

UiT

NORGES
ARKTISKE
UNIVERSITET

FAKULTET FOR NATURVITENSKAP OG TEKNOLOGI
INSTITUTT FOR GEOLOGI

Fjellskred ved Indre Nordnes, Nordnesfjellet, Lyngen, Troms

— *Berggrunnens indre struktur og bevegelsesmekanismer basert på strukturell analyse og overvakingsdata*

Ingunn Hernes

GEO-3900 Masteroppgåve i Geologi

Mai 2014



Samandrag

Gravitasjonell reaktivering av pre-eksisterande kaledonske duktile svakheitsoner i tillegg til post-kaledonske sprø strukturar som truleg har vorte utløyst ved glasial avlasting like etter nedsmeltinga av isen under siste istid har truleg gitt opphav til skråningsdeformasjonen og utviklinga av det ustabile fjellpartiet Indre Nordnes.

Skredområde Indre Nordnes er initierande tektonisk styrt der ibuande svakheitssoner i bergrunnen har vorte reaktivert ved gravitasjon. Utvikling av eit djuptgåande hovudglideplan langs den VNV-ØSØ strykande post-kaledonske forkastninga (sideskrenten) har truleg vorte initiert langs bratte foliasjonsplan tilhøyrande ei duktil kaledonsk skjærsone der planet til den NNW-SSØ strykande forkastninga (baksikrenten) terminera ned mot hovudglideplanet og gir følgjelig ein bevegelse i retning SSV av blokka/terrassen i skredområde. I tillegg til hovudglideplanet er det subsidiære glideplan danna ved sprekkeforplanting nedover i bergrunnen som terminera ned mot hovudglideplanet indikert ved bevegelse i forkant av skredområde i retning VSV. Utgang av sjølvge glideplanet langs skråninga er tillate av den subhorisontale foliasjonen.

Det er stor sannsynlegheit for at skredområde Indre Nordnes vil rase ut som ein større einskap ettersom blokka er avgrensa av to djuptgåande steile forkastningar som har gitt opphav til eit djuptgåande glideplan. Dersom skredområde utviklar seg til eit fullverdig fjellskred vil det kunne få konsekvensar for menneskje som har busett seg langs Lyngenfjorden ettersom skredmassane truleg vil gå ut i fjorden og følgjelig generere ei tsunamibyglje. Mindre utrasingar ved steinsprang vil kunne påverke trafikksambandet langs E6 og lokalbefolkninga direkte.

Den stabile bevegelsen av saktegåande kryp stadfester at det ustabile fjellpartiet ved Indre Nordnes pr. dags dato er stabilt. Likevel er vidare overvaking nøysamt ettersom utvikling av fjellskred ved Indre Nordnes kan få konsekvensar. For å få utviklinga av fjellskred ved Indre Nordnes må ein få utvikla eit fullverdig glideplan der drivande krefter overgår friksjonskreftene slik at bevegelsen av saktegåande kryp går over til gliding og utviklinga av fjellskred.

Forord

Eit heilt år med masteroppgåveskriving er no over. Året som verka så uendeleg langt gjekk plutselig så altfor fort. Dette har vore litt av ein prosess med både opp- og nedturar. Eit flott samarbeide mellom UiT, NTNU, ÅTB, NNFO og UiO som eg er svært takknemlig for å få vera ein del av.

Takk til alle som har bidrege på vegen. Tusen takk til Steffen Bergh (hovudveglear), Lars Harald Blikra (biveglear) og Geoff Corner (biveglear) for at det har stått til teneste med god kunnskap og gode råd. Eit spesielt takk til Nordnorsk Fjellovervaking som har køyrd både opp og ned Nordnesfjellet på AVT og lagt til rette for at feltarbeide skulle gå smertefritt utan sure miner med masse godt humør, de er ein herlig gjeng. Feltarbeide hadde ikkje vore det same utan dykk. Tusen takk til Ingrid Skrede som held ut i lag me meg på Nordnesfjellet, ein sommar med hardt arbeid, mykje fjas og gode minner. Har satt veldig pris på å ha "Tore på kontoret", spesielt når du gnei det inn kor mange sider du hadde skreve meir enn meg på masteroppgåva. Du e mitt ideal! Takk til Leif "videoman" for alle distraheringane og gode historier. Tusen takk til Harald Eriksen som stikk innom brakka av og til får spørsmål om arcGIS og vert sitjande i heile 2 timar å hjelpe meg sjølv om han har eige arbeide å gjere! Tusen takk, det er det ikkje mange som ville ha gjort. Tusen takk til Aldo for alle gongane du har komme innom kontoret for å spørje om skismurning, skistavar, etc. og for at du tolmodig har hjelpt meg med "alskens"! Tusen takk til alle som har komt innom kontoret mitt for å gi meg gode varme klemmar!! Spesielt takk til Anita og Karina som har vert blomstane som har lyst opp kvardagen i den hektiske tida<3 Eg elske dekan!! Daniel! Takk for at du e så trivelig og takk for gode morgnestunder! Takk til alle mine nydelige medstudentar: Elise: takk for gode klemmer og godt humør, Jessica: like å høyra den kule latteren din i gangane!, Sigrun: utan prinsessekortet frå deg ville masteren aldri ha blitt fullført;-) OG ikkje minst ein stor takk til meg sjølv som har helde ut eit år med så mykje innesitting og kontortid framfor pc`en! Eg e stolt av meg SJØLV!

Innhald

1 INTRODUKSJON	1
1.2 Bakgrunn	1
1.2 Bakgrunn prosjekt Fjellskred i Troms (ROS) og Nordnesfjellet	2
1.2.1 Jettan, tidlegare arbeide	4
1.3. Hensikta med masteroppgåva.....	6
1.4 Definisjonar og terminologi brukt i oppgåva.....	7
2 FJELLSKRED	13
2.1 Kva er fjellskred?	13
2.2 Klassifisering av fjellskred i Noreg	13
2.2.1 Steinsprang (<i>rock fall</i>).....	13
2.2.2 Steinskred (<i>rock slide</i>)	14
2.2.3 Komplekst felt (<i>complex field</i>).....	14
2.3 Kontrollerande faktorar og drivande krefter	16
2.3.1 Bevegelsesmekansimar	16
2.3.2 Glideplan	16
2.3.3 Gravitasjon	17
2.3.4 Litologi	17
2.3.5 Indre struktur	17
2.3.6 Skråningsgradient.....	18
2.3.7 Glasiale prosessar	18
2.3.8 Frostrelaterte prosessar	19
2.3.9 Vasstrykk og “smørjing”	19
2.3.10 seismisk aktivitet	20
2.4 Fjellskredstudie i Alpane	20
3 GEOGRAFISK OG GEOLOGISK OVERSIKT.....	25
3.1 Geografisk plassering og topografi.....	25
3.2 Regional geologi og tidlegare arbeide.....	26
3.2.1 Berggrunnens samansetjing i Troms	27
3.2.2 Berggrunnens samansetjing i skredområde, Nordnesfjellet.....	33
3.3 Kvartærgeologi	34
3.3.1 Kvartærgeologi i Troms	35

3.3.2 Kvartærgeologi, Nordnesfjellet	37
3.4 Klima og vær i område	38
4. METODE.....	39
4.1 Feltarbeid og innsamling av data	39
4.2 Kart og flyfoto.....	39
4.3 Progamvarer og framstilling.....	39
4.4 Tilgjengelige data Nordnesfjellet	40
4.4.1 GPS data	40
4.4.1 InSAR	41
4.4.2 Ekstensometer.....	42
4.4.3 Crakmeter/strekkstag.....	42
5 FELTOBSERVASJONAR	43
5.1 Beskriving av fjellskred i Nordnesfjellet	43
5.2 Inndeling av Nordnesfjellet i delområde.....	45
5.2.1 Indre Nordnes.....	46
5.2.2 Midtre Nordnes	47
5.2.3 Jettan.....	48
5.4 Beskriving av morfo-tektonske formelement ved Indre Nordnes	49
5.4.1 Storskala lineamenter	50
5.4.2 Strukturar i berggrunnen i skredområde	51
5.5 Geomorfologiske element i skredområde, Indre Nordnes	64
5.5.1 Større avgrensande skrentar til skredområde og mindre omkring liggjande skrentar.....	64
5.5.2 Terrasser.....	70
5.5.3 Blokker og Talus materiale	72
5.6 Samandrag og deltolking.....	75
6 BEVEGELSESDATA.....	79
6.1 GPS data Indre Nordnes	80
6.2 Ekstensometer Indre Nordnes	83
6.3 Crackmeter/strekkstag Indre Nordnes.....	84
6.4 InSAR	85
6.5 bakkebasert InSAR data ved Indre Nordnes.....	87
6.5 Indre Nordnes, oppsummering og samanlikning av digitale data.....	88
7 DISKUSJON.....	89

