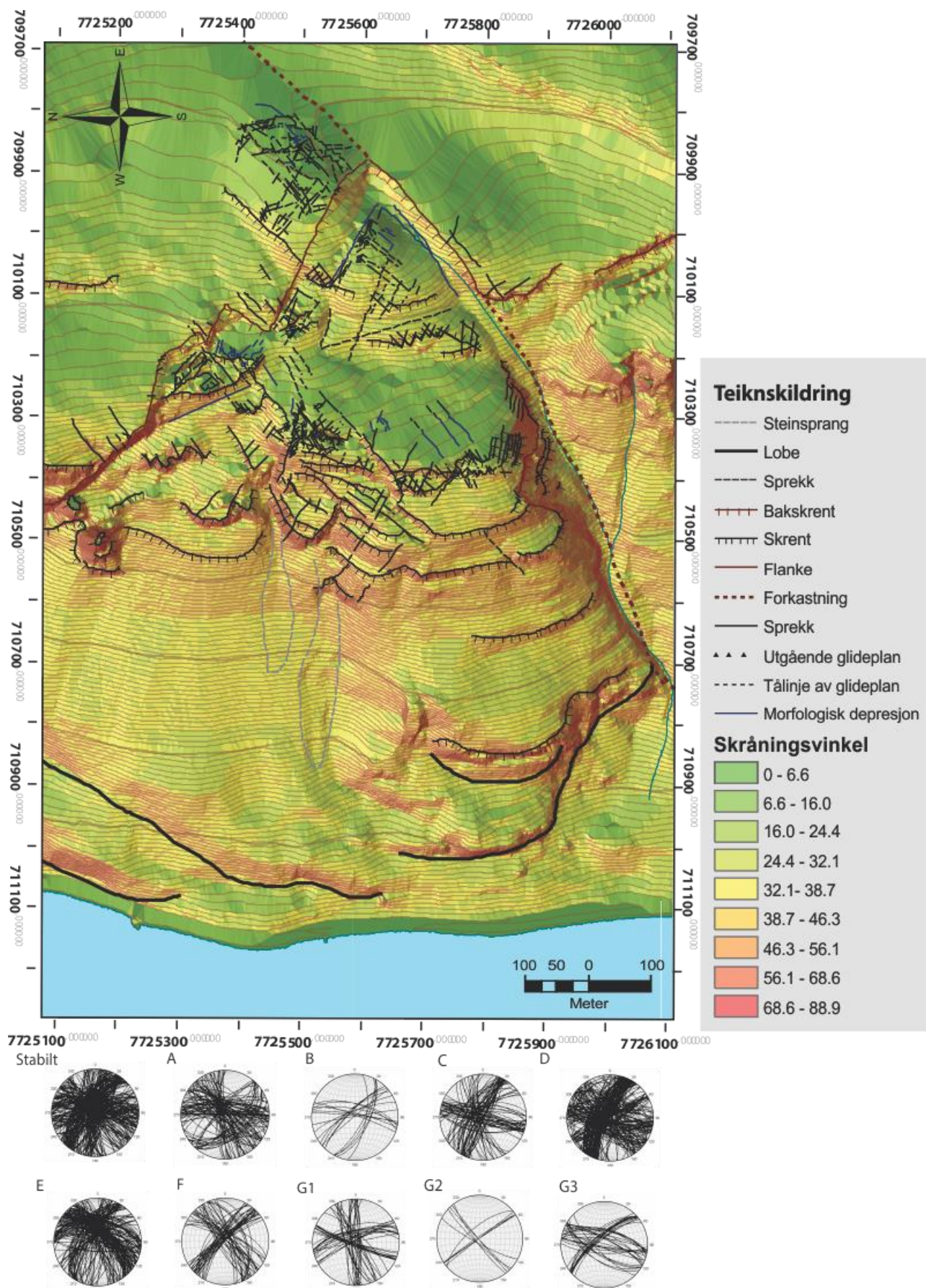
Under feltstasjonen, i delområde F, er det observert at vatn renn ut av eit sterkt forvitra lag av glimmer. Sør for midtre Nordnes er det to kjelder i fjellveggen som samlar seg til å bli ei elv, figur 41. Nord på Nordnesfjellet er der nokre små vatn. Dei er ikkje meir enn eit par meter djupe men var fylte med vatn i juni og starten av juli. I starten av august var i alle fall dei mest sørlege vatna, som ligg på om lag 550m høgd, utan vatn. På indre Nordnes var det observert ein dam med snø og is i den eine baksprekka i august.



Figur 41: Kjelde, observert frå midtre Nordnes

4.4.8. Lineament og oversikt

Det er ein glidande overgang mellom sprekker, skrentar, blokker og synkelinament. Sprekker er gjerne observert i kontinuasjon av skrentar, blokker er danna som følgje av at sprekker avgrensar dei, skrentar kan ha blitt danna grunna sprekker i underkant og synkelinament og synkehol kan representere underliggande sprekker og holrom i berggrunnen. Difor har dei strukturelle målingane blitt samanstilte i stereoplot, og desse representerer truleg betre dei generelle trendane i ulike områder av det ustabile fjellpartiet. Figur 42 er ei samanstilling av dei viktigaste geomorfologiske elementa i dei ustabile massane.



Figur 42: Sprekker, skrentar og synkelineament for Jettan. G3 er Jettankallen.

Som det går fram av figur 42 viser omliggande området til det ustabile fjellpartiet sprekker i fleire retningar, men det er ein tydeleg NØ-SV orientert trend med eit bratt fall mot NV. Det er også eit NV-SØ orientert sprekkese sett som er subvertikalt og fell begge vegar. Sprekkese sett orienterte NNV-SSØ og NNØ-SSV fell bratt mot vest og eit Ø-V sprekkese sett er også tilstade.

I delområde A er det eit sprekkese sett med slakare fall enn dei andre. Dette er orientert NØ-SV og fell mot SV. I tillegg er det sprekker suksessivt frå V-Ø til N-S. I delområde B er det sprekker orienterte NØ-SV der nokre fell mot NV og andre fell mot SØ. Eit anna sett er orientert VNV-ØSØ med fall mot NNØ og alle sprekkese tta er bratte. I delområde C er det ein lineamenta orientert NØ-SV, VNV-ØSØ og ein NNV-SSØ. I delområde D er det ingen blottingar, men delområde E viser ein sterk NØ-SV leg trend med fall mot VNV, i tillegg til sprekker frå NV-SØ til VNV-ØSØ. Delområde F skil seg ut med at dei NV-SØ orienterte sprekkene som det er mest utbredt i dette området fell mot NØ, dei VNV-ØSØ orienterte fell mot NNØ og dei NØ-SV orienterte fell mot NV. Dei siste tre stereonetta viser individuelle parti innad i delområde G. Det delvis inntakte partiet nedanfor felt F viser NV-SØ og NØ-SV orienterte sprekker, Jettankallen har subvertikale sprekker orientert N-S, NV-SØ, VNV-ØSØ og VSV-ØNØ. Dei nedste sørlege partia har sprekker orienterte NØ-SV og NV-SØ.



Figur 43: Lineament på Nordnesfjellet

Studiar av flyfoto, digitale elevasjons modellar (DEM) og satellittbileter viser at lineamenta elles i området er orienterte NØ-SV, NV-SØ, V-Ø, NNØ-SSV og NNV-SSØ som er det same som i dei ustabile områda (figur43). Det er ikkje gjeve at dette er sprekker.

4.5. Resultat frå overvakingsdata

4.5.1. Periodiske målingar

4.5.1.1. InSAR

InSAR data over Nordnesfjellet har blitt studert og tolka i ei tidlegare masteroppgåve (Eriksen, 2013). Dei følgjande resultata er baserte på Eriksen (2013) si utarbeiding og prosessering av data men resultata er sjølv studert. Det er funne hensiktsmessig å

fokusere på den horisontale, vertikale og totale forflyttinga saman med den vinkelen til den totale forflyttinga på grunnlag av at dette enklast viser rørsle.

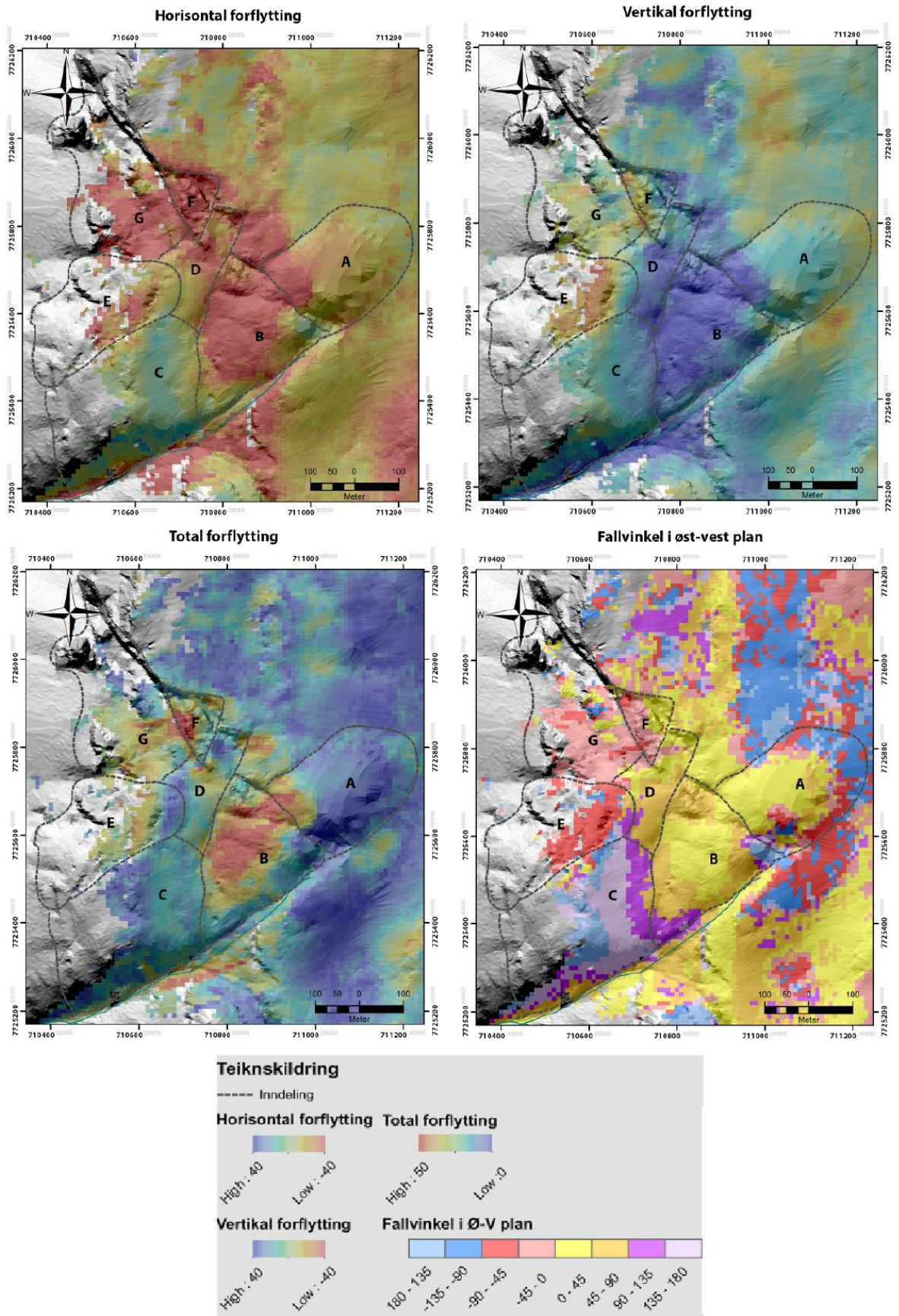
Figur 44 viser den horisontale forflyttinga i vest-aust retning. Dess raudare farge, dess større forflytting er det mot vest, altså ned fjellsida. Grønt er ingen horisontal rørsle og blått representerer austleg rørsle. Som det går fram av figuren er det størst rørsle mot vest i delområde B, i øvre delar av delområde E der ei av dei største sprekkene finn seg og frå bakkrenten i delområde F og nedover skråninga. Det er òg stor vestvendt rørsle i området bak feltstasjonen.

I vertikal plan er det setnad i fargespekteret frå grøn til raud, og oppoverrørsle frå grøn til blå. Dess raudare farge dess større er innsynkinga, og dess blåare det blir dess større heving er det. Det er særskilt området frå den største sprekkja i delområde E og nedover som utmerkar seg med setnad på opp mot 40 mm/år. Elles er det også vertikal setnad i dei fremre delane av delområde F og ned fjellsida. I delområde B er det heving på opptil 22 mm/år.

Den total forflyttinga viser storleiken på forflyttinga som ein kombinasjon av satellittar som bevegar seg i baner mot og frå polane. Blå områder har ingen målte rørsler, medan røde områder viser mest total rørsle. Områda som beveger seg mest er delområde B og dei fremre delane av delområde F. Det er også stor forflytting frå den store sprekkja i delområde E og nedover, samt i delområde G. I delområde B skuldast den store total rørsla oppover og vestoverrørsle, medan dei nedre felte sin rørsle skuldast vestleg og nedoverrørsle. Delområde A og C viser lite til ingen rørsle.

Fallvinkelen i aust-vest plan fortel hellinga til den totalerørslevektoren i forhold til horisontalen i V-Ø retning. Vinklane er definert slik at 0 representerer horisontalen mot vest, og 180 representerer horisontalen mot aust. Positive verdiar er vinklar over horisontallinja, medan negative verdiar indikerer vinklar nedover i forhold til horisontalplanet. Det vil seie at alle vinklar mellom 90 og -90 er rørsle mot vest, mens mellom 90 og 180 er totale forflyttingsvektor mot aust. +90 grader er då rørsle vertikalt opp, og -90 grader er rørsler vertikalt ned. Det er ikkje gjort filtrering ut i frå storleiken av

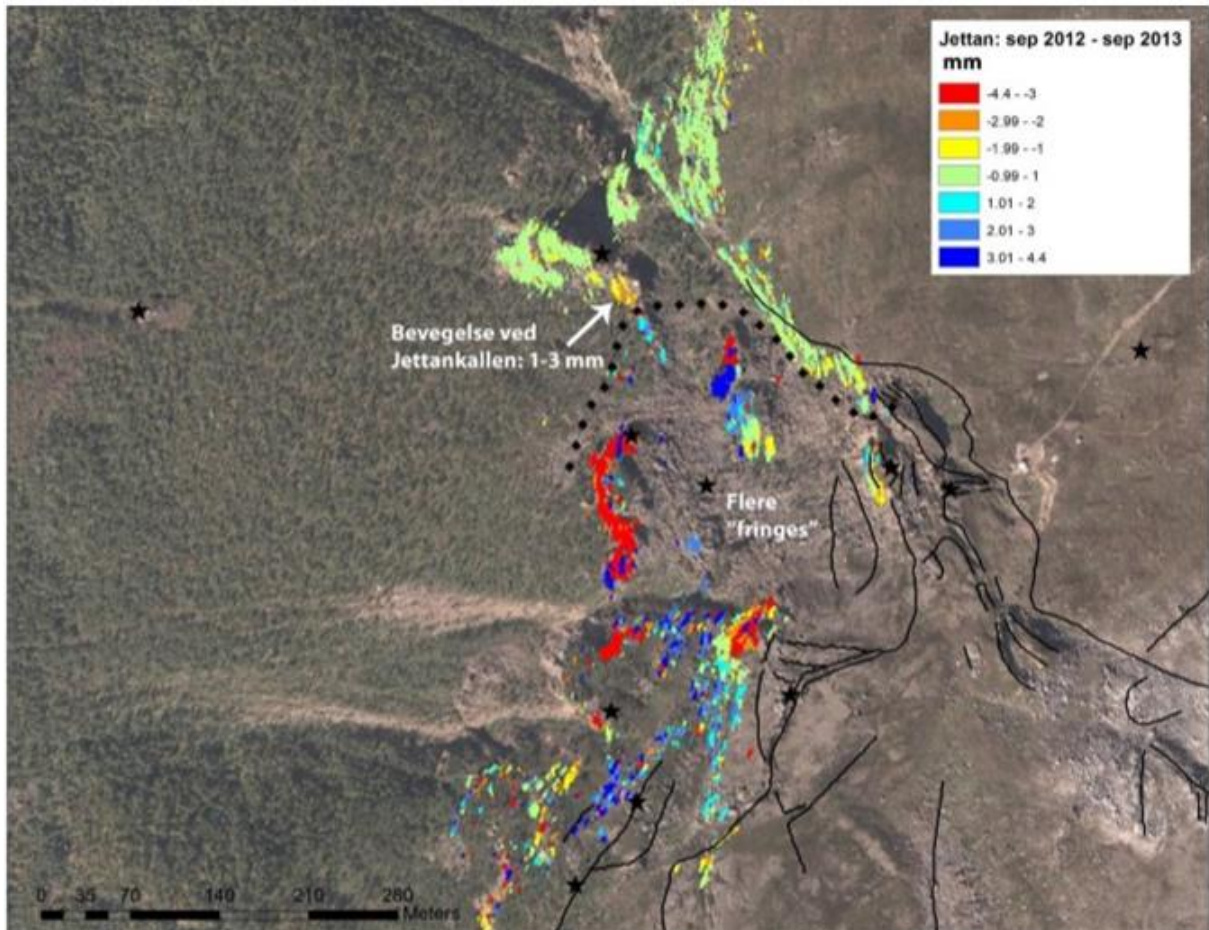
den totale rørslevektoren slik at områda med lite rørsle kan ein sjå bort frå. Resultata viser at rørslevektoren peikar oppover i vestleg retning i delområde B, medan den er mellom 0 og 45 grader nedover mot vest i felt F og G. I delområde E er ein mykje større vertikal komponent med vinkel mellom 45 og 90 grader ned mot vest, som betyr at setninga er nesten vertikal nedanfor den store sprekka.



Figur 44: InSAR data, modifisert frå Eriksen (2013). Disse viser horisontal forflytting, vertikal forflytting, total forflytting og fallvinkel i øst-vest plan.

Bakkebasert InSAR

Bakkebasert InSAR frå 2013 viser stor rørsle under den største sprekkka i delområde E, og nedre skrentar i delområde i samsvar med satellittbasert InSAR. I tillegg viser det ei rørsle på 1-3mm/år ved Jettankallen, figur 45 (Kristensen, 2013).



Figur 45: Interferogram som viser rørsle mellom september 2012 og september 2013. Frå Kristensen (2013).

4.5.1.2. dGPS

dGPS-målingar på midtre Nordnes er baserte på målingar frå 2003-2009 og ei måling i 2013. Dette viser tilsvarande endringar mellom kvar måling, og at det beveger seg om lag 1mm/år horisontalt og har ei setning på 2mm/år horisontalt, sjå figur 46 (Eiken, in prep).

Punkt	År	N	E	H	σ_N	σ_E	σ_H	dN	dE	Avst.	Retning	dH
		(UTM)	(UTM)	(ell.)	m	m	m	m	m	m	(^g gon)	m
N-FP	FP	7716595.5940	477193.0020	727.8640								
N-5	2003	7715712.7560	477088.9990	740.4450	0.0010	0.0010	0.0050					
N-5	2004	7715712.7580	477088.9990	740.4440	0.0010	0.0010	0.0020	0.002	0.000	0.002	0.00	-0.001
N-5	2005	7715712.7600	477088.9980	740.4450	0.0010	0.0010	0.0030	0.004	-0.001	0.004	384.40	0.000
N-5	2006	7715712.7591	477088.9964	740.4337	0.0006	0.0005	0.0016	0.003	-0.003	0.004	355.57	-0.011
N-5	2007	7715712.7567	477088.9942	740.4310	0.0006	0.0004	0.0014	0.001	-0.005	0.005	309.22	-0.014
N-5	2008	7715712.7620	477088.9930	740.4295	0.0005	0.0004	0.0012	0.006	-0.006	0.008	350.00	-0.016
N-5	2009	7715712.7609	477088.9949	740.4305	0.0004	0.0004	0.0012	0.005	-0.004	0.006	355.64	-0.014
N-5	2013	7715712.7605	477088.9982	740.4218	0.0005	0.0005	0.0014	0.004	-0.011	0.012	325.13	-0.023

Figur 46: Koordinatresultat for punkt N-5 på Nordnesfjellet 2003-13. Tabellen viser fastlagde koordinatar med standardavvik og endringar i høve til 2003-målinga som endring i nord (dN), aust (dE) avstand og retning i planet og endring i høgd (dH). Modisert frå Eiken (2013).

4.5.1.4. Lidar skanning

Ut frå punktskya frå 2007 er det gjort ei diskontinuitetanalyse. Denne viser strøk og fall på dei målte overflatene, og resultatet kan sjåast i figur 47 (Carrea et al., 2010). Det er identifisert fem hovudsett av diskontinuitetar. Tre av setta har bratte fall på 70-80 grader og er orienterte NØ-SV, NV-SØ og E-V. Dei to andre setta har betrakteleg lågare fall på 22 og 29 grader og er orienterte NV-SØ og NØ-SV. Dei sistnemnte diskontinuitetane blir betrakta som hovudfoliasjonen og det blir konkludert med at fallretninga er gunstig for utgliding, men at vinkelen er under den teoretiske friksjonsvinkelen (Carrea et al., 2010). Målingane er tekne på toppen av det ustabile feltet og om vinkelen blir større med djupet kan det bli eit effektivt glideplan. Hovudtrendane stemmer med dei strukturelle målingane funne i felt. Det som skil seg er at fallet på S1 og J1 er brattare i resultata frå lidarskanning enn frå feltmålingar.

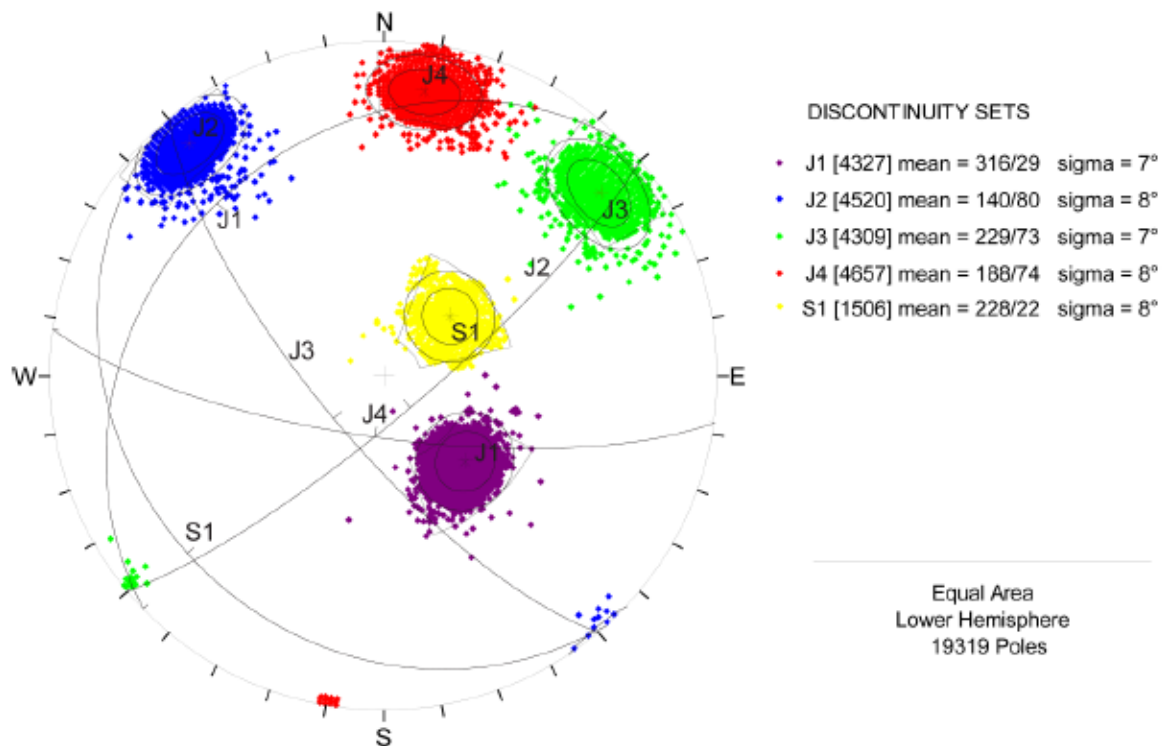


Figure 5: Stereoplot of the main surfaces of discontinuity for Nordnesfjellet instability. The circles represent the ± 1 -sigma and 2-sigma dispersion.

Figur 47: Stereoplot som viser hovudplana for diskontinuitet, (Carrea et al., 2010)

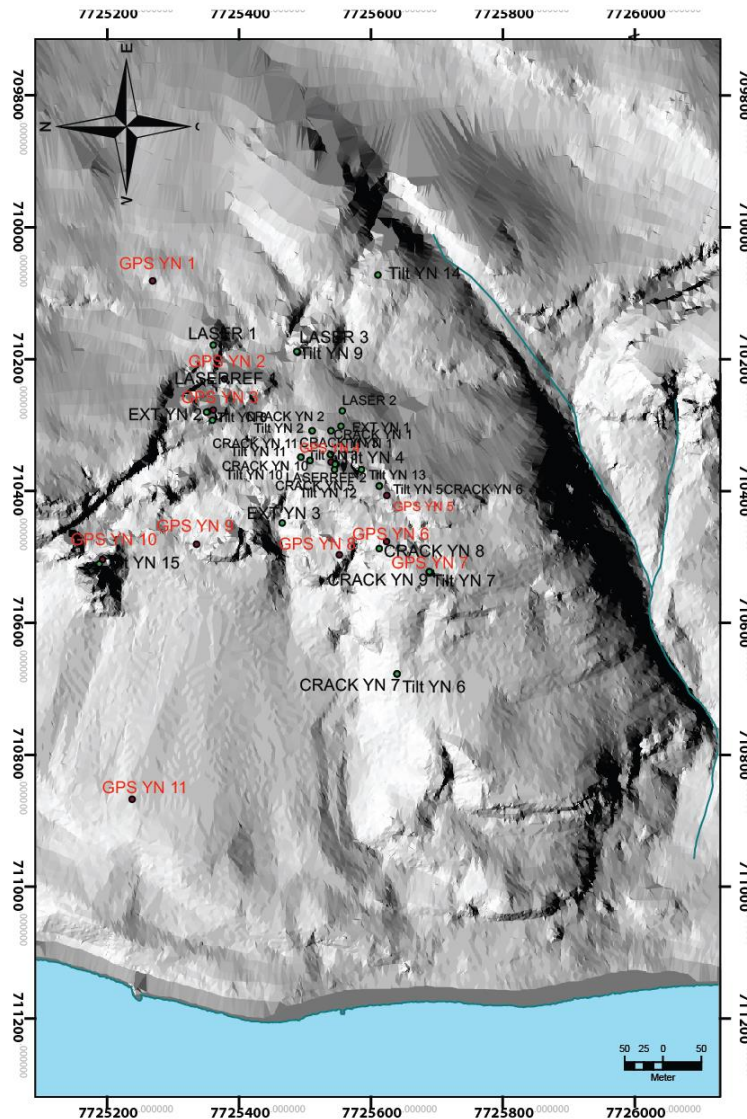
Enkelt bileter frå dei tre åra er òg brukt til å analysere rørsler og bilete teke i 2007 er brukt som referanse. Samanlikninga avdekkar to områder med signifikant rørsle og dette er ei 6.5 cm forflytting på ei stor blokk i vestlege delar av delområde F, og det andre er ein 5cm vertikal setnad langs eit brattare NØ-SV orientert plan som fell mot NV i øvst i delområde G.

4.5.2. Kontinuerlege målingar

Resultata frå dei kontinuerlege målingane er henta frå NNFO sitt interne dataprogram (nnfo.net/responsive og nnfo.net). Tala er presentert for å gje eit generelt innblikk i dei registrerte rørsleane, og det er ikkje tatt hensyn til konfidensintervall då det ikkje har særskildt stor påverknad. For statistiske analyser av lasermålingar og crackmetermålingar, sjå (Nordvik et al., 2010). Då målingane ikkje viser ein lineær trend men sesongmessige variasjonar, er årssnitt utrekna frå snittmålingar for same dato kvart år og ikkje totalrørsle registrert sidan målingane starta. Datoen valt er i februar då det generelt er lite rørsler, men enkelthendingar som påverke resultata kan opptre. Der målingane er for korte til å gje

resultat med bruk av desse datoane, har andre datoar blitt valt. Dette vil sjølvstakt ikkje vere nøyaktige resultat, men burde likevel gje ei god oversikt.

Plasseringa av dei ulike instrumenta kan sjåast på figur 48 for Jettan.



Figur 48: Plassering av måleutstyr på Jettan. GPSar står i rødt, elles er det laserar, crackmeter og tiltmeter

4.5.2.1. GPS

GPS-data er henta frå NNFO si overvaking av fjellet, og analyse av rørsle er basert på målingane som registrerar posisjon to gongar i døgnet grunna nøyaktigheita. Det er sett på både horisontal og vertikal rørsle, samt retning frå kompasset. Ein GPS er plassert i det antatt stabile området, og viser heller ingen rørsle. Dei andre er plasserte i det aktive parti.

Data frå installasjon fram til 16.10.13 er grunnlaget for analysen, og snitt-rørsler er berekna frå same dato kvart år (19.02) for å eliminere differensiert rørsle grunna sesongvariasjonar.

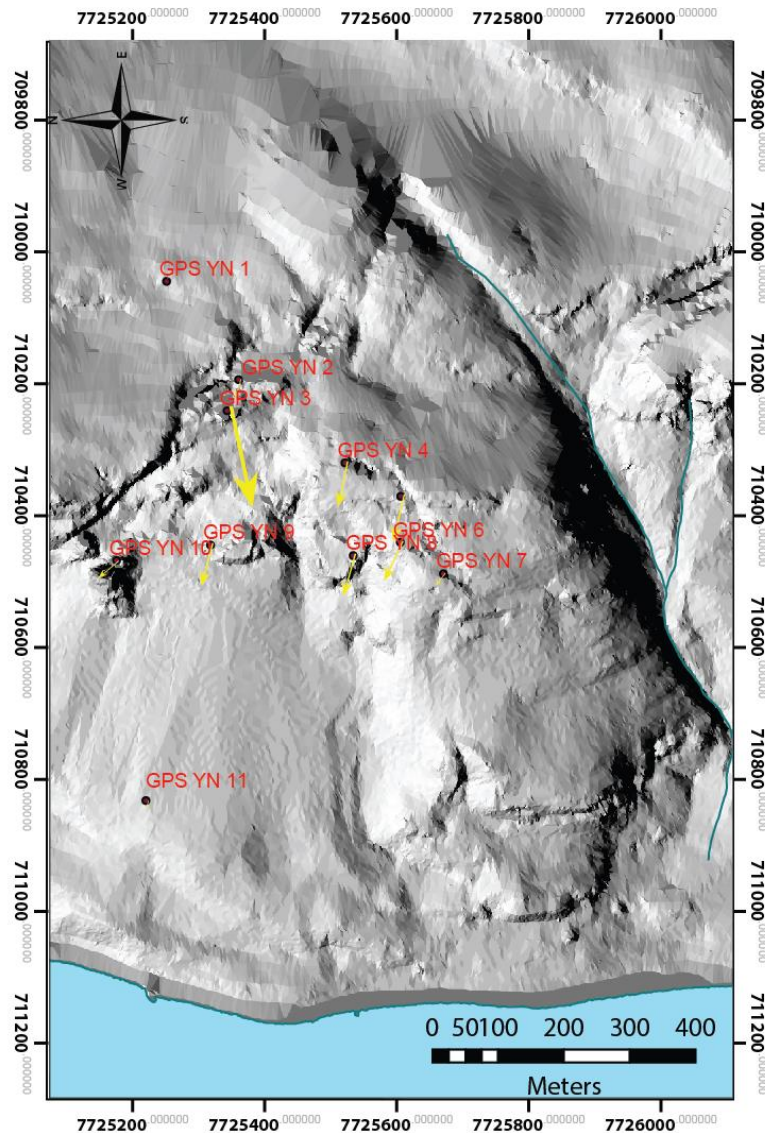
GPS	N/S forflytting	Ø/V forflytting	H forflytting	N/S akselerasjon	Ø/V akselerasjon	H akselerasjon	Retning
	mm/år	mm/år	mm/år	mm/år ²	mm/år ²	mm/år ²	grader
GPS 1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0
GPS 2	2.40	-8.22	-5.26	-0.14	-2.16	-3.27	273
GPS 3	-7.24	-40.84	-17.74	-0.72	-5.84	-5.49	260
GPS 4	3.44	-16.48	-14.11	-0.55	-3.67	-3.04	275
GPS 5	2.82	-14.69	-18.90	-0.11	-4.04	0.57	275
GPS 6	4.79	-11.47	-16.01	-0.53	-4.35	4.69	280
GPS 7	3.73	-3.20	-8.53	0.02	-2.94	5.78	275
GPS 8	5.45	-14.29	-7.85	-2.59	-2.46	5.79	280
GPS 9	6.08	-11.15	-12.63	-3.18	-3.20	6.69	280
GPS 10	3.45	-2.73	-1.71	0.54	-0.74	-0.14	270
GPS 11	0.07	-0.40	-3.59	-0.27	-1.77	-0.69	270

Figur 49: GPS-rørsler. Desse er basert på målingar frå samme dato kvart år og viser årleg snittrørsle i N/S, Ø/V og vertikalplan. For forflytting er positive verdiar i N/S mot nord, positive verdiar i Ø/V plan er mot øst og positive verdiar i vertikalakse er heving.