7.1	Diskusjon og tolking av strukturelle og morfo-tektoniske formelement	89
7.1.1	Diskusjon og tolking av bergrunnens indre struktur i skredområde.....	89
7.2.2	Diskusjon og tolking av morfo-tektoniske formelement ved Indre Nordnes.....	94
7.3	Analyse av bevegelsesretning (kinematikk)	97
7.3.1	Bevegelsesretning (kinematikk) i felt	97
7.3.2	Samanlikning og tolking av digitale data.....	100
7.4	Geologisk modell, profiler	101
7.4.1	Profil A-A`	102
7.4.2	Profil A-A` Geologisk modell.....	103
7.5	Fjellskred, mekanismar og klassifikasjon.....	107
7.5.1	Massetransport, (kryp, fall, gliding) ved Indre Nordnes.....	107
7.5.3	Diskusjon av skredmekanismar	108
7.6	Kontrollerande faktorar og drivande krefter	112
7.6.1	Litologi og indre struktur	112
7.6.2	Skråningsgradient.....	114
7.6.3	Glasiar prosessar	114
7.6.4	Frostrelaterte prosessar	114
7.6.5	Vasstrykk og smørjing.....	115
7.6.6	Gravitasjonskrefter	115
7.6.7	Seismisk aktivitet	116
7.6.7	Regional samanlikning av indre strukturar i bergrunnen og neotektonisk aktivitet.....	117
7.7	Samanlikning av ulike skredområde med Indre Nordnes	119
7.7.1	Jettan og Midtre Nordnes	119
7.7.2	Samanlikning med fjellskredstudie i Alpane	120
7.9	Vurdering av skredfare	122
8	SAMANDRAG OG KONKLUSJONAR.....	126
9	REFERANSAR.....	131

1 INTRODUKSJON

1.2 Bakgrunn

Når drivande krefter overgår friksjonskreftene vil ein få danna utrasing i form av skred,(Braathen et al., 2004). Fjellskred er definert som ein større masse av fragmentert berggrunn som enten glir, strøymer eller fell hurtig ned ei fjellside, (Braathen et al., 2004). Fjellskred i Noreg har hatt fatale konsekvensar i fortida og det er statistisk sett forventet fleire fjellskred i framtida. For å kunna forutsjå slike hendingar er ei auka forståing av fjellskred nødvendig. I denne samanheng har studie av potensielle fjellskred område vorte nødvendig. Område utsett for skråningsdeformasjon kan gi innsyn i dannelsesmekanismene bak fjellskred. Tidsberekning er ofte kritisk med tanke på risikovurdering, (Braathen et al., 2004; R. Hermanns et al., 2013). Studie av fjellskred er nødvendig med tanke på moglegheta til å identifisera føreløparar til framtidige hendingar, (Braathen et al., 2004). I tidlegare studie av fjellskred har det vore fokusert på etablerte teknikkar som overflate morfologi og glisiale prosessar men ettersom ustabile fjellparti har vorte studert har betydninga av bergrunnens indre struktur vorte belyst og følgjelig gitt eit auka fokus på den strukturegeologiske betydninga for utvikling av skråningsdeformasjon. Utviklinga av fjellskred i Noreg vert typisk danna i fjellandskap med bratte dalsider som er karakteristisk for Troms, Møre og Romsdal og Sogn og Fjordane, (Braathen et al., 2004; Blikra et al., 2006). Lyngnområde i Troms er blant dei mest alpine områda i Noreg og syner ei tett gruppering av fjellskred, (H. Bunkholt et al., 2013). Desse områda har ein utprega konsentrasjon av skredavsetjingar i visse område prega av svake bergartar, bratte klipper/fjellsider og/eller jordskjelv, (Braathen et al., 2004). Historisk sett har tsunamibylgjer generert av store fjellskredmassar som går ut i fjorden vore den naturkatastrofen som har teke mest liv i Noreg, (R. L. Hermanns et al., 2013). Det er fleire døme på tidlegare fatale fjellskred, som Tafjord skredet (1934) der 40 menneskje omkom som følgje av ei tsunamibylgje generert av skredmassane som gjekk ut i fjorden. Framtidige fjellskred kan gi vidstrakte og synkrone fjellskred som vidare kan generere store tsunamiar i fjordar og innsjøar, (Braathen et al., 2004; Blikra et al., 2006; Olesen et al., 2013), og utgjør på denne måten ein stor risiko for samfunnet i Noreg. Indikasjonar på at passivmarginen delvis er seismisk aktiv i dag og auken i ustabile fjellmassar i alpine fjordlandskap gjer fleire samfunn sårbare dersom ulykka skulle inntreffe,(Olesen et al.,

2000). Sjølv om den seismiske aktiviteten i Noreg er stabil har nivået av sårbare samfunn med tanke på jordskjelv auka kraftig dei siste 10 åra, (Olesen et al., 2000). Kollaps av fjellsider ned i dei djupe fjordane i Troms kan gi opphav til meter høge bylgjer med katastrofale fylgjer for populasjonen langs fjordane, (Olesen et al., 2000). I fylgje Olesen et al. (2000) er den mest risikofylte effekten av jordskjelv i Noreg nettopp genereringa av større bylgjer i fjordane.

1.2 Bakgrunn prosjekt Fjellskred i Troms (ROS) og Nordnesfjellet

ROS prosjektet "Fjellskred i Troms" er ein del av eit større nasjonalt prosjekt som skal bidra til ei auka forståing og vurderingsevne i utsette fjellområde i Troms og på Vestlandet. Prosjektet står i regi av eit samarbeid mellom Åknes/Tafjord beredskap, Norges geologiske undersøkelse (NGU), Nordnorsk Fjellovervåking (NNFO), Kåfjord kommune, Troms Fylkeskommune, Universitetet i Tromsø (UiT), NORUT og NVE. Hovudmålet med prosjektet er å kartleggje og avdekkje bevegelsar i fast fjell på fylkesbasis og dokumentere den regionale skredfaren ved å bruke satellittdata, InSAR data, DEM, og periodiske GPS målingar for kartleggje eventuelle bevegelsar. Undersøkingane har synt eit godt samsvar mellom bevegelsesdata (InSAR, dGPS og LIDAR) og geologiske strukturar (folasjon, skjærsoner, forkasingar og sprekkjer mfl.) og det er dermed grunn til å tru at metodane er gode og effektive for kartlegging av ustabile fjellparti, (Bunkholt et al., 2011; Bunkholt et al., 2013).

Ei rekkje ustabile fjellparti har vorte påvist og kartlagt av Norges geologiske undersøkelse (NGU) i Troms fylke, (Blikra et al., 2009; Bunkholt et al., 2011; Bunkholt et al., 2013). I 2011 var det anteke i alt 103 moglege ustabile fjellparti i Troms fylke, 35 av desse i Kåfjord kommune, (Bunkholt et al., 2011), medan i januar 2013 var det registerert heile 229 lokalitetar i Troms, (Bunkholt et al., 2013). I fylgje Blikra et al. (2009) er det også indikert aktive bevegelsar ved ein rekkje av dei ustabile fjellpartia der enkelte skredområde syner større bevegelse enn andre. Feltseongane 2011 og 2012 vart 66 ustabile fjellparti undersøkt, 45 av desse feltbefart for fyrste gong, (Bunkholt et al., 2013). Enkelte område vart avskrivne som ustabile fjellparti, andre vart utelat ettersom utrasing gir ingen konsekvens medan andre område vart vurderte til vidare oppfølging, (Bunkholt et al., 2013). I følgje rapporten Bunkholt et al. (2013) er 22 ustabile fjellparti i Troms periodisk innmålt av

NGU med differensielle globale satellittnavigasjonssystem, terrestrisk laserskanning eller ekstensometer.

Gravitasjonsstyrte forkastingar og skred førekjem i visse område i Troms fylke,(Fig. 1), karakterisert av storskala fjellskred og steinbrear som stammar frå fjellskred,(Olesen et al., 2000). I Balsfjord-Lyngen-Kåfjord område er meir enn 150 slike kartlagt, (Olesen et al., 2000). Fjellskreda i Troms fylke er relativt gamle og mest truleg relatert til den høge seismiske aktiviteten kort tid etter deglasiasjonen, (Olesen et al., 2000).