Rørsla som er registrert viser at GPSane flyttar seg med ulik fart. Dette kan sjåast i tabell (figur 49) som viser den årlege snittrørsla og akslerasjon for alle GPSane frå 19.02.2010 - 19.02.13 utanom GPS 11 som starta å måle seinare. I N/S plan er positive verdiar rørsl mot S, i E/V er negative verdiar rørsl mot vest og negativ verdiar i høgde betyr setnad. Kompassa viser ein lineærtrend, og ut i frå dette er retninga på rørsla lest av. Vektorar utarbeidde av NNFO kan sjåast i figur 50.

Den største rørsla er ved GPS 3. Den viser rørsl på 41mm/år mot vest, 7mm/år mot sør, og har ein setnad på 18mm/år. Denne skil seg òg ut som den einaste som viser rørsl mot sør. Dei andre GPSane viser rørsl på størrelleksordnar under 19 mm/år, og alle beveger seg nedover mot vest.

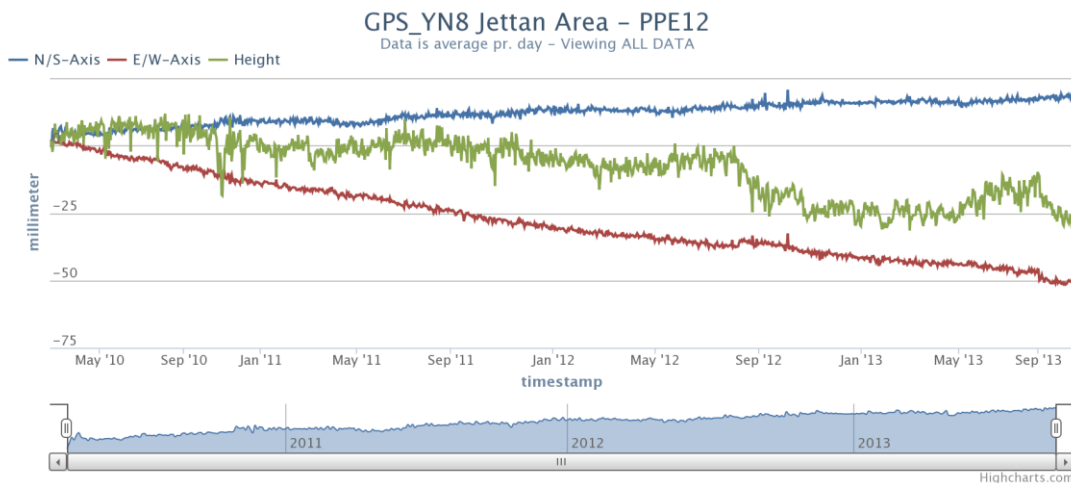
Om ein ser variasjonar mellom dei ulike åra viser dette at storleiken på forflyttinga er ganske lik frå år til år. GPS 7 og GPS 10 beveger seg raskare i N/S-plan, og GPS 10 flyttar seg raskare i Ø-V-plan. I vertikalplan er det ein akslerasjon i setninga for GPS 5 til GPS 10 mellom 19.02.2010 -19.02.2013.



Figur 50: GPS-rørsle i form av vektor, utarbeidd av NNFO (2012).

I dei ulike åra er det sesongvariasjonar. Den horisontale forflyttinga aukar generelt kring mai kvart år. Den startar då raskt og avtek gradvis utover hausten fram til vinteren, då den går saktare eller stoppar opp. Det finns unntak, til dømes med GPS 4, som viser teikn til akslerasjon på hausten etter lite rørsle på sommaren. Den horisontale rørsle er generelt størst på dei øvre GPSane, og det er størst vertikal rørsle på dei nedre GPSane. Den vertikale akselen viser i motsetnad av den horisontale akselen ein akslerasjon på seinsommaren eller hausten, som varar til ut på vinteren. Det er generelt setnad året igjennom. Sesongen 2012/2013 skil seg ut i forhold til dei føregåande åra med meir markant rørsle ved GPS 4-GPS11. På spesifikke datoar i byrjinga av august viser desse GPSane ein plutselig akslerasjon, som varer fram til november, då rørsle meir eller mindre

stoppar opp. Det er lite rørsle fram til mai, då GPSane viser ei heving fram til ny akslerasjon på spesifikke datoar også i 2013. Døme på forflytting gjennom den målte perioda kan sjåast på figur 51. GPS 11 som ikkje viser horisontal rørsle har også den same trenden i vertikalkomponent.



Figur 51: Forflytting av GPS 8 frå vår 2010-haust 2013 som viser sesongmessige variasjonar (nnfo.net/responsive). Legg merke til plutselige endringar i vertikalakse (grøn), haust 2012.

4.5.2.2. Crackmeter

Analyser av crackmeterer basert på målingar frå overvakinga til NNFO. Dei første målingane starta i slutten av november 2007 så resultatane er baserte på data for nesten 6 år. Crackmeter 11 blei montert 11. desember 2012 og har enno ikkje gått gjennom ein årssyklus, og er difor ikkje angjeve i talverdiar. Utrekningane er basert på årleg variasjon frå 19.02. kvart år. Negative verdiar tydar at avstanden mellom monteringspunktane minkar og crackmetera har ein snittkompresjon, medan positive verdiar betyr at avstanden aukar og ekstensjon. Desse er presentert i ein tabell (figur 52).

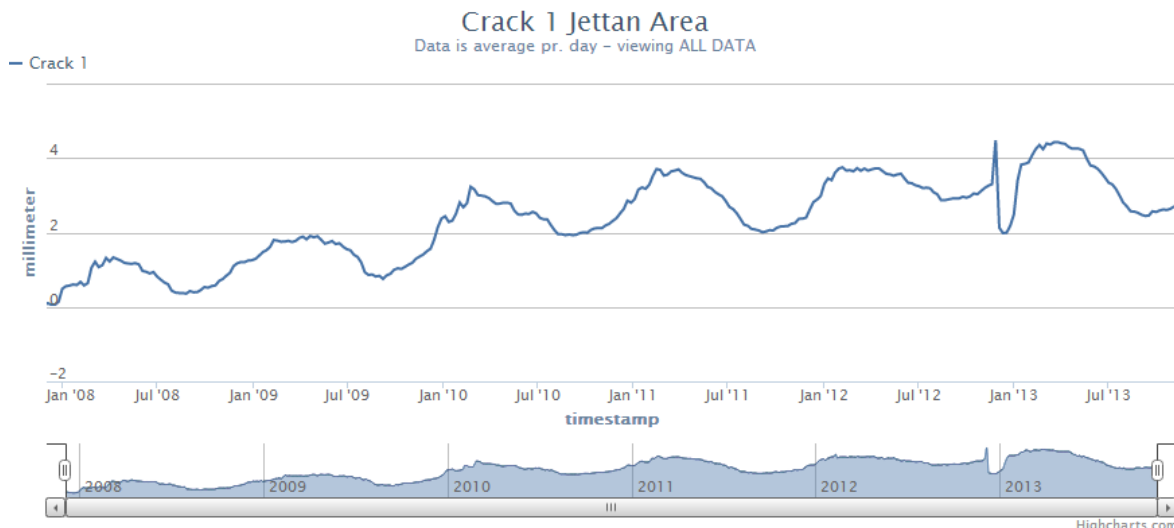
Crackmeter	Snitt forflytting	Snitt akslerasjon
	mm/år	mm/år ²
Crack1	0.76	-0.12
Crack2	-0.74	-0.21
Crack3	6.17	-0.30
Crack4	0.59	-0.04
Crack5	-0.03	-0.04
Crack6	1.65	-0.24
Crack7	1.02	-0.22
Crack8	-0.37	0.05
Crack9	-4.91	n/A
Crack10	3.02	-0.45

Figur 52: Årleg snittforflytting og akslerasjon for crackmetra. Data er teken frå nfo.net/responsive.

Totalrørsla til crackmetra viser i snitt ein ekstensjon for crackmeter 1, 3, 4, 6, 7 og 10, der den høgaste verdien er 6mm/år. Crackmeter 2, 5, 8 og 9 viser ein kompresjon, men for crackmeter dreier det seg om 0.03 mm og er difor lite vesentleg. Av dei sistnemnte har alle vore flytta, til reparasjon eller utvida. Verdiane er noko misvisande for crackmeter 9 grunna ei anormal hending i den avleste periode på våren 2013, og eit meir reelt tall utanfor denne perioden er 1.7 mm/år. Rørslene er relativt konstante frå år til år, med ein liten tendens til å avta for samlege crackmeter med unntak av crackmeter 8.

Crackmetra viser ein sesongmessig variasjon, og rørslene består av både ei ekstensjonsfase, ei kompaksjonsfase og/eller ei fase utan særleg rørsle, sjå døme figur 53. Frå seinsommaren kvart år startar ekstensjonsfasa som varar til litt ut på vinteren. Då stoppar rørsla opp eller ein får ei kompresjonsfase som varer fram til ekstensjonen på seinsommaren. For dei crackmetra som viser alle dei tre fasane er ekstensjonen som nemnt frå seinsommar til tidleg vinter, stillestand fram til mai då kompresjonsfasa startar. Om crackmetra viser ein kumulert ekstensjon eller kompresjon er avhengig til storleiken av rørsla i dei ulikefasane, samt lengda av fasane.

Samanlikningar mellom den målte forflyttinga og temperaturmålaren på crackmetra viser ein god korrelasjon mellom temperatur og rørsler. Ut i frå samanlikningar på veksebasis ser ein at temperaturen og rørslene er omvendt proporsjonale. Det blir mindre avstand, altså ein kompresjon, når temperaturen stig.



Figur 53: Sesongmessige variasjonar for crackmeter 1, Jettan (nnfo.net/responsive, 2013)

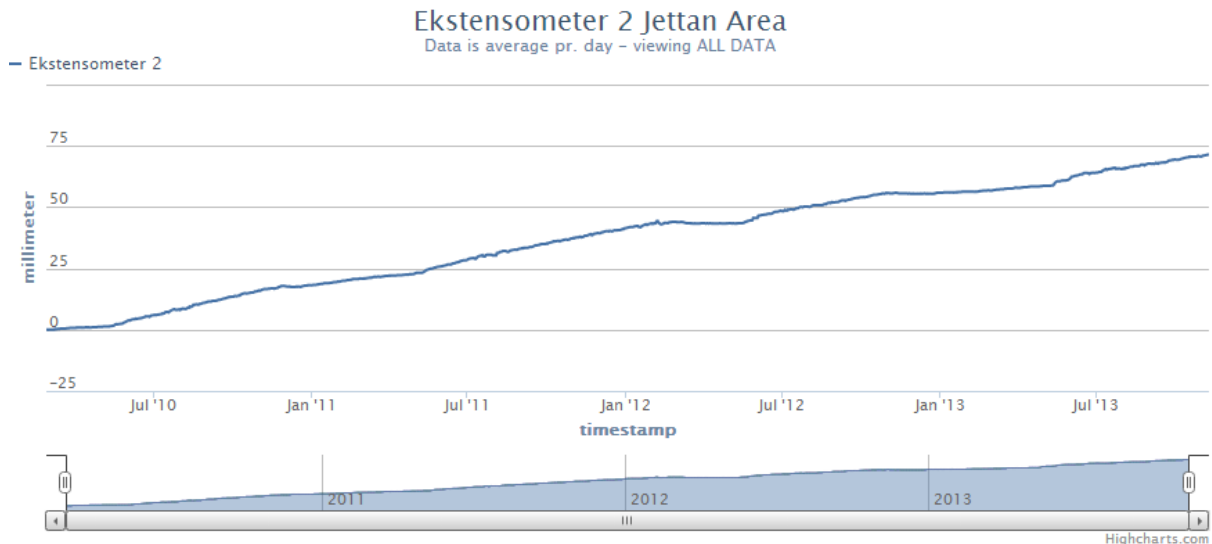
4.5.2.3. Ekstensometer

Ekstensometer 1 og 2 har gjort målingar sidan 26.02.2010, medan ekstensometer 3 tok den fyrste målinga 26.08.2011. Resultata viser ulik storleik av rørsla (figur 54). Ekstensometer 1 beveger seg i snitt 3 mm/år, ekstensometer 3 beveger seg 19 mm/år og ekstensometer 3 viser beskjedne 1mm/år. Ekstensometer 1 har ikkje vist noko auka fart sidan målingane starta, og ekstensometer 1 har avteke mykje, medan ekstensometer 3 har auka litt.

Instrument	Snitt rørsla pr år	Akslerasjon
	mm/år	mm/år ²
Ekstensometer 1	3.14	-0.59
Ekstensometer 2	18.94	-4.05
Ekstensometer 3	1.07	0.68

Figur 54: Årleg snittrørsla og akslerasjon for ekstensometera på Jettan.

Ekstensometera viser sesongmessige variasjonar. Dette føregår i tre fasar med ekstensjon frå seinsommar. Denne vedvarar til tidleg vinter eller til våren då det kan vere ei fase med stillestand før det blir ein kompresjon. Denne varer til seinsommaren når ekstensjonen startar igjen. Ekstensometer to skil seg frå dei andre med at det ikkje har ei kompresjonsfase, sjå figur 55.



Figur 55: Rørslene til ekstensometer 2 sidan installasjon (nnfo.net/responsive, 2013)

4.5.2.4. Tiltmeter

Tiltmetera har det vore problem med, og der er usikkert om resultatane er reelle (Blikra, personleg meddeling). Tiltmeter 3, 5, 7 og 8 viser gode data og difor er det berre dei som er fokusert på her. Resultata frå alle kan sjåast i figur 56.

Desse viser i hovudsak at i delområde E blir vinkelen større inn mot fjellsida i akse A som er vinkelrett til den monterte flata og parallelt til bergflata tippar det mot V-NV. Rørsla blir berre sett i to plan slik at den faktiske rørslevektoren kan vere mellom dette. Kompassa viser også ei V til NVleg rørsl for desse.

Tiltmeter 8 er i delområde F, og montert på den store blokka lengst vest i feltet som ligg over ein skrent. Denne viser i motsetnad til tiltmetera i delområde E at bergflata beveger seg ut mot fjorden med 0.7 mm/m i året i VNV-ØSØleg plan. Samstundes tippar bergveggen mot SØ med 0.15 mm/m i året i B-aksen.

Ut i frå kompassa på instrumenta ser det ut til at rørsla går i spiralar og retninga varierer over tid.

Tiltmeter	Retning montert	himmelretning	A-snitt	B-snitt	Akslerasjon
	grader	himmelretning	mm/m	mm/m	mm/m/år ²
Tilt 1	259	W	0.0220	0.0540	-0.0325
Tilt 2	338	NNV	0.1960	0.0820	-0.0725
Tilt 3	346	N	0.3000	-1.4640	0.1625
Tilt 4	273	W	0.1425	0.1025	-0.1200
Tilt 5	56	NØ-SV	-0.1680	-0.1480	0.0250
Tilt 6	296	WNW	0.5060	0.0140	-0.3025
Tilt 7	103	Ø	0.0425	-0.1075	-0.0833
Tilt 8	287	WNW	0.6925	0.1475	0.0033
Tilt 9	289	WNW	0.0350	0.0400	-0.0433
Tilt 10	350	N			
Tilt 11	118	ESE	-0.0425	0.2600	-1.2667
Tilt 12	93	E	0.6675	0.0425	-0.1767
Tilt 13	126	ESE	0.5150	1.2425	0.9500
Tilt 14	124	ESE	0.3700	-0.3900	0.9400
Tilt 15	267	V	1.1767	0.6100	-1.7850

Figur 56: Snittleg årleg rørsle og akslerasjon i A- og B- plan for tiltmetra.

4.5.2.5. Laser

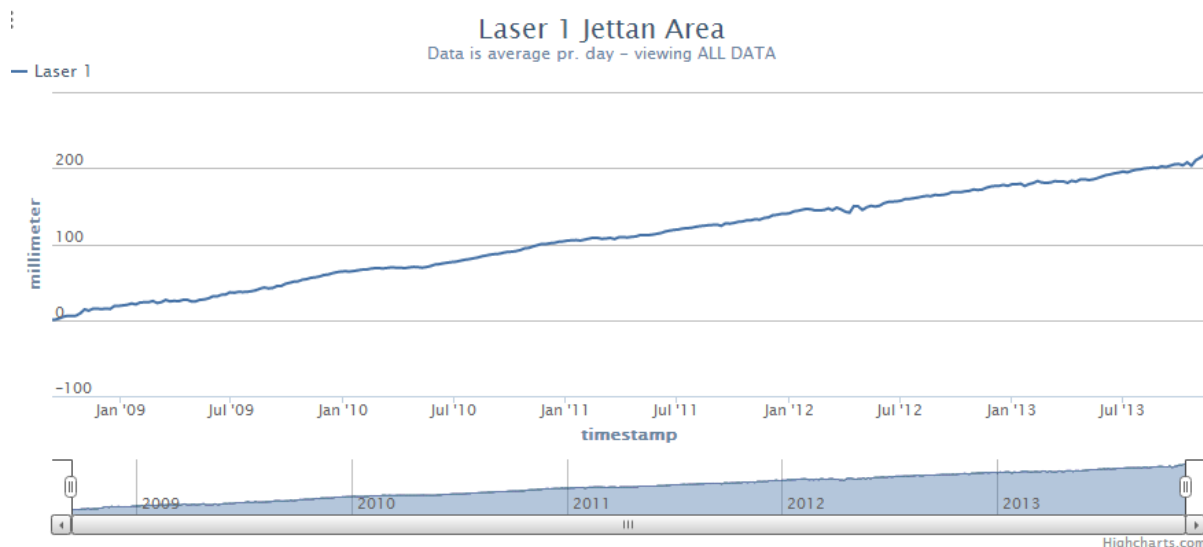
Lasermålingane viser generelt auka avstand mellom sender/mottakar og reflektor (figur 57). Avstanden har auka mest for laser 1 med ei årleg snittflytting på 41mm/år. Laser 2_1 viste ei årleg auke i avstand på 4 mm/år fram til august 2012, då laser 3 blei montert på fundamentet til reflektoren. Den sistnemnte har sidan då vist ei årleg rørsle på 5mm. Laser 2 har vist ei årleg snittrørsle på om lag 17 mm/år men våren 2013 var dette mykjemindre, noko som har vist seg å skyldast rørsle av sjølve fundamentet, og difor har sjølve laseren har blitt flytta.

Instrument	Årlig snittrørsle
	mm/år
Laser 1	40.5
Laser 2_1	4.2
Laser 2_2	16.5
Laser 3	5

Figur 57: årleg snittrørsle for laserane.

Også laserane viser sesongmessige variasjonar (figur 58). Laser 1 viser lite rørsle frå litt ut på vinteren (februar/mars) fram til raskare ekstensjon i mai og avtek gradvis utover

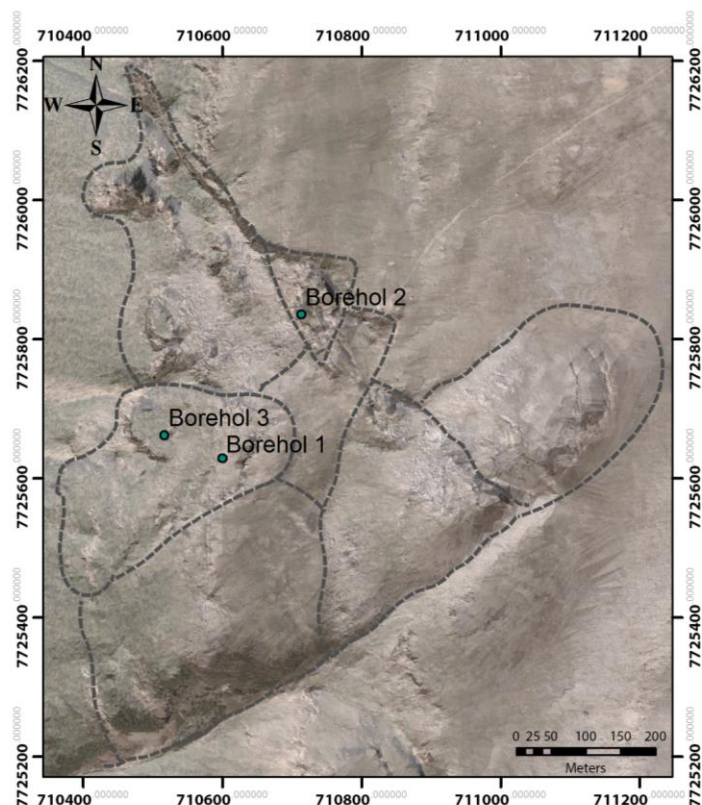
hausten og det er lite rørsle fram til neste ekstensjon. I løp av siste året har laser 2 vist to markante hopp, der avstanden til reflektoren har minka. Det eine var i februar medan det andre var i mai. Utover sommaren blei avstanden større att fram til juni og elles er det berre ein liten auking i avstanden. Laser 3 viser ein jamn ekstensjon fram til mars der det er lite bevegelse fram til april. Då er det ei rask redusering i avstanden. Etter dette held avstanden seg stort sett konstant fram til september når avstanden aukar.



Figur 58: Rørsle av laser 1 sidan slutten av 2008, (nnfo.net/responsive, 2013)

4.6. Borehol

Det er bora tre borehull på Jettan. Det fyrste boreholet blei bora sommar/haust 2012, medan dei to andre er bora sommar og haust 2013. Det første boreholet er logga av Ganerød(2013), resultat og samanstilling av televieverdata er gjort av Elvebakk (2013) og resultat frå instrumentering av temperatur- og rørslesensorar er gjeve av NNFO. Det andre boreholet er logga av Nystad (2013) og ein mellombels geologisk logg er framstilt frå denne saman med televieverdata frå NNFO. Boringa av borehol 3 blei avslutta i oktober 2013, og resultatata er berre basert på bileter frå televiever gjort til skaffe av NNFO. Plassering av borehola kan sjåast i figur 59.



Figur 59: Lokalisasjon av borehol på Jettan

4.6.1. Borehol 1

Borehol 1 er lokalisert nedanfor den store sprekk i delområde E (Elvebakk, 2013). Boreholet er 200 m langt, vertikalt, tørt og har ein diameter på 98 mm. Resultat frå både logging, televierer og rørsle sensorar er samanstillt i figur 60.

Dei øvste 42 meterane består av banda granatglimmerskifer og frå 42-53m er det marmor med lag av skifer. Under dette er det skifer(slate) med lag av marmor ned til 124m, og den resterande delen består av marmor med lag av skifer(slate) Overgangen mellom bergartane er gradvis og tolka som metasedimentære bergartar utsette for middels grad av metamorfose (Ganerød, 2013).

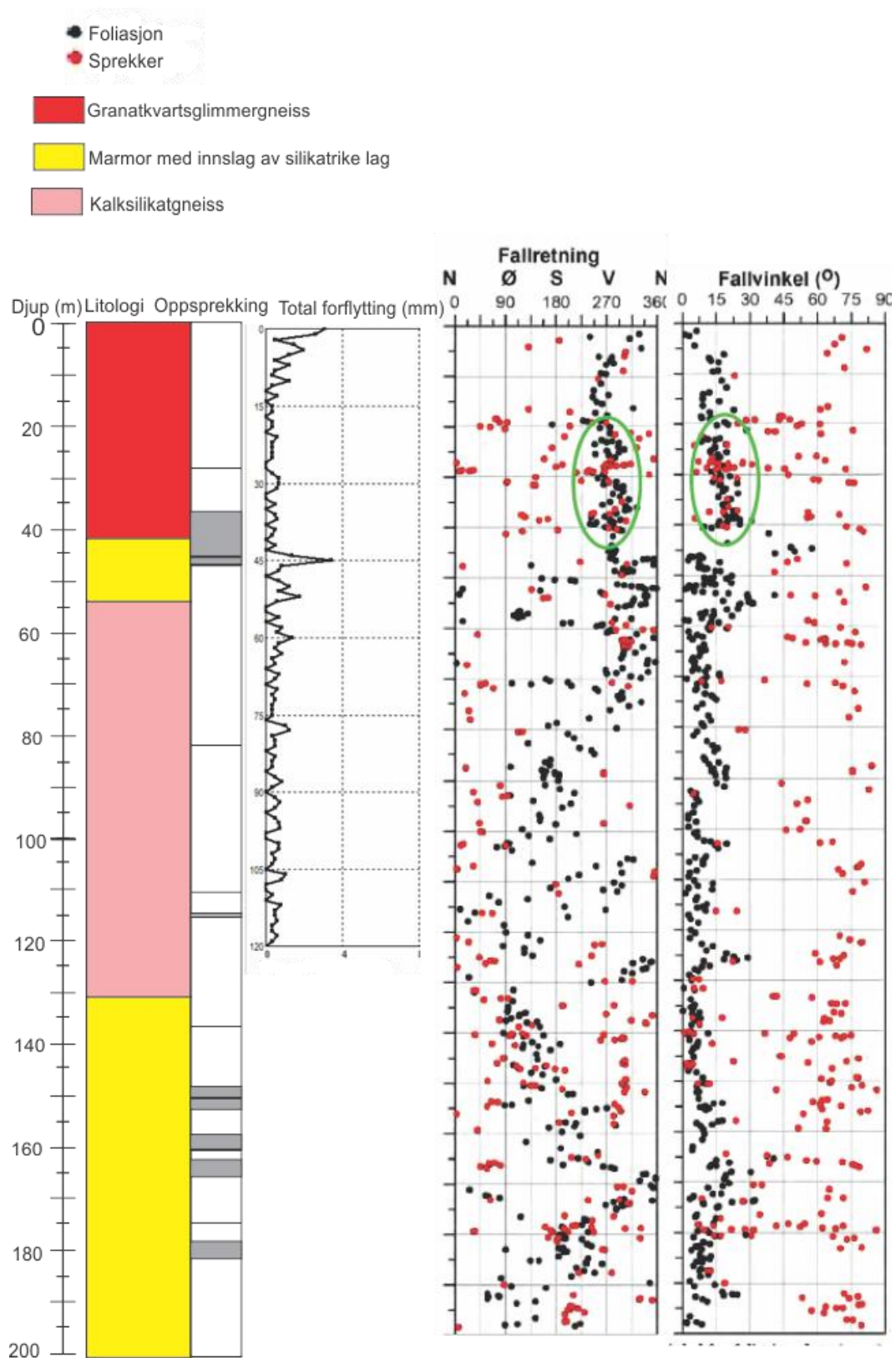
Foliasjonen varierer i boreholet. Dei øvste 40 meterane viser svakt fall mot fjorden på 10-20 grader. Mellom 41 og 47m aukar foliasjonen opp mot 60grader, og varierer noko ned til 60 meters djup både med tanke på fallretning og vinkel (Elvebakk, 2013). Frå 60m og ned er fallvinkelen under 15 grader og fallretninga varierer mykje. Det kan og observerast eit

brattare fall mot nord på 45 m, eit fall på opptil 30 grader mot vest og nord på 125m, og opptil 40 grader fall mot vest og nord på 170m.

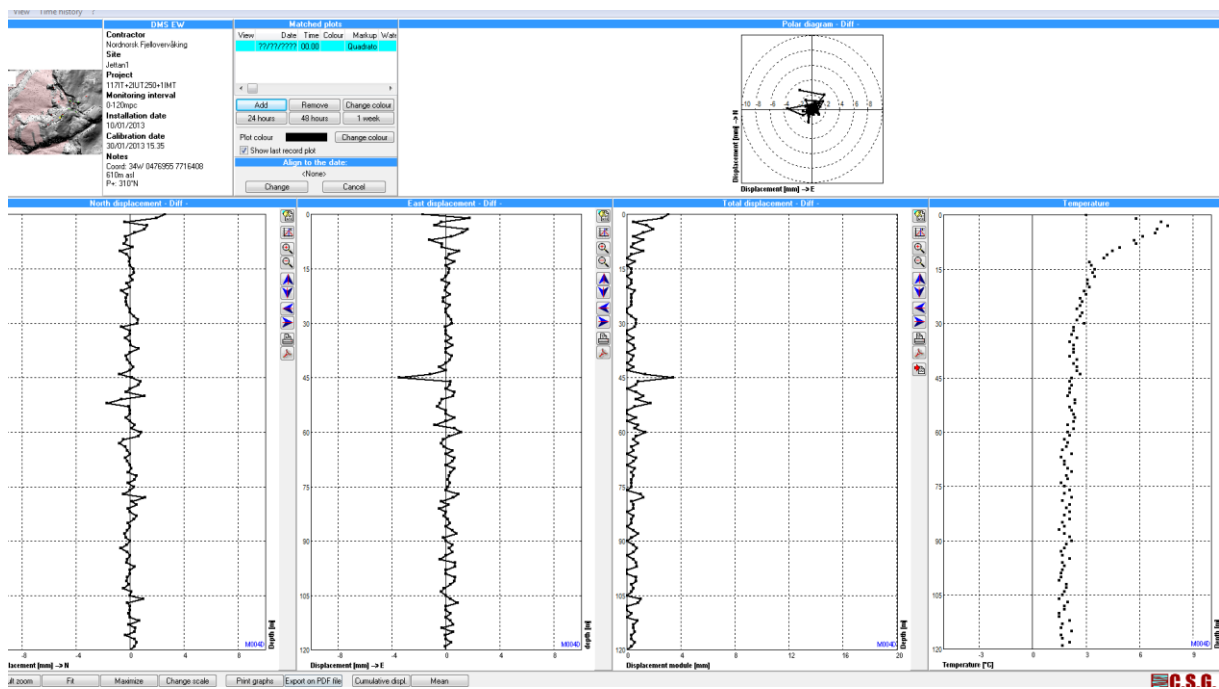
Boreholet viser fleire soner med oppsprukke fjell. Hovudoppknusingssona er på ca. 37.3 m til 46 m. Her er det sterkt oppknust og stadvis holrom, moglegens leire mellom 37.3 og 42m og karbonatbreksje med klastar av glimmerskifer (Elvebakk, 2013; Ganerød, 2013). Her er det også peika på to spesielt store sprekker. Ei er på 44.9-45.5 m og har eit fall på 42 grader mot NNØ og ei er på 45.8-45.9 m med 40 graders fall mot NV (Elvebakk, 2013). Dette er samanfallande med området der det er registrert mest rørsle etter eitt år med registreringar. Det er også fleire soner med oppknuste bergartar mellom 148-181m, og det er moglegens leirlag i ei oppknusingsone på 148.5-152m (Ganerød, 2013). I intervallet mellom 140 m og 158 m peikar Elvebakk (2013) på at det finns fleire opne sprekker og auka sprekkfrekvens er det fleire stadar i boreholet. Fallretninga og fallvinkelen på sprekkene varierer mykje under 40 m men fallet blir generelt brattare (45-90grader) under 100 m (Elvebakk, 2013). Foliassjonsparallelle sprekker med fall mot fjorden opptre mellom 25 m og 40 m og foliasjon og sprekkeretning fell saman på 130 m -150 m og 180 m, men generelt er det liten samanheng under 40 m (Elvebakk, 2013). Tilsaman er det fleire ulike strøk og fall på sprekker men nokre hovudtrendar kan observerast. Ut i frå stereonett er dette ein N-S orientert trend med svakt fall på 12-27, ein NØ-SV trend på 62-73 grader, ein VNV-ØSØ trend på 55 grader og ein V-E trend med fall på 70-80grader (Elvebakk, 2013).

Rørslesensorar og temperatursensorar i boreholet starta målingane 10.01.2013 og resultatane er lest av 14.10.13 (sjå figur 61). Rørsle i nord-sør plan, aust-vest plan, total forflytting og temperatur er registrert. I nord-sør plan er det i løp av denne perioden registrert rørsle på opptil 3 mm i dei øvste 10 meterane, ca. 2 mm rørsle mot sør på ca. 52 m. Elles er det små svingingar mellom nord og sør, men det er nordleg rørsle på 1-1.5 mm på 78 m og 105 m. I aust-vest plan er det størst rørsle i dei øvste 10 meterane der det vekslar mellom å bevege seg mellom nord og sør der storleiken minkar med djupet. Det er også stort vestleg rørsle på 45 m med nesten 4 mm. Totalt sett er det størst rørsle i dei øvste 15 meterane og rundt 45m. Mindre rørsler ser ein på 80 og 150m. Temperaturen er frå 14.10.13, og denne er positiv med ein avtakande gradient mot djupnaden. Den er meir eller mindre konstant på

2 grader frå botnen og opptil 30m då den aukarekspensielt opptil 7 grader på 5m. I dei øvste meterane avtek temperaturen.

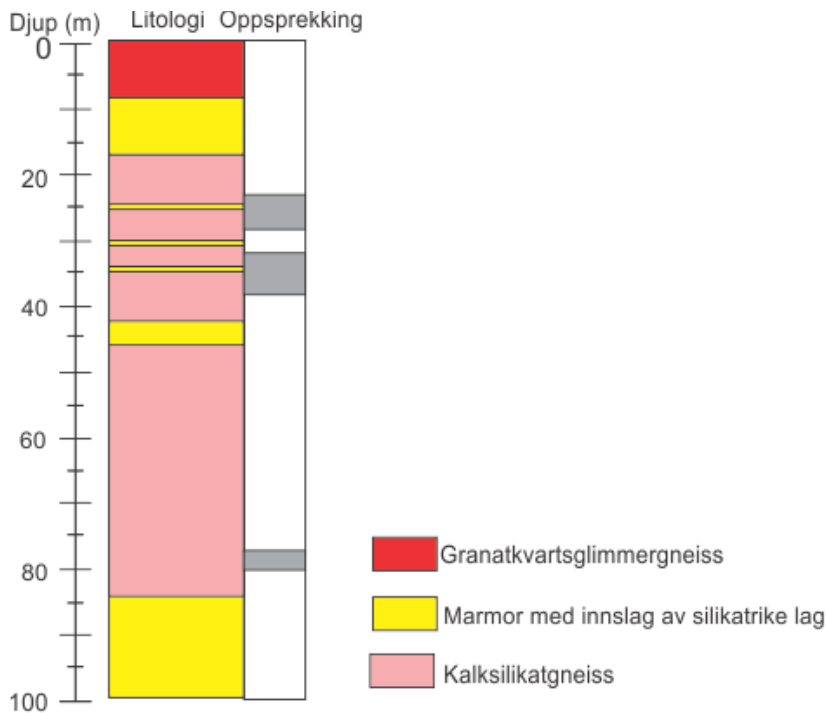


Figur 60: Geologisk logg modifisert frå Gonerud (2013), total forflytting (NNFO), fallretning og vinkel på foliasjon og sprekker (Elvebakk, 2012).



Figur 61: Registrerte rørser iav sensorar i boreholet. Dette er I Ø-V plan, N-S-plan, totalrørsle og temperatur (NNFO, 2013)

4.6.2. Borehol 3



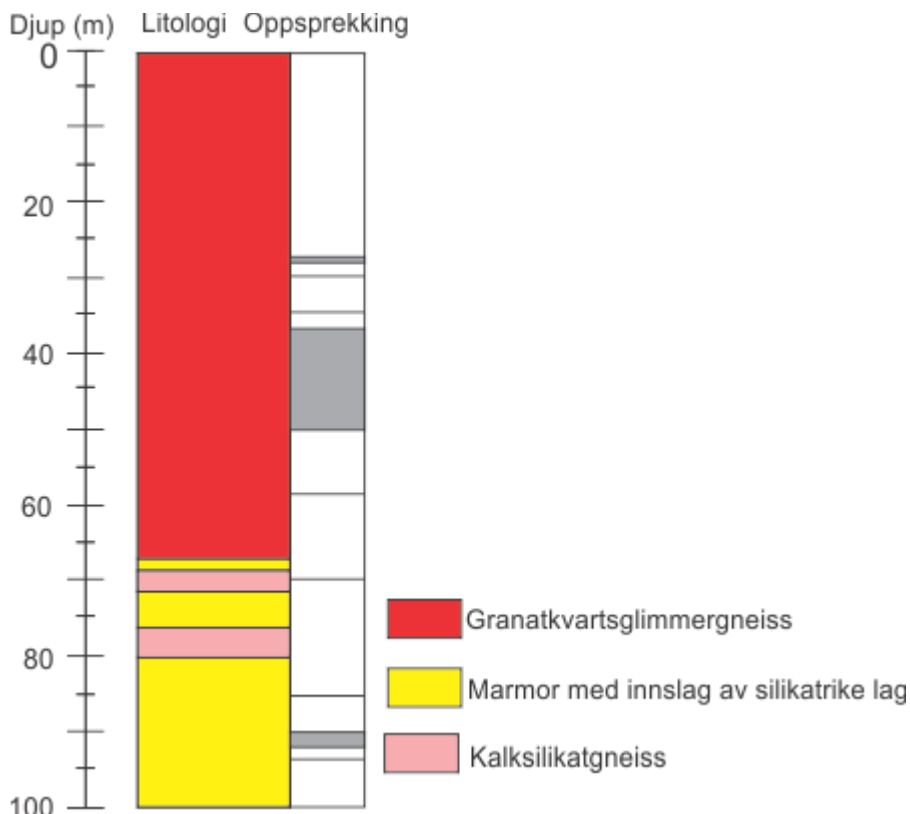
Figur 62: Litologi og oppsprekking frå borehol 3. Basert på Nystad (in prep) og televiever data (NNFO).

Borehol 3 er lokalisert på ei terrasse i nedre delar av delområdet E på 520 moh. Dette er vertikalt, 101 m djupt og har ein diameter på 98 mm. Etter boring var det eit vasspegel på 91 m, men det er ukjent om dette er grunnvasspegelen eller vatn frå boring som har blitt liggjande (NNFO, 2013).

Frå studie av televiwer data er det hovudsakleg granatkvartsglimmergneis frå 0-8,5 m, marmor med innslag av granatkvartsglimmergneis mellom 8,5 m og 17,5 m, før det hovudsakleg er granatkvartstglimmergneis med band av kalkrikelag ned til 83 m. På 24 m, mellom 43 m – 45 m og frå 72 m - 74.5 m er det utprega lag av marmor, og det er det også frå 83 m og ned. Overgangen mellom bergartane er altså gradvis med vekslende band av kalk og silikatrike bergartar, sjå figur 62.

Det er òg oppsprekking i enkelte parti, og dei mest markante er mellom 23 m - 28 m, 33 m - 39 m og 77 m - 80 m. Det er middels oppsprekking på 28 m – 33 m og 58 m - 71 m. Partia mellom 39 m – 46 m og 71 m – 77 m er middels til svært oppsprukke og dei resterande partia er lite oppsprukke. Nokre småparti skil seg ut med sterk oppknusing. På 23.4 m er det eit to cm lag med sterk oppknusing sand og siltpariklar er tilstade. Vinkelen er på 10 grader. Ved 29,4 m er det oppknusing og foliasjonen er rundt 30 grader. Ved 36.3 m er det eit svært oppknust parti med sand og silt.

4.6.3. Borehol 2



Figur 63: Logg frå borehol 2, basert på televieverdata (NNFO).

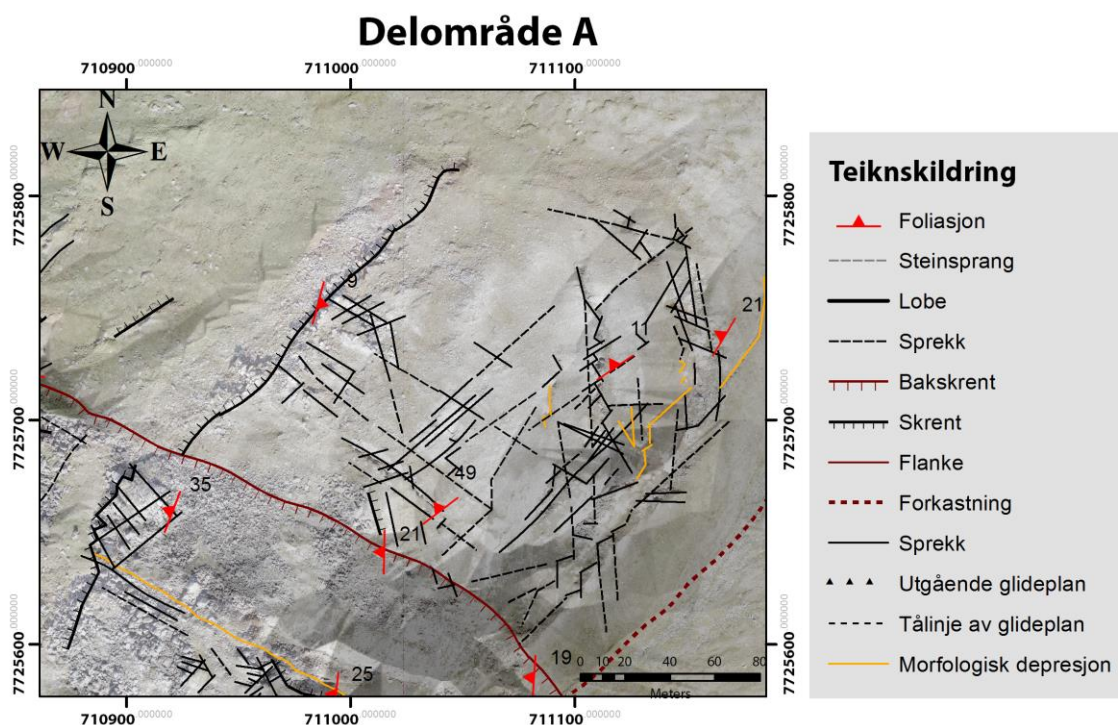
Det siste boreholet ligg oppå den ytste store blokka i delområde F (figur 63). Dette er 100m djupt og ingen arbeid er førebels gjort med desse prøvane, difor er informasjonen her berre basert på bilete tekne med televiever. Boreholet er vertikalt og viser tilsig av vatn. Dette er i fleire soner frå 45 m og ned, moglegens med ein vannspegel på 89 m (NNFO, 2013). Ut i frå televiever bilete er det granatkvartsglimmergneiss ned til 67 m då marmorlag startar å opptre og denne bergarten blir dominerande frå 79 m og nedover, men med banding (figur 62). Det er sterkast oppknust mellom 26.5 m og 27.5 m, frå 36 m til 52 m og mellom 88 m og 91 m, og i desse sonene er det større holrom i dei førstnemnte. I intervallet mellom 72 m og 76 m er det fleire større foliasjonsparallelle sprekkar med opning og oppknuste steinar i marmorlag.

4.7. Oppsummering/skildring område for område

Feltarbeid, tidlegare undersøkingar og periodisk og kontinuerleg overvaking gjev tilsaman mykje informasjon. For å få eit heilskapleg bilete vil karakteristikkar for dei inndelte

delområda bli oppsummerte. Dei vil bli presentert med figurar med lineament, foliasjon og installert overvakingsutstyr.

4.7.1. Delområde A

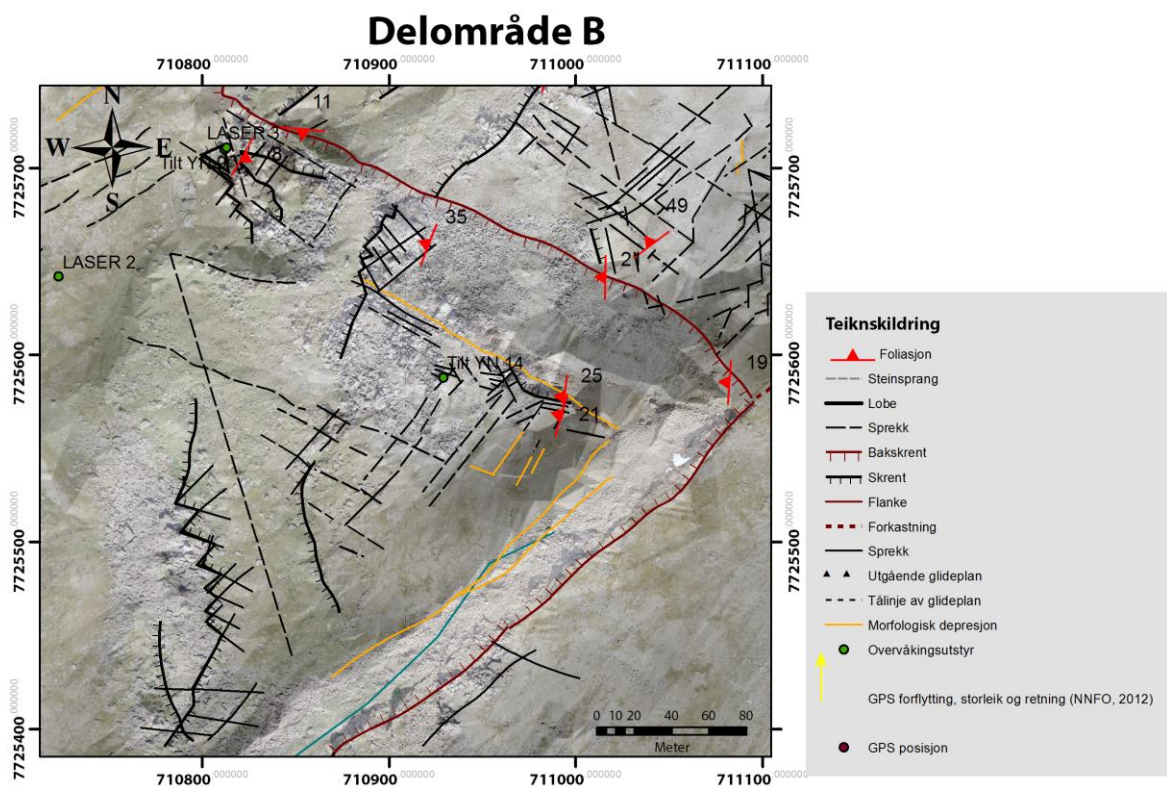


Figur 64: Delområde A med lineament og foliasjonsmålingar

Delområde A, som er det øvste feltet, ligg på mellom 750 m – 800 m høgde (figur 64). Det består i hovudsak av marmor med tremolittkrystallar som ligg som ein dom i topografien med strøk og fall i hovudsak mot NV. Grensa til delområde er i bakkant samanfallande med ei observert bergartsgrensa til granatglimmergneis. På toppen er det store sprekkstrukturar og dei mest perifere er størst. Desse framstår som forsenkingar i terrenget med bergveggar/skrentar på begge sider og blokker eller blokkparti i mellom. Hovudtrenden av desse viser ei avbøying, men ved nøyare augekast er ikkje dette einslege sprekker, men det er gjort opp av fleire sprekketrendar. Desse er ikkje like konsistente i orientering som sprekkene i dei andre områder, og er orienterte frå N-S til V-Ø i tillegg til ein NØ-SV-leg sprekketrend. Strukturane er størst i dei søraustlege delane av feltet og døyr ut mot nordvest. På den bakerste sprekkka, som er den største, er det lite høgdeskilnadar i nordlege delar og breidda er ca. 5 m – 10 m, medan forsenkinga er 4 m djup og 30 m brei på det meste det i sørlige delar. Mellom blokkene/blokkparia i sørlege

delar av forsenkinga er det observert synkelinament. I forkant av forsenkinga er det fleire synkehol og synkelinament, gjerne i eit sikk-sakk mønster. Nokre av dei er vegeterte medan lausmassar kan observerast i andre. I midtre delar av delområdet er det ei rekke sprekkar med opning frå tital cm til ein meter som kryssar kvarandre tilnærma vinkelrett. Desse sprekkene kan vere fleire tital meter djupe og lange og ein kan sjå at foliasjonen blir brattare i djupet. Feltet er i SV avgrensa av eit sprang i topografien med ei skråning på 50 grader, som viser marmorskrentar øvst og talusmateriale i marmor i nedre delar. I NV-lege delar er det solifluksjonslober og jordsig i lausmassar. InSARdata viser ein vestleg horisontal forflyttingskomponent, og det er heving i dei nedre delane av den talusdekka skråninga i vest. Området har elles ikkje noko måleutstyr.

4.7.2. Delområde B



Figur 65: Delområde B med lineament og foliasjonsmålingar.

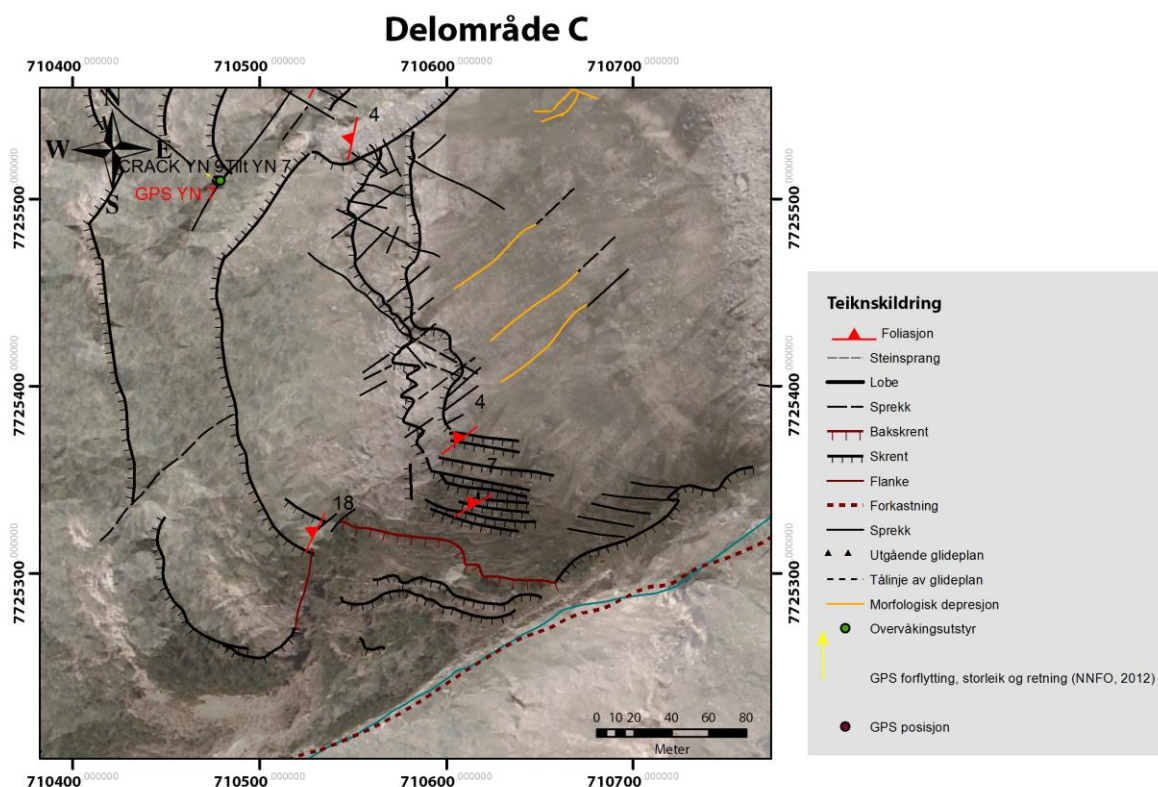
Delområde B (figur 65) er avgrensa av eit sprang i terrenget frå ei forkastinga i SØ og skråninga frå delområdet A i NV. Begge desse har fast berggrunn i øvre delar medan dei nedre delane er dekkja av talusmateriale. Forkastninga er i granatkvartsglimmergneis og

skrenten til felt A er i marmor. Lengst aust der desse møtast er der eit mindre parti av kalksilikatgneisi skråninga. Under begge skråningane er det forsenkingar parallelt med skrentane som kan følgjast nedover fjellsida. I dei flatare øvre delane er det marmor, stadvis med tremolittkrystallar, og bergartsgrensa til granatkvartsglimmergneiss kan antydast under dette. Den sistnemnte bergarten dominerer i resten av feltet, utanom nokre band av kalksilikatgneis, som kan observerast i brattare rette skrentar på tvers av skråninga i midtre delar av området, samt i dei nedre nordlege delane av området. Dei få plassane der foliasjonsmålingar er moglege er det eit svakt fall mot NV unntatt i nedre nordlege del, der det er målt eit svakt fall mot SØ i kalksilikatgneis. Det er fleire større sprekker i området, og desse er i hovudsak orienterte NV-SØ og NØ-SV.

Øvre delar av feltet er relativt flate med ei forhøging i marmor der sprekker er utbredt. Det blir større gradient i terrenget mot vest. Her er det ei skråning med enkeltskrentar orientert N-S, der den mest markante er ein skrent med sikksakktrend i granatglimmergneis. Denne grensar mot delområde C, og har talusmateriale i underkant. I skråninga ligg det marmorblokker i nedre nordlege delar, og elles er det vegetasjonsdekke og solifluksjonsmateriale. Det er to forsenkingar med ei djupnad på 15 m – 20 m i nordlege delar av området som er orientert NV-SØ, og desse har subvertikale fjellveggar på begge sider. Dei avbøygde ryggane som er tolka til å vere ein steinbre ligg i forsenkinga mot forkastinga, og under smeltesesongen renn det ei elv der bakskrentane møtast som forsvinn ned i berggrunnen så snart den når det nedsenka partiet.

InSARdata viser ei stor horisontal forflytting mot vest i aust-vest plan på oppimot 25 mm/år som er størst lengst frå den SØ-lege skrenten. Her er det òg vist ei heving på oppimot 25 mm/år. Av kontinuerleg overvakingsutstyr er det to tiltmeter i området, og det nedre viser at den totale endring av vinkelen er syntetisk til skråninga og det er ein total endring der det blir lågare mot SSØ. Det er veldig små storleikar og det er sesongmessige variasjonar. Den eine laseren er plassert i nedre delar av dette området, men i og med at reflektoren er i eit anna område vil ikkje denne kunne representere rørslene her.

4.7.3. Delområde C



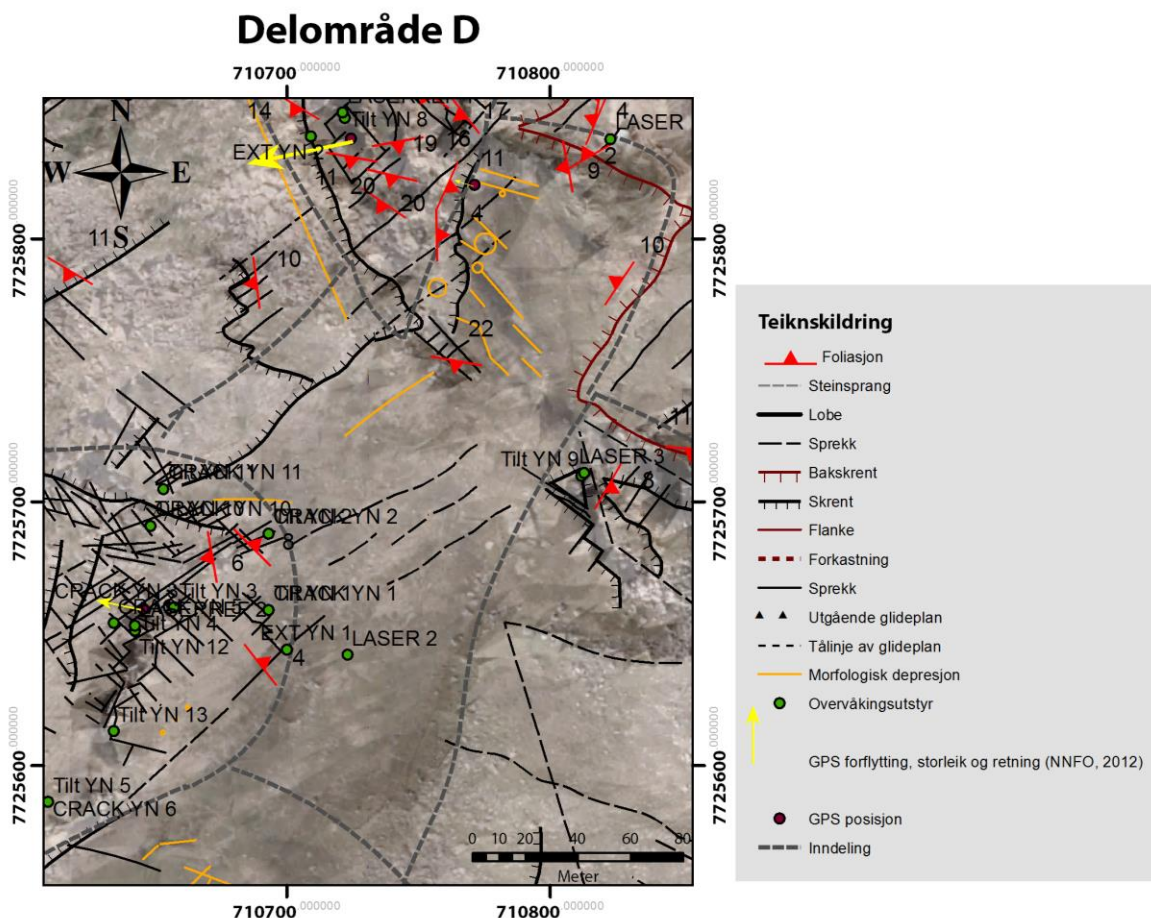
Figur 66: Delområde C med lineament og foliasjonsmålingar.

Delområde C (figur 66) består av ei terrasse og dei underliggjande massane som er ein serie av skrentar og mindre terrassar. Øvre delar består av migmatittisk granatkvartsglimmergneis, medan det nedover fjellsida er vekslande lag av kalksilikatgneis og meir mektige marmorlag. Foliasjonen er orientert NØ-SV og fell svakt mot NV. Sprekkene er i hovudsak orienterte NØ-SV og NV-SØ men nokre har ei meir N-S-leg og VNV-ØSØ-leg retning. På nokre av sprekkene er det observert antydningar av glidestriper på mineraliserte flater.

Den store terrassen ligg på 630 m til 675 m høgde, og er ca. 250 m lang og 150 m brei. Hellinga er på rundt 25 grader mot vest. I bakkant er denne dekkja av tjukt morenemateriale i nokre uregelmessige ryggar. Framfor desse ryggane er det eit tynnt dekke av morenemateriale og i fremre del av terrassen er berggrunnen blottlagt. Det er òg nokre synkelineasjonar på overflata som er orienterte NØ-SV og er parallelle med den eine baksbrenten. I underkant av terrassen er det veksling mellom brattare skrentar og terrassar. Dei mest framtrèdande skrentane er i marmorlag og snitthellinga frå terrassen og ned til

fjorden er omlag 45 grader. Dei øvre skrentane viser både sikk-sakk trendar og meir brepolerte flater på opp til 600m høgde. Partiet er avgrensa i nord av ein skrent som er eit meir eller mindre rett plan orientert NV-SØ og har eit fall mot NV på om lag 60 grader. Spranget frå denne og nedanforliggende områder aukar mot fjorden frå 10 m – 20 m. I sør er avgrensinga ei forsenking i kontinuasjon med den store forkastinga i delområde B. På den sørlege sida er det ein svært framtrèdande subvertikal fjellvegg i marmor som møter ein annan lateral skrent. Nedanfor ligg det fjellmassar i ulike nivå og terrassar, og dette er truleg eit tidlegare skred. I dei heilt nedre delane mot fjorden er det nokre skrentar i grantkvartsglimmergneis som har blitt kartlagde til å vere fjellskredfrontar (landslide sliding front) (Eckerstoffer, 2013). Desse har talusmateriale i underkant. Området har ikkje noko overvakingsutstyr, og InSAR data viser ikkje noko signifikant rørsle, der dette er tilgjengeleg. Store delar av skråninga er dekkja av vegetasjon og dermed finns det ikkje resultat frå InSAR her.

4.7.4. Delområde D



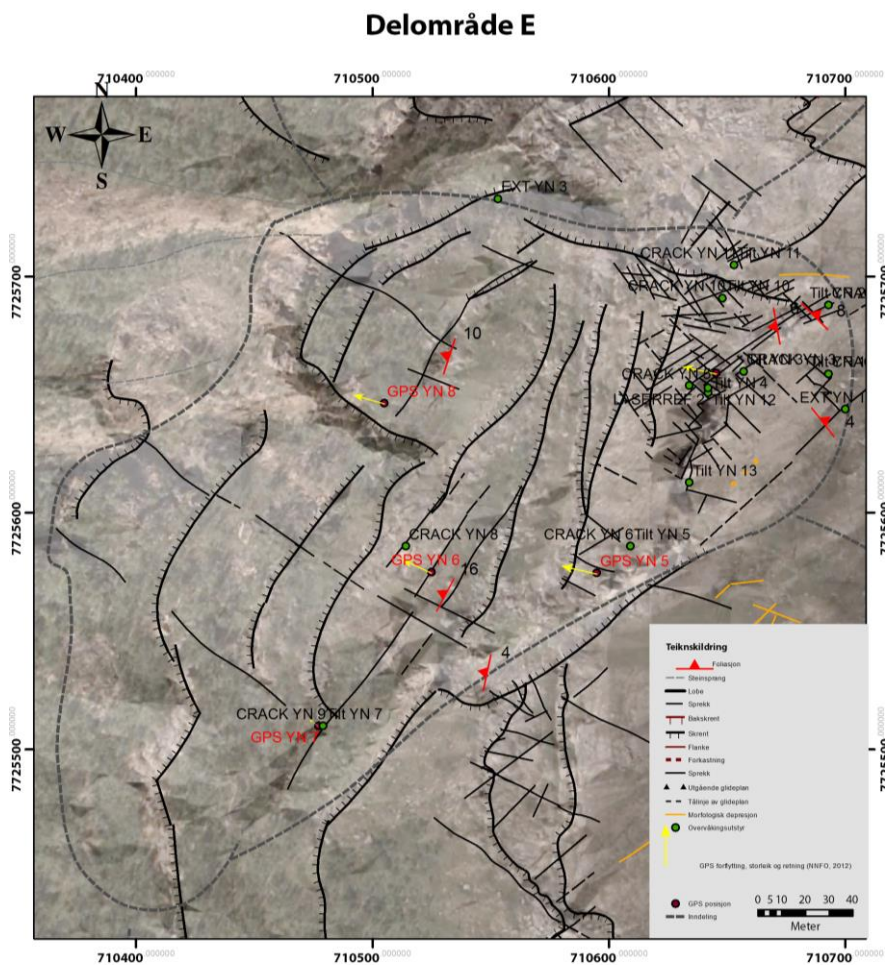
Figur 67: Delområde D med lineament, forliasjonsmålingar og overvåkingsdata.

Delområde D (figur 67), partiet i midtre delar av Jettan, består av ei terrasse i nordlege delar og ei skråning i dei resterande delane. Heile området er dekkja av eit tjukkare lag av lausmassar med vegetasjon. Dette gjer at det er få blottingar av berggrunnen, men der den kan observerast er det granatkvartsglimmergneiss. Den nordlege terrassen har fleire formelement. Dei mest framtrèdande er dei lange synkelinamenta som er orienterte NV-SØ som er fleiretitals meter lange og forsenkingane kan vere to til tre meter djupe. Mellom desse er det ryggar i tjukkare dekke av lausmassar. Fleire av synkelinamenta terminerar mot vest i synkeholder dei treff ei tenkt linje frå planet som utgjer knekkpunktet i nedre delar av området. Desse kan vere opptil 3 m djupe og ha ein diameter på oppimot 7 meter i toppen som blir gradvis mindre i forsenkinga. Stadvis er lausmassane blottlagde i desse. Terrasse er avgrensa i bakkant av ein subvertikal fjellvegg orientert NV-SØ, samt ein skrent orientert N-S. I framkant er det ei blokk med eit vertikalt dropp, der underkanten av denne fortsetter i underkant av det komplekse feltet. Skråninga fell slakt mot SV med ein fallvinkel

under 20 grader. Langs denne opptrer det nivåforskjellar langs lineament som er orienterte NØ-SV og spranget kan vere i overkant av ein meter. NV for desse er det ei terrasse avgrensa i vest av eit tydeleg knekkpunkt i terrenget der det er eit plan på ca. 40 grader som fell mot NV.

InSAR data indikerer horisontal forflytting i Ø-V plan mot vest på oppmot 15 mm/år, og vertikal heving er av same storleiksorden. Av overvåkingsinstrument er GPS 2 plassert i ytterkant av området og denne viser rørsle om lag 2 mm/år forflytting mot N i N-S plan og 5 mm/år forflytting i Ø-V plan og denne rørsle er størst frå slutten av mai til litt ut på hausten. Det er ei jamn men beskjeden setnad på 8 mm/år.

4.7.5. Delområde E



Delområdet E (figur 68) omfattar ei stor sprekk og eit underliggende skrent-, terrasse- og sprekkesystem. I øvre delar er berggrunnen av migmatittiske granatglimmergneiss, og lenger ned i fjellsida er det opptreden av meir kalkrike lag i veksling med silikatrike lag og stadvis tjukkare kalkspatmarmor. Foliasjonen fell generelt svakt mot V eller VNV, noko som er stadfesta av både feltmålingar og frå televiwer i borehol 1 (Elvebakk, 2013). I djupna under 40 m varierer den meir. Den store øvre sprekk viser ein hovudtrend orientert NNØ-SSV men ved nøyare studiar kan ein sjå at veggane består av to sprekkesett orienterte NV-SØ, NØ-SV, og med innslag av eit tredje sprekkesett orientert NNØ-SSV. Sprekka er over 20 m djup og veggane har ein avstand på opptil 10 m, og denne blir noko redusert mot djupet. I nordlege delar er det lite sprang mellom overflata på dei ulike sidene av sprekk, men det aukar mot sør. Det same gjeld den horisontale avstanden mellom veggane. Veggen viser både vertikale planare plan og avbøygde plan. Nokre av sprekkflatene viser kalkmineralisering, og desse har ein glatt karakter. Sprekka er fylt med snø store delar av året, og på seinsommaren kan ein observere iskrystallar i dei djupaste delane. Blokker og jordsmonn fyller sprekk i djupet, og utrasa jordmonn opp på snøen viser rørsle i overflatemateriale i dei omliggande områda. Det er installert ei rekke crackmeter og tiltmeter i denne som viser ekstensjon på over 6 mm/år. Det er sesongmessige variasjonar med ekstensjon frå seinsommaren til mai. Sommaren er prega av kompresjon. GPS 4 som er installert nedanfor viser ei forflytting på 4 mm/år, 16 mm/år og 14.5 mm/år mot N, V og ned, henholdsvis. Det er mest rørsle frå seinsommaren og fram til vinteren, og mindre bevegelse på vår og sommar. Boreholet som ligg like under denne sprekk viser fleire oppknusingssoner der hovudsona er mellom 37 og 45 m (Ganerød, 2013) og det er her det er observert mest rørsler etter overvaking. I boreholet er det ikkje permafrost.