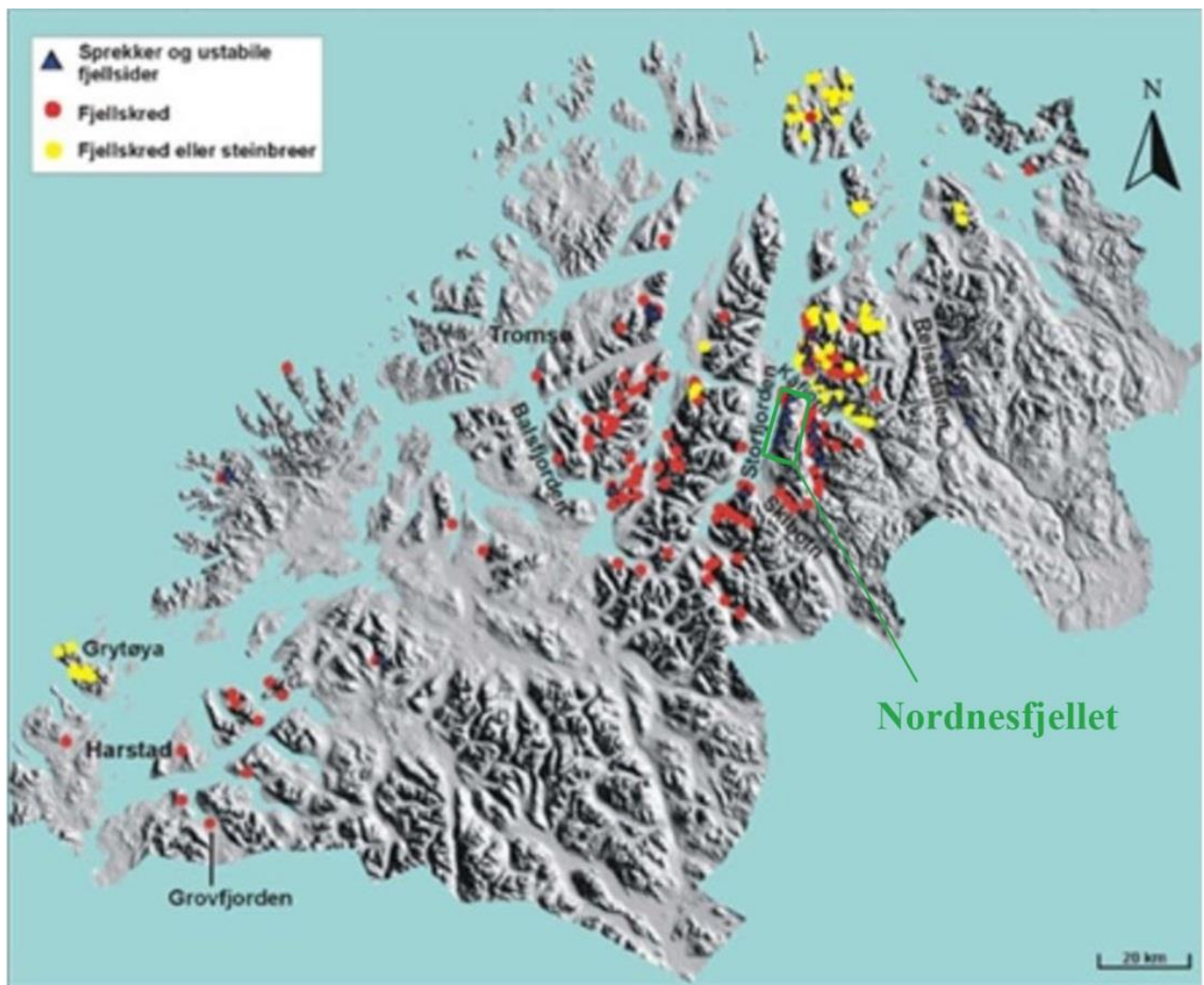


Fig. 1 Modifisert oversiktskart som syner lokalisasjonen av ustabile fjellsider, fjellskred og steinbrear i Troms fylke. Oversiktskartet indikera ei auka hyppigheit av fjellskred i Kåfjord kommune der skredområda Jettan, Indre- og Midtre Nordnes er lokalisert langs den vestvendte sida til Nordnesfjellet, kartet er henta i frå (<http://www.ngu.no/no/hm/Geofarar/Skred/Fjellskred/Kartlegging-i-nord/>, 2014)

Nordnesfjellet i Lyngenfjorden/Storfjorden er i fylgje Blikra et al. (2009) fjellpartiet der dei største målte bevegelsane er indikert. Av dei tre ustabile fjellpartia tilhøyrande Nordnesfjellet Jettan, Midtre- og Indre Nordnes vert kunn to av desse kontinuerlig overvaka av Nordnorsk Fjellovervåking (NNFO), (Bunkholt et al., 2013).

1.2.1 Jettan, tidlegare arbeide

Jettan er lokalisert 3-4 km nord for skredområde Midtre Nordnes. I dette avsnittet vert tidlegare arbeide ved Jettan oppsummert for å seinare kunne samanlikne område med Indre Nordnes.

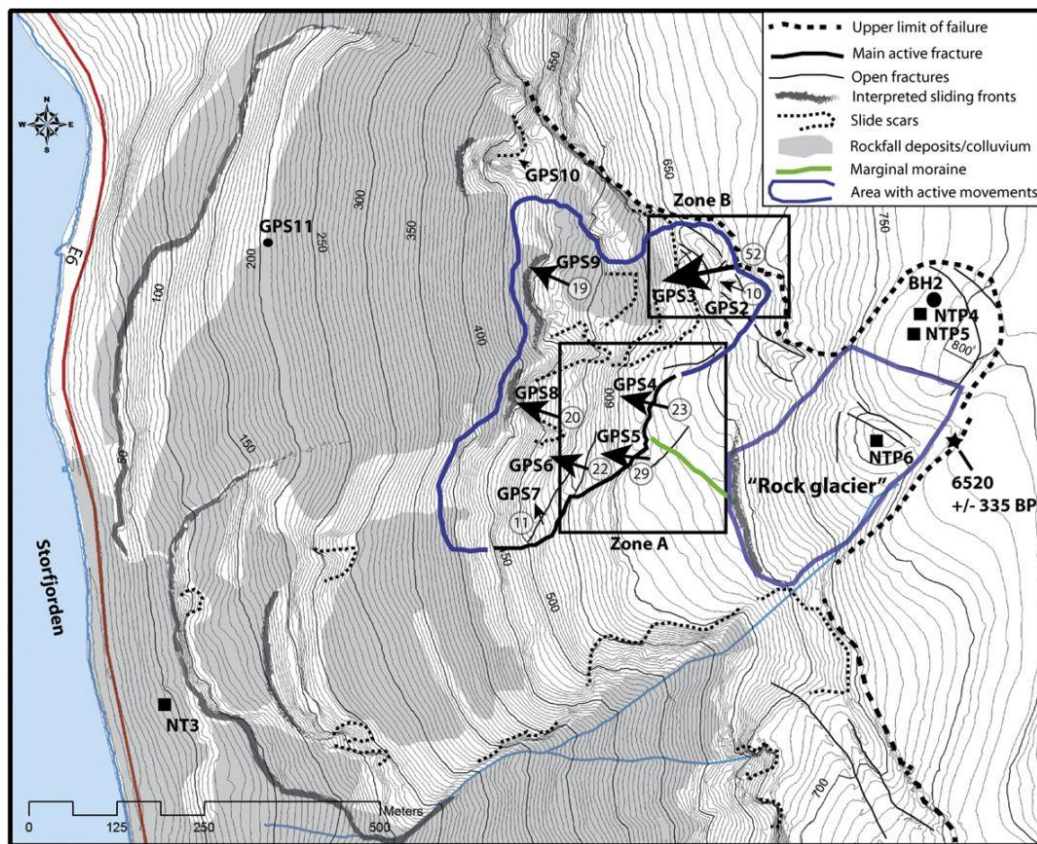


Fig. 2 Oversiktskart over kartlagde overflatestrukturar og morfologiske formelement i skredområdet Jettan, der bevegelsesretninga til den årlige bevegelseshastigheita (mm/år) av det ustabile fjellpartiet er indikert med vektorar (pilar) til GPS punkta, (Blikra & Christiansen, 2013).

Av dei tre skredområda tilhøyrande Nordnesfjellet har Jettan vore av høgste prioritet ettersom det under kartlegging vart avdekkja bevegelse med ein hastighet på 2-5 cm/år i 2005, (Blikra et al., 2006). Jettan har vore under kontinuerleg overvaking sidan 2007, (Bunkholt et al., 2011). I dag vert Jettan overvaka ved både periodiske målingar som InSAR, bakkebasert inSAR, dGPS, LIDAR skanning (Tabell 1) og kontinuerlege målingar som GPS, crackmeter, ekstensometer, tiltmeter og laser (Tabell 1), (Blikra et al., 2009; Skrede, 2013).

Det er også teke ut kjerneprøvar frå tre borehol i område, (Skrede, 2013). I tillegg til dette leverte Ingrid Skrede ein masteroppgåve hausten 2013 med titelen "Jettan, Nordnesfjellet, Kåfjord, Troms, - indre geometri og struktur, kinematikk og struktur og styrande faktorar av eit ustabil fjellparti, basert på strukturanalyse geomorfologi og overvakingsdata." Alle innsamla data og vurderingar gjort ved Jettan indikera bevegelsar av betydning me tanke på faren for fjellskred, (Blikra et al., 2009). Jettan er i fylgje Skrede (2013) eit komplekst felt med fleire individuelle system. InSAR data indikera bevegelse mot vest og nedover med vertikal bevegelse på opp til 40 mm/år. Fem hovudsett av diskontinuitetar er indikert ved Lidar Skanning der tre av setta har bratt fall 70-80 grader i NØ-SV, NV-SØ og Ø-V retning medan dei to andre fell mellom 22 og 29 grader i NV-SØ og NØ-SV retning, (Skrede, 2013). Dei generelle hovudtrendane stemmer i følgje Skrede (2013) overeins med dei strukturelle målingane gjort i felt. Kontinuerlege målingar syner alle sesongmessige variasjonar der den generelle trenden er ei auke i bevegelsen på seinsommaren som fortset utover vinteren før den så avtek igjen, (Blikra et al., 2009; Skrede, 2013). Både kontinuerlege GPS målingar og laser indikera bevegelse på opp imot 41 mm/år, (Skrede, 2013). GPS data syner i følgje Skrede (2013) hovudtrend nedover og mot vest, men bevegelse mot sør førekjem også. Fig. 2 syner kartlagde strukturar og geomorfolgi ved Jettan i tillegg til bevegelsen i dei ulike GPS punkta, der hovudtrenden av bevegelse er mot vest men også bevegelse mot NNV, VNV og VSV førekjem. Tiltmeter indikera vestlig til nordvestlig bevegelse. Temperaturmålingar ved crackmetera syner ein god korrelasjon mellom temperatur og bevegelsar der temperatur og bevegelse er omvendt proporsjonale, (Skrede, 2013). Den generelle trenden for dei tre borehola er granatglimmerkvartsgneis i øvre del med ein gradvis (lagvis) overgang til marmor. Borehol 1 er på omkring 200 m vertikalt, medan dei to andre er på om lag 100 m. Fleire oppknusingssoner førekjem nedover i berggrunnen med ulik grad av fragmentering, (Skrede, 2013). Sprekker har også ein auka tettleik i enkelte soner, (Skrede, 2013). Foliasjonen er stort sett subhorisontal men variera også med fall opp imot 60 grader, (Skrede, 2013). Skrede (2013) konkluderte i si oppgåve med at tilstanden ved Jettan kan reknast som stabil grunna lite akselerasjon og mest truleg utrasing i from av delområde eller enkeltblokker dermed mindre risiko enn tidlegare anteke.