I bakkant av sprekk er det ei anna open sprekk som er minimum 20 m djup, og i kontinuasjon av denne er det synkelinament i ein sikksakktrend der bergveggar kan sjåast. I denne er ekstensometer 1 plassert og viser at sprekk opnar seg ca. 3 mm per år i den retninga ekstensometeret er orientert. Crackmeter og tiltmeter 1 som er plassert langs same systemet der forsinkinga ikkje er så djup viser lite rørsle men auka avstand på under 1 mm i året, samt ein liten innoverhelling mot skråninga, samt at vinkelen blir brattare mot

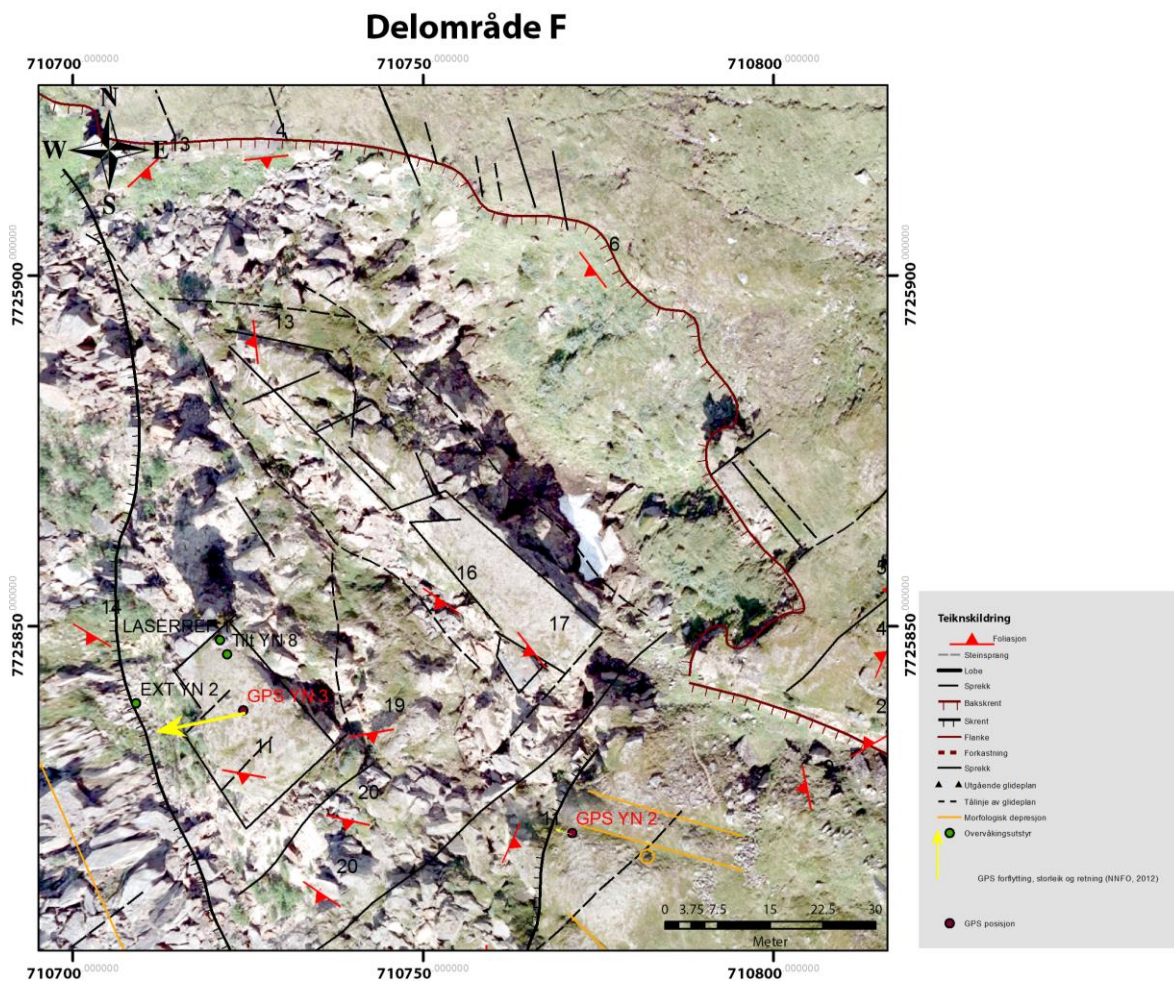
sør. Mellom desse to nemnde sprekkene er det observert aktiv forming av synkehol langs ei linje som er parallell med den største sprekkka, og desse viser rifter i vegetasjon.

Frå den store sprekkka og nedover er det ein serie med skrentar og terrassar. Skrentane har ulik framtreden, der nokon har sikksakk karakter med sprekker innover, og andre er glattare og viser tendensar til isskuring. Sikksakkskrentane avslører sprekker orienterte NØ-SV og NV-SØ medan hovudtrenden av skrentane er orientert N-S, med fall mot vest i øvre delar, og dei endrar orientering suksessivt nedover til NØ-SV. Mot sør blir skrentane høgare og terrassane breiare. På den største av desse er det langstrakte, opne sprekker med planare veggjar i kalksilikatgneiss som er fleire titals meter lange og fleire meter djupe. Desse er orientert NNØ-SSV og fell nesten subvertikalt mot VNV. Crackmetera i desse sprekkene viser at det er ein årleg kompresjon, men på liten storleiksorden til tross for at det skjer både ekstensjon og kompresjon på ein årssyklus. Ekstensjon er frå seinsommar til tidleg på vinteren. GPSane frå same området viser rørsle mot vest, og nord på nokre mm i året i horisontalplan, men setnad er større med eit snitt på 17 mm/år på GPS 6. Horisontal rørsle skyt fart i mai mot VNV for GPS 6 og NV for GPS 7. Den vertikale komponenten viser størst fart rundt september kvart år og fram til vinteren, særskilt i 2012. I nedre delar på terrassen fortel borehol 1 at det er fleire oppknuisingssoner, og potensielt svake plan i området. Tiltmetera som viser mest truverdige resultat i området viser syntetiske rørsler samt ei tilting mot V og NV.

For heile området viser InSAR både vertikal setnad og horisontal rørsle i vestleg retning. Verdiane for dette er oppimot 30 mm/år både i horisontal og vertikal plan.

Dei nordlege delane av området er karakterisert av sterk oppsprekking med opne sprekker som har avgrensa blokker. Sprekkene er orienterte NØ-SV, NV-SØ og VNV-ØSØ. Desse markerar grensa til delområdet, og nedanfor er det eit juv med oppsamling av blokkmateriale i ei langstakt lobe.

4.7.6. Delområde F

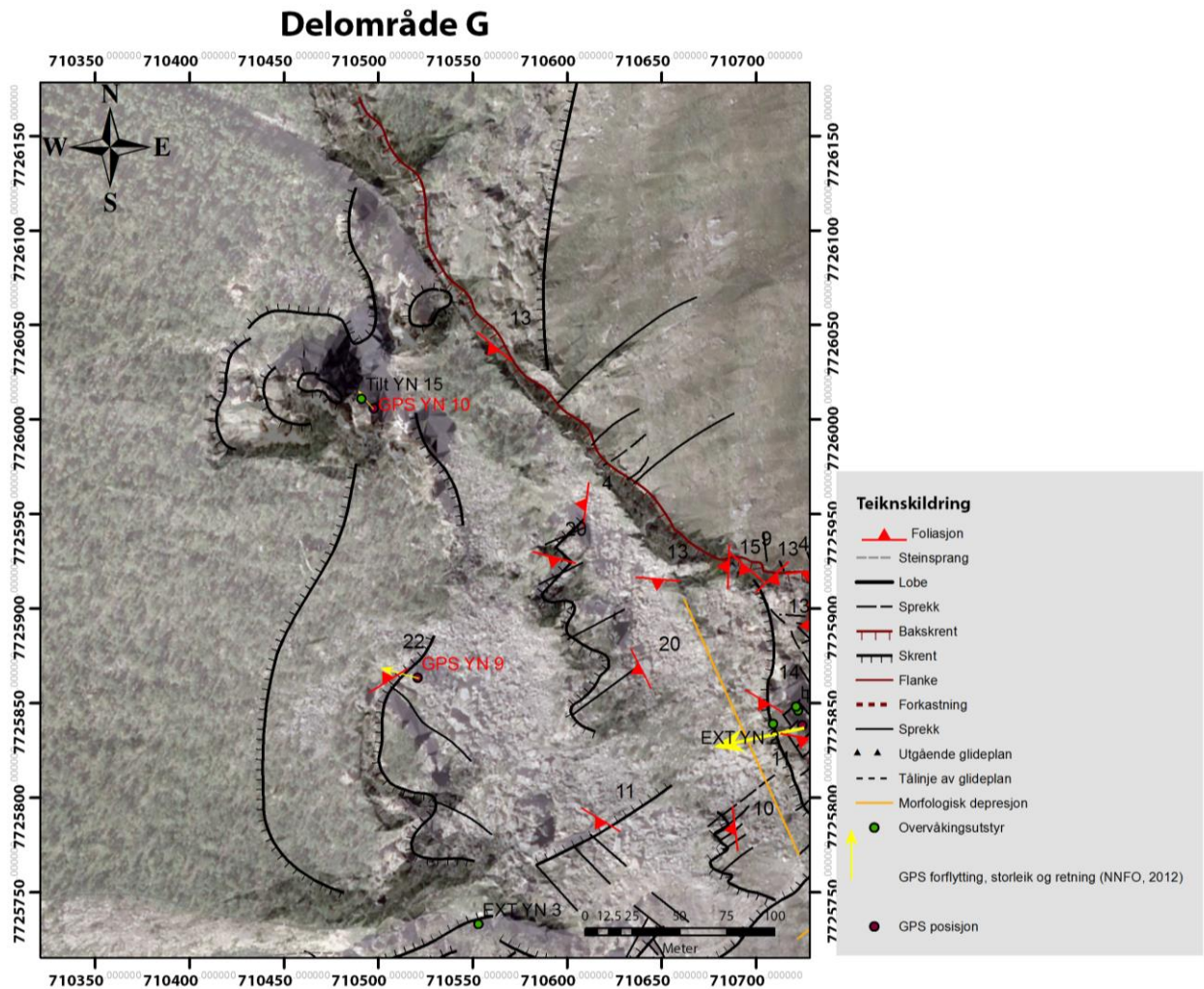


Figur 69: Flybilete av delområde F med lineament, foliasjonsmålingar og overvåkingsutstyr.

Delområde F (figur 69) er eit komplekst felt bestående av ein bakskrent oppgjort av sprekkeflater i hovudsakleg to trendar, og eit parti med blokker på ulike storleikar. Heile området er i granatkvartsglimmergneis og foliasjonen heller svakt mot SV. Nærast bakskrenten er det ei stor blokk som er om lag 30 m lang og 12 m brei. Høgdeulikskenen frå bakken er ca. 10 m, og på begge sider kan ein sjå djupe sprekker i holrom i bakken, samt at det er kontinuasjon med synkehol og synkelinament. Vest for blokka er det eit parti med meir oppdelte blokker, som viser foliasjon i ulik retning, men geometrisk passar desse saman. Tilsaman utgjer dei ein rygg parallelt med langsida til den skildra blokka. Også denne er avgrensa av forsenkingar i terrenget, som kan minne om synkelineasjonar. Den ytste blokka har same orientering på sidene som den bakerste store blokka og denne er 25*15 m. Skrenten på nedsida er bratt og dermed ligg den på eit knekkpunkt i terrenget. På overflata er det synkelinament orientert NØ-SV i det tynne vegetasjonsdekket. Langs

sidene på blokka er det observert endringar i dei litologiske laga og nokre lag er svært forvitra og smuldrar lett opp ved berøring. Dette er særskilt glimmerrike lag. Blokka har ein satellittmottakar, og borehol 3 går gjennom denne blokka. Resultat frå boreholet viser at det er holrom, og oppknuste soner på 23 m – 28 m, 33 m – 39 m og 77 m – 80 m. Med foliasjon utover på blokkene og antitetiske skrentar utgjer dette ein horst-grabenstruktur. Dette partiet er vist å ha mest rørsle, på opptil 50 mm/år, både gjennom Lidar, InSAR, laser og GPS (Carrea et al., 2010; Nordvik et al., 2010; Bunkholt et al., 2011; Eriksen, 2013). GPS viser at rørsle skjer mot VSV. Tiltmeteret med truverdige målingar viser antitetisk rørsle i tillegg til ei helling mot SØ. Akselerasjon kan sjåast både i mai og september i vestleg retning og det er ein meir jamn setnad. Lasermålingar viser at rørsle skyt fart i mai og varar til litt ut på vinteren (jan/feb.). Det er teikn til akselerasjon av denne blokka på ein årleg basis. Nedanfor blokka er det talusmateriale og slike prosessar er observert aktive i dag av t.d. blokker som har falt ned på fastlagte tau. Ekstensometer 2, som er i området, viser at rørsle skyt fart rundt mai kvart år, og varar til seint på hausten eller litt ut på vinteren. I bakskrenten er det observert vatn som kjem ut av eit forvitra glimmerlag. Tre trendar går att i sprekk-, blokk- og skrentmålingar og det er NV-SØ, NØ-SV og VNV-ØSØ. Dei NØ-SV orienterte sprekkene som fell mot NV viser tendensar til å ha avbøygde plan.

4.7.7. Delområde G

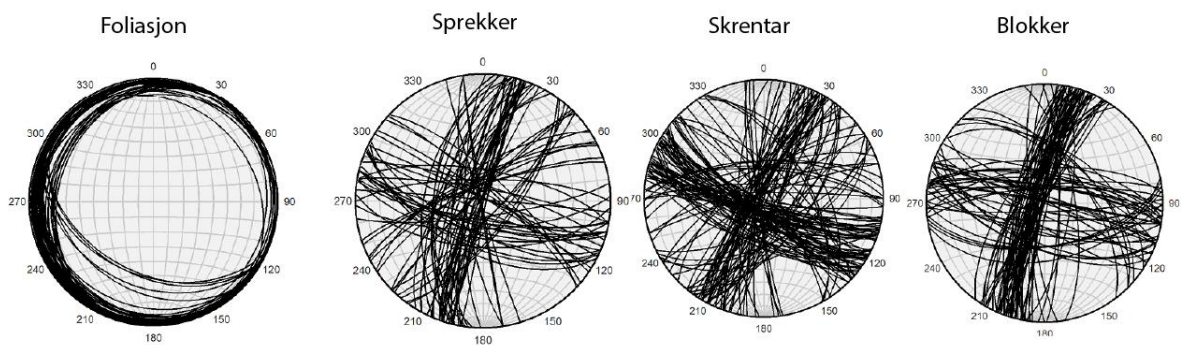
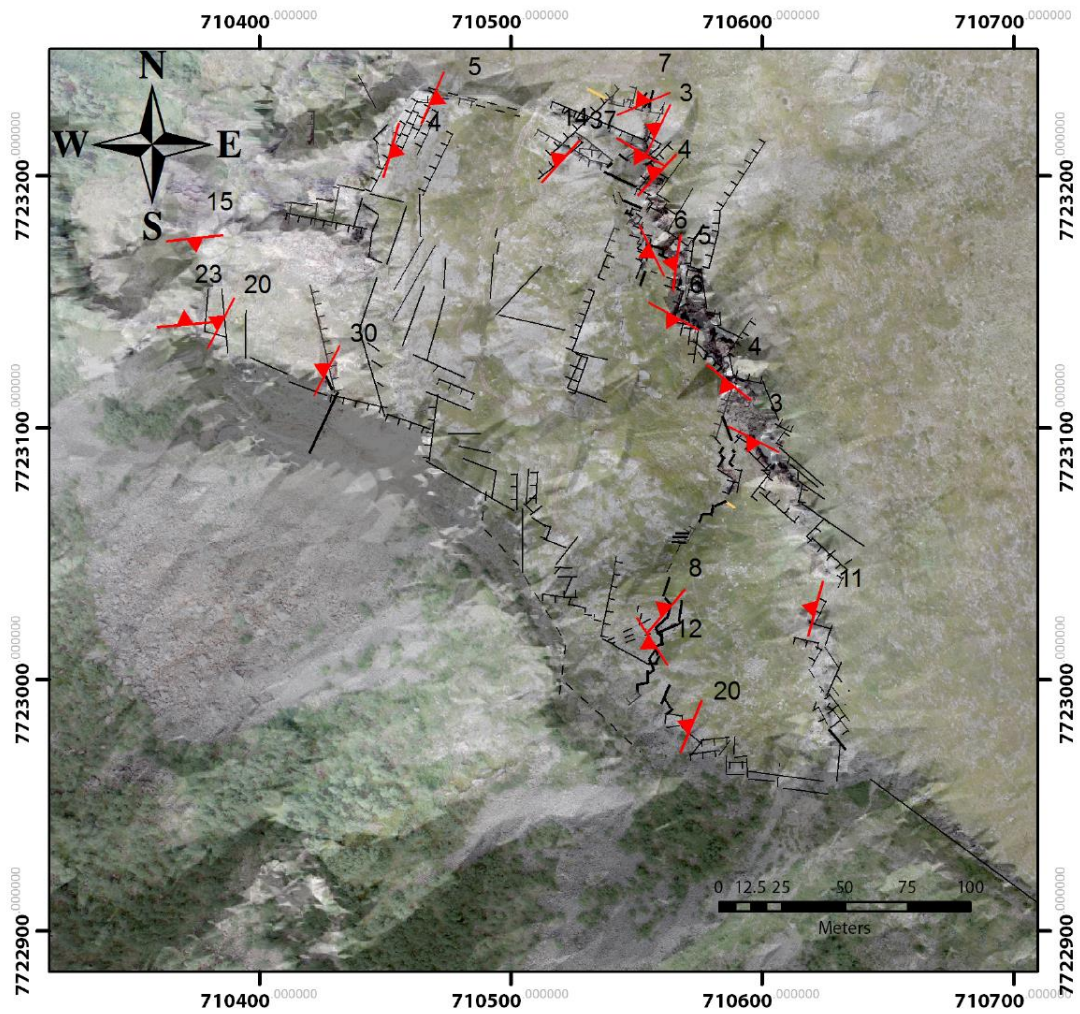


Figur 70: Delområde G med lineament, foliasjonsmålingar og overvåkingsutstyr.

Delområde G (figur 70) er eit parti bestående av utrasa talusmateriale og delvis inntakte blokker som har subhorizontale flater på toppen. I dei øvre delane er bergarten granatkvartsglimmergneis, medan det i skrentane på dei delvis inntakte partia kan observerast både marmor og kalksilikatgneis. Foliajonsmålingar frå to av dei delvis inntakte partia viser fall mot SV. Dei delvis inntakte partia har subvertikale sprekkar, og desse er i hovudsak orienterte NØ-SV og NV-SØ. Skrentane kan vere i dei same trendane eller dei kan vere orienterte Ø-V. Jettankallen viser i tillegg ein N-S trend. I øvre del er det ei mindre terrasse i forbindelse med glideplanet frå felt F og denne har synkelinament. Jettankallen, som er ein svært framtrèdande pilar i området, består i øvre delar av ei marmor med diopsid krystallar, og dette er på eit underlag av kalksilikatgneis. Bak denne er det ein slags rygg som strekk seg opp mot NØ. Talusmateriale består av store blokker, og

mange av desse viser glatte overflater med mykje glimmer. GPS 9 og 10 er i dette området og dei viser rørsle mot VNV der GPS 9 beveger seg 6 mm/år mot nord, 11 mm/år mot vest og 14 mm setnad i året. GPS 10 flyttar seg 3 mm/år mot nord og vest og har ei setnad på 2 mm/år. Den horisontale rørsla startar allereie i mai og sluttar på hausten, og den vertikale setninga startar på seinsommaren og varar til ut på vinteren. InSAR data viser at det er dei sørlege områda som er i mest rørsle og desse kan ha ein vestleg komponent på opptil 20 mm/år og har ein setnad på opptil 15 mm/år. På det delvis inntakte partiet i nordlege delar nærast felt F er det registrert heving på nokre mm pr år.

4.7.8. Indre Nordnes



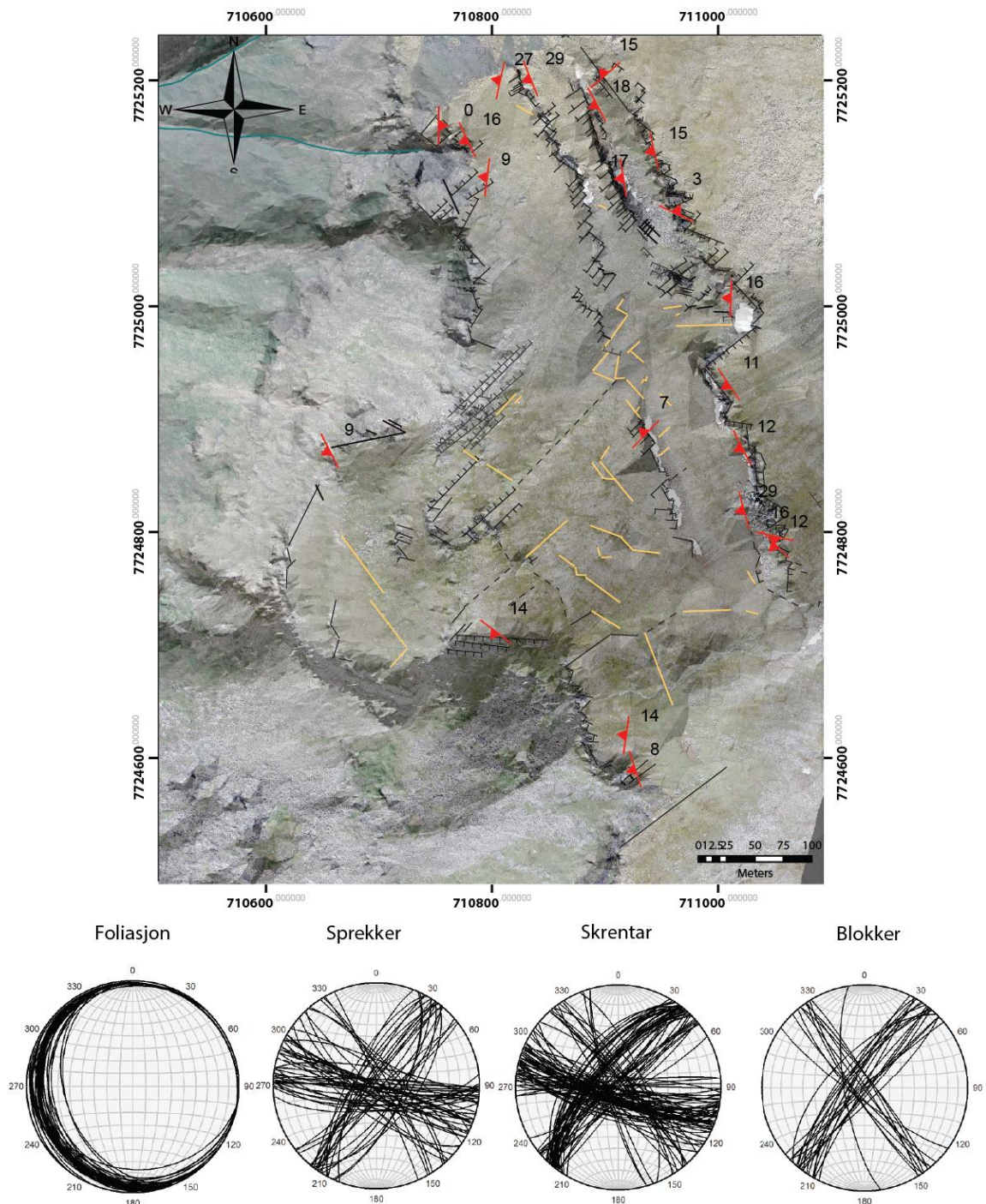
Figur 71: Oversiktsfigur over Indre Nordnes med lineament, foliasjonsmålingar samt orienteringsdata.

Indre Nordnes (figur 71) er eit betrakteleg mindre området enn Jettan og er rundt 300 m langt og 100 m bredt. Bergartane i området er granatkvartsglimmergneiss i dei øvre delane

og kalksilikatgneis og meir massive kalkspatmarmorlag i dei store fjellveggane i nedre delar. Foliasjonen har stort sett ein liten hellingsvinkel, og retninga varierer frå SV til NV. Partiet er i nord avgrensa av eit forkastningsplan orientert NV-SØ som viser glidestriper mot SV, og i bakkant ei sprekk med hovudtrend NNV-SSØ. Denne sprekkane er gjort opp av veggane av tre trendar som er NØ-SV, NV-SØ og NNV-SSØ. Fallretningane går begge vegane. Nokre planar er avbøygde, men dei fleste er planare. Sprekkane er stadar opp mot 30 m djup og det er eit sprang på ca. 15-20 m på dei ulike sidene av sprekkane. Så seint som i august er det observert is og vatn i forsinkingane. Dei små sprekk- og skrentretningane går gjennom heile partiet, før dette i framkant har bratte, nesten vertikale skrentar som avgrensar området. I nedre delar av området er det ei større open sprekk orientert NNV-SSØ. På det meir flate partiet mellom baksprekkane og dei fremre skrentane er det nokre sett med flatare vegetert område og mindre skrentar. Nokre stadar er det utvikla større sprekkar frå baksprekkane. Sør for dette området er det ei innbukting i terrenget med bratte skrentar, blokkmateriale nedanfor og ein terrasse som har synkelinement på toppen. I desse finn ein same sprekketrendar som på indre Nordnes. I fjorden utanfor indre Nordnes er det på seismiske linjer sett fleire hundre meter lange blokker, og det tydar på at dette er rasblokker (Forwick, 2013).

InSAR viser at den horisontale rørsla mot vest aukar mot fjorden og er på opptil 15 mm/år. Den vertikale setnaden har ein storleiksorden på oppimot 15 mm/år, og er størst på partiet som er lengst vest på partiet og bakanfor den NNV-SSØ orienterte baksprekkane. Alle GPSane viser rørsla mot SV. Den generelle trenden er at rørsla startar i slutten av mai kvart år for både den horisontale og vertikale komponenten, som avtek på hausten att. GPS 7 er langt nede i fjellsida, og den viser ein tilsvarande rørsla som dei nedre GPSane på Jettan med særleg store utfall i vertikal forflytting i 2012. Alle crackmetra viser eit total ekstensjon og sesongmessige variasjonar med ekstensjon frå september til ut på sommaren og kompresjon på sommaren. Den øvre delen beveger seg ca. 5 mm/år og den nedre 6-8 mm/år (Blikra & Bunkholt, 2012). Partia nedanfor og lateralt for området viser større rørsler.

4.7.9. Midtre Nordnes



Figur 72: Midtre Nordnes med linemanet, foliasjonsmålingar og orienteringsdata.

Midtre Nordnes (figur 72) er området sør for Jettan som har ei utstrekning på om lag 650 m. Området består i hovudsak av ein grabenstruktur, ei terrasse med bratte framskrentar og pilarar framfor dette med sprekker i bakkant. Bergartane i området er granatkvartsglimmergneis i øvre delar, før det blir kalksilikatgneis og lag av

kalkspatmarmor med større mektigheit. Foliasjonen fell generelt svakt mot SV i heile området.

Grabenstrukturen er orientert NNV-SSØ og har ein baskrent i granatkvartsglimmergneiss der veggane består av to hovudretningar som er NV-SØ og NØ-SV. Tilsaman gjev dette ein sikk-sakk trend. Ei tredje retning som er N-S orientert kan observerast enkelte stader. Frå baskrenten og ned til forsenkinga som skil denne frå grabenen er det om lag 30 m på det meste medan spranghøgda til grabenen er ca. 20 m. Langs veggen ser ein tilsvarande sikksakktrend som i baskrenten i granatkvartsglimmergneiss som ligg øvst, men der det går over til å bli kalksilikatgneissen er veggen rett, orientert NNV-SSØ med enkelte tverrsprekker. I den nordlege delen fell grabenen mot nord, og det blir enkelte nivåskilnadar langs dei NØ-SV orienterte sprekkene. I midtre delar er det ei innbukting av baskrenten og området nedanfor har langstrakte synkelinament orientert VNV-ØSØ. Ei nedre avgrensande sprekk for grabenen er ikkje synleg. Her er det store synkelinament som viser eit ortogonalt mønster av NV-SØ og NØ-SV orienterte lineament. I kontinuasjon av den sørlege skrenten av innbuktinga er det ein skrent i lausmassar som viser høgdeskilnad på om lag 2 m. Den sørlege delen av grabenen er relativt flat, og den nedre avgrensinga av grabenen er synleg. Denne er ei sprekk som er bort mot 20 m djup og det nedanforliggende området er høgare enn sjøve grabenen. På terrassen nedanfor grabenen er det generelt utbredt med synkehol og synkelinament som kan vere oppimot 100m lange, stadvis i fortsettinga av sprekker og elles er det meste dekkja av vegetasjon. Eit parti i midtre delar viser lange opne sprekker orientert NØ-SV, som kuttar NNV-SSØ orienterte sprekker. Framskrentane er svært bratte og har pilarar i framkant, som er avgrensa av sprekker. Desse har areal på om lag 450-500 m² og er om lag 50 m høge. Herfrå var det i juli 2013 utrasingar av blokker i forbindelse med kraftig regnver som drog med seg lausmassar. Blokker fall heilt ned på vegbana ved fjorden (E6). Sør for desse pilarane er det ei lågareliggende terrasse i kalkspatmarmor, som er ca. 200 m lang og 130 m brei. Denne fell mot NV og har fleire synkelinament orientert NV-SØ. Den er i sør avgrensa av ei innbukting der det ligg talus og større blokker i skråninga under.

Midtre Nordnes er ikkje under kontinuerleg overvaking per dags dato. InSAR viser beskjeden horisontal rørsle på 1-2 mm/år mot vest og vertikalt er det mest setnad på den

lågareliggandeterrassen og i nordlege delar på oppimot 10 mm/år, men for det meste er verdiane lågare enn dette.

Litt heving er registrert i bakkant av den same terrassen og i innbuktinga i bakskrenten. dGPS-målingar i området viser etter ny måling sommaren 2013 at det er rørsler i eit punkt på ca. 1 mm/år horisontalt og ei setning på ca. 2 mm/år vertikalt (Eiken, 2013).

5. Diskusjon

Observasjonar og målingar i felt, samt overvakingsdata og andre undersøkingar gjev mykje informasjon om området. Kva dette fortel vil bli diskutert i dette kapitlet. Diskusjonen vil reflektere rundt oppbyggnaden og indre geometriar i dei ustabile massane på Jettan. I tillegg vil kinematikken inkluderande kvar og med kva slags prosess massane flyttar seg bli anslått. Det vil bli gjeve ein klassifikasjon av skredet, før initiering, kontrollerande og utløysande faktorar blir tekne opp. Til slutt blir det ei kort risikoevaluering. Sidan indre Nordnes og midtre Nordnes syner likskapar og ulikskapar til Jettan, vil desse tre felte samla gje betre grunnlag for å forstå mekanismane som verkar på ustabile fjellparti. Difor har funn frå desse områda blitt tatt med i diskusjonen der det er funne hensiktsmessig.

5.1. Oppbygging og indre geometri av skredet

Som nemnt er det enkelte faktorar som må vere på plass for å få rørsle av eit fjellparti. Dette er ei baksprekk, ei lateral avgrensing, eit glideplan og fjordhellande foliasjon (Henderson et al., 2006). Diskusjonen om indre geometri og oppbygging av det ustabile partiet vil difor bli bygd opp ut i frå dette, men først vil kriteria tatt i bruk for å finne denne bli gjennomgått.

Å avgjere kva som finn seg under overflata kan vere problematisk. Dei tre borehola på Jettan er eit svært viktig og godt verktøy for å få eit innblikk i kva som skjer i djupet. Desse viser både petrologien i området, fall og retning til foliasjonen, oppsprekingsgrad og holrom, samt tilstadevering av forkastningsbreksjer og forkastningsmjøl. Dei installerte sensorane viser kvar rørsle skjer. Snitt i store fjellveggar kan på same måte fortelje direkte kva som skjer i djupet langs denne. Det stadfestar likevel berre det som skjer akkurat her og forholda i området rundt kan vere annleis. For å finne ut kva som skjer der må andre metodar bli tatt i bruk, men dette er indirekte metodar som ikkje kan gje fasitsvar.

Observasjonar av kva som skjer både på småskala i observerbare snitt og på større skala i regional samanheng kan gje ein peikepinn på kva som skjer i djupet. Sidan dei same fysiske lovene gjeld er det grunn til å tru at dei same prosessane kan skje på alle skalaer. Store strukturar i djupet, som er plan for rørsle, vil kunne påverke det overliggjande materialet. Difor kan det bli gjort ei antaking om at overflategeometrien vil representere

det som eksisterer i djupet (Kinakin & Stead, 2005). Ulike strukturar med relativ lik form kan lage relativt like overflateformer, og det kan vere problematisk å skilje desse frå kvarandre. Synkehol er mest kjend frå karstområder der dei blir danna av surt vatn som reagerer med kalk. Dette fører til oppløysing og dermed holrom i bergarten, og ei følgje kan vere kollaps av overflateområdet. I fjellskred er det gjerne holrom i bergmassane grunna rørsle, og der sprekker har opna seg, vil vegetasjon og overliggjande materiale kunne falle ned i sprekker. Dette kan då lage forsenkingar i form av sirklar eller lineament. Dette er basert på at synkelinament og synkehol ofte blir observert i kontinuasjon av sprekker og stadvis kan ein sjå holrom og/eller fjellveggar i botnen av desse. Det er gjerne trudd at sirklar blir danna der to sprekkesett møtast (Henderson et al., 2011). Orienteringa og utforminga av skrentar viser seg gjerne å vere samanfallande med dei observerte sprekkesetta, og overflatene og formelement på dei ulike sidene er gjerne like. Difor er det grunn til å tru at desse er danna av vertikal forflytting langs sprekker, men det kan òg forekomme naturleg. Vatn følgjer alltid minste motstands veg, og i oppsprukke fjell er dette gjerne langs sprekker. Om vatnet kjem til overflata langs fjellsidene som kjelder vil det kunne indikere kvar sprekker terminerar og kva plan dei har følgd. Vatn kan også følgje tunnellar danna av oppløysing, så tilstadeveringa av kjelder vil i det tilfellet ikkje fortelje mykje om sprekkene. Med å bruke det ein observerer frå dette kan ein knytte informasjonen saman og prøve å få eit meir generelt bilete av strukturane i berggrunnen.