1.3. Hensikta med masteroppgåva

Braathen et al. (2004) gjorde eit forsøk på å forstå utvikinga av fjellskred i Noreg med fokus på etablerte teknikkar som overflate morfologi og glasiale prosessar i tillegg til strukturgeologiske kunnskapar om berggrunnens oppbygging og karakter. Målet med studie var å identifisere deformasjonsmønster danna i forkant av fjellskred og diskutere observasjonane i samanheng med drivande krefter. Målet med denne oppgåva er å samanstillе geomofologi, tidlegare glasiale prosessar og den strukturelle betydninga i sjølvе berggrunnen for å så samanlikne med digitale data. Ved Nordnesfjellet er det tre ustabile fjellparti, Indre Nordnes, Midtre Nordnes og Jettan. Indre Nordnes er hovudfokus for denne oppgåva og vil verta grundig beskrive. Døme frå dei to andre områda vil verte teke med dersom det kan ha betydning for skredområde Indre Nordnes.

Konkrete mål for masteroppgåva:

1. Kartleggje skredets utbreiing, indre struktur og geomorofologi ved hjelp av DEM data og feltarbeid ved Indre Nordnes
2. Kartleggje berggrunnen og berggrunnens struktur i og utanfor skredet: bergartstypar, bergartsgrenser, litologiske variasjonar og orientering av duktil foliasjon (kaledonsk), samt post kaledonske sprø forkastingar og sprekker i berggrunnen.
3. Detaljkartlegging av strukturar og strukturelle blokker ustabile skredområde der det er gjort bakkemålingar og InSAR data. Innsamling av orienteringsdata i og utanfor skredet.
4. Beskrive og tolke morfo-tektonske strukturar og deira orientering internt i skredet.
5. Beskrive og tolke geomorfologiske element i skredet.
6. ved å samanlikne interne strukturar, bevegelsesmønstre, geomorfologi på overflata samt karakteren til moglege glideplan i skredet, skal det verta utarbeida ein geologisk/strukturgeologisk modell for Indre Nordnes, som inneheld konkluderande profiltolkingar i ulike delar av skredet.
7. Komparativ analyse av samanhengen mellom regionale sprø forkastingar/sprekker frå kystområda i Nord-Noreg (mesozoisk til kenozoisk alder) og strukturetningar i skredet.

1.4 Definisjonar og terminologi brukt i oppgåva

Tabell 1	Definisjonar og terminologi brukt i oppgåva
Antiskren	Ein skrent som fell i motsatt retning til hovudskrenten, (Agliardi et al., 2001).
Alpint landskap	Vilt landskap med spisse tindar, skarpe eggjar og stupbratte fjellsider prega av breerosjon særleg frå botnbreiar, (Sigmond et al., 2013, p. 17).
Arkose	Sandstein rik på kvarts og feltspat ofte danna frå forvittringsgrus og granittiske bergartar, (Sigmond et al., 2013).
Bakkebasert inSAR	Same prinsipp som den vanlige inSAR metoden, men her er radaren plassert på bakken. Dette gjer det mogleg å sjølv bestemme tidspunkt til målingane i tillegg høgare presisjon, (Kristensen, 2013).
Bakskrent	Den bakre skrenten i eit skredområde som skil fast bergrunn frå den ustabile berggrunnen i forkant.
Blastomylonitt	Mylonitt som har vorte rekrystallisert etter at deformasjonen tok slutt, (Fossen & Gabrielsen, 2005).
Blokk	I fylgje Atternbergs skala er blokker isolerte bergartar større enn 20 cm i diameter, (Museum, 2014).
Crackmeter/strekkstag	Måleinstrument som kan måle eventuell bevegelse i sprekkeopningar, millimeter i skala, (Skrede, 2013).
dGPS	Står for “Differential Global Position System” og er ein metode brukt til å finne endring i ein posisjon for bestemte punkt over tid ved bruk av GPS-system, (Skrede, 2013).
Ekstensjonssprekk	Danna ved ekstensjon vinkelrett på sprekkenes veggar, (Fossen & Gabrielsen, 2010, p. 434).
Ekstensometer	Måleinstrument brukt til å måle avstanden mellom to bergflater, (Skrede, 2013)

Fjellskred	Fjellparti/større masse av fragmentert berggrunn som enten glir, strøyer eller fell hurtig ned ei fjellside, (Braathen et al., 2004; Sigmond et al., 2013).
Glideplan/ (detachment)	Lågvinkla til horisontalt plan djupt nede i berggrunnen, typisk danna ved reaktiverte svake lag eller strukturar som forkasting, glideplan eller foliasjon, som separera den øvre hengblokka frå de nedre liggblokka, (Fossen & Gabrielsen, 2010). Dersom planet er i bevegelse vil glideplanet verta kalla eit aktivt glideplan .
Glidestriper	“Striper danna i ei flate der to blokker i berggrunnen har bevegd seg i forhold til kvarandre”, (Sigmond et al., 2013).
Graben	Eit område av jordskorpa som er strukturelt nedsøkt mellom to normalforkastingar, (Fossen & Gabrielsen, 2005, p. 350)
InSAR	Står for “interferometric synthetic aperture radar” og er analyse av satellittbilete der ein bruker bileta til å måle mindre overflate bevegelsar, millimeter til centimeter skala, ved å samanlikne radarbilete teke på ulike tidspunkt i eit område, (Gabriel et al., 1989; Eriksen, 2013).
Isnedsmelting/ deglasiasjon	“Nedsmelting av ein innlandsis”, (Sigmond et al., 2013, p. 167)
“Joint”	Ekstensjonssprekk der det er kunn liten (mikroskopisk) forflytting mellom dei motståande veggane, (Fossen & Gabrielsen, 2010, p. 438).
Konjugerte sprekker	To sett av sprekker danna under skjærbevegelsar, ofte i samanheng med forkastingar, der setta har ein vinkel på om lag 60 grader til kvarandre, (Robert J. Twiss & Moores, 2007)
Kvartær	Ei lagrekkje som ligg over tertiær lagrekkja også brukt om tidsperioden då lagrekkja vart avsett frå 2,588 millionar år sidan fram til i dag, kvartærtida, (Sigmond et al., 2013).

Laser	“light amplifies and simulated emission of radiation”, metode der avstand vert målt ut i frå tida det tar før det utsendte laserlyset når reflektoren, (Skrede, 2013).
Lidar skanning	LIDAR, “light detection and ranging”, bakkebasert laserskanning (TLS) der topografien til eit skanna objekt vert representert ved ei punktsky som representera tur-retur tida frå utsendt laserpuls til motteke reflektert laserpuls. Vert nytta i strukturelle analysar av fjellsider og til å finne forflytning mellom to punkt. (Bunholt et al., 2011).
Lineament	Overflatestrukturar som reflekterer fenomen under overflata, observert i kartbladet som formelement av enkle eller samansette lineære anomaliar, (O’leary et al., 1976).
Lineær	Deformasjonsmønster observer i kartbladet, skjær soner forkastningar, etc, (Robert J. Twiss & Moores, 2007).
Mesoskala	Deformasjonsmønster observer i kartbladet, skjær soner forkastningar, etc, (Robert J. Twiss & Moores, 2007).
Makroskala	Deformasjonsmønster på makroskopisk skala som folder, foldeakser, foliasjon, årer og joints observert i felt, (Robert J. Twiss & Moores, 2007, p. 497).
Mikro skala	Deformasjonsmønster på mikroskopisk skala som mineralkorn, etc. som kan observeres ved mikroskop, (Robert J. Twiss & Moores, 2007, p. 497).
Morfo -tektonisk	Overflatefenomen som er eit uttrykk for underliggjande tektoniske strukturar som t.d. sprekker og forkastningar, (Agliardi et al., 2001).
Mylonitt	“tektonisk bergart danna ved intens plastisk deformasjon i midtre del av jordskorpa eller djupare”, reduksjon i kornstorleik er karakteristisk men ei auke i kornstorleiken kan også førekomme dersom finkorna bergartar (t.d. chert) er tilstades, (Fossen & Gabrielsen, 2005).
Preboreal tid	“Tidsrommet mellom 11 500 og 10 200 år før vår tid; den fyrste del av holocene”, (Sigmond et al., 2013).

Sideskrent	Ein skrent som er oblik til bakskrenten.
Skjærsprek	Sprekk med forflytting parallelt til sprekkveggane, dersom forflytting overgår 1m er det ein forkastning, (Braathen et al., 2004)
Skredjord	“ueinsarta jordart eller nedrast materiale, t.d. jord ved foten av ein skråning, (colluvium)”, (Sigmond et al., 2013).
Skrent	Ei brå endring i overflatetopografien, der to landskapsoverflater er separert ved ei klippe, (Geographic, 2014).
Skråningar	Ei hellande flate i landskapet som vert vidare inndelt etter hellingsgrad; Slak 2°-10°, medium 10°-18° og bratt 18°-30°, (Sulbak, 2007).
Sprekk	Brotflate/diskontinuitet i berggrunnen med tjukking frå mm-m skala. I denne oppgåva vert sprekk brukt om både sprekker som syner horisontal forflytting og sprekker som ikkje syner horisontal forflytting. Dersom det er nødvendig vil det om sprekk har forflytting eller ikkje verta spesifisert.
Sprekkemønster	Den tredimensjonale ordninga av sprekker i ein bergmasse (kubisk, rombisk etc.), (Sigmond et al., 2013, p. 365)
Sprekkesett	Samanhøyrande nærmast parallelle sprekker som er danna i same tid og under same deformasjonshending, .
Sprekkeystem	To eller fleire sprekkesett som skjærer kvarandre, mest truleg danna under same deformasjonshending, (Sigmond et al., 2013, p. 365).
Synkehol	Eit trakteforma overflatefenomen der overflatesediment og jord synk inn mot sentrum på grunn av karstformasjonar eller fjerning av sediment under overflata, (Geographic, 2014). I denne oppgåva vert synkehol brukt om overflatefenomenet av tektonisk opphav der ein får innsynking av overflatesediment og jord inn imot trakteformens sentrum grunna danninga av sprekker og forkastningar under overflata, (Closson & Karaki, 2009).