5.1.1. Avgrensing av det ustabile fjellpartiet

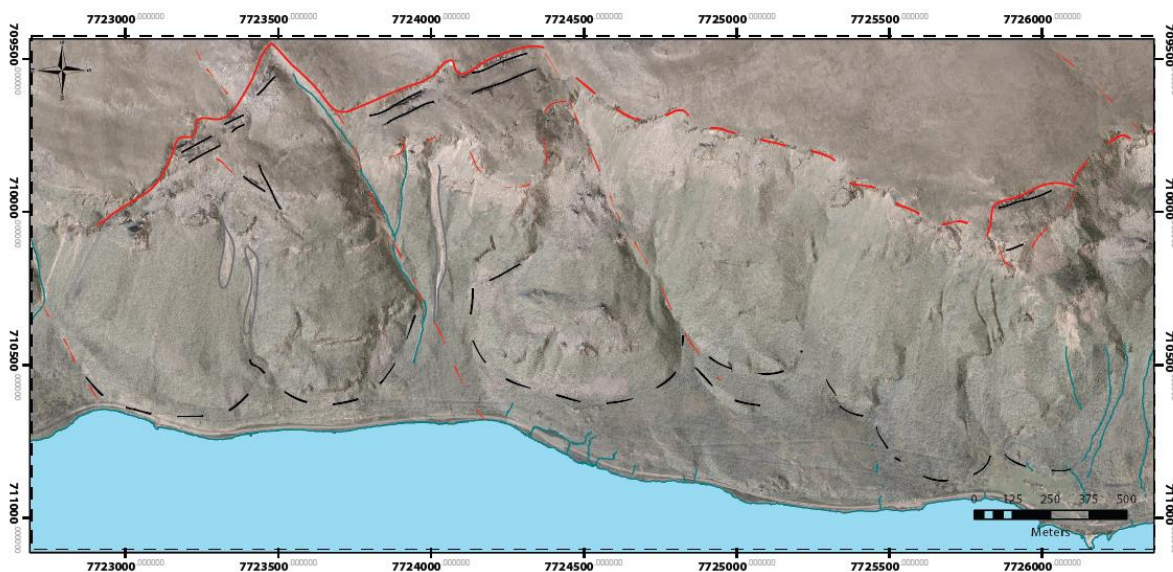
Tidlegare arbeid har ulik avgrensing av dei ustabile massane, då nokre vel å involvere delområde A (Blikra & Bunkholt, 2012) medan andre legg bakskrenten framfor delområde A (Carrea et al., 2010). Dette delområdet viser sprekker, men partiet viser ingen større vertikal setnad i forhold til omgjevnadane. InSAR data viser litt horisontalrørsle mot vest i aust-vestplan, men den totale rørsle er lita ut i frå InSAR data brukt i denne oppgåva. Frå ein geomorfologisk synsvinkel er ustabile fjellparti avgrensa av ein bakskrent og ein eller fleire laterale skrentar, der det har vore rørsle. Skrentane som avgrensar delområde B viser ein plutselig diskontinuiteti terrenget, med eit vertikalt sprang av område i forhold til omgjevnadane som ikkje er typisk i ei fjellside. Dette kan tyde på rørsle og difor er det her

definert som ein bakskrent. Det betyr ikkje at det ikkje har vore rørsle på det øvste partiet, og det kan reknast som ein del av det potensielt ustabil område.

Dei to lineamenta som avgrensar delområde B i nord er altså sett på som avgrensings-skrentar. Den sørlege skrenten, orientert NØ-SV, har blottlagde bergveggar og det er talusmateriale under. Skrenten stoppar brått i nedre delar av delområde B, og kontinuasjonen av denne er i ei forsinking med ei elv som går heilt ned til fjorden. Planet viser glidestriper og er difor ei forkasting. Glidestripene er noko utydelege, men dei klaraste viser rørsle ned mot NV. Dette er då ei normalforkastning med fall på rundt 60 grader, noko som er typisk for slike. Alderen til forkastinga er usikker. Dehls et. al. (2000) brukar steinbreen til å argumentere for at alderen til forkastinga er over 11 000 år. Grunnen er at steinbrear er typiske for Yngre Dryas, og den ligg i forsinkinga på nedsida av forkastinga, utan at det er tilsvarande landform på høgare nivå. Dette kan vere ei usikker slutting då den ligg over nedre grense for diskontinuerleg permafrost (Christiansen & Blikra, in prep) og forholda kan ligge til rette for danninga av steinbrear i dag. Det er mineralisering på flata der glidestripene er observert. Indre Nordnes er også avgrensa av ei forkasting, og denne viser tilsvarande mineralisering med glidestriper. Kva mineral som blir utfelt på sprekkeflater er avhengig av trykk og temperaturforhold. Sidan forkastingar både på Jettan og indre Nordnes har same mineralisering, har dei på eit tidspunkt opplevd dei same trykk- og temperaturforholda. Dette treng ikkje å ha vore samstundes, men den korte avstanden og like utforminga gjer det sannsynleg å tru at det er tilfellet. Ei alternativ forklaring kan vere at rørsler grunna utrasingar har gjeve ca. same forhold, men dei ulike storleikane på partia kan gjere dette til ei tvilsam slutning. Forkastingane på Jettan og indre Nordnes har ulik orientering. Orienteringa på Jettan er ca. 225/60, medan på indre Nordnes er det ca. 110-130/60-80. Dei er i ca. 60 graders vinkel til kvarandre, og kan potensielt vere danna samstundes i den geologiske historia under ei tektonisk hending. Midtre Nordnes viser ikkje forkastingar i same grad, men eit lineament, med same orientering som forkastinga på Jettan, går gjennom grabenen. Lineamentet er oppbygd av ein skrent, ei sprekk med vertikalt sprang, synkelinament og ein skrent av lausmassar med synkelinament på den lågareliggande sida. Dette kan vere ei potensiell forkasting. Det er òg eit stort plan i nordlege delar med same orientering som forkastinga på indre Nordnes, men her er det ikkje observert slickenlines.

Den andre avgrensingskrenten er ikkje like eintydig og har fleire orienteringar. I øvre delar er det ei skråning der berggrunnen er synleg i øvre delar og i botnen ligg det talusmateriale av marmor. Her er det òg eit parallelt synkelineament som kan følgjast meir eller mindre kontinuerleg ned til delområde F. I dei nedre delane av delområdet går synkelineamentet over til å vere ei forsenking med subvertikale veggar på sidene. Hovudtrenden til avgrensinga er då om lag NV-SØ om ein ser på skrent og synkelineament. I delområde F er det ei innbukting av baksrenten og den viser fleire hovudtrendar. Dette er VNV-ØSØ, NV-SØ og NØ-SV, der den siste ikkje er særleg framtrèdande. Innad i skrentane er det sikk-sakktrendar i dei same orienteringane. Nedre delar er avgrensingskrenten er ein subvertikal fjellvegg orientert NV-SØ, også denne har tverrsprekker. I delområde F er det godt geometrisk samsvar mellom blokkene og baksrenten. Om det blir antekne at desse har vore ei masse og forflyttinga, som ser ut til å ha vore størst i nord, blir teke hensyn til, ser det som at framkanten også her har vore orientert NV-SØ. Dei opne, avbøygde sprekkene i delområde A indikerer ekstensjon og om dette blir medrekna, er totaltrenden til avgrensingskrenten eit subvertikal plan som har eit fall på 70-80 grader.

Når ein ser på dei bakre avgrensingane av indre og midtre Nordnes er det av store sprekker med ein hovudtrend NNV-SSØ. Veggane i sprekkene viser ein sikk-sakktrend av NØ-SV og NV-SØ orienterte sprekker med granatglimmergneiss.



Figur 73: Avgrensingskrentar (raude linjer), loper (svarte stripla linjer), ekstensjonssprekker (svarte heiltrukke linjer) og forkastningar (raude stipla linjer) for fjellsida av Nordnesfjellet.

Den like utforminga av alle desse områda, særskilt Jettan og Indre Nordnes som er avgrensa av eit forkastningsplan og eit meir uregelmessig sprekkesystem i den andre avgrensinga gjer det truleg at det er same føresetnader i berggrunnen som kan styre danninga av dei ustabile fjellpartia. Som vist av GPS data beveger begge partia seg skrått bort frå forkastningsplana, dvs. Jettan mot VNV og indre Nordnes mot VSV. Dette kan indikere at forkastningsplana er bestemmande for rørsleretninga, saman med påverknad av gravitasjonen. Sikksakk-trenden i dei andre avgreningskrentane som er orientert NV-SØ og NØ-SV vil då vere ein meir passivt opna struktur, på grunn av den drivande rørsle langs forkastningsplana.

5.1.2. Avgrensingar innad i det ustabile fjellpartiet

Trendane til avgrensingplana kan også observerast innad i dei ustabile massane. Det er mange forkastningsparallele lineament, både på Jettan, indre og midtre Nordnes, og desse kan vere av sprekker, skrentar, synkelinament, sider på blokker og ryggar med høgdeskilnadar. Dei kan gjerne følgjast over store avstandar, og avgrensingsplanet mellom delområde C og E er blant anna i denne orienteringa. Den NV-SØlege trenden er også gjennomgåande i alle områder i både sprekker, skrentar, lineament og avgrensingar av blokker. Fleire plassar der desse sprekkesetta møtast er det ekstensjonsstrukturar i ein vinkel til desse, og sidan dei NØ-SV og NV-SØ orienterte sprekkene kryssar kvarandre ortogonalt er resultatet veggjar eller skrentar med sikksakk. Dømer på dette er den store sprekkja i delområde E på Jettan, grabenen på midtre Nordnes og den lengste baksprekkja på indre Nordnes. Hovudtrenden av ekstensjonsstrukturane er NNØ-SSV og NNV-SSØ. I og med at fjellsida er orientert N-S og skråninga heller mot vest er denne retninga mest gunstig for ekstensjon.

Sikksakktrendane opptrer som nemnt berre i granatkvartsglimmergneis, men i kalksilikatgneis og marmor opptrer dei rette sprekker og skrentar som er orienterte NNØ-SSV og NNV-SSØ. Det kan det vere tverrsprekker, men sjølv veggane er rette. Dette er t.d. tilfellet med dei langstrakte sprekkene i nedre delar av delområde E på Jettan, dei underste delane av grabenen på midtre Nordnes, samt den store rette sprekkja i fremre delar av

indre Nordnes. Skilnaden i utforming i dei ulike bergartane gjev grunnlag til å tru at dei litologiske ulikskapane kan vere viktig for avgrensing og ekstensjon i ustabile fjellparti. Karakteren til marmoren og den rette trenden tyder på at denne bergarten er svakare og har mindre evne til å motstå dei drivande kreftene, og får dermed opning langs rette flater vinkelrett til ekstensjonen. Sikksakktrendane med opning har og gjennomgått ekstensjon, og kreftene må då ha vore store nok til å separere bergmassane. Både i grabenen på midtre Nordnes og frå borehol på Jettan er det opptreden av kalksilikatgneis og marmor i underliggande lag av desse ekstensjonsstrukturane. Då kan moglegens ekstensjonen ha opphav i dei svakare underliggande kalkrike bergartane, og når kreftene overstiger terskelen til granatkvartsglimmergneisen vil det bli brot. Dette vil skje langs dei svakaste plana. Styrken til bergartane er enno ikkje testa, og dette må verifiserast når resultat føreligg (Nystad, in prep). Sidan sikksakktrendane er av NV-SØ og NØ-SV orientering og gjennomgåande for heile området er desse truleg pre-eksisterande sprekkesett. Dei NNV-SSØ og NNØ-SSV orienterte hovudtrendane kuttar desse vil ha bevega seg ved eit seinare høve, men dei kan ha vore aktive i tidlegare tider.

I tillegg til desse trendane er det ein VNV-ØSØleg trend i området, som kan vere med på å dele opp blokker.

Det er dei same fem sprekketrendane som går att i heile området, sjølv der det ikkje er teikn til masserørsle i dag. Kryssande relasjonar viser også her at det ikkje er forskyvingar mellom dei NV-SØ og NØ-SV orienterte lineamenta. På austsida av Nordnesfjellet er det ei brå retningsendring av eit elveløp orientert NØ-SV til eit segment orientert NNV-SSØ, før elva igjen fortsetter NØ-SV. Sidan vatn følgjer lågaste punkt i terrenget og at dette punktet gjerne er langs svakheitssoner, kan det tyde på dei NNV-SSØ orienterte lineamenta er forkastingar som har forskøve dei NØ-SV orienterte lineamenta. Difor er dei også yngre. Det er i hovudsak berre eit større NNØ-SSV orientert lineament, som òg kryssar heile fjellsida, men er ikkje synleg der det kryssar dei største NØ-SV orienterte lineamenta. Dette NNØ-SSV orienterte lineamentet samsvarar med den mesozoiske forkastinga som går langs heile austsida av Storfjorden, kartlagd av Hansen et al. (2011), sjå figur 5. Det er to tydlege lineament orienterte Ø-V der det sørlegaste av desse viser ei krumming av elveløp inn mot eit NNV-SSØ orientert lineament. Dette kan indikere at den sistnemnde er yngst,

men krumminga kan også skyldast geomorfologi. Dette kan tyde på at alle sprekkesetta er av ein regional karakter og at NØ-SV og NV-SØ orienterte sprekker er danna samstundes og er eldre, medan dei NNV-SSØ orienterte sprekkene er yngre. Dei V-Ø orienterte sprekkene er eldre enn dei NNV-SSØ orienterte, men har ukjent relativ alder i forhold til dei andre sprekkesetta. Det er forøvrig få observasjonar og basere dette på, og vidare undersøkingar må utførast.

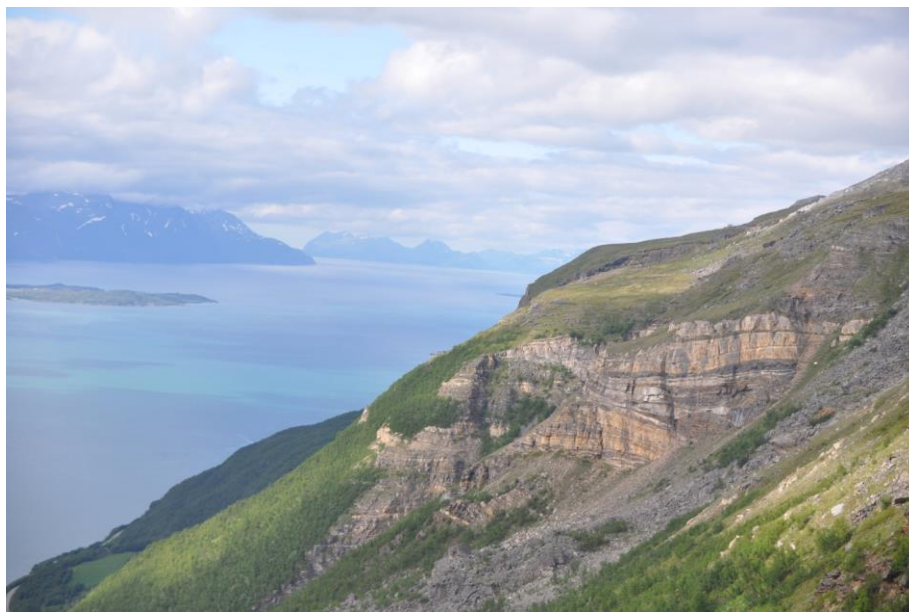
På regional skala er mesozoiske forkastingar offshore orienterte N-S til NNØ-SSV, NØ-SV til Ø-V, og NV-SØ danna i den rekkefølga ((Hansen et al., 2012). I tillegg er Nordmannvikforkastninga, som er ei antekte NV-SØ orientert neotektonisk normalforkastning (Olesen et al., 2013) tilstade i nærleiken. Denne er ulik i forhold til andre observerbare postglasiale forkastingar i Fennoskandia, som er SV-NØ reversforkastningar (Kukkonen et al., 2010). Aldersrelasjonane i skredmassane og dei mesozoiske forkastningane er difor ulike. Dette kan skuldast at dei store NNV-SSØ og NNØ-SSV orienterte strukturane er danna av gravitasjonsdrive rørsle langs eldre forkastingar som er gunstigare orientert i forhold til fjorden. Ekstensjon og setnad langs NØ-SV og NV-SØ følgjer også eksisterande struktur, og difor vil aldersrelasjonen vere vanskeleg å fastsetje då begge viser rørsle i nyare tid. Også i andre ustabile fjellparti i Kåfjorden, skjer rørsle langs NØ-SV og NV-SØ lineament som er pre-eksisterande i berggrunnen, der den sistnemnde trenden er avgrensa geografisk (Bunkholt et al., 2013).

5.1.3. Glideplan

Det er fleire strukturar i området som har potensial til å utvikle seg til glideplan.

Fleire foliasjonsparallelle sprekker er sett både i bløttingar og i borehol. Særskilt i dei glimmerrike laga gjer parallellstillinga av sjiktminerala at det blir ei glatt overflate, med lite friksjon og dermed mindre motståande kreftene. Blokker i tallusmaterialet er ofte avgrensa av slike. Generelt viser desse plana eit svakt til subhorizontalt fall mot fjorden, og vinkelen er langt under den teoretiske kritiske vinkel for utrasing. Likevel observerast det furer langs slike plan. På mindre blokker er det teikn til forflytting langs slike plan der det er ei sprekk i bakkant. Dermed kan det skje rørsle langs slike plan til tross for at dei teoretisk har for liten

vinkel, men andre prosessar må truleg verke inn for å svekke kreftebalansen nok til å generere rørsle. Dette kan t.d. vere fryse-tine prosessar (Braathen et al., 2004). Rundt linsar i berggrunnen blir foliasjonen brattare og varierer frå å helle frå og mot fjorden. Ein særskild stor struktur av marmor og kalksilikatgneis ligg på om lag 600 meters høgde langs fjellsida og blir innsnevra ut mot fjorden, figur 74. Brattare foliasjon er også observert i borehol. Desse har større sannsyn for å danne glideplan då det er mindre krefter som skal til for å svekke stabiliteten.



Figur 74: Bilete av fjellsida som viser ein linsegorma struktur langs heile fjellsida. Her midtre Nordnes og Jettan.

Det er ikkje mange bergartstypar i området men dei som er tilstade opptrer i veksling og fleire stader er og det også lagning innad i bergartane. Både bergartsgrensene og laginga markerer ulike fysiske eigenskapar, og kan på så måte gje opphav til svakare og sterkare lag. Fallet på desse er generelt lågt, og det er ikkje observert rørsleindikatorar langs slike lag. Det er likevel ikkje utenkeleg at rørsle kan oppstå langs desse plana, då det er observert langs foliasjonsplan med same vinkel. Ulikskapar i styrken kan bidra til differensiering av rørsle. Ulik tjukkeleik på bergartslag og undulerande lag rundt linseformer kan òg føre til gunstigare fall, også langs bergartsgrenser.

Skyvegrensa mellom Nordmannvikdekket og Kåfjorddekket som er kartlagd i området (Zwaan, 1988, 2006) er ein typisk struktur som kan danne glideplan. Den bestemte grensa er ikkje observert som ein sterk litologisk kontrast, sidan bergartane i begge dekk består

av blastomylonittiske bergartar. Difor er det òg vanskeleg å fastslå den bestemte lokalisasjonen av denne. Ein slik struktur er eit plan som tidlegare har vore utsett for rørsle, og er då ei svakheitssone som har potensial for å bli reaktivert på eit seinare tidspunkt. I forhold til den kartlagde grensa er den på ca. 300 m på vestsida av Nordnesfjellet og på 550 m på austsida av Nordnesfjellet, og vil ha ei veldig slak helling mot fjorden om dei kartlagde grensene stemmer. Planet treng ikkje å vere planart, så vinkelen kan gjerne vere brattare og slakare langs enkelte segment. Over tid kan for øvrig desse tettast og gi mindre sannsyn for reaktivering.

Den viktigaste rolla til litologivariasjonen er truleg den differensierte sprekkautviklinga i dei ulike litologiane. Det er observert at i svake bergartar blir den same sprekka slakare enn i dei sterkare bergartane (sjå bilete 30 a)). Når sprekker fortsetter gjennom seriar av vekslende lag kan det bli utvikla ein trappetrinnsgeometri. Då vil planet i seg sjølv utgjere både ei bakre avgrensing og eit glideplan. På småskala er det observert både på Jettan, midtre og indre Nordnes at enkelte sprekker og plan bøyer av når dei går mot svakare lag. Planare plan er likevel mest utbreidd. Dei listriske plana har liten ruhet og kan fungere som glideplan som kan skape ei rotasjonell rørsle. Generelt har dei planare sprekke for stor vinkel til å krysse terrengoverflata på skråninga, og vil dermed ikkje kunne danne glideplan om dei fortsetter med konstant vinkel mot djupet.

Det er også nokre småfoldar observert i området med foldeaksen på skrå mot fjorden, men grunna den beskjedne utbreiinga av desse vil dei truleg ikkje fungere som glideplan.

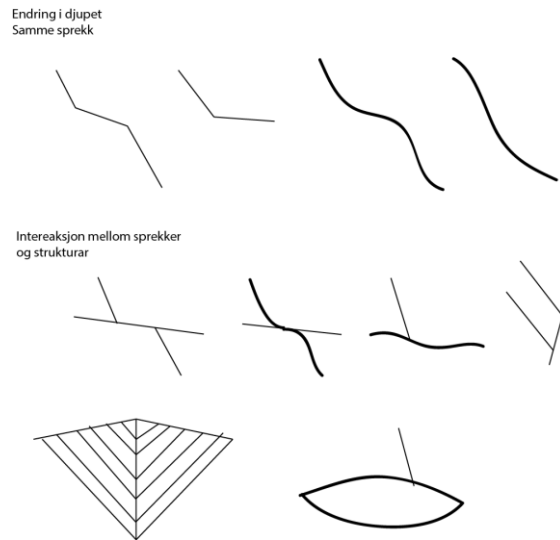
5.1.4. Indre strukturar som heilskap

Det er altså både avgrensingar, potensielle glideplan og stadvis gunstig foliasjon innad i dei ustabile massane. Interaksjonen mellom desse må likevel verke saman for at ei utrasing kan ta stad.

I området er det i hovudsak tre større plan som utmerkar seg. Dette er forkastningsplanet i bakskrenten, den glatte flata som skil delområde C og E, og det er glideplanet mellom felt

D og G. Alle desse er orientert NØ-SV og har ein hellingvinkel på 40-60 grader. Den andre store avgrensingstrenden er NV-SØ og dei største ekstensjonsstrukturane er i ein vinkel til desse då dei er orienterte NNØ-SSV i sørlege delar av Jettan og NNV-SSØ i delområde F. Når ekstensjonen og rørsle ikkje skjer parallelt til dei må det vere ein interaksjon av andre plan, anten med at ei kileform blir danna eller at det eksisterer eit eller fleire glideplan.

Dei observerte sprekkene er for bratte til å vere glideplan, då dei ikkje vil krysse overflata til skråninga om dei fortsett med konstant vinkel i djupet. Difor må anten vinkelen endre seg eller så må dei møte andre plan. I småskala kan ein sjå begge desse interaksjonane, figur 75. Enkelte stader endrar sjølve planet vinkel. Det kan då vere planart heile vegen og endre vinkel på tvers av foliasjon og lagning, eller planet kan bli foliasjonsparallelt. Andre stader har det ein meir krumma karakter, der vinkelen gradvis blir lågare og fortsett mot overflata eller døyr ut. Dette kan skje over fleire nivå der vinkelen vekselvis er bratt og slak. I interaksjon med andre plan er det særskilt der dei brattare sprekkene møter dei lågvinkla foliasjonsplana at det kan bli avgrensa parti med glideplan heilt til overflata. Nokre få stader er det også antitetiske brot som avgrensar blokker. I tillegg vil sprekker med ulik vinkel kunne møtast og danne kileformer, eller sprekker kan møte linseforma strukturar. Når fleire av desse mekanismane verkar saman, blir systemet meir komplekst, og frå bilete (figur 76) kan ein sjå at fleire typar plan opptrer på små områder. Her er både avbøygde plan som går mot overflata i djupet, brattare plan som møter foliasjonsparallelle sprekker og dannar holrom, antitetiske sprekker som kuttar plan i underkant, migrasjonar av sprekker langs foliasjonsplan og endring av foliasjonen rundt linser som dannar brattare fall mot terrengoverflata. Det andre bilete viser eit krumma plan som gradvis endrar vinkel i ulike nivå og gjerne flatar ut der planet møter foliasjonsparallelle sprekker. Det fortsett likevel nedover.



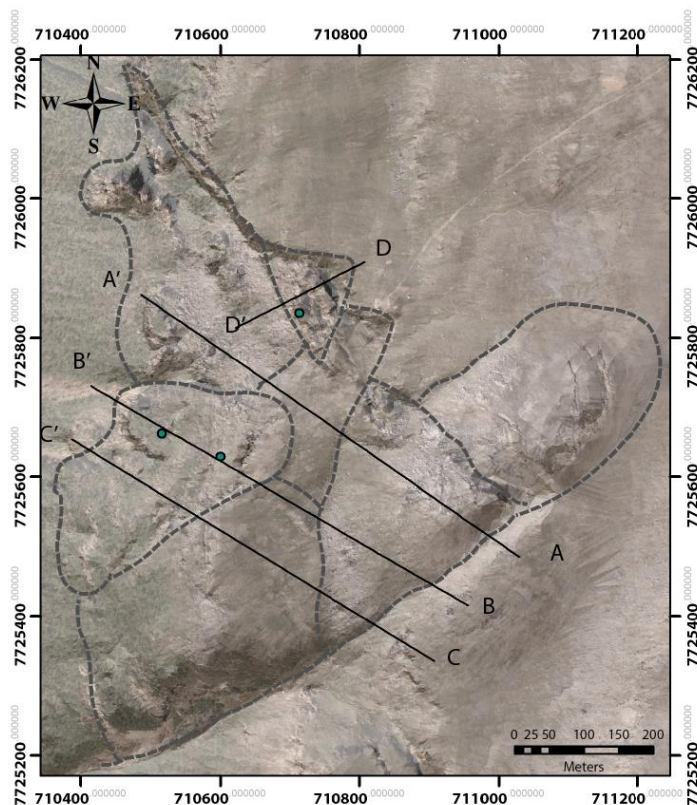
Figur 75: Sprekkeutvikling og interaksjonar observert i felt.



Figur 76: Sprekkeutvikling i småskala der fleire strukturar opptre på eit lite område.

Når alle desse strukturane opptre på eit så lite område kan tolking av geometri i djupet bli problematisk då den kan vere ein kombinasjon av mange ulike strukturar. Dei ulike strukturane kan gje tilsvarende geometri på overflata som til dømes plan som er litt krumma og møter foliasjonsparallelle sprekker og planare plan i trappetrinnsgeometri. Jettan har komplekse strukturar og overflateformer i tillegg til at det er system som viser ulike rørsler. Dette indikerar at også indre geometri kan vere kompleks, og bestå av individuelle system.

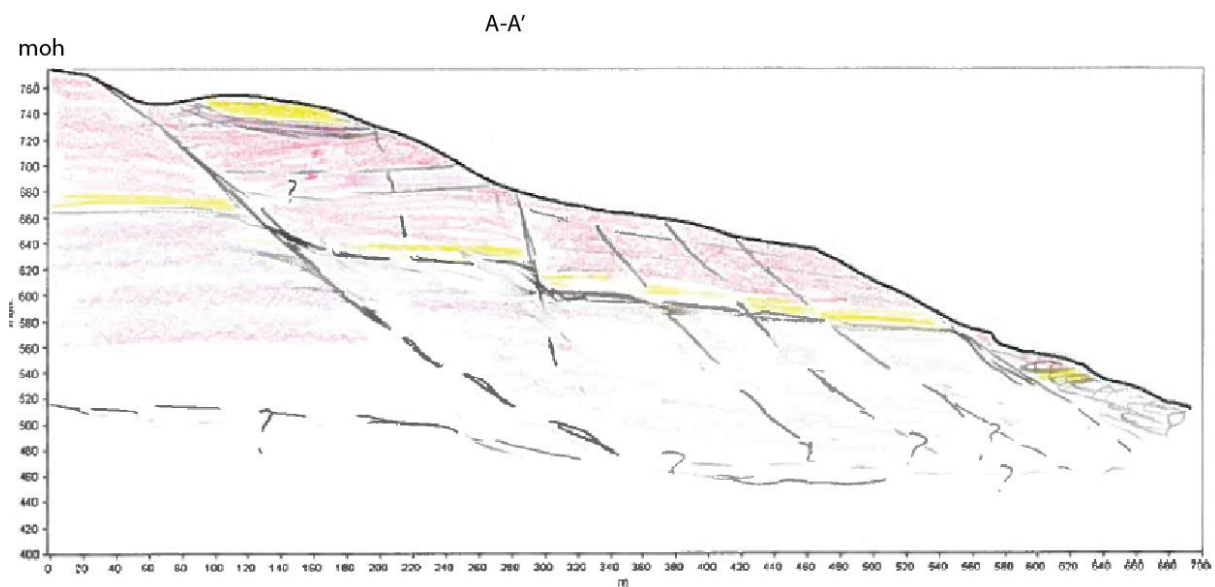
Tre profillinjer er lagt frå det NØ-SV orienterte forkastningsplanet nedover (sjå figur 77). Profil B-B' går over to av borehola i elområde E. Det er òg eit siste profil D-D' som går over delområde F og boreholet der.



Figur 77: Løpet til profilinjer. Grønne prikker er borehol.

Profil A-A' (figur 78) kryssar forkastinga i avgrensingskrenten og skråninga i delområde B, der det er marmor øvst og kalksilikat i eit band lenger nede. Vidare går den over terrassen med nivåskilnader i lausmassar orientert NØ-SV og eit rett plan orientert NØ-SV, der det stadvis er terrassar, talus eller større delvis inntakte blokker med rette overflater. Både forkastningsplanet, lausmasseskrentane og det rette planet er orientert NØ-SV, og alle heller mot NV. Det fremste planet har lågare vinkel og nedanfor dette er det blokker og terrassar med horisontale overflater. Kombinasjonen av horisontal overflate og same orientering på sprekkar i blokker som resten av området gjev grunnlag til å tru at dette planet er eit utglidingsplan der massar har bevega seg vinkelrett til strøket. Om fallvinkelen er konstant mot djupet er den brattare enn skråningsvinkelen i dag, men utrasinga kan ha skjedd på eit tidlegare tidspunkt når fjellsida har vore brattare. Alternativt avtek vinkelen til planet mot djupet, eller det kan møter eit anna plan. Nivåendingane på lausmasseskrentane er små, så det er truleg ikkje store høgdeskilnadar langs eit djupare glideplan her. I bakkant av terrassen er det anteke ei brattare sprekk, då det er ei forsinking orientert NNØ-SSV og det er nær vertikale skrentar i bakkant av terrassen. I øvre

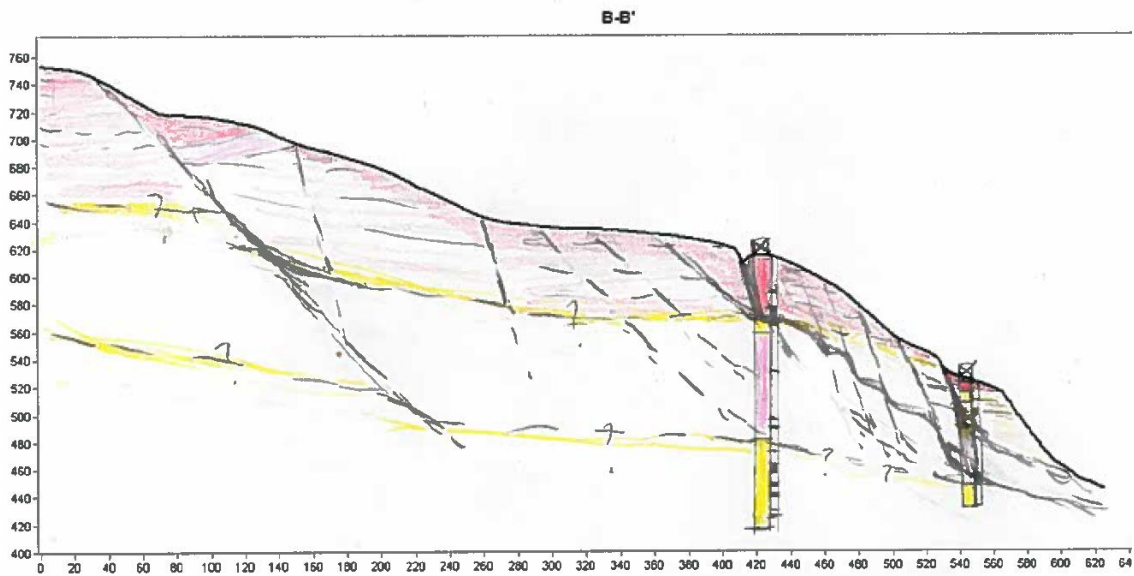
delar (delområde B) liknargeometrien på ein roll-over antyklinal då det er ein haug av marmor med forsenking i bakkant. Slike er tenkt å bli danna over listriske forkastingardå det er ei rotasjonsrørsle (Twiss & Moores, 2007). Likevel er det i delområde A ein tilsvarande topografisk forhøging i marmor så dette kan vere frå den pre-eksisterande topografiske utforminga. Difor er det vanskeleg å sei om den bakre forkastinga fortsetter konstant med djupet eller endrar vinkel. Ut ifrå hellingvinkelen på skråninga er det truleg eit relativt bratt plan i øvre delar. På terrassen derimot er det berre små høgdeskilnader så her er det truleg eit underliggende slakare plan, men det er usikkert om det er frå forkastningplanet som endrar vinkel eller om det er eit anna plan. Dette kan fortsette og bli brattare under det nedre utglidingsplanet og eventuelt kutte det i underkant.



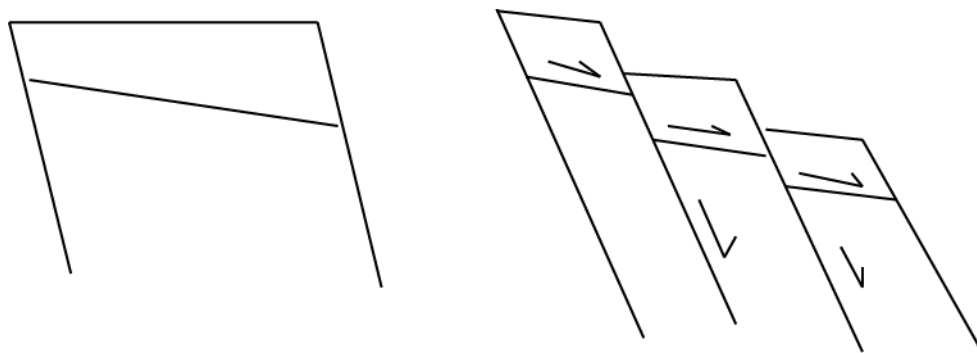
Figur 78: Profil A-A', mogleg tolking av profil A-A' der gult representerer marmor, rødt granatglimmergneiss og rosa kalsilkgneiss.

Profil B-B' (figur 79) går over forkastinga, ned skråninga i delområde B, og over terrassen og den store sprekk i delområde E, med underliggende skrent- og terrassesystem. I dei sistnemnde blir foliasjonen litt brattare lenger ned i skråninga, men den er stort sett konstant og med lågt fall. Terrasse har truleg ei brattare sprekk i bakkant då det er ein nesten vertikal skrent her. Den store ekstensjonsprekka har i bakkant nydanna synkehol som legg seg som ei linje og ei anna parallell sprekk som er djup der berggrunnen er synleg. Denne kan følgjast til avgrensingsskrenten mellom delområde C og E. I og med at vinkelen på denne er lågare enn for sprekkene vil plana møtast i djupet. Vinklar og avstand tatt i betraktning, vil det truleg vere i sona i borehol 1 der det er registrert mest rørsle. På

dette punktet er det også andre faktorar gunstige for rørsle. Det er to kryssande sprekker på 40 grader og 45 grader som kan vere anten frå desse eller andre sprekker, og det er også grensa mellom granatkvartsglimmergneis og kallsilikatgneis, som er marmorrik. Det er brattare foliasjon, oppknusingssoner og holrom og potensielle leirlag (Ganerød, 2013). Leire indikerer rørsle men det er vankeleg å vite kva som forårsakar denne, då alle desse faktorane kan bidra til gunstigare forhold for utrasing. Kanskje er det kombinasjonen av alle som gjer at det er mest rørsle her. Det er òg vanskeleg å fastslå om det slakare planet forsett mot djupet eller flatar ut. I skråninga utgjer serien av terrassar og skrentar nivåulikskapar. Foliasjonen er stort sett låg i heile området, med ein liten tendens til å bli brattare i nedre delar. Den stegvise overflata kan representere ei stegvis ending av plan i djupet. Dette kan potensielt vere langs det tidlegare nemnde planet som kan følgje foliasjon eller svakheitsstruktur. I begge borehola er leirlag observert i marmoren. I borehol 2 er dette i tre lag mellom 25m og 35m i samband med kraftig oppknusing. Kombinasjonen av leirlag og registrert forflytting langs bergartsgrenser gjer dette til ein viktig faktor for danning av glideplan og difor for rørsle til dei ustabile fjellpartia. Dette kan vere anten med at sjølve bergartsgrensa er glideplan eller så kan det vere endra sprekkeutvikling i dei ulike litologiane som gjer forholda gunstigare. Som det blir sett i fjellveggen figur 74 innsnevrar bergartslaga seg mot fjorden og korrelasjon av borehola kan gje tilsvarende struktur. Om det er dette som skjer, vil kombinasjonen av brattare fall og litologisk kontrast vere ein gunstig kombinasjon for rørsle. Om rørsleplana i skråningssystemet er rette eller krumma er usikkert, men den beskjedne endringa til foliasjonen som er knytt til terrassar, og store holrom i borehola gjer at det mest sannsynleg er planart. Eit glideplan vil då krysse overflata anten med endring av eit plan eller fleire interaksjonar mellom plan. For dette systemet kjem truleg plan til overflata i underkant av dei mest markante skrentane i nedre del av skråninga. Om lågvinkla glideplan er eldre enn dei brattare avgrensingssprekkene vil differensiert vertikal setnad føre til at eit plan med gunstige eigenskapar for utgliding kan bli forskjøve og finnast på ulike høgder (figur 80). Dette kan gje grunnlag for trappetrinnsgeometri. Ut i frå overflateformer er det ikkje mogleg å skilje det frå preeksisterande glideplan. Carrea et al. (2010) peikar på at ein kombinasjon av foliasjonen og sprekker kan gi trappetrinnsgeometri.



Figur 79: Profil B-B' går over borehola og gult er marmor, rødt er granatkvartsglimmergneiss og rosa er kalksilikatgneiss.



Figur 80: Prinsippskisse av forskyving av potensielt gliplan.

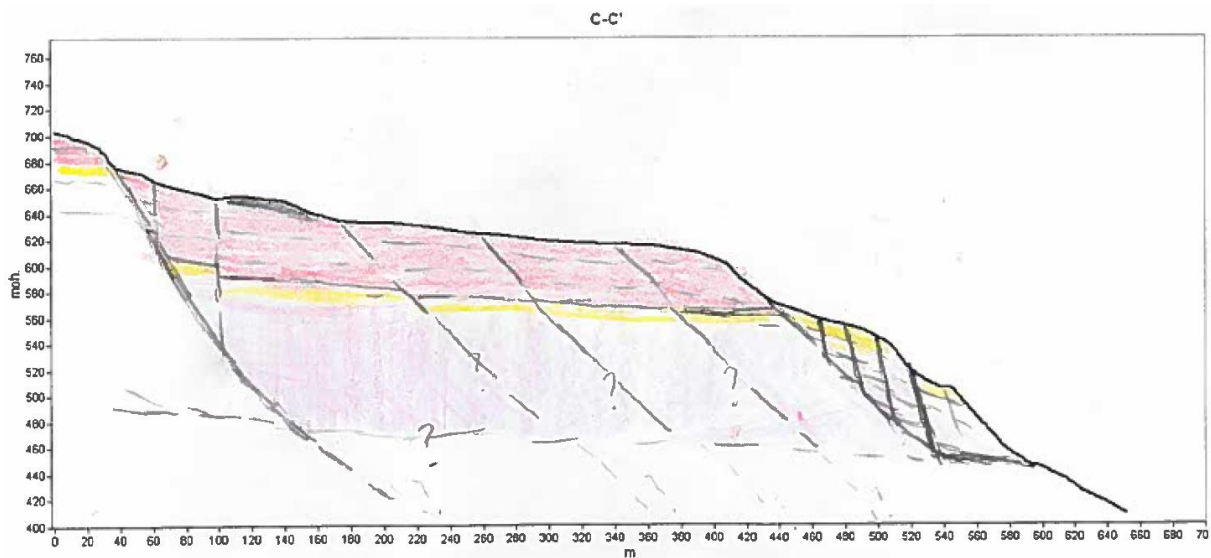
Det er også observert oppknusingssoner lenger ned i borehola og det er moglege leirlag på ca. 160-170 meters djupnad i borehol 1. Dette indikerer at fleire glideplan kan vere tilstades. Rørslesensorar er ikkje installerte så djupt og difor er det ukjent om desse er aktive i dag. Den registrerte rørsle frå sensorane i boreholet og GPSane på overflata samsvarar for øvrig godt, så det er ikkje stor rørsle i tilfelle. Leirlaga er også her i marmorrike lag.

Den kartlagde skyvegrensa er som nemnt ikkje observert direkte i felt, men ei slik grense vil med høgaste sannsyn lage ei oppknusingsone eller forkastingsbreksje. Den har ei veldig svak helling mot fjorden men planet kan vere undulerande eller følgje trappetrinn, som dei andre observerte strukturane. Om forkastingar eller sprekker møter desse vil dette kunne gje gunstige forhold for utgliding. Særskilt med tilstadevêring av smektitt vil dette kunne

reduere skjærstyrken. Det er ikkje sikkert at leirlaga og oppknusingssonene i dei djupare delane representerer denne skyvegrensa, og det kan like gjerne vere andre plan eller forkastingar det har vore rørsle langs. Tilstadeveringa av eit slikt plan vil likevel vere kritisk på sikt og smårørsler nede i djupet kan forplante seg oppover langs andre svakheitssoner. Den bakre forkastinga framstår som ein stor struktur og går truleg ned til fjorden, og vil møte skyvegrensa i djupet. I øvre delar kan det på lik linje med profil A vere ei viss form for listrisk rotasjon. Seismikk i området viser to store refleksjonar, moglegens bergartsgrenser eller avløysingsplan (detatchments).

Profil C-C' (figur 81) går over den bakre forkastinga, over ein liten skrent, ned på terrassen med uregelmessige ryggar og synkelinament. Herfrå er det eit knekkpunkt i terrenget med det tidlegare omtala planet som avgrensar delområde C og E, og nedanfor kryssar profillinja dei største terrassane i delområde E, der dei 3 opne sprekkene er. Foliasjonen blir noko brattare ned skråninga i dei ulike terrassane, men ikkje i stor grad. I bakkrenten med forkastningsplanet er det observert kalksilikatrike lag og det same er sett i den sørlege fjellveggen til den store terrassen. Dette er under eit relativt tynnt lag av granatglimmergneis og laga kan ha vore kontinuerleg på eit tidspunkt. Då kan høgdeskilnaden representerer ein setnad. Dette kan ikkje med sikkerheit knytast saman, så dette er ei usikkertolking. I tilfelle det stemmer vil det ha vore ei relativt bratt sprekk under den subvertikale skrenten i bakkant av terrassen, og denne er bratt nok til å møte forkastinga. På terrassen er det synkelineament som er forkastningsparallelle og desse vil indikere sprekker med ekstensjon og vil gå ned i djupet, truleg med same vinkel som forkastinga. Då det ikkje er noko høgdeskilnad på sidene av desse har ekstensjonen truleg skjedd langs det same lågvinkla planet. Den markante skrenten er forkastningsparallelle med vinkel på rundt 50 grader og har ein stor høgdeskilnad. Settet fortsetter truleg i djupet. I nedre delar er det eit lågvinkla, glimmerrikt, glatt plan som dannar eit overheng (figur 81). Det er ikkje særleg mykje oppknusing, men det kan vere rørsle langs dette planet som har ført til opning av sprekkene på terrassen. Nedanfor skrenten er det ei ny terrasse med dei tre opne sprekkene i kalksilikatgneis. Desse fell mot fjorden. Heller ikkje på sidene av desse er det store høgdeskilnader, og difor har desse også truleg bevega seg langs

same plan, eller ulike plan med små høgdeskilnader. Under dette er det fleire terrasser og bratte skrentar, og her er det truleg ein trappetrinnsgeometri.



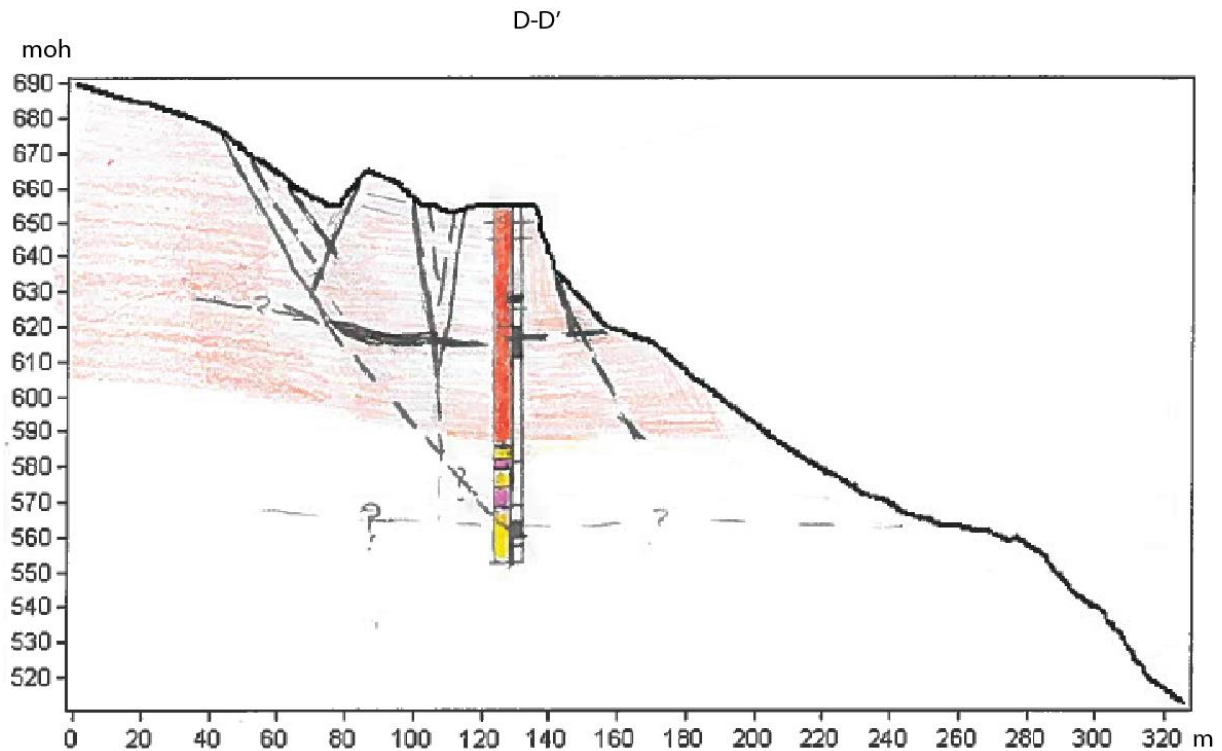
Figur 81: Tenkt profil over C-C'. Rødt er granatkvartsglimmergneiss, gult er marmor, rosa er kalksilikatgneiss.



Figur 82: Plan med glatte flater som danner overheng. Dette er i avgrensadsskrenten mellom delområde C og E.

Delområde F, som profillinja D-D' går over (figur 83), kan i hovudsak delast opp i tre einingar. Den første er den bakerste blokka med foliasjon hellande mot SV, og langsidede

er antitetiske. Den andre er ein rygg av oppknuste blokker med synkelinament på sidene. Den siste er den ytste blokka, som er avgrensa av ein stor skrent i framkant. Hellinga på overflata er mot NV og foliasjonen har fall mot SV. Området er avgrensa av ein baks skrent med tre orienteringar. I felt kan langstrakte sprekker observerast både direkte, i form av synkelinament og holrom i vegetasjon. Desse er fleiretitals meter djupe. Det er også geometrisk samsvar mellom einingane, og desse har truleg vore ei masse tidlegare. Skrentane som avgrensar området er orienterte VNV-ØSØ NV-SØ og NØ-SV. Begge dei store blokkene har ei glatt rett side orientert NØ-SV mot tilsvarende orienterte skrent, og i profil bøyer denne av mot djupet. Slik sprekkeutvikling blir også sett i den markante fjellveggen under feltstasjonen med same orientering. Baks skrenten orientert NV-SØ er brattare og den siste VNV-ØSØ orienterte skrenten har eit fall mot sør. Dei langstrakte sprekke deler opp blokkene, og nokre av desse er antitetiske, medan andre er syntetiske. Tilsaman utgjer dei ein horst-graben struktur. Sprekkene møtast i djupet saman med kontinuasjonssprekker frå den listriske og moglegens subvertikale skrenten. Borehol 3 viser sterk oppsprekking på 30m djup, som kan stemme med anteken interaksjon. Den reduserte vinkelen på det listriske planet kan i seg sjølv vere nok til å danne eit glideplan, men det kan også eksistere eit anna plan med lågare vinkel. Den bakre blokka kan ligge på det NNV-SSØ orienterte planet, og difor få brattare foliasjon, eller planet få lågare vinkel mot vest. Samla blir det ein skråningsretta rotasjon mot SV. I framkant av partiet er det ein bratt skrent, og lineamentet kan følgjast til grabenen på midtre Nordnes. Dette er mogleg ei tidlegare N-S orientert forkasting. Systemet verkar å vere mest aktivt i dei øvre delane, og vere relativt lokalt. Det er likevel oppknusing djupare i boreholet og fleire sprekker og glideplan kan eksistere.



Figur 83: Profil D-D' viser ein horst graben struktur. Raudt er granatglimmergneiss, gult er marmorrike lag og rosa er kalksilikatgneiss. Det øvre gliplanet kjem truleg inn vinkelrett på profilet og er ikkje horisontalt.



Figur 84: Oversiktsbilete av delområde F som D-D1 kryssar der ein tudeleg kan sjå dei to større inntakte blokkene. Mellom desse er det ein rygg med blokker.

Oppsummert er det altså mange element som opptrer saman for å danne dei naudsynte føresetnadane for utgliding. Dette er både listriske, planare, bratte og slake plan samt

berggrunnsrelaterte strukturar. Interaksjonen er kompleks, og det er problematisk og seie fast bestemt kva som skjer i djupet. Sikrare er det at det finns fleire nivå, og truleg meir enn eit glideplan, sjølv om rørsle hovudsakleg kan vere langs særskilde. Den sesongmessige variasjonen i rørsle som viser ulik start av horisontal og vertikal akslerasjon kan vere med på å underbygge at det er ulike system og forhold som styrer rørsle. Den horisontale rørsle kan skuldast overflatenære mekanismar, medan den vertikale rørsle kan skuldast djupare, brattare plan, litt som på bilete 76a) men kan vere knytt til meir lågvinkla plan. Det må i det tilfellet vere fleire mekanismar involvert for at rørsle kan skje sidan det er langt under kritisk vinkel. Glideplana kan ha opphav i sprekkeutvikling i djupet, gjerne grunna mekaniske eller spenningsrelaterte forhold. Det er òg truleg ulike system i ulike delar av det ustabile fjellpartiet.

5.2. Kinematikk

Jettan og indre Nordnes er særst godt instrumenterte til å registrere dagens rørsler. Det fortel rørsle sidan den kontinuerlege overvakinga tok til i 2007, men ikkje noko om tidlegare rørsler og snevert om framtidige rørsler. Observasjonar frå feltarbeid kan forøvrige indikasjonar om kinematikken i fortid, og korleis den potensielt kan utvikle seg. Overvaksingsdata gjev då ein unik moglegheit til å samanlikne teoriar basert på feltarbeid med dei faktisk registrerte rørsle. Rørsle i dei ulike delområda vil bli diskutert ut i frå feltobservasjonar og periodiske og kontinuerlege målingar. Vidare vil dei ulike rørslemekanismane bli gjennomgått.

5.2.1. Kinematiske indikator

Det er mange kriterier som kan brukast og leggst til grunne for å vurdere rørsle i ustabile fjellparti.

Glidestriper og furer viser rørslevektoren til blokker langs eit plan. Desse kan fortelje om rørsle har skjedd vinkelrett, på skrå eller parallelt til plana dei opptrer på, i tillegg til å avsløre den relative rørsle av blokkene langs planet. Desse kan vere danna på grunn av utrasing av ustabile fjellparti, eller frå tidlegare tektoniske hendingar, så opphavet må vurderast.

Viss omliggande områder til ustabile fjellparti viser ein konstant foliasjon kan samanlikningar av foliasjonsmålingar i dei påverka og upåverka områda brukast til å finne rørsle av blokker og avgrensa områder innad i ustabile fjellparti. For at dette kriteriet skal kunne brukast er det fundamentalt at det ikkje er naturlege variasjonar i foliasjonen. På Nordnesfjellet er det boudinar, linser og mylonitter i alle storleikar saman med småfolding, så dette kriteriet kan gje missvisande resultat. Terrassar heller ofte parallelt med foliasjonen og difor vil hellinga av desse på same måte som foliasjonsmålingar avsløre rørsleretning og potensielt kva type rørsle som har føregått.

Tilsvarende metode med samanlikning av målingar i og utanfor det ustabile området kan òg brukast i forhold til sprekker. Om regionale kryssande sprekkeseitt som er gjennomgåande for området kan identifiserast, og sprekkene har konstante vinklar i forhold til kvarandre, kan dette samanliknast for å finne rørsle i ulike parti.

Om det er fleire bergartar i området som opptre på ulike stadar med plutslege avbrekk, kan bergartsstratigrafien hjelpe til å fortelje forflytting. Dette føreset at ein kan identifisere kva lag som opphavleg var kontinuerleg. Veksling mellom tilsvarende lag kan gjere dette problematisk om ein ikkje har lag spesifikke karakteristikk. Med å samanlikne høgdeskilnadarmellom same bergartsgrenser kan ein finne spranghøgda til forflyttinga.

Det er vanleg å anta at sprekker opnast normalt til rørsle (Fossen & Gabrielsen, 2005) og på den måten kan dei aleine fortelje storleik og retning av rørsle på staden. Om sprekker har karakteristiske markørar som gjer at punkt som eingong har vore saman kan identifiserast, kan avstanden, det vertikale spranget, og vinkelen mellom punkta, rekne ut den absolutte rørslevektoren. Dette gjeld og transverse forkastningar.

Rørsle er òg tenkt å vere normal eller ut frå store skrentar og subsidiære skrentar (Kinakin & Stead, 2005; Henderson et al., 2006), og parallell eller skrå til strukturar som transverse skrentar (Gibbs, 1990). Dermed kan desse brukast for å finne retning på rørsle. Storleiken kan reknast ut frå opninga frå baksrenten, andre skrentar og ekstensjonelle sprekker. Dette er ein kumulativ overflateverdi frå baksrenten og subsidiære skrentar, og det er

usikkert kor langt desse fortsetter i lausmateriale som talus (Henderson et al., 2006). Skrentar dannast gjerne der det har vore rørsler langs sprekker så desse kan fortelje kvar rørsle føregår og storleiken på forflyttinga ut i frå høgda på skrenten.

Forflytting av særskilde morfologiske strukturar slik som moreneryggar kan også gje sprang og retning på forflytting. Laterale moreneryggar blir gjerne avsett langs fjord- og dalsider, og morener avsett under same periode vil kunne lage ei linje i terrenget. Der isen har vore tjukkast vil dei ligge lengst oppe og dei vil skrå nedover. Om mange slike ryggar er observerte, og gradienten dei har langs fjellsida er kjend, vil ryggar som avviker frå denne linja ikkje vere in situ og ha blitt flytta, t.d. med masserørsler. Med å sjå avviket til ryggen i forhold til den antekne posisjonen kan storleiken på forflyttinga anslåast. Det må vere sikkert at ryggane er avsett samstundes og at dei ikkje er frå ulike brerandtrinn.

Lober vil også vise retning på utrasa parti då partiet som har bevega seg mest vil ha forflytta seg lengst.

Synkehol er anteke å bli danna der sprekkesett møtast og synkelinament er anteke å bli danna over sprekker, sjå 5.1. Så sant dette stemmer, kan synkelinament på same måte som ekstensjonssprekker fortelje retning og storleik på rørsle. I alle synkelinament er ikkje fjellveggane til sprekkene synlege i motsetnad til ekstensjonssprekkene, og det kan vere problematisk å anslå storleiken til dei underliggande strukturane. Dette vil truleg òg vere avhengig av aktiviteten i den underliggande strukturen i forhold til overflateprosessar. Sidan desse er forsenkingar vil dei truleg bli innfylt av sediment over tid. Dette treng likevel ikkje å vere tilfellet då holrommet kan gjere at vegetasjon kan synke inn med hjelp av t.d. fluviale prosessar. Synkehol og synkelinament kan sansynlegvis også avsløre aktiviteten i området på noverande tidspunkt. Som blei vist i kapittel 4.4.5. er det ulike former, storleikar og vegetasjonsdekke i synkehol. Dei synkehola som har blitt danna nyleg, basert på observasjonar, viser rifting i vegetasjon og setnad. I områder der det er observert mykje rørsle, viser dei anten holrom ned til sprekker eller lausmassane under vegetasjonen kan sjåast. I parti som øvre del og midtre Nordnes, der mindre rørsle er registrert, er dei dekkja med vegetasjon. Ut i frå dette kan ein foreslå ein modell der synkehol med rifta lausmassar er ferske, dei som viser lausmassar eller holrom er truleg aktive i dag men kan ha eksistert

over lenger tid, og dei som er dekkja av vegetasjon er gjerne eldre med mindre aktivitet. For å finne ut kva tidsperspektiv det er snakk om må ein vite kor raskt vegetasjonen kan etablere seg, og dette under dei bestemte klimaforholda i området.

5.2.2. Rørsler i dei ulike delane av det ustabile fjellpartiet

5.2.2.1. Delområde B

Delområde B ligg ca. 20 m lågare enn terrenget ved baksrenten i sør, og ca. 30 m lågare enn omgjevnadane over skrenten i nord. På denne sida aukar høgdeskilnaden langs skrenten. Delområde A består av marmor, stadvis med tremolittskrystallar, og bergartsgrensa til granatkvartsglimmergneiss kan stadvis observerast. Denne bergartsgrensa kan ein finne att i felt B, men då er den lenger vest enn på andre sida av forsinkinga. Denne bergartsgrensa har truleg vore kontinuerleg grunna det like omfanget og utbreiinga av marmor. Geometrien på delområdet som er avgrensa av synkelinamenta tilsvarer geometrien på baksrenten, då begge møtast i ein tilsvarande vinkel, berre på ulike høgder i terrenget. Begge desse observasjonane gjev grunn til å tru at det lågareliggande området tidlegare har vore på nivå med delområde A. For at landskapet då skal bli kontinuerleg med resten av plataet og bergartsgrensene følgje ein naturleg kontinuasjon, må dette partiet ha sunke ned 20-30m. I og med at skrenten i nord er høgare enn skrenten i sør kan det moglegens ha vore ein rotasjon av området. For at geometrien skal stemme, har rørsle vore mot VNV eller NV. Foliaasjonsmålingane viser eit svakt fall mot VNV, noko som er med på å støtte denne rørsleretninga. Det er då altså ein kile mellom to plan, der det eine er brattare enn det andre. På grunn av vinkelen og fallet på plana vil forkastningsplanet truleg vere avgjerande for rørsle. Rørsler frå den NV-SØ orienterte skrenten ville ført masser inn mot forkastningsplanet som ville vore i ugunstig retning for utgliding og truleg gjeve meir friksjonskraft og stoppa opp massane. Det brattare planet vil lettare kunne gje rørsle då massar lettare kan gli sidevegs langs denne. Planet er ikkje heilt vertikalt og dette vil truleg føre til litt lateral friksjon, særskilt i dei øvre delane der partiet er kila mellom plana. Nedanfor marmoren opnar terrenget seg, og det er mindre lateral friksjonskraft i øvre delar. InSAR data viser i nedre nordlege del ei relativ stor horisontal rørsle i vestleg retning på over 30 mm/år, i tillegg til heving. Satellittane er blinde i N-Splan så det kan også vere ein komponent i denne retninga, og den totale rørslevektoren kan

vere underdrive. Dette er i området lengst frå forkastinga, og hevinga oppstår lengst frå denne. Hevinga kan då skuldast den laterale friksjonskrafta til det brattare NV-SØlege planet, då det vil bli ein kompresjon her ettersom det er rørsle frå forkastningsplanet. Dei mange oppknuste blokkene her kan skyldast denne rørsle, men dei kan også ha komme frå andre prosessar som utrasing frå den overliggjande skrenten eller forvitring. Ei anna potensiell forklaring på heving kan vere frysing av vatn. Ei elv er observert å forsvinne under overflata i dette området samstundes som området ligg over grensa for diskontinuerleg permafrost (Christiansen & Blikra, in prep) og ikkje langt frå den tolka steinbreen. Om vatnet frys i dybda vil volumauking av vatnet kunne føre til heving.

5.2.2.2. Delområde C

Delområde C, den store terrassen med sine underliggjande massar, er i bakkant avgrensa av ein skrent mot delområde B. Under denne ligg det som er kartlagd som ein uregelmessig morenerygg. Skrenten viser ein sikk-sakk trend og terrassen har truleg sunke vertikalt i forhold til denne. På overflata av den subhorizontale terrassen er det fleire større synkelinament og desse er orienterte NØ-SV. Om antakingar om at desse reflekterer sprekker stemmer, tyder det på ein viss ekstensjon i NV-SØleg retning. Foliasjonen heller svakt mot NV i dei øvre delane og tilsaman kan dette indikere ei nordvestleg rørsleretning. Dette kan vere grunna forkastinga, som truleg fortsetter i bakkant. Foliasjonen er likevel så slak at dette er eit usikkert kriterium. På sørsida av terrassen er det ein nærmare vertikal fjellvegg som møter ein skråningsparallel vegg med desintegreerte massar og terrassar. Dette tyder på tidlegare utrasingar ned mot elva som er i kontinuasjon med den store forkastinga. På framsida er det også ein serie med bratte skrentar eller skråningar, samt terrassar og lobeformer i botnen av skråninga. Både skrentane og lobene er parallelle med fjorden, det vil seie orienterte N-S, så mogleg har desse massane på framsida av terrassen bevega seg rett vestover. Synkelinamenta er dekkja av vegetasjon, noko som tydar på lite aktivitet i dag og InSAR viser at sjølve terrassen beveger seg lite. Massane i forkant av terrassen viser ei beskjeden setnad og horisantal rørsle i vestleg retning. Grunna vegetasjon i dette området er det ikkje data så langt ned fjellsida.

5.2.2.3. Delområde A

Den øvre delen har store halvmåneforma sprekker om ein ser på hovudtrenden. Desse er gjort opp av sikksakktrendar, og det er i tillegg utbreidd med synkehol i området.

Foliasjonen er stort sett mot nordvest og blir brattare i djupet. Dette skil seg ut i forhold til resten av området, men det er også berre her tremolittmarmoren opptre, utanom den tidlegare diskuterte forflyttinga til tremolittmarmoren i delområde B. Bergarten ligg som ei linse på toppen og då det er få andre plassar i området med same bergart kan ein ikkje vite kva den opphavlege foliasjonen var. Difor kan heller ikkje foliasjonen brukast som ein kinematisk indikator. Sprekkene og synkehola indikerer at det har vore rørsle her, men det er ikkje noko store høgdeskilnadar, så det har truleg vore lite vertikal rørsle.

Ekstensjonssprekkene er mange og djupe og kryssar kvarandre nærare vinkelrett. Desse har dei same trendane som dei regionale sprekkesetta. Dei halvmåneforma trendane derimot viser høgdeskilnader og dermed mest rørsle. Desse ligg rett i kontinuasjon av forkastinga og denne har truleg påverka massane. Då dei andre massane i delområde B har sunke inn har støtta i framkant minskt, og rørsler vil lettast skje i denne retninga. Om delområde B har hatt ei rotasjonell rørsle mot VNV eller NV, kan dette ha gjeve eit drag på dei gjenliggande massane. Dette vil ha påverka nærast baksikrenten og det er her ein ser dei største forsenkingane i sprekkene, som døyr ut mot nord. Den svekka stabiliteten gjer at skråningsparallelle sprekker kan opne seg. InSAR data stadfestar ei horisontal rørsle i vestleg retning og mangelen på vertikal rørsle utanom heving i nedre nordvestlege område.

5.2.2.4. Delområde D

Området i midten er i hovudsak prega av ei skråning med lineament i dei to hovudretningane, stadvis med høgdeuliksskap. I dei sørlege delane er lineamenta forkastningsparallelle skrentar med nivåuliksskapar, og det bakerste linamentet er i kontinuasjon av den meir eller mindre rette avgrensingssikrenten til delområde E. Denne har eit fall på 50-60 grader, og det NØ-SV orienterte planet som avgrensar feltet i vest har eit fall på rundt 45 grader mot NV. I dei nordlege delane er det ein terrasse som ligg lågare enn baksikrenten. NV-SØlege synkelinament er mest framtrudande og synkehol finner ein i den vestlege delen av desse. Partiet er avgrensa i bakkant med høgdeuliksskap og

endringar i terrengprofil i forhold til delområde B. Begge dei regionale sprekkesetta er altså representerte og vil indikere ekstensjon i både NV-SØleg retning og NØ-SVlig retning. Om det stemmer at det er dei forkastningsparallelle sprekkene som er mest styrande for rørsle, og om retninga til knekken i profilet blir tatt i betraktning vil det vere mest rørsle mot VNV eller NV. Kompasset til GPS 2 som er i dette området, viser ei rørsle mot VNV. Dette er i den nordlege delen av området, og her vil det nok vere litt påverka av dei langstrakte lineamenta til delområde F. InSAR viser også ein vestleg komponent på rundt 8 mm/år, og ein nordleg komponent på rundt 2 mm/år. På dette punktet er det også ein setnad av GPSen på ca. 4mm/år, noko som samsvarar relativt godt med InSAR data. I dei sørlege delane av feltet viser InSAR data ein vestleg horisontal komponent, men i motsetnad til i øvre delar av feltet, er det heving på mellom 10 og 15mm/år. Dette er langt over det som er venta av regional heving (Fjeldskaar et al., 2000). I og med at i det nedanforliggende delområde G er desintegreerte massar og delvis intakte blokker, indikerer dette ei utrasing. I tillegg er det markert ein overgang med setnad av terrenget her. Når massane har rasa ut vil den minka vekta føre til mindre normalkraft, som verkar nedover, då den er bestemt av masse*gravitasjon. Dette kan potensielt føre til heving i området på lik linje med footwall uplift (Barr, 1987). Kor vidt dette kan skje er usikkert sidan footwall uplift krev isostasi og massane kan vere for små til å gje slike effektar.