Terrasse	Ei horisontalt til medium hellande overflate i fast fjell eller sediment, (Museum, 2014).
Tiltmeter/ Vinkelmålere	Måleinstrument som kan måle den eventuelle inklinasjonen til ein struktur, endring av vinkel innover eller utover, (Skrede, 2013).
Toppling	Rotasjon utover i øvre delar av individuelle blokker, slik at ein får danna større opne sprekker (ca.1-3 m) i bakkant av blokka, i nærleiken av skrent kanten, der det endelige brotet vil gje direkte fall utan glidning, (Braathen et al., 2004)
Ustabilt fjellparti	“Når eit fjellparti heilt eller delvis har slept tak i sine geologiske omgivningar og komme i bevegelse, (Høst, 2006).
Weichsel	“Siste istid i Europa, 117,000 – 11,500 år sidan”, (Sigmond et al., 2013)
Yngre Dryas	“Den siste kalde perioden med subarktisk klima under siste istid, 12,800-11,500 år sidan”, (Sigmond et al., 2013).

Tabell 1 Definisjonar og terminologi brukt i oppgåva

2 FJELLSKRED

Nokre av dei tidlegaste klassifikasjonane av skred oppsto i land prega av Alpine landskapsformer (Tabell 1), (Hungre et al., 2012). Studie og klassifikasjon av fjellskred har vore i fokus dei siste tiåra. Ulike klassifikasjonar og terminologi er føreslått i litteraturen (Cruden & Varnes, 1996; Agliardi et al., 2001; Braathen et al., 2004; Agliardi et al., 2009; Hungre et al., 2012). I dette kapitlet vil klassifikasjon og terminologi av fjellskred brukt i oppgåva verta representert i tillegg til ulike fjellskred døme.

2.1 Kva er fjellskred?

Når drivande krefter overgår friksjonskreftene vil ein få danna utrasing i form av skred, (Braathen et al., 2004). Skred er i følge Høst (2006) ei fellesnemning på fenomen der gravitasjonen førar til ein hurtig bevegelse av materiale som stein, jord og vegetasjon ned skråningar. Bevegelsane kan skje ved enten fall, gliding eller som ein hurtig straum av massar, (Braathen et al., 2004; Høst, 2006; Sigmond et al., 2013). Nemningane steinsprang, steinskred eller fjellskred vert brukt etter ein skala frå mindre til svært store volum der fjellskred overgår eit volum på $100\,000\text{ m}^3$, (Høst, 2006).

2.2 Klassifisering av fjellskred i Noreg

Braathen et al. (2004) gjorde eit forsøk på å klassifisere fjellskred ut i frå studie av potensielle skredområde i Noreg med den hensikt å kunne bruke klassifikasjonen til å karakterisera deformasjon danna i førevegen av skred. I følge Braathen et al. (2004) er dei tre prinsipielle typene fjellskred i Noreg steinsprang (*rock fall*), steinskred (*rockslide*) og komplekse felt (*complex field*). Typene skil seg frå kvarandre ved ulike strukturelle geometri og deformasjonsmekanisme, hellingsgradient, og volum av bergmassar involvert, (Braathen et al., 2004). Skredområde vil verta forsøkt klassifisert etter denne modellen seinare i oppgåva.

2.2.1 Steinsprang (*rock fall*)

Fig. 3 under syner klassifiseringa av dei ulike typene fjellskred, steinsprang (*rock fall*) er mest vanleg langs bratte fjellsider over 60 grader og er karakterisert ved blokker separert frå berggrunnen ved bratte kant-skråningsparallelle sprekker, (Braathen et al., 2004). Blokkane vert heldt på plass av friksjonskrefter langs brotplanet/plana og når drivande krefter overgår friksjonskreftene vil blokkane akselerere med fritt fall som eit resultat, (Braathen et al., 2004).

Nye sprekker vil kunna verta danna i forkant av eller samstundes med at blokker vert frigjeve og kan dermed føre til ei bakstepping av det ustabile område, (Braathen et al., 2004). Kjeldeområde kan anten bestå av ei enkelt blokk eller fleire blokker separert av sub-parallele sprekker der størrelsen på blokkene kan variera frå m^3 til millionar m^3 . Dei øvre delande av individuelle blokker roterer utover og fører til opning av ei 1-3 m større sprekk i nærleiken av skredkanten, rotasjonen vert kalla *toppling* (Tabell 1), (Cruden & Varnes, 1996; Braathen et al., 2004).

2.2.2 Steinskred (*rock slide*)

Steinskred (Fig. 3) førekjem vanlegvis langs moderat hellande skråningar på under 45 grader langs svakheitssoner (t.d. foliasjon, litologiske bergartsgrenser, pre-eksisterande sprekker, eksfoliasjon) som er orientert sub-parallelt med skråninga, (Braathen et al., 2004). Deformasjon førekjem ved at overflateblokker glir langs desse reaktiverte, underliggjande plana der bevegelse i lågare delar av skråninga kan gradvis gi ein svikt i øvre delar som igjen gir ein oppoversteppande prosess, (Braathen et al., 2004).

2.2.3 Komplekst felt (*complex field*)

Komplekse felt (Fig. 3) inkludera gliding, blokk rotasjon (*toppling*) og direkte fall, (Braathen et al., 2004). Område overgår vanlegvis $1 km^2$, er ofte djuptgåande (20 til fleire 100 m) og involvera volum over 10 millionar m^3 , (Braathen et al., 2004). Den heilskaplege topografiske gradienten av kjeldeområde er ofte låg medan den bindande fjellsida ned mot dalen eller fjorden er moderat til bratt. Komplekse felt består ofte av eit fleirtal av forkastningsblokker, transforme forkastningar, graben strukturar, segmenterte blokker internt med bevegelse i djupna langs planære lågvinkla glideplan, (Braathen et al., 2004). Deformasjonsmekanismen kan verta tilskrive ein kombinasjon av steinsprang, steinskred og *toppling* og syner ofte eit intrikat deformasjonssystem, (Braathen et al., 2004). Det er to endeledd av typar komplekse felt skild ved variasjonen i forma/stilarten av blokkbevegelse og forkastningsgeometri, listrisk og planar forkastningsgeometri, (Braathen et al., 2004). Listrisk forkastningsgeometri er karakterisert av nedover kurvande hovudforkastningar som gir betydeleg indre deformasjon ettersom blokker roterer (som oftast vekk frå skråninga) og følgjeleg kollapsar, (Braathen et al., 2004). Planar forkastningsgeometri resultera i ein domino-type blokk konfigurasjon der bevegelsane generera holrom og djupe kløfter (Fig. 3), (Braathen et al.,

2004). Blokkene held seg intakte heilt til dei når ein kritisk vinkel og kollapsar internt eller roterar (*toppling*). Denne forkastningsgeometrien gir intakte blokker med mindre rotasjon anten imot eller vekk i frå skråninga.

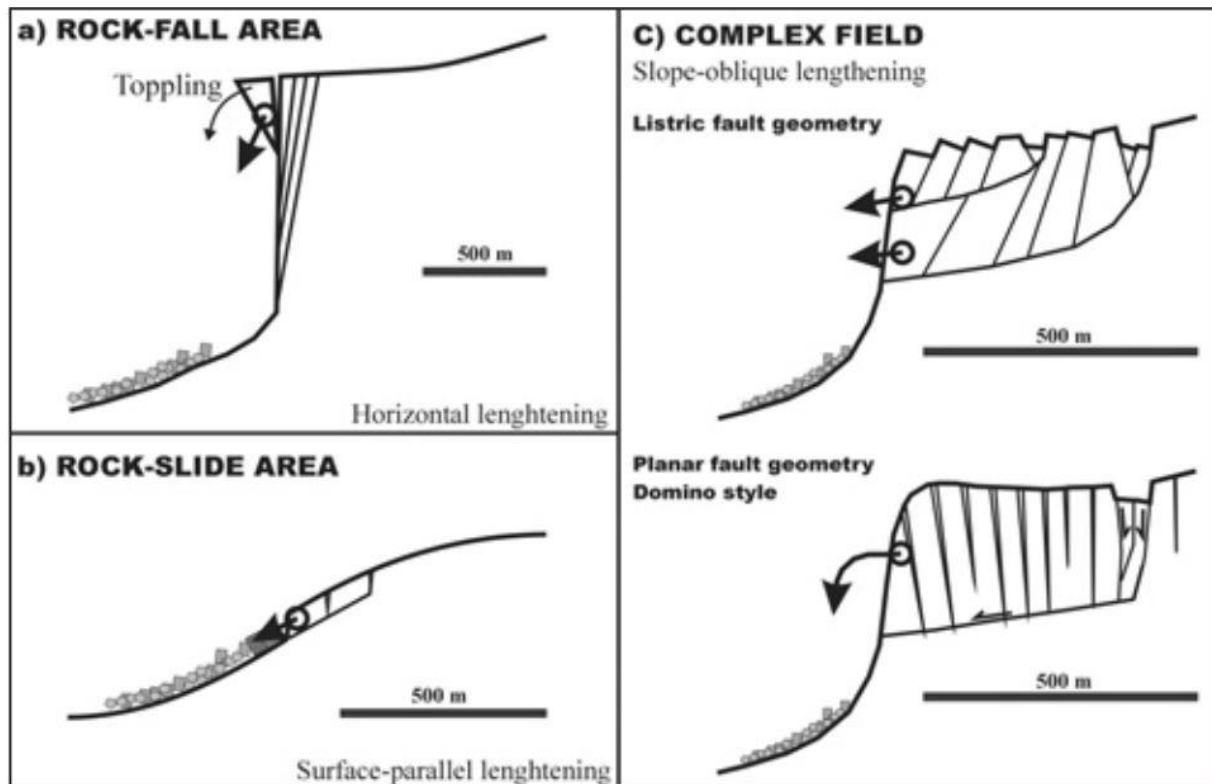


Fig. 3 Syner klassifikasjon av fjellskred; a) steinsprang (*rock fall*) b) steinskred (*rock slide*) og c) komplekst felt (*complex field*) med dei to underkategoriene listrisk og planar forkastningsgeometri, (Braathen et al., 2004)