5.2.2.5. Delområde E

Delområde E er eit samanhengande parti med fleire sprekker og skrentar. Avgrensinga er av den forkastningsparallelle skrenten og lineasjonen, samt den større ekstensjonssprekka. Det er avgrensa av eit noko avvikande lineament på nordsida, mellom eit kaotisk felt av blokker og glideplanet til delområde G. Den store ekstensjonssprekka har i nordlege delar av feltet lite opning, og denne blir større mot sør. I nord er overflata på begge sider av sprekkane nesten på same høgde, medan den vertikale skilnaden aukar gradvis mot sør. Vidare ned skråninga er det ei rekke av skrentar og skråande terrassar. Desse visar same trend som baksprekka, med at skrentane er høgare i sør enn i nord og terrassane er også lenger ut mot fjorden i sør. Dei fell ca. mot SV. Nokre av terrassane har store langstrakte sprekker med rette plan i kalksilikatgneiss som fell mot fjorden. På dei sørlege delane av terrassen er opninga størst, og dess lenger mot nord på terrassen ein kjem dess smalare

blir dei før dei ikkje lenger kan observerast. Denne geometrien tyder på størst rørsle i sør, med eit hengslepunkt i nord av feltet, og resultatet blir ei rotasjonell skrå rørsle. Ein metode som kunne blitt brukt til å finne rørslevektoren er å koble saman knutepunkt i sikksakktrenden på baksprekka. Det er fleire blokker som er nedrasa i denne sprekkja samt to konstante trendar, så det er vanskeleg å finn kva punkt som faktisk passar saman, og særskildt storleiken på vektorane. Foliasjonen i området viser fall både mot NV og NØ og det kan vere med på å underbygge at det er ei rotasjonell rørsle, då dei sørlege delane viser ein meir NV-leg og brattare foliasjon i forhold til i nord, som er meir NNØ-SSV orientert. Den rotasjonelle komponenten vil vere størst i dei nedre delane av feltet, som truleg har bevega seg mest. Også tiltmetera i delområdet viser syntetisk rørsle og ei helling mot SV. Akkurat kva som gjer at ein har fått hengslepunktet er ukjent. Rørsla er altså rotasjonell der nordlege delar vil bevege seg rett vest eller VNV, medan dei sørlege delane vil vise ei meir VNV-NV leg rørsle. Dei fire GPSane i området viser dette, sjå figur 49. Sidan det er brattare i dette partiet og mindre støtte til skråninga, vil truleg gravitasjonen bidra til ein meir vestleg trend enn i øvre delar av det ustabile fjellpartiet. Den minka støtta vil også føre til større rørsler, og større rørsler vil opne fleire sprekker, lage nivåulikskapar og blokker. Derfor vil det også vere meir struktur i desse områda.

Området nærast delområde D og G består av desintegreerte blokker og det er mykje oppsprekking. Dette skuldast truleg minka støtte mot nord etter utrasingar i felt G og den større aktive nedoverrøsla i feltet.

5.2.2.6. Delområde F

Det komplekse feltet er litt annleis. Det er store forsenkingar mellom større inntakte blokker. Forsenkingane som har djupe opne synkehol, der ein kan sjå fjellveggen, og dei avgrensar blokker. Dette utgjer store sprekker orienterte NV-SØ. Geometrisk passar også bakscrenten og blokkene saman, og foliasjonen heller mot SV. Alt dette tydar på rørsle mot SV. I tillegg er det tidlegare omtala truleg listriske planet som er orientert NØ-SV med fall mot NV med på å påverke rørslene. GPS-målingane viser at den ytste store blokka flyttar seg 41 mm/år mot sør i N-S-plan, og nesten 8 mm/år mot vest i Ø-V-plan. Setnaden er 18 mm/år. Laseren som er plassert på bakscrenten og laserreflektoren i feltet viser at

avstanden aukar med ca. 50 mm/år. Dette vil vere summen av både den horisontale og vertikale komponenten i retninga laseren og laserreflektoren er montert som her er Ø-V. Tiltmeteret viser at vinkelen blir brattare mot fjorden og tippar mot SØ.

5.2.2.7. Delområde G

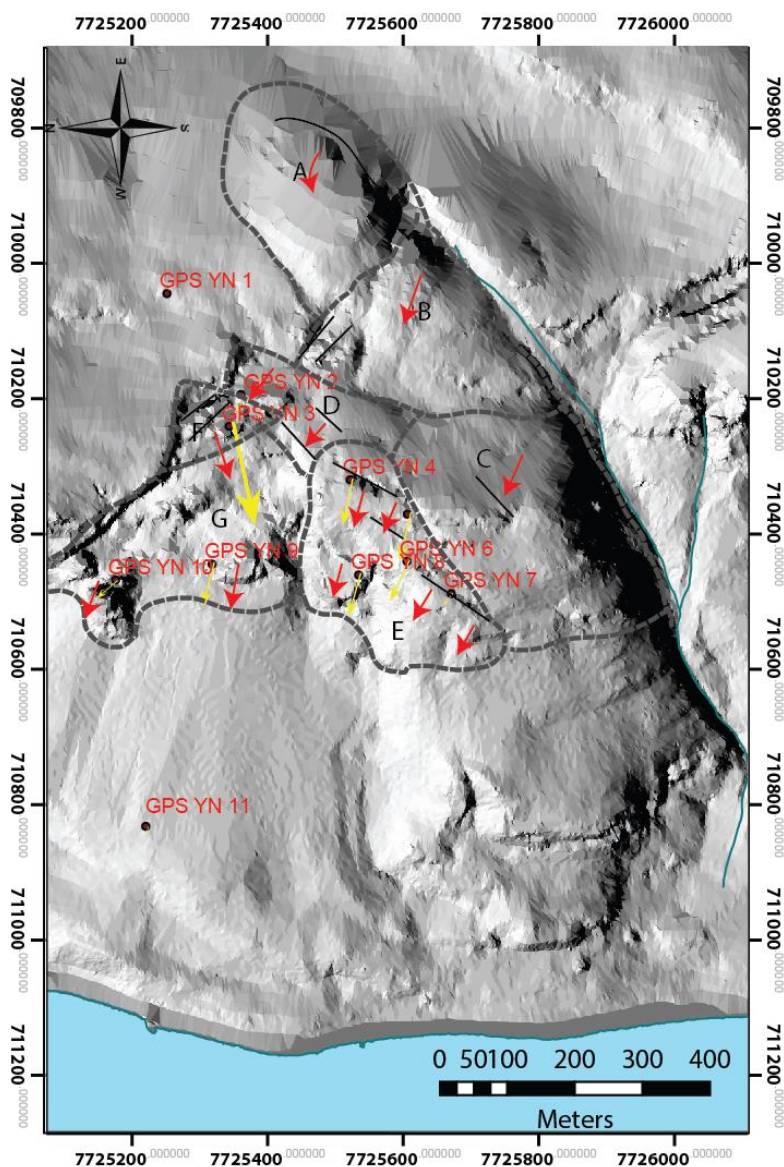
Delområde G er avgrensa av både det tidlegare diskuterte glideplanet i delområde D og nordlege avgrensingskrent. Dei utrasa massane består av talusmateriale og delvis inntakte parti. Sprekker og blokksider/skrentar viser relativ lik orientering i dette delområdet, som både bakskrent og dei andre ustabile massane. Overflatene er relativt horisontale. Dette indikerer at dei delvis inntakte blokkene har bevega seg langs glideplanet som kjem frå delområde G. Foliasjonen varierer litt mellom dei ulike blokkene men generelt fell den mot SV i blokkene som ligg nærast felt F og i nedre delar av feltet fell dei mot NV. På grunnlag av dette bevegar truleg dei øvste partia som er nærast delområde F seg frå avgrensingskrenten mot SV og dei nedre delvis inntakte partia har ei NV-leg rørsle.

I skrenten til det øvre delvis inntakte partiet, referert til som G1, er det ei bergartsgrensa mellom granatkartsglimmergneis og kalksilikatgneis. Denne bergartsgrensa kan også observerast i avgrensingskrenten. Det er ca. 30 m i høgdeuliksskap mellom desse, men bergartsgrensa i avgrensingskrenten er undulerande og det er talusmateriale i partiet mellom desse. Dette materiale kan ha vore mellom blokkene og difor kan ikkje den opphavleg avstanden anslåast. Dette i tillegg til alle innsnevringsturkurane (pinch and swell) som opptre i Normannvikdekket på alle skalar gjer at det truleg ikkje reflekterer det sanne spranget. Også G2 viser same bergartsgrensa, og om dette er den same er det eit sprang på 60 m, men dette vil av same argumentasjon som tidlegare vere mest spekulasjonar.

Jettankallen står som ein pilar. Den har eit fundament av kalksilikatgneis, diopsidrik marmor i øvre delar med ei lita blokk av kalksilikatgneis på toppen. Ei linse av diopsidrik marmor med grenser til kalksilikatgneis kan også observerast i fjellveggen bak. Marmoren i denne linsa har mindre mektigheit enn Jettankallen og det ligg ei mindre blokk med same

grenser imellom. Denne bergarten er berre observert her og difor har desse truleg ei forbindelse. Det er og ein langstrakt rygg med same bergartar bak Jettankallen som er orientert NV-SØ. Om Jettankallen har flytta seg i det heile tatt er det då vanskeleg å fastslå den opphavlege posisjonen sidan diopsidmarmoren kan knyttast opp mot fjellveggen men det er usikkert kor mykje massar som har vore mellom desse, og ryggen passar geometrisk godt i området mellom større delvis inntakte parti der det i dag er talusmateriale. Mektigheits ulikskapen kan forklarast med innsnevringstrukturane (pinch and swell) i Nordmannvikdekket som gjev naturlege variasjonar og ryggen passar godt med rørsle i forhold til hellinga på det bakanforliggende glideplanet. GPSen viser ei NVleg rørsle i dag, så moglegens er det den siste forklaringa som er mest sannsynleg. Bakkeradar har avdekket rørsle av dette partiet på 1-3 mm/år (Kristensen, 2013).

Oppsummert er det ulike rørsleretningar på ulike parti innad i dei ustabile massane men generelt er det mest rørsle mot VNV eller NV. Forkastningsplan og forkastningsparallelle sprekkar er då mest styrande for rørsle. Området i og rundt delområde F skil seg ut med ei sørvestleg rørsle. Rørsle basert på desse analysane er illustrert i figur 85. Dei raude pilene representerer den tolka rørsle, basert på strukturar og geometri, medan dei gule representerer rørsle registrert av GPS. Pilene frå GPSane er vektorar og viser storleiken på rørsle, medan dei tolka viser berre retning.

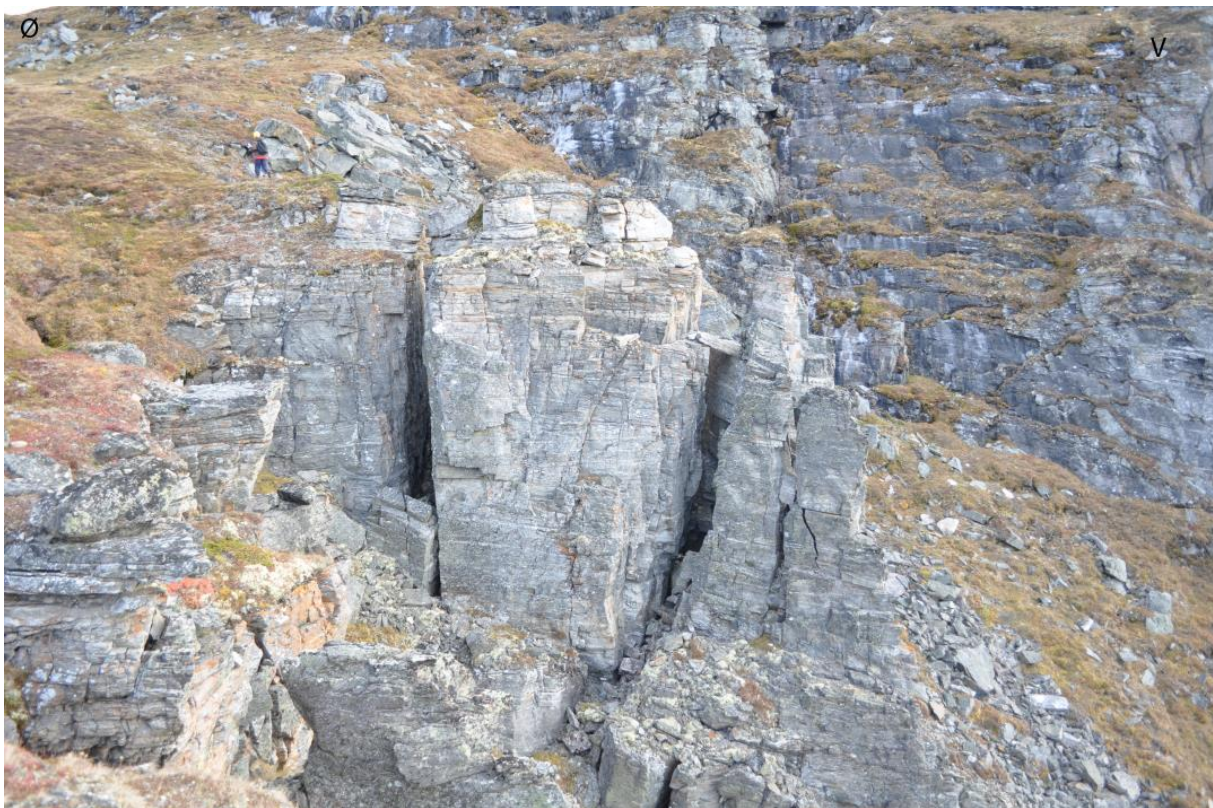


Figur 85: Dei gule pilene viser rørslevektorar frå GPS-målingar og dei raude pilene viser anteke rørsle basert på strukturelle og geomorfologiske metodar.

5.2.3. Total rørslemekanisme for det ustabile fjellpartiet.

For heile partiet er det varierende rørsle på nokre få til titals mm/år utan at stor akslerasjon er registrert. Det er lite variasjon i foliasjonen, og det er både horisontal og vertikal rørsle. Eitt tydeleg definert glideplan er ikkje observert, men det kan vere ei rekke av dei. Geomorfologiske former som skrentar, forsenkingar og ryggar er tilstadevêrande, og både desse og rørslehastigheita er typisk for "Deep Seated Gravity Slope Deformation" som drøfta av Agliardi (2001). Dette opptrer ofte i områder som har vore eller er tektonisk aktive, men det er ukjent om dette spelar ei aktiv eller passiv rolle for deformasjonen og

rørsla (Agliardi, Crosta, et al., 2009). Den beskjedne endringa av foliasjonen som blir observert kan indikere at gliding langs eit plan er den mest aktuelle mekanismen for rørsle for dei fleste områda. Plana kan vere planare eller listriske. Det er berre ei lita antyding til brattare foliasjon mot fjorden, men endringa skjer utan at det er fleire store opne sprekker i bakkant. Det er ikkje underkutting i skråninga nedanfor dei ustabile massane og difor er toppling truleg ein lite relevant mekanisme i dei ustabile massane. Den fremste blokka i delområde F ligg på eit knekkpunkt i terrenget og kan potensielt bevege seg med ein slik mekanisme. Foliasjonen til denne er slakare enn den bakre blokka. Det er størst registrert rørsle i horisontalplan, så det er truleg gliding langs plan også her, men avhengig av djupet til planet kan den moglegens falle som toppling når det kjem til eit kritisk punkt. Langs heile fjellsida frå Jettan til indre Nordnes er det fleire enkelt blokkeskilte av sprekker i bakkant utan nedanforliggende støtte. Endring av foliasjon for enkeltstående og mindre blokker blir observert, så her kan toppling vere ein aktuell rørslemekanisme, sjå bilete 86. Det må også understrekast at horisontal og vertikal rørsle kan skuldast ulike system.



Figur 86: Blokkrotasjon på midtre Nordnes.

5.3. Klassifikasjon

Ettersom den indre oppbygginga av det ustabile fjellpartiet og rørslemekanismane har blitt drøfta, kan området klassifiserast i etter Braathen et al. (2004) sitt klassifikasjonssystem. Området er delt opp i delområda med ulike karakteristikkar og noko ulik rørsle. Trulege forkastningsplan skil delområder og fleire rørslemekanismar verkar inn. Sprekker og forkastningsplan kan vere listriske eller planare. Det er lite endring i foliasjon på overflata, holrom i berggrunnen samt mange potensielle lågvinkla glideplan der leirlag er observert. I tillegg kan det vere tendensar til horst-grabenstruktur av mindre blokker som i delområde F. Desse karakteristikane samla gjer dette til eit komplekst felt. Braathen et al (2004) har nemnt Nordnesfjellet som døme på den listriske yttermedlemmen. Det at både planare og listriske plan blir observert, og delområde E viser lite endring i foliasjon og store holrom i berggrunnen kan tyde på ein meir planar geometri og potensiell dominokonfigurasjon. Horst-grabenstrukturen med dei meir deformerte områda er, som diskutert, på eine enden avgrensa av eit krumma plan i delområde F, og samsvarar difor betre til den listriske yttermedlemmen. Feltet er difor ein kombinasjon av yttermedlemmane.

5.4. Forbereiande og utløysande årsaker

Som sett har det ustabile fjellpartiet dei indre føresetnadane som skal til for rørsle. For at rørsle skal oppstå må òg andre krefter som kan drive rørsle langs desse strukturane vere tilstade. Som nemnt er rørsle eit resultat av kreftebalansen, så for å gå frå ein stabil til ein ustabil tilstand må nokre av desse parameterane endrast. Reaksjonen vil skje i samsvar med fysiske lover som til dømes gravitasjon. Dei forbereiande faktorane er dynamiske og endrar seg over tid, og kan bidra til å svekke eller styrke stabiliteten, og på den måte kontrollere rørsle.

5.4.1. Glasial erosjon og avlastning.

Breen har heilt klart satt sitt spor i området rundt Nordnesfjellet, noko som er tydeleg frå fjorden, dei breskurte fjellsidene og morene i området. Dei breskurte sidene er i underkant av den store terrassen kring 600 m, og morene er kartlagt på overflata av denne. Det er ein

uregelmessig morenergygg på terrassen, men denne er av ukjent alder. Ut i frå figur 6 kan det sjå ut som om denne stemmer overeins med Tromsø-Lyngen trinnet og at breen sto nesten opp på toppen av fjellet under Skarpnestrinnet. Om dette er tilfellet vil det seie at breen dekkar dei massane som viser mest rørsle i dag i yngre dryas. Sidan mange av skrentane i partia som viser mest rørsle ikkje har breskurte sider, skulle ein tru at det meste av rørsle her har skjedd etter at breen forsvann, då brear vil fjerne svakt materiale i skålformer og få meir intens erosjon på vinklar (Jarman, 2009). Breen kan ha vore viktig for å utvikle skredet på fleire måtar. For det første kan den ha erodert fjellsidene slik at dei blei brattare. Ei brattare skråning gjev svekka stabiliserande krefter då det er lite støtte i nedre delane av skråninga, det er ein høgare bergvegg og dermed auka tensile stressforhold i botnen av skråninga. Dette kan føre til svikt langs eksisterande sprekkesett eller svakheitsplan (Ballantyne, 2002). Medan isen låg i fjorden støtta den opp med å utøve eit trykk mot fjellsida, og fjerninga av dette omslutnadstrykket kan ha verka destabiliserande for fjellsida (Ballantyne, 2002). Heile området har under istidene vore dekkar av is og den auka massen har pressa landet ned for å oppretthalde den isostatiske likevekta. Når isdekket forsvann har det vore landheving som framleis er på 1-1.5mm/år i Troms i dag (Fjeldskaar et al., 2000). Lastinga og avlastinga av bremassane kan endre stressfeltet i berggrunnen, og under avlasting kan ein få reaktivering av svakheitsstruktur, nye forkastingar og minka trykk kan føre til brot langs lag (Ballantyne, 2002). Det kan tenkast at dette er ein mekanisme som kan føre til danninga av dei foliasjonsparallelle sprekkene i ein eksfoliasjonliknande prosess. Særskilt i sjiktisilikatlag er det sterke bindingar innad i laga, men svake bindingar mellom laga. Når trykket minka kan bergartane potensielt fått utvida seg, og om dette overgår styrken til banda kan dette ha resultert i ei foliasjonsparallel sprekk. Også auka temperaturar kan ha gjeve termisk utviding etter istida. Breen kan altså ha vore viktig som erosjonsagent som har laga større skråningsvinkel, støtta opp fjellet under istidene og endra stressfeltet i berggrunnen. I tillegg kan det vere ei rekke andre faktorar som påverkar under eller etter deglasiasjon som meir vatn i området som kan fryse og gje kjemisk forvitring. Karbonat er særskild utsatt for dette, og det reduserer både kohesjon- og friksjonsmotstanden. Dette kan underbygge at desse bergartane er svakare og at ekstensjonen oppstår i desse laga. Det er av Blikra et al. (2000) demonstrert at fleire store fjellskred skjedd like etter siste istid i Nord-Noreg, noko som styrkar relevansen av isbrear i forhold til skråningssvikt. Dei utrasa partia i delområde G, i tillegg til dei andre

lobene i nedre del av skråninga kan moglegens skuldast rørsler i denne perioden etter tilbaketrekkinga av isen. Nøyaktig tidspunkt er vanskeleg å seie utan dateringar, men det er truleg etter istida sidan ein ville anta at dei lause blokkene ville blitt påverka av breen om det var frå ei tidlegare hending.

5.4.2. Hydrologisk kontroll

Det er svært lite vatn i området, og sjølv når snøsmeltinga er på sitt største og etter større nedbørsmengder ser ein lite elver og avrenning. Det er einaste den vesle elva nord for feltstasjonen og ei kartlagd elv sør for området som kan observerast. I smeltesesongen ser ein også ei elv som kjem inn til delområde B, men som forsvinn med ein snøflekk. Når ein ser på storleiken, tettleiken og utbreiinga av sprekker i berggrunnen er det ikkje rart at det ikkje er mykje overflatevatn, då dei effektivt vil infiltrere berggrunnen.

Vatn i sprekker kan på fleire måtar svekke stabilitet. For det første kan det virke som ein lubrikant og svekke friksjonen langs plana, og dermed blir drivkreftene større (Braathen et al., 2004). Det kan òg auke poretrykket som vil auke dei drivande kreftene. Det blir ikkje observert vatn langs sprekkeplan i felt, men det kan sjåast i borehol 2. Den einaste staden ein ser vatn kome ut av berggrunnen er langs eit glimmerriktlag under feltstasjonen. Dette er svært forvitra og smuldrar opp med berøring. Tilsvarande lag er observerte i borehol, så det er mogleg at vatn har ei viktig rolle for å svekke lag som seinare kan bli glideplan. Karbonatrikelag og glimmer er særskilt utsette for dette, avhengig av vasskjemien. Kjelder er observert på høgare nivå sør for midtre Nordnes. Her kjem det to elver ut i frå opningar i marmorhorisontar. Sidan dette kjem frå to punkt kan det tenkast at her er det laga dreneringsruter i tunnellar, og dermed er dreneringsproblemet i den generelt lite permeable bergarten løyst. Dermed vil denne kjelda kanskje heller verke stabiliserande enn destabiliserande, i motsetnad til når vatn renn langs plan og aukar poretrykket. I og med at dette ikkje blir observert på Jettan kan det tyde på at der er dreneringsproblem, og ut i frå det kan ein tenke seg at auka poretrykk kan vere ein kontrollerande faktor for det ustabile fjellpartiet. Då ville ein i tilfelle forvente å sjå sesongmessige variasjonar i rørslene knytt til snøsmeltinga på våren og potensielt i periodar med særskild høge nedbørsmengder. Til ei viss grad gjer ein det. Den horisontale rørsla som er vist av GPSane

tek til i mai under snøsmeltinga. Då er det midnattsol og sida er vendt mot sola når den er på sitt sterkaste, så når det byrjar å smelte, smeltar mykje på kort tid. Den vertikale rørsla tek til etter varme periodar i kombinasjon av større nedbørshendingar i august for enkelte av dei registrerte åra. Dette var særleg merkbart i august 2012 og august 2013 då samtlege GPSar viste ein plutselig akslerasjon i den vertikale aksa. Dette skjedde den 2. august og 5. august henholdsvis. For begge åra hadde det vore ei varm periode i forkant, og i 2012 var 2. august den dagen i året som hadde mest nedbør med 26,2 mm (eklima.no). I 2013 kom det 31,8 mm nedbør i ei periode på fem dagar og lyn og tøre slo ut nokre av GPSane. Likevel er det andre store nedbørshendingar utan observert reaksjon i rørsle. På vinteren kjem det meste av nedbøren som snø, og den vil ikkje infiltrere berggrunnen men leggje seg på overflata. Snøen kan bli liggjande til mai og kan komme allereie i september og store nedbørmengder i form av snø vil ha liten relevans for systemet i djupet og kan difor sjåast bort frå. Det vil på den andre sida kunne isolere bakken frå atmosfæren og dermed hindre varmeutveksling og vidare nedkjøling eller oppvarming. Store nedbørshendingar på sommaren vil på si side kunne infiltrere berggrunnen, men det er ikkje før på hausten det påverkar rørsla. Difor kan det aleine ikkje vere den kontrollerande faktoren for rørsle. Dei klimatiske kalde forholda i området kan spele ei rolle for isdanning og smelting, og det er difor mogleg at det må ha vore tilstrekkeleg oppvarming i området før store nedbørmengder kan gi påverknadskraft. Dette kan forklare at den horisontale og vertikale rørsle ikkje akselererer i same periode, og dette kan bety at den horisontale rørsle er knytt til meir overflatenære strukturar medan den vertikale er knytt til strukturar som er djupare, og dermed blir varma opp seinare på sesongen. Dette er ein følgje av at bakken blir varma opp med konveksjon frå overflata og ned (French, 2007). Vatnet kan vere viktig som oppvarmande agent med at det følgjer sprekker mot djupet, og det blir meir effektiv latent varmeutveksling langs ferdselsvegen til vatnet. Om rørsla tek til som følgje av auka poretrykk eller vatnet si evne til å varme opp is eller bergrunn og difor endre reologien er usikkert. Det er også registrert heving av GPSar på sommaren, og mogleg kan dette skuldast oppsamling av vatn i djupet om det har nådd isbarrierer, eller det kan vere eit resultat av frysing av vatnet om det møter kalde områder i djupet. Dette vil då kunne byggje opp trykk og absolutt vere med å svekke dei stabiliserande kreftene.

Under feltarbeidet i juni/juli var det nokre vatn i fjellsida utanfor det ustabile partiet. Desse var berre nokre meter djupe og hadde ikkje stor utbreiing. I august var desse utan vatn. Mogleg kan slike tappingar av vatn gje meir konsentrert vassføring, og dermed større vasstrykk. I ei sprekk på Indre Nordnes er det fortsatt snø og vatn i baksprekka i august. Desse finn seg for langt vekk frå Jettan til å ha noko å sei på rørslene her, og det er truleg for lite vatn til å auke vasstrykket tilstrekkeleg, men dette kan indikere at det finnast permafrost, eller fryse- og tineprosessar i området som kan vere viktige.

Det er som nemnt lite vatn i området og det er ikkje kjend kvar det drenerer. Langs E6 er det om vinteren mykje isdanning i vegskjeringarmen ikkje under Jettan. Moglegens går vatnet ut i fjorden eller følgjer plan som går på skrå og dermed blir det frigitt lateralt for Jettan, så det er vanskeleg å stadfeste om det er eit effektivt dreneringssystem eller ei.

5.4.3. Permafrost, fryse- og tineprosessar

Den lokale grensa for usamanhengande (discontinuous) permafrost er kartlagd til å ligge mellom 600 m og 700 m basert på temperaturar på overflata, i grunne borehol og botntemperaturen på snødekket om vinteren (BTS-metoden) (Christiansen og Blikra, in prep). Under denne kan det finnast sporadisk permafrost som blant anna kan sjåast på lagning i is i sprekkar om French (2007) sin definisjon av permafrost der bakken må vere på eller under 0 °C i minimum to samanhengande år, blir følgt (Christiansen og Blikra, in prep). Den sporadiske permafrosten er då ikkje knytt til dei generelle meteorologiske forholda på staden, men til lokale forhold på grunn av sesongmessige prosessar som ventilering av kald luft m.m. (Christiansen og Blikra, in prep). Av geomorfologiske former viser den antekne steinbreen som ligg på 750 m høgde at det er eller har vore permafrost. Polygonmark og solifluksjonslober som ligg på 700 m – 800 m blir ofte danna i det aktive laget i permafrost, men kan også dannast i sesongmessig frose bakke (French, 2007). Det er også is og vatn i baksprekka på indre Nordnes i august, der drenering kan bli forhindra av frost, men det er usikkert om det smelta seinare på sesongen. Dette er på 670 m høgde. Det 200 m lange borehol 1 viser om sommaren positive temperaturar for heile boreholet, og dermed er det ikkje permafrost her. Vatna som er vassfrie på seinsommaren utan tilknytning til elver ligg på 550 m og i flatt terreng i lausmassar. Sidan dei er vassfrie på

seinsommaren kan dette indikere fråvæer av permafrost, då islag eller frosen bakke kan hindre vatnet i å infiltrere bakken tidleg på sommaren, men ikkje når det blir varmare. Dette betyr at områda som viser størt rørsle ligg nær eller under permafrostgrensa, til tross for at lokal permafrost kan vere tilstade. Om den er tilstade kan den påverke det ustabile fjellpartiet på fleire måtar, men dette låge temperaturregimet vil uansett gje opphav til ei rekke fryse- og tineprosessar.

Det er fleire argument for at desse prosessane er viktige som kontrollerande faktor for rørsle på Jettan. Rørslefølgjer som nemnt sesongane. Den horisontale rørsle akslerer under snøsmeltinga i mai kvart år og den vertikale rørsle startar på seinsommaren og vedvarer til sein-haust eller vinteren då det er lite rørsle fram til neste snøsmelting. Det som er vanleg å sjå i ustabile fjellparti er at rørsle aukar med snøsmelting eller store nedbørshendingar grunna det auka hydrostatiske trykket og avtek når dette er over, men det er altså ikkje tilfellet her. Difor må det vere andre faktorar enn berre vasstrykk som er involvert som kontrollerande faktor. Det at det heller ikkje blir respons på store nedbørshendingar før etter perioder med oppvarming indikerar også at temperaturrelaterte prosessar må vere gjeldande. Om rørsle skjer på dei lågvinkla plana, som er langt under den teoretiske kritiske vinkel for utrasing, må det eksterne faktorar til for å gi nok skjærspenningar til å overgå skjærstyrka. Temperaturrelaterte prosessar kan i tillegg forklare hevinga som er sett tidleg på sommaren anten som følgje av at vatnet fryser til is i kaldare soner i djupet, eller som følgje av at vatnet møter ei isbarriere og stoppar opp. Sidan denne rørsle blir registrert på alle GPSane i det aktive området både på Jettan og indre Nordnes må det vere styrt av forhold som verker over store områder og då vil vêrrelaterte faktor vere mest nærliggande å tru.

Det er fleire måtar dette kan føregå i prinsippet. For det første kan den auka temperaturen føre til termisk utviding av bergartar. Det auka volumet kan føre til plassmangel og blokker kan utøve eit trykk på kvarandre som kan føre til rørsle. Den termiske effekta kan observerast på overvakingsinstrument med temperaturmålarar slik som crackmetera. Desse viser at når temperaturen stig blir det ein kompresjon og når den avtek blir det ein ekstensjon. Dette kan også forklare at det er ei kompresjonsfase på sommaren når temperaturane er på det varmaste. Likevel er den registrerte nettørsla ulik frå instrument

til instrument og frå sesong til sesong så denne prosessen kan aleine ikkje forklare rørslene, då ein ville tru at dei ville vere relativt homogene. GPS 1 i det stabile området viser heller ikkje ein slik kontroll, men denne er montert på eit fundament og effekten av det er usikkert. Dei ulike bergartane vil kunne gi rom for differensiert rørsle, både grunna ulik albedo og på grunn av ulik litologibetinga respons til varme.

Ein anna og meir rimeleg forklaring kan vere at vatn renn ned i sprekker under snøsmeltinga om våren. I kontakt med kalde parti eller is vil vatnet fryse grunna latent varmeutveksling. Om dette skjer på temperaturar under -5 grader kan det utøve eit trykk utover grunna volumekspansjonen (Walder & Hallet, 1985). Refrysinga fortsett til systemet har nådd trykksmeltepunktet då isutviklinga vil stoppe. Som nemnt har isen minst styrke mellom -1,5 °C og 0 °C så på dette stadiet vil reologien til isen vere mest plastisk og ha minst evne til å motstå deformasjon (Fish & Zaretsky, 1997). Då vil is langs potensielle gliplan kunne gi mest rørsle. Dette vil då skje raskast der mest vatn blir tilført i sprekker. For at dette aleine skal kunne forklare skilnaden i horisontal og vertikal rørsle bør det komme til ein viss terskel der det etter kvart kan trenge ned i djupare bratte strukturar. På den måten vil ei isbarriere vere den mest aktuelle forklaringa. Når prosessen har gått så langt at det ikkje lenger er ei barriere mot underliggande strukturar kan den vertikale rørsla akslerere. Dette vil også forklare hevinga tidleg på sommaren vist av GPSane før det blir setnad på seinsommaren. Store iskroppar er ikkje observert i boreholet, sjølv der det er registrert mest rørsle så dette kan ikkje fastslåast med sikkerheit. Ei større islinse i djupe delar av berggrunnen er ei alternativ forklaring, men sidan rørslene er like både på Jettan og Indre Nordnes må dette vere over store områder og det må vere ein årleg degradasjon sidan det er ein netto setnad. Difor blir dette sett på som lite truleg over desse korte tidsromma.

Ei anna forklaring kan vere at det ikkje er reologieigenskapane som endrast men vasstrykket i forhold til drenering rundt frosne og tinte områder. Om vatnet møter isbarrierer kan dette stoppe opp og aleine vil dette kunne føre til heving og auka trykk i bakkant av barrierene. Dette vil potensielt kunne føre til horisontalrørsle i dei grunne delane av beggrunnen. Når barrierer så blir brote grunna smelting vil vatnet renne vidare ned i dei brattare og djupare systema og smørje flatene og gje auka poretrykk og dermed

svekke skjærstyrka. På den måten vil også nedbøren kunne påverke systema, anten med å bryte barrierer, eller med at det kjem seg ned i dei djupare delane av berggrunnen.

På hausten kan rørsle gradvis avta. Dette er ei følgje av minka solinnstrålinga og lågare temperaturar. Det kjem mindre nedbør i form av regn og dermed mindre vatn som infiltrerer bakken. Snødekket som etter kvart kjem kan isolere mot varmeutveksling med atmosfæren og at kald luft synk ned i sprekker og systemet vil gradvis blir lukka og rørsle avtek. Etter same argumentasjon som tidlegare er det vanskeleg å vite om det er grunna frysing av is eller minka poretrykk og smørjing med vatn.

Christiansen og Blikra (in prep) argumenterer for eit system basert på tilstadeværinga av is i form av permafrost som den isbaserte forklaringa over. Ulikskapen i horisontal og vertikal rørsle blir ikkje drøfta og manglande dokumentasjon på permafrost for alle områda gjer at ein ikkje med sikkerheit kan støtte seg til denne forklaringa. Meir sikkert kan ein sei at fryse og tineprosessane i dette generelt kalde klima i seg sjølv kan gje mange prosessar som kan påverke rørsle, uavhengig om det per definisjon er permafrost. Uavhengig av kva prosessar som styrer rørsle favoriserer dei sesongmessige variasjonane av horisontal og vertikal rørsle ein geometri over fleire nivå, gjerne trappetrinnstruktur. Det kan også seiast at kompresjonen registrert av måleinstrumenta er knytt til den horisontale rørsle tidleg på sommaren, og ekstensjonen er knytt til den vertikale rørsle som startar på seinsommaren.

Oppsummert er det mykje som peikar på at temperaturrelaterte prosessar er styrande for rørsle i kombinasjon med hydrologien. Det er meir usikkert akkurat korleis desse verker saman.

5.4.4. Seismisk aktivitet og neotektonikk

Seismisk aktivitet er kjend for å ha utløyst mange fjellskred og storleiken av jordskjelv gir ulik evne til å remobilisere massar (Keefer, 1984). Den seismiske aktiviteten i Noreg er som nemnd stor nok til å kunne utløyse fjellskred (kapittel 2.4.1.). Det har vore to større jordskjelv etter siste istida, eit rundt 11 000 C-14 BP og eit mellom 10 000 og 9500 C-14 BP

(Dehls, 2000). I nærleiken av Nordnesfjellet er Stuoragurraforkastinga i Finnmark tolka som ei nesten sikker neotektonisk forkasting (Olesen et al., 2013), og dei fleste kjelder sett Nordmannvikforkastninga undersame kategori (Olesen et al., 2013), til tross for at andre har antyda at dette ikkje er tilfellet (Blikra & Bunkholt, 2012). Den postulerte Lyngenforkastninga er det også knytt usikkerheit til, der InSAR data og jordskjelv langs ei linje føreslår tilstadeveringa av ei normalforkastning som gjer Lyngenhelvøya til ein halvgraben. Nivelleringsutstyr ikkje viser denne hevinga (Blikra, 2012) og jordskjelva skuldast truleg sprenging i forbindelse med konstruksjon av ein molo (Olesen et al., 2013). Den lokale geografiske utbreiinga av fjellskred i området er også brukt til underbyggje seismisk aktivitet, og dette som årsak til utløyning av fjellskred etter siste istid (Blikra & Longva, 2000).

Dehls et al. (2000) har foreslått at eit stort jordskjelv kan ha utløyst massane på Nordnesfjellet og at dette må ha vore for meir enn 11 000 år sidan. Argumentasjonen for denne aldersbestemminga er som allereie nemnd ikkje gyldig og datering med kosmogene nuklidar på forkastinga har gjeve ein alder på 6520 +/- 335 år BP (Christiansen og Blikra, in prep). Om rørsle har vore som kryping slik som i dag vil alderen vere avhengig av kvar prøva er tatt. Det er også tidlegare argumentert for at massane som beveger seg mest i dag var dekkja av is under siste istid. Delområde G, som allereie er utrasa, kan ha blitt utløyst som følgje av jordskjelv etter siste istid, og det kan også vere jordskjelv som satt i gang rørsle systemet. Ei fjerning av desse fremre massane kan ha gjeve ein retrograsjon av ustabiliteten, då pre-eksisterande strukturar har fått mindre støtte. Rørslene i dag er elles drivne av andre faktorar, som tidlegare diskutert. Eit potensielt framtidig jordskjelv i rett storleiksorden kan på si side gje nok påkjenninga til dei ustabile massane til å vere ein endeleg utløysar. Ei aktiv forkasting langs Storfjorden vil vere kritisk. Det er sagt at det må vere ein storleik på over M4 for å få rørslar (Keefer, 1984), men sidan massane allereie er i rørsle i ein ustabil situasjon skal det truleg mindre til for å utløyse desse.

Det er ikkje særleg mykje menneskeleg aktivitet i området som kan påverke området, og biologiske faktorar verkar truleg ikkje over så store områder.

5.5. Fare- og risikoevaluering.

Eit klassifikasjonssystem for fare og risiko av store ustabile skråningar i fast fjell er foreslått av Hermanns et al (2013). Dette er ein scenariobasert aseismisk modell tilpassa norske forhold. Fareevalueringa er basert på to kriterier. Dette er strukturane i området som omfattar både utviklinga av avgrensing og glideplan, rørslemekanismen og det morfologiske uttrykket. Det andre er aktiviteten i skåringa basert på hastigheita, endring i deformasjonsrate, steinfallaktivitet og historiske og pre-historiske hendingar. Konsekvensanalysen er basert på tap av menneskeliv og sekundære effektar som tsunamiar. Tilsaman kan ein bruke fareevalueringa og konsekvensanalysen til ei risikoklassifisering.

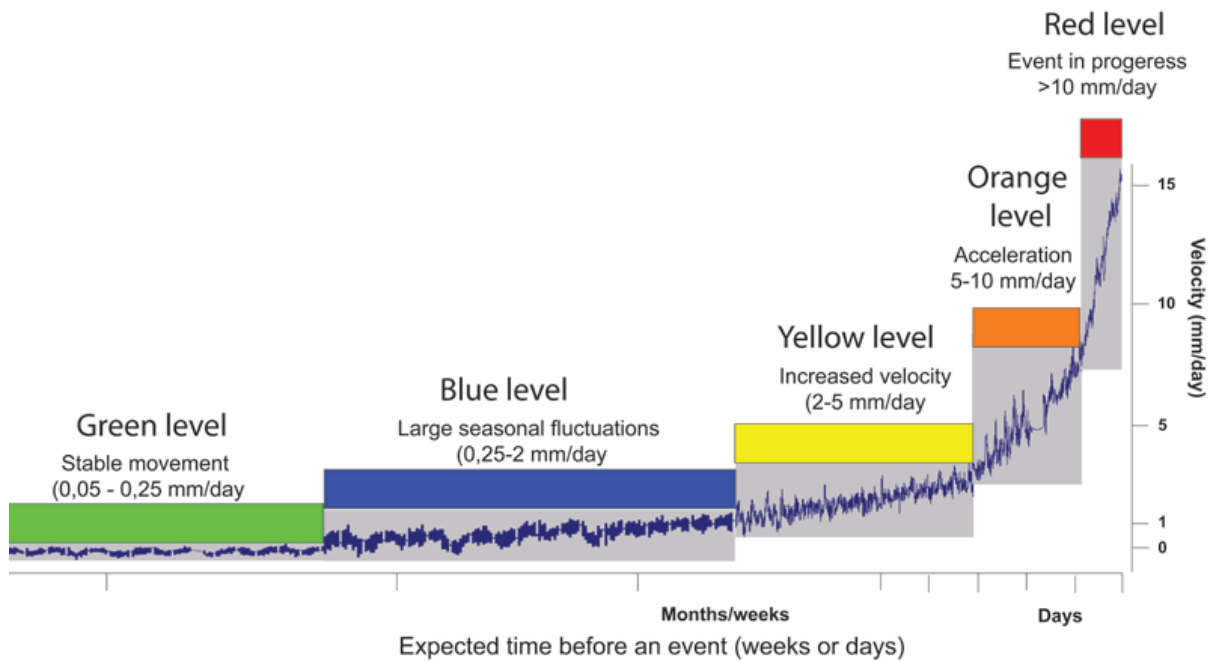
Som tidlegare nemnd viser Nordnesfjellet ulike geomorfologiske uttrykk og rørslerater i ulike delane av dei avgrensa massane. Dette kan føre til utrasingar på ulike tidspunkt. For heile området er det ein tydeleg definert baks-krent, og det er eit eller fleire plan i djupet. Delområda som syner mest aktivitet er delområde F og E. Delområde F har ein tydeleg baks-krent, laterale avgrensingar og ein horst-graben liknande struktur, medan delområde E har ei tydeleg definert baksprekk og er avgrensa lateralt av eit forkastningsparallelt plan og ein skrent til tidlegare utrasa materiale. Rørsla skjer truleg som gliding men fleire mekansimar kan vere involvert. Hastigheita på rørslene er på opptil 50 mm/år for delområde F, men generelt er den ikkje mein enn 30 mm/år for dei fleste områda, og steinsprang skjer med jamne mellomrom. Dette kan blant anna observerast på blokker som har falt ned på tau i området (2013). Området viser tidlegare utrasa parti i form av lobar og skredtalus og i tillegg er ei rekke andre kartlagde skred og deformasjonsstrukturar kartlagde på eit avgrensa geografisk område (Blikra & Longva, 2000). Det er i nærleiken også store diskontinuerlege struktur i fjorden som truleg er blokker frå fjellskred (Forwick, personleg meddeling). Det siste store registrerte fjellskredet var på Pollfjellet på andre sida av fjorden i 1810 (Blikra et al., 2006), men mindre steinskred har også forkomme så seint som i oktober 2013 i Holmen i Kåfjord.

Konsekvensane av ei utrasing er store. I underkant av dei ustabile massane går riksvegen E6, men verre er det at Storfjorden ligg rett under og ei utrasing har potensiale til å generere ei stor flodbølgje. I verste tenkeleg scenario er det estimert at flodbølgja kan bli

opptil 60 m høg rett under raset, og den vil kunne ramme heile fjordsystemet sjølv om bølgiene vil bli mindre basert på bredde- og djupnads variasjonar i fjorden (Glimsdal & Harbitz, 2008). Beredskapsøvingar har vist at det er over 16 000 personar i området (NNFO, 2013). Oppdelinga av området som kan vere styrt av rørsler på ulike plan gjer det lite truleg at alt kjem til å rase samtidig, i alle fall under aseismise forhold. Konsekvensane vil difor truleg bli mindre enn det anteke verste scenarioet.

Ikkje alle parameterane for det ustabile fjellpartiet er like enkle å fastsetje, men totalt sett endar Nordnesfjellet som eit høg-risiko område i verste tenkeleg scenario. Etter studier i felt er risikoen truleg mindre på grunn av fragmenteringa i området. Utrasingar vil truleg kome i form av mindre blokker eller enkeltparti. Desse kan likevel kome ned til fjorden, men konsekvensane vil bli mindre då volumet er mindre. Ei utrasing kan på si side svekka støtta til bakanforliggande parti og ein kan få ein retrogressiv utrasing. Dei same strukturane er gjennomgåande i berggrunnen, slik at ei bakoverforflytting ikkje er usannsynleg.

Overvakingsutstyret i området gjer at potensielle tap av menneskeliv som følgje av ei utrasing kan bli mindre. Dette er tenkt å ta 4 minutt før ei flodbølge når dei største busetnadane, som Lyngseidet, så det er kritisk at folk blir evakuerte før ei utrasing skjer. Varslingsystemet skal sørge for dette, og for at det skal fungere er det viktig at antakingar om ein akslerasjonsfase før utrasing (Petley, 2004) og den fastsette akslerasjonsfarta i forhold til tid for utrasing stemmer. Beredskapen er i dag på grønt nivå, noko som inneberer at det er stabil rørsle utan særleg akslerasjon, og det er ikkje akutt fare for utrasing (figur 87).



Figur 87: Bereiskapsnivå basert på akslerasjon i ustabile massar (NNFO.no).

Meir katastrofalt vil det nok vere om indre Nordnes og midtre Nordnes kollapsar. Desse områda er mykje meir inntakte og det er meir sannsynleg at desse vil komme som ei eining. Midtre Nordnes har svært store strukturar av ein ekstensjonell karakter, tre sprekketrendar og mest fjordhellande foliasjon med gunstige forhold for utrasing. Partiet viser rørsle i dag frå dGPS målingar og uvegeterte synkehol kan indikere aktivitet. Til tross for at rørsle er små, er det brattare skråningsvinkel her og mange av dei same prosessane som finnast på Jettan vil truleg verke inn då dei har same berggrunn, regionale sprekkar og finn seg i same klima. Pilarane på framsida av terrassen er avgrensa i bakkant og er store nok til å kunne nå fjorden ved ei potensiell utrasing.

Indre Nordnes er eit mykje mindre parti, og også dette er meir kompakt og viser dei same rørsle for heile området. Avgrensinga er markant og det er sannsynleg at alt vil rase i same hendinga. Det antatt tidlegare raset som har gått har truleg vore med på å svekke stabiliteten og fått partiet i rørsle.

Den mest merkbare faren knytt til dei ustabile fjellpartia på dagleg basis er truleg ein auka risiko for steinsprang. Dei bratte sidene og dei små rørsler bakanfrå kan verke som skubbkrefter på små blokker i framkant av dei ustabile partia. Langs heile fjellsida er det mange avgrensa blokker som ser ut som å balansere på kanten. Det er lite krefter som skal til for å få desse til å falle ned fjellsida. Om dette skjer kan det dra med seg lausmateriale og blokker lenger ned i fjellsida. Tidleg i juli 2013 losna nokre blokker frå skrenten til midtre Nordnes i forbindelse med auka nedbør (figur 88). Desse rasa ned heile fjellsida, drog med seg lausmassar og stoppa på E6 slik at den blei stengt. Om personar er på feil stad til feil tid kan dette gje fatale konsekvensar.



Figur 88: Spor etter utrasingar frå midtre Nordnes, juli 2013. Foto Arild Solberg.

6. Konklusjon

Rørslene på Nordnesfjellet i dag er eit resultat ei rekke geologiske prosessar som har verka over lang tid og danna føresetnader som saman med forberedende faktorar kan lede til ein kollapsi framtida.

Danninga av kaledonidane har ført til tilrettelegging av strukturar som har potensial til å utvikle seg som glideplan, både i form av grensa mellom skyvedekker, foliasjon og duktile strukturar. Samstundes har dette avgjort kva bergartar som er i området og den bestemte litologien har innverknad på både sprekkutvikling i djupet, danning av glideplan og kor mykje krefter som må til for svikt. Riftinga i mesozoikum har ført til ei rekke normalforkastningar og store sprekkesett som skil området frå sine geologiske omgjevnadar, deler det opp i mindre einingar i tillegg til danning av svakheitsstrukturar som seinare kan vere plan for rørsl. Istidene har gjort fjellsidene brattare og endra stressfeltet, og dette kan ha ført til at pre-eksisterande strukturar i berggrunnen har blitt knytt til overflata og gliplan kan ha blitt danna som følgje av eksfoliasjon. Etter at isen forsvann kan det reduserte omslutnadstrykket, det endra stressfeltet i berggrunnen, eller seismiske hendingar gjort fjellpartia ustabile. Andre utrasingar i området har truleg skjedd i denne perioden som har svekka stabiliteten ytterlegare. Rørslene i dag er styrt av hydrologiske og temperaturrelaterte prosessar.

Kombinasjonen av dette har gjeve fjellpartiet ein kompleks indre geometri som består av fleire gliplan, intern oppdeling, og det er fleire individuelle system. Listriske og planare plan, syn- og antitetiske sprekkar, ulik helling på plan og differensiert sprekkutvikling i djupet gir opphav til både trappetrinn geometri, horst-graben system og kileformer. Sesongmessige variasjonar indikerar at grunnare system styrer den horisontale rørsla og djupare system styrer den vertikale rørsla.

Rørsla skjer som gliding langs plan, med storleiksorden på opptil 50 mm/år, som er lågt nok til å kallast kryping. Den har ulik fart og retning i dei ulike delane, og er anten mot VNV-NV eller SV-VSV. Den føregår langs pre-eksisterande sprekkesett i berggrunnen, og det er mest ekstensjon langs dei sprekkene som er mest gunstig orientert i forhold til fjorden. Sesongmessige variasjonar påverkar heile området og er styrt av vatn og

temperaturforhold. Rørsla viser ikkje stor akslerasjon i dag og tilstanden kan reknast som stabil. Dette kan bli forstyrra om parameterane endrar seg.

Ei utrasing vil truleg skje i form av enkeltblokker eller delområder, og risikoen er truleg mindre enn tidlegare anteke. Den er likevel stor nok til å gi konsekvensar, og det er ikkje sikkert at stabilitetsproblema forsvinn grunna dette. Indre og midtre Nordnes har truleg større potensiale til å forårsake store øydeleggingar, men på dagleg basis er auka steinsprangs aktivitet truleg mest merkbart.

Mykje er fortsatt ukjent om systemet, og pågåande og framtidig arbeid kan gje spennande resultat som aukar kunnskapen om dette og andre system i tilsvarande områder. Meir arbeid bør truleg rettast mot midtre Nordnes som ikkje er overvaka i dag grunna store konsekvensar ved utrasing, store ekstensjon strukturar og lita men dokumentert rørsle.

7. Referansar

- Agliardi, F., Crosta, G., & Zanchi, A. (2001). Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, 59(1), 83-102.
- Agliardi, F., Crosta, G., Zanchi, A., & Ravazzi, C. (2009). Onset and timing of deep-seated gravitational slope deformations in the eastern Alps, Italy. *Geomorphology*, 103(1), 113-129.
- 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(1), 250-270.
- Ambrosi, C., & Crosta, G. B. (2006). Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps. *Engineering Geology*, 83(1), p. 183-200.
- Ballantyne, C. K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21(18), p. 1935-2017.
- Barr, D. (1987). Lithospheric stretching, detached normal faulting and footwall uplift. *Geological Society, London, Special Publications*, 28(1), 75-94.
- Berger, A. (1988). Milankovitch theory and climate. *Reviews of geophysics*, 26(4), 624-657.
- Bergh, S. G., Eig, K., Kløvjan, O. S., Henningsen, T., Olesen, O., & Hansen, J. A. (2007). The Lofoten-Vesterålen continental margin: a multiphase Mesozoic-Palaeogene rifted shelf as shown by offshore onshore brittle fault-fracture analysis. *Norwegian Journal of Geology*, 87, 29-58.
- Blikra, L. H., & Bunkholt, H. S. S. (2012). Tunnel gjennom Nordnesfjellet i Kåfjord, Troms: Oversikt over nærliggende ustabile fjellparti og påvirkning på stabilitet. *Åknes rapport*, 02 2012.
- Blikra, L. H., & Longva, O. (2000). Gravitational-slope failures in Troms: Indications of palaeoseismic activity? 31-40 In: Dehls, J & Olesen, O. (Red): Neotectonics in Norway: Annual Technical Report. NGU Report.
- 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* (pp. 475-496): Springer.
- Braathen, A., Blikra, L. H., Berg, S. S., & Karlsen, F. (2004). Rock-slope failures of Norway, type, geometry deformation mechanisms and stability. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 84(1), 67-88.
- Bungum, H., Lindholm, C. D., Dahle, A., Woo, G., Nadim, F., Holme, J. K., Gudmestad, O. T., Hagberg, T., & Karthigeyan, K. (2000). New seismic zoning maps for Norway, the North Sea, and the United Kingdom. *Seismological Research Letters*, 71(6), 687-697.
- Bungum, H., Lindholm, C. D., & Faleide, J. I. (2005). Postglacial seismicity offshore mid-Norway with emphasis on spatio-temporal-magnitudal variations. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1), 137-148.
- Bunkholt, H. S. S., Osmundsen, P. T., Redfield, T., Oppikofer, T., Eiken, T., L'Heureux, J. S., Hermanns, R., & Lauknes, T. R. (2011). ROS Fjellskred i Troms: status og analyser etter feltarbeid 2010 *NGU rapport 2011.031*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Bunkholt, H. S. S., Redfield, T., Osmundsen, P. T., Oppikofer, T., Hermanns, R. L., & Dehls, J. F. (2013). The Role of Inherited Structures in Deep Seated Slope Failures in Kåfjorden, Norway *Landslide Science and Practice* (pp. 265-271): Springer.
- Carrea, D., Derrin, M. H., Lèvy, S., Michoud, C., Oppikofer, T., & Jaboyedoff, M. (2010). Analysis og groundbased Lidar data from Troms County (Norway). Lausanne: Faculty of Geosciences and Environment.
- Carson, M. A., & Kirkby, M. J. (1972). *Hillslope form and process* (Vol. 475): Cambridge University Press Cambridge.
- Catani, F., Farina, P., Moretti, S., Nico, G., & Strozzi, T. (2005). On the application of SAR interferometry to geomorphological studies: estimation of landform attributes and mass movements. *Geomorphology*, 66(1), 119-131.
- Christiansen, H. H., & Blikra, L. H. (in prep). *A field-based model of permafrost-controlled rockslide deformation in northern Norway*. Elsevier geomorphology.
- Christiansen, H. H., Eitzelmüller, B., Isaksen, K., Juliussen, H., Farbrot, H., Humlum, O., Johansson, M., Ingeman-Nielsen, T., Kristensen, L., & Hjort, J. (2010). The thermal state of permafrost in the

- nordic area during the international polar year 2007–2009. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(2), 156-181.
- Corner, G. D. (1980). Preboreal deglaciation chronology and marine limits of the Lyngen-Storfjord area, Troms, North Norway. *Boreas*, 9(4), 239-249.
- Dahl, R. (ed.), & Sveian, H. (ed.). (2004). *Ka dokker mein førr stein!* (R. Dahl & H. Sveian Eds.): Norges geologiske undersøkelse.
- Dannevig, P. (2009). Troms: klima. <http://snl.no/Troms/klima>. Retrieved 16. oktober 2013
- Dehls, J. F., Olesen, O., Olsen, L., & Blikra, L. H. (2000). Neotectonic faulting in northern Norway; the Stuuragurra and Nordmannvikdalen postglacial faults. *Quaternary Science Reviews*, 19(14), 1447-1460.
- Dimetix. (2013). Datasheet Distance Laser Sensor DLS-BH. http://www.dimetix.com/Products/EN/dlsbh15_30.html. Retrieved 20.11.13
- Eckerstorfer, M. (Cartographer). (2013). Jettan landslide, Nordnesfjellet, Landforms & sediments, M 1:10 000, Norut, Tromsø.
- Eiken, T. (in prep). FØREBELS Rapport om Deformasjonsmålinger i Troms 2003-2013.
- Elvebakk, H. (2013). Borehullslogging med optisk televiewer, Jettan 1, Nordnesfjellet, Kåfjord kommune, Troms NGU-rapport 2013.020. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Eriksen, H. Ø. (2013). *Slope displacement patterns observed using satellite InSAR data in the Storfjord-Kåfjord-Lyngen region, Troms*. (Masteroppgåve i geologi), Universitetet i Tromsø.
- Fish, A. M., & Zaretsky, Y. K. (1997). Ice strength as a function of hydrostatic pressure and temperature: DTIC Document.
- Fjeldskaar, W., Lindholm, C. D., & Fjeldskaar, I. (2000). Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, 19(14), 1413-1422.
- Forwick, M. (2013). [Forsker].
- Fossen, H., & Gabrielsen, R. H. (2005). *Strukturgeologi*. Bergen: Fagbokforlaget.
- French, H. M. (2007). *The Periglacial Environment* (third ed.). Sussex: John Wiley & Sons, Ltd.
- 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(B7), 9183-9191.
- Ganerød, G. V. (2013). *Geological logging of drill core from borehole NN-01.12 at Jettan, Troms, Northern Norway*. NGU-rapport 2013.042. Norges geologiske undersøkelse.
- GeoscienceAustralia. (2013). <http://www.ga.gov.au/hazards/earthquakes/earthquake-basics/where.html>. *Where do earthquakes occur?* Retrieved 26.10.2013
- Gibbs, A. D. (1990). Linked fault families in basin formation. *Journal of Structural Geology*, 12(5), 795-803.
- Glimsdal, S., & Harbitz, C. B. (2008). Flodbølger etter mulig fjellskred, Nordnes, Lyngen kommune NGI-rapport 20071677-1: Norges geotekniske institutt.
- 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(F2).
- Haeberli, W. (1992). Construction, environmental problems and natural hazards in periglacial mountain belts. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2), 111-124.
- 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(25), 3423-3440.
- Hannus, M. (2012). *Structural geometry and controlling factors for a rock slope failure area at Hompen/Várás, Signaldalen, Troms, North Norway*. (Mastergrad i geologi), Universitetet i Tromsø.
- Hansen, J.-A., Bergh, S. G., & Henningsen, T. (2012). Mesozoic rifting and basin evolution on the Lofoten and Vesterålen Margin, North-Norway; time constraints and regional implications. *Norwegian Journal of Geology*, 91, 203-228.

- Hansen, J.-A., Bergh, S. G., Olesen, O., & Henningsen, T. (2011). Onshore and offshore fault correlation on the Lofoten and Vesterålen Margin - architecture, evolution and basement control.
- 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(1), 132-149.
- Henderson, I. H. C., Lauknes, T. R., Osmundsen, P. T., Dehls, J. F., 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(1), 185-199.
- Henderson, I. H. C., Osmundsen, P. T., & Redfield, T. (2008). ROS Fjellskred i Troms: Statusrapport 2007 *NGU-rapport 2008.025*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Henderson, I. H. C., Osmundsen, P. T., & Redfield, T. (2010). ROS Fjellskred i Troms: Status og planer 2010 *NGU-rapport 2010.021*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Henderson, I. H. C., & Saintot, A. (2011). Regional spatial variations in rockslide distribution from structural geology ranking: an example from Storfjorden, western Norway. *Geological Society, London, Special Publications*, 351(1), 79-95.
- Henderson, I. H. C., Saintot, A., & Derron, M. H. (2006). Structural mapping of potential rockslide sites in the Storfjorden area, western Norway: the influence of bedrock geology on hazard analysis *NGU-rapport 2006.052*. Trondheim.
- Hermanns, R. I., Oppikofer, T., Anda, E., Blikra, L. H., Böhme, M., Bunkholt, H. S. S., Crosta, G. B., Dahle, H., Devoli, G., & Fischer, L. (2013). Hazard and risk classification for large unstable rock slopes in Norway. *Italian journal of Engineering Geology and Environment*, 10.4408(06), 245-254.
- Highland, L., & Bobrowsky, P. T. (2008). *The Landslide Handbook: A guide to understanding landslides*: US Geological Survey Reston, VA, USA.
- Hoek, E., & Bray, J. W. (1981). *Rock slope engineering*: Taylor & Francis.
- Hungr, O., Evans, S. G., Bovis, M. J., & Hutchinson, J. N. (2001). A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental & Engineering Geoscience*, 7(3), 221-238.
- Husby, E. D. (2011). *Fjellskred i Nomedalstinden: en strukturstyrt masseutglidning på et underliggende storskala glideplan*. (mastergrad i geologi), Universitetet i Tromsø.
- Høst, J., NGU, beredskap, Direktoratet for samfunnssikkerhet og landbruksforvaltning, Statens, vegvesen, Statens, Jernbaneverket, & kartverk, Statens. (2006). Store fjellskred i Norge. 87.
- Jaboyedoff, M., Crosta, G. B., & Stead, D. (2011). Slope tectonics: a short introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 351(1), 1-10.
- Jarman, D. (2009). Paraglacial rock slope failure as an agent of glacial trough widening. *Geological Society, London, Special Publications*, 320(1), 103-131.
- Keefer, D. K. (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95(4), 406-421.
- Keller, E. A. . (1992). *Environmental Geology*. New York: Macmillan Publishing Company.
- 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(1), 85-100.
- Kristensen, L. (2013). Bakkebasert InSAR målinger for kartlegging av bevegelse på Jettan og Indre Nordnes, 2013: Åknes/Tafjord beredskap IKS.
- Kukkonen, I. T., Olesen, O., & Ask, M. . (2010). Postglacial faults in Fennoscandia: targets for scientific drilling. *GFF*, 132(1), 71-81.
- Lauknes, T. R., Shanker, A. P., 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(9), 2097-2109.
- Lea, J. A. (2013). Nasjonal risikobilde: Direktoratet for samfunnssikkerhet og beredskap.

- Lidmar-Bergström, K., Ollier, C. D., & Sulebak, J. R. (2000). Landforms and uplift history of southern Norway. *Global and Planetary Change*, 24(3), 211–231.
- McCalpin, J. P. (1999). Criteria for determining the seismic significance of sackungen and other scarplike landforms in mountainous regions. *Appendix A, p. A-122 to A-142 in Techniques for identifying faults and determining their origins. US Nuclear Regulatory Commission NUREG/CR-5503.*
- Nesje, A. (2012). *Brelære* (2. ed.). Kristiansand: Høyskoleforlaget AS- Norwegian Academic Press.
- Nilsen, B., & Broch, E. (2009). Ingeniørgeologi-berg grunnkurskompendium. *NTNU, Institutt for geologi og bergteknikk, Trondheim.*
- NNFO. (2013a). www.nnfo.net. Retrieved 25.10.13
- NNFO. (2013b). www.nnfo.no. Retrieved 25.10.2013
- Nordvik, T., Blikra, L. H., Nyrnes, E., & Derron, M.-H. (2010). Statistical analysis of seasonal displacements at the Nordnes rockslide, northern Norway. *Engineering Geology*, 114(3), 228–237.
- NORSAR. (2013). <http://www.jordskjelv.no/jordskjelv/norge.html>. Retrieved 19.11.13
- Nystad, T. (in prep). Mastergrad i geologi, NTNU.
- Olesen, O., Blikra, L. H., Braathen, A., Dehls, J. F., Olsen, L., Rise, L., Roberts, D., Riis, F., Faleide, J. I., & Anda, E. (2004). Neotectonic deformation in Norway and its implications: a review. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 84(1), 3–34.
- Olesen, O., Bungum, H., Dehls, J. F., Lindholm, C. D., Pascal, C., Roberts, D., Roberts, D., Nordgulen, Ø., & Olsen, L. (2013). Neotectonics, seismicity and contemporary stress field in Norway—mechanisms and implications. *Olsen, L., Fredin, O. and Olesen, O. (eds.) Quarternary Geology of Norway, Geological Survey of Norway Special Publication, 13., 145–174.*
- Olesen, O., & Dehls, J. F. (1998). Neotectonic phenomena in northern Norway *Neotectonics in Norway, Annual Technical report 1997* (pp. 3–30). Trondheim.
- Osmundsen, P. T., Henderson, I. H. C., Lauknes, T. R., Larsen, Y., Redfield, T. F., & Dehls, J. F. (2009). Active normal fault control on landscape and rock-slope failure in northern Norway. *Geology*, 37(2), 135–138.
- Petley, D. N. (2004). The evolution of slope failures: mechanisms of rupture propagation. *Natural hazards and earth system sciences.*, 4(1), 147–152.
- Ramberg, I. B., Bryhni, I., & Nøttvedt, A. (2006). *Landet blir til*. Trondheim: Norsk Geologisk Forening.
- Rasmussen, E. (2011). *Fjellskred i Laksvatnfjellet, Balsfjord, Troms: indre struktur, morfologi og skredmekanismer*. (Mastergrad i geologi), Universitet i Tromsø.
- Rønning, J. S., Dalsegg, E., Heincke, B. H., Juliussen, H., & Tømmesen, J. F. (2008). Geofysiske målinger på Nordnesfjellet sommeren 2007, Kåfjord kommune, Troms. *NGU-rapport 2008.024*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- 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(1), 27–78.
- Sigmond, E. M. O., Bryhni, I., & Jorde, K. (2013). *Norsk geologisk ordbok*. Trondheim: Akademika Forlag.
- Slope_Indicator_Company. (2013a). Datasheet El MonoPod Tiltmeter. <http://www.slopeindicator.com/pdf/manuals/el-monopod.pdf>. Retrieved 27.10.13
- Slope_Indicator_Company. (2013b). Datasheet VW Crackmeter. <http://www.slopeindicator.com/instruments/jmeter-crack.html>. Retrieved 27.10.2013
- Temposonics. (2013). Manual Temposonics Absolute, Non-Contact Position Sensors, R-series Catalog: Temposonics.
- Trimble. (2013). Datasheet Trimble NetR5 Reference station. from http://trl.trimble.com/docushare/dsweb/Get/Document-277834/022543-215C_NetR5_DS_0309_lr.pdf
- Twiss, R. J., & Moores, E. M. . (2007). *Structural Geology* (Third ed.). New York: E. H. Freeman and Company.

- Tømmesen, J. F., & Dalsegg, E. (2004). Geofysiske målinger Nordnesfjellet, Kåfjord kommune, Troms. *NGU-rapport 2004.012*. Trondheim.
- undersøkelse, Norges geologiske. (2013). Kartdata. <http://www.ngu.no/no/hm/Kart-og-data/>. Retrieved 14.11.13, 2013
- Walder, J., & Hallet, B. (1985). A theoretical model of the fracture of rock during freezing. *Geological Society of America Bulletin*, 96(3), 336-346.
- Zwaan, K. B. (Cartographer). (1988). Nordreisa, Bergrunnskart 1:250 000.
- Zwaan, K. B. (Cartographer). (2006). Kåfjord 1634 II - Bergrunnskart M 1:50 000.