Berggrunnens litologi og indre struktur, skråningsgradient, seismisk aktivitet, glisiale prosessar, vasstrykk og "smørjing", og frost relaterte prosessar er spelar alle ei viktig rolle med tanke på utviklinga av fjellskred, (Braathen et al., 2004). Drivande krefter og deformasjonsmekanismer kan anten vera kortvarige eller langvarige, der seismisk aktivitet, vasstrykk og/eller frostsprenging prosessar vert sett på som kortvarige medan gradvise endringar av mekaniske eigenskapar til glideplana er karakterisert som ein langvarig prosess, (Braathen et al., 2004).

2.3 Kontrollerande faktorar og drivande krefter

2.3.1 Bevegelsesmekanismar

Massetransport ned langs fjellsida kan anten skje ved direkte fall, gliding, (Cruden & Varnes, 1996; Braathen et al., 2004; Hungr et al., 2012). Bevegelsane før utviklinga av ulike skredhendingar er ofte saktegåande, kalla kryp, (Braathen et al., 2004; Brückl et al., 2005; Blikra et al., 2006). Kryp er ein mekanisme som kan føregå djupt nede i berggrunnen og dermed transportera store overliggjande massar av delvis intakt berggrunn. Dersom situasjonen er stabil, er tilstanden av kryp stabil ved ein konstant bevegelse som ikkje akselerera, (Braathen et al., 2004). Enkelte hopp i bevegelsen der kryp bevegelsen akselerera kan førekomme ettersom skjærstyrken langs glideplanet kan variera som fylgje av diskontinuitetar langs planet, (Braathen et al., 2004; Brideau et al., 2009). Dersom akselerasjonen fortset å auke vil resultatet til slutt være massetransport ved anten *toppling*, gliding eller direkte fall.

2.3.2 Glideplan

Utvikling av eit basalt glideplan er nødvendig for utviklinga av fjellskred i 30-45 graders skråningar, (Braathen et al., 2004). Glideplan vert ofte danna i samanheng med pre-eksisterande svakheitssoner i bergrunnen som foliasjon, skjærsoner, folder, litologiske variasjonar, eksfoliasjon, forkastningar og sprekker med ein favoriserbar retning ned skråninga, (Agliardi et al., 2001; Braathen et al., 2004; Brideau et al., 2009; Saintot et al., 2011). Glideplan kan verta identifisert ved forkastingsmjøl, breksje eller grunnvatn som siv ut langs glideplanet, (Braathen et al., 2004). Utviklinga av ikkje kohesiv forkastningsbreksje og forkastningsmjøl langs eit basalt glideplan kan redusera stabiliteten av fjellskredområde drastisk, særskild om det er forvitra glimmer tilstade, (Braathen et al., 2004; Saintot et al., 2011). Ei gradvis endring i mekaniske eigenskapar som høgt vasstrykk og/eller fryse og tine prosessar kan senke skjær motstanden til glideplanet slik at ein nærmar seg utgliding, (Blikra & Christiansen, 2013). Utvikling av glideplan er sett på som ein langvarig prosess der grovheita til planet kan verta utjamna ved kjemisk og/eller mekanisk forvitring, (Braathen et al., 2004; Saintot et al., 2011). Glideplan kan i fylgje (Braathen et al., 2004) utvikle seg på fleire nivå. Dette vart indikert ved borehold ved Jettan som synte fleire soner med

oppknusing nedover i bergrunnen, (Elvebakk, 2013). I fylgje Agliardi et al. (2009) er utvikling av djuptgåande glideplan vanleg i tidlegare glasialt prega landskap.

2.3.3 Gravitasjon

I fylgje Olesen et al. (2013) er det gravitasjonsprosessar som primært kontrollera danninga av storskala fjellskred, på same måte som spreining av fjellryggar og danninga av normalforkastingar i ekstensjonsregime. Gravitasjonell reaktivering av normalforkastningar har vist seg å ha betydning for danninga av avgrensande skrentar til ustabile fjellparti som ofte er av tektonisk opphav, (Hippolyte et al., 2006). Denne drivkrafta er kontinuerleg og vert ofte forsterka langs bratte fjellsider i alpine landskap, (Braathen et al., 2004; Saintot et al., 2011). Gravitasjons krefter reaktiverar pre-eksisterande strukturar der favoriserbare orienterte strukturar vil svekke skråningsstabiliteten drastisk, (Saintot et al., 2011)

2.3.4 Litologi

Bergrunnens litologi kan ha ei betydning for utviklinga av skråningsdeformasjon og fjellskred. Harde og sterke gneisar vil være meir motstandsdyktige med tanke på desintegrering og deformasjon enn svakare amfibolittar, skifre og glimmerskifre, (Saintot et al., 2011). I eit studie av fjellskred på Vestlandet fant Saintot et al. (2011) at 13 av dei 72 studerte ustabile fjellpartia besto av svakare bergartar som amfibolittar, skifre, glimmerskifre og forvittra mafiske og ultramafiske bergartar. Dette i eit område der gneisar er den dominerande einskapen og indikera følgjelig at tilstadesvernaden av svake bergartar har ei betydning for utviklinga av ustabile fjellparti. I tillegg til dette fant Saintot et al. (2011) at skredflater generelt sett samanfell med litologiske kontaktar slik at glideplan ofte vert reaktivert i samanheng med litologiske kontaktar. Sjølv om Saintot et al. (2011) konkludera med at litologien er ein viktig kontrollerande faktor for utvikling av ustabile fjellparti langs bratte fjellsider er det ikkje gitt at litologien aleine er ein kontrollerande faktor, Braathen et al. (2004).

2.3.5 Indre struktur

Bergrunnens indre struktur kan ha ei betydning ettersom fjellskred ofte førekjem langs reaktiverte sprø eller duktile strukturar som foliasjon, folding, sprekker, forkastningar, skjærsoner etc., (Ambrosi & Crosta, 2006; Brideau et al., 2009; Saintot et al., 2011). Avgrensande skrentar til sjølve skredområda av eit tektonisk opphav som reaktiverte normal

forkastningar er ofte forbunde med ustabile fjellparti, (Hippolyte et al., 2006). Stabiliteten av fjellsider vil svekkast dramatisk dersom strukturelle element har favoriserande orientering til skråninga, (Saintot et al., 2011). Gravitasjonell reaktivering av skråningsparallelle foliasjonsplan kan gi opphav til basale glideplan og i studie av fjellskred på Vestlandet synte 30 av 72 studerte fjellskred foliasjonsparallelle glideplan, (Saintot et al., 2011). I tillegg til dette er det også indikert forplanting av glideplan langs foliasjonen, (Saintot et al., 2011). Duktile folder aukar sannsynlegheita for tilstadesvernaden av plan som er orientert i ein favoriserbar retning med tanke på gravitasjonskreftene ned skråninga og vil følgjelig kunne svekke skråningsstabiliteten, (Saintot et al., 2011). Lågare stabilitet ved kan verta relatert til svekking av den ibuande styrken til minerala og dermed sjølve bergarten i tillegg til at ein kan få mineralkorn orientert i favoriserbar retning for reaktivering ved gravitasjonskrefter, (Saintot et al., 2011). Fleirfasa folding vil auke desse faktorane, (Saintot et al., 2011). Desintegrering av bergrunnen ved forkastningar og sprekker vil følgjelig svekke bergartsstyrken og gi økt sannsynlegheit for skråningsdeformasjon, (Brückl et al., 2005; Brideau et al., 2009).

2.3.6 Skråningsgradient

Terzaghi (1962) hevda at den kritiske skråningsvinkelen for fjellskred er 70 grader medan Carson and Kirkby (1972) satt den kritiske skråningsvinkelen til mellom 45-75 grader. I Braathen et al. (2004) sitt studie av fjellskred i Noreg vart det ikkje funne skråningsgradient på over 42 grader i dei studerte områda noko som indikera fleire assisterande mekanismar og krefter i deformasjonen. Låg skråningsgradient er også indikert ved fleire andre fjellskredlokalitetar, (Ambrosi & Crosta, 2006). Likevel er bratte alpine landskap favoriserande med tanke på utviklinga av fjellskred, (H. Bunkholt et al., 2013)

2.3.7 Glasiale prosessar

Glasial erosjon, innskjering av dalar, gjer fjellsider brattare i tillegg til at glasial avlasting av etter at isen har smelta vekk vil fyrst medføre eit meir hurtigverkande elastisk stress av bergartane, (Agliardi et al., 2001; Braathen et al., 2004; Hippolyte et al., 2006). Trykket av isen på bergrunnen vert frigjeve slik at berggrunnen gir ein tidlegast elastisk respons før den så går over til ein meir saktegåande respons for å oppretthalde likevekt. I følgje Agliardi et al. (2001) er post-glasial avlastning ein hovudfaktor for utløysing av skråningsdeformasjon,

(Ambrosi & Crosta, 2006; Hippolyte et al., 2006). Trykkavlastning etter isen har smelta vekk kan gi sprekkjer parallelle med topografien, (Agliardi et al., 2001), såkalla eksfoliasjon. Det er hevda at alle istidene dei siste 600 000 år har vore etterfylgd av jordskjelv som ein respons på trykkavlastinga, (Olesen et al., 2000; Hippolyte et al., 2006). Dateringar av skrentar danna i samanheng med normalforkastningar indikera store jordskjelv som ein utløysande faktor ettersom reaktivering ofte er relatert til periodar av økt seismisk aktivitet i post-glasial tid, (Hippolyte et al., 2006).

2.3.8 Frostrelaterte prosessar

Permafrost kan gi endringar i skjærstyrken langs breksjerte glideplan ved anten endra is temperaturar og/eller variasjonar i vassinfiltreringa, (Braathen et al., 2004; Blikra & Christiansen, 2013). Dei kontrollerande faktorane relatert til fjellskred styrt av permafrost er snøsmelting om våren, akkumulasjon av kald luft i sprekker tidleg til sein vinter og snø isolasjon av sprekkene mellom til sein vinter, (Blikra & Christiansen, 2013). Snøsmelting om våren gir auka temperatur i djupare delar av sprekkene ved økte is temperaturar og/eller økt vassinfiltrering til eventuelle glideplan som vil redusera skjærstyrken langs planet og auke deformasjonen, (Blikra & Christiansen, 2013). Akkumulasjon av kald luft om vinteren til topografisk lukka sprekker gjer at sprekkenes lågare del vil halde seg nedkjølte gjennom vinteren heilt til ein eventuell isolasjon av snø som isolera systemet frå atmosfærisk påverknad, (Blikra & Christiansen, 2013). Dette ventilasjonssystemet av kald og varm luft i sprekker vil variere ettersom vintrane variera, (Blikra & Christiansen, 2013). Betydelig nedkjøling av lågare delar av sprekker vil stoppe deformasjonen totalt midt- til sein vinter og på denne måten kan permafrost gi opphav til sesongmessige variasjonar, (Blikra & Christiansen, 2013). Dersom klima endrar seg og permafrost opphøyr vil dette kunne føre til at økt deformasjon og ytterligere svekking av skråningsstabiliteten. I tillegg til permafrost kan frostsprenging bidra lokalt til å opne sprekker ytterligere, (Braathen et al., 2004). Dette skjer ved ein faseovergang frå vatn til is, som har økt volum, slik at det vert utøvd trykk utover langs sprekkveggane, (Braathen et al., 2004).

2.3.9 Vasstrykk og “smørjing”

Høgt vasstrykk kan føre til ein reduksjon av skjærstyrken langs glideplanet og kan dermed føre til ei destabilisering av det ustabile fjellpartiet, (Braathen et al., 2004; Saintot et al.,

2011). Dette fordi vatn er ein viktig agent for nedbryting av mineral, mineralvekst eller som ein bidragsytar til smørjing, (Braathen et al., 2004). Store sesongmessige variasjonar i tilførsel av vatn kan setje i gang bevegelse ettersom infiltrering av vatn langs glideplan kan senke skjærstyrken, (Braathen et al., 2004; Saintot et al., 2011).

2.3.10 seismisk aktivitet

Studiar av tidlige fjellskred i samanheng med seismisk aktivitet omkring i verda syner ein samanheng mellom eit høgt tal av fjellskred og jordskjelv, (Olesen et al., 2000). I studie av 40 historiske jordskjelv verda over samanlikna med skred fant (Keeper (1984)) at fjellskred i samanheng med skjelv på under 6.0 M i styrke var fråverande og konkluderte dermed med at skjelv over 6.0 M var påkravd for å generere fjellskred.

2.4 Fjellskredstudie i Alpane

Studie av fjellskred i Alpane og andre fjellområde i verda syner mange likskapar som samsvarar med skredutviklinga i Noreg. Brideau et al. (2009) gjorde eit studie av to større historiske fjellskred, Hope skredet, British Columbia, i 1965 og Rana i Sveits 1991. Hope skredet var lokalisert langs flanken til ei større synform i tillegg til at skredområde var prega av eit nettverk forkastningar, skjærsoner og konjugerte sprekkesett som segmenterte område inn i fleire blokker (Brideau et al., 2009). Både undulerande og stegvise diskontinuitetar er observert langs glideplanet noko som indikera ein stegvis oppsprekkingsprosess på fleire skala, (Brideau et al., 2009). Det er fleire føreslåtte modellar for Rana fjellskredet i Sveits (Fig. 5) som truleg førekom i to avskilte hendingar, (Brideau et al., 2009). Fig. 5 syner ein 3D modell av strukturane som prega berggrunnen i Hope skredet der desse strukturane truleg har gitt opphav til lokaliseringa av fjellskredet. Generelt sett er skredet anteke til å vera drive av initierande tensile sprekker som vidare førte til ein translasjon og forplanting av pre-eksisterande stegvise diskontinuitetar, (Brideau et al., 2009). Dette kombinert med ekstensjon førte til utviklinga av eit steppande glideplan (Fig. 4), (Brideau et al., 2009).

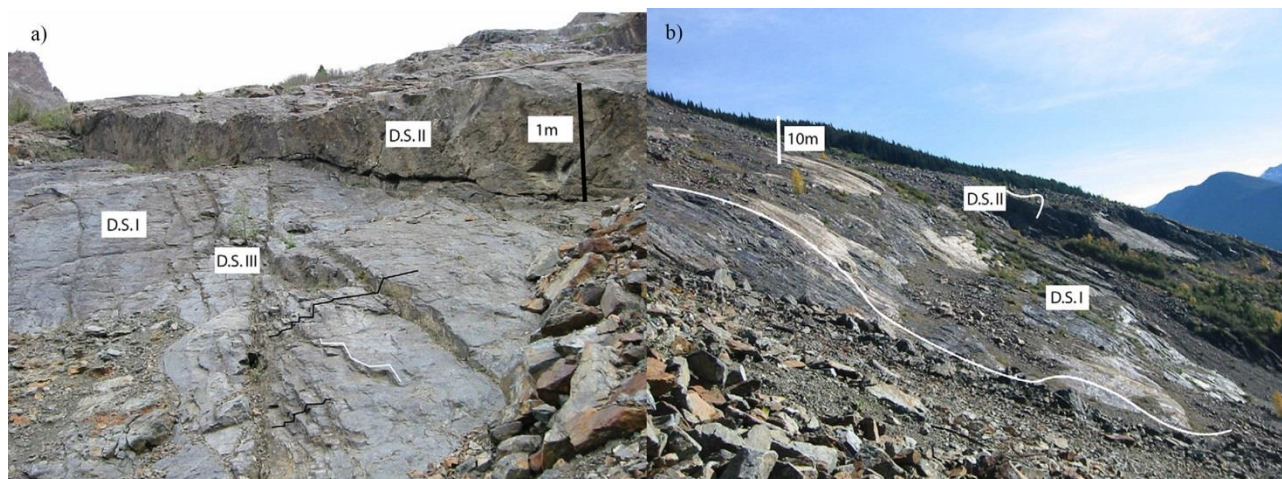


Fig. 4 Modifisert figur henta frå Brideau et al. (2009) som syner a) steppande glideplan der bratte sprekk plan terminera ned mot lågvinkla svakheitsplan i berggrunnen og b) eit undulerande glideplan

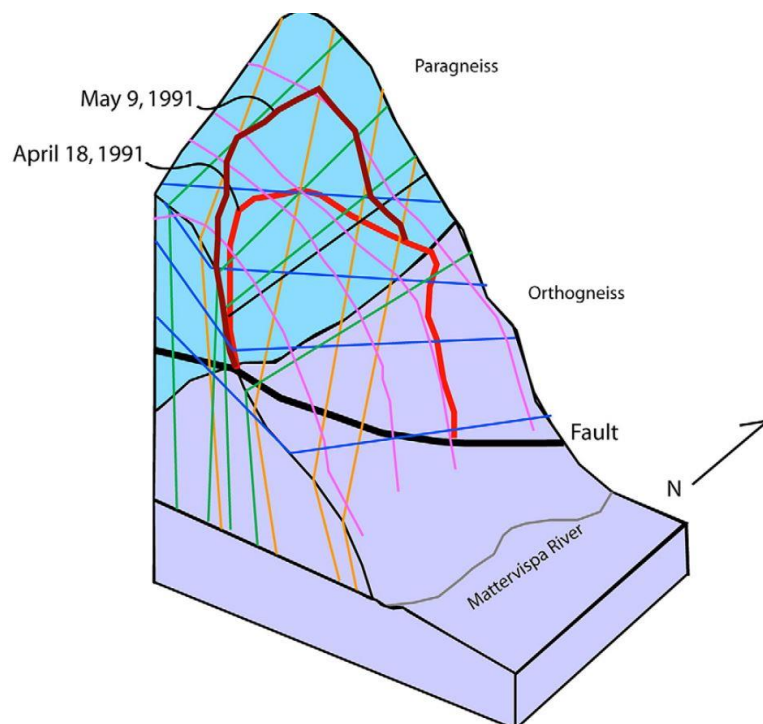


Fig. 5 Syner ein 3D modell av Rana fjellskredet som illustrera dei to skredhendingane i tillegg til diskontinuitets sett og tektoniske strukturar som pregar berggrunnen i skredområde, (Brideau et al., 2009)

Omfattande studie av fjellskred i dei Italienske Alpene er vorte gjort med fokus på strukturell, geologisk og geomorfologisk setting ved ulike lokalitetar, (Agliardi et al., 2001, 2009). Deformasjon i store forseinkingar langs djuptgåande glideplan (“Deep-seated slope gravitational deformation” (DSGSD) assosiert med gravitasjonell reaktivering av pre-eksisterande tektoniske sprø strukturar slik at ein får danna morfo-strukturar med ulike trendar der glacial avlasting vert sett på som den hovudsaklege utløysande faktoren av

skråningsdeformasjon, (Agliardi et al., 2001; Kinakin & Stead, 2005; Ambrosi & Crosta, 2006; Agliardi et al., 2009). Denne gravitasjonelle reaktiveringa av sprekker saman med danninga av eit større djuptgåande glideplan (DSGSD) i høgt relieff skråningar førekjem fleire stader i dei sentrale delane av dei Italienske Alpane, (Agliardi et al., 2001, 2009). Skrentar, antiskrentar, opne tensjons sprekker, låg rate av forflytning (mm/år), alpint landskap, tilstadesvernaden av mindre skredhendingar i det deformerte område og tidlegare utrast skredmateriale i forkant av skråningane er typisk for djuptgåande gravitasjonell deformasjon (DSGSD) i tillegg til at denne skråningsdeformasjonen ofte er forbunde med glasialt utforma dalar med fragmenterte bergartar, (Agliardi et al., 2001). Gravitasjonelle strukturar i det studerte skredområde Valfurva (Italia) er delvis tolka til uttrykk for underliggjande neotektoniske forkastningar, (Agliardi et al., 2001). Termen morfo-struktur vert brukt om overflatefenomen (geomorfologiske formelement) som tilsynelatande er eit uttrykk for underliggjande deformasjonstruktur som er av gravitasjonelt og/eller tektonisk opphav, (Agliardi et al., 2001).

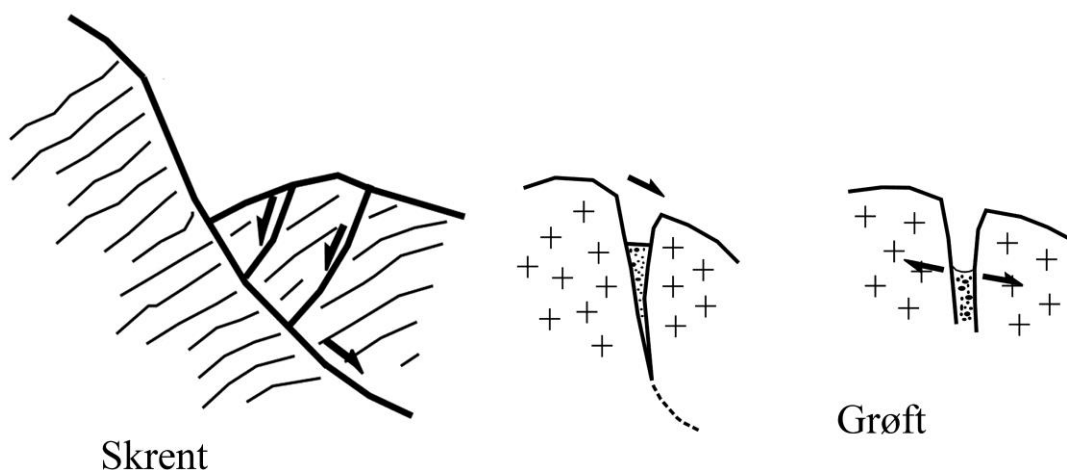


Fig. 6 Modifisert figur, (Agliardi et al., 2001), som syner nokre av dei typiske morfo-strukturelle elementa som oppstår i samanheng med djuptgåande skråningsdeformasjon (DSGSD), der skrentar er eit typisk uttrykk for nedoverhellande kollaps av den hovudsaklege skredflata (glideplanet) med ein nedover bevegelse og lineære, djupe grøfter som er typisk danna ved ekstensjon av eit vertikal eller nedoverskråande flate.

Det studerte skredområde Valfurva i dei Italienske Alpane består av metamorfe bergartar danna under fleirfasa morfo-tektonisk utvikling med indre strukturar i form av foliasjon,

folder, skjærsoner danna i det duktile regime i tillegg til fleire sett av sprekker og forkasningar danna i det sprø regime, (Agliardi et al., 2001). Bratte 55-70 graders skrentar og ferske skredflater som indikera nyleg aktivitet ved *toppling* er også indikert (Tabell 1), Antitetiske listriske kollaps overflatar som er assosiert med hovudskrenten i skredområde, (Agliardi et al., 2001). Ulike typar moreneavsetjingar indikera utforming av dalsida ved glasial erosjon, (Agliardi et al., 2001). Utviklinga av eit djuptgåande glideplan (DSGSD) er tolka til å vera sterkt kontrollert av regionale og lokale sprekker og forkastningar, (Agliardi et al., 2001). Tre hovudfaktorar er anteke for det studerte skredområde; I) område karakterisert av chevron folder langs tåa av skråninga som kan fungere som svakheitspunkt for initiering og forplanting av glideplan II) den sub-horisontale trenden av foliasjon som kan tillate utgang av glideplanet langs sålen eller oppover langs skråninga III) sprø tektoniske strukturar som kontrollera djuptgåande glideplan (DSGSD), (Agliardi et al., 2001). Økt vasstrykk ved ei auka infiltrering av grunnvatn i tillegg til glasial avlastning vert sett på som utløysande faktorar i skredområde, i tillegg til drivande faktorar i form av strukturelle element (foliasjon og sprekker), topografi og skråningsgradient og mulig in situ aktivt stress, (Agliardi et al., 2001).

3 GEOGRAFISK OG GEOLOGISK OVERSIKT

3.1 Geografisk plassering og topografi

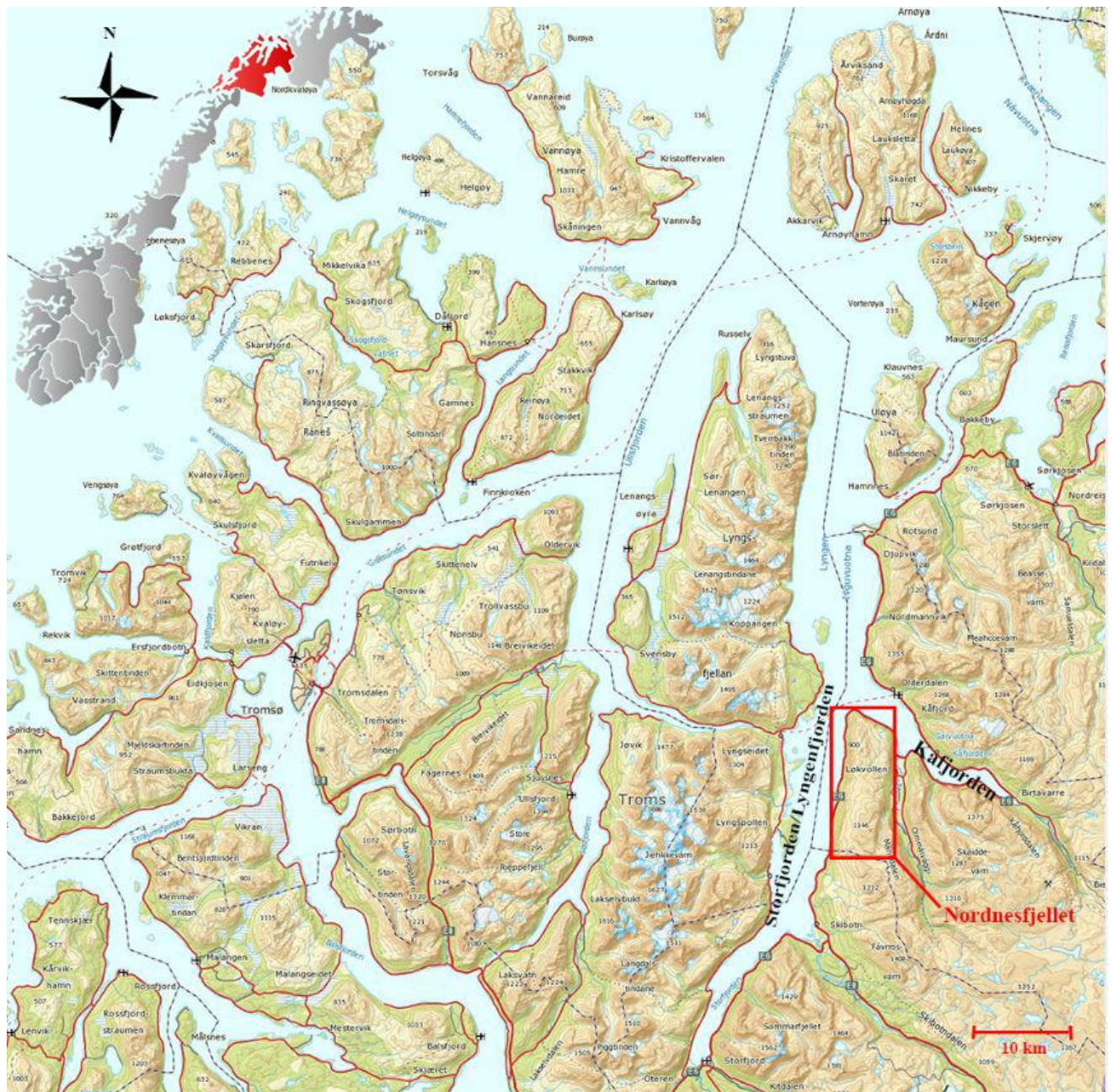


Fig. 7 Modifisert kart henta i frå (www.ngu.no, 2014) som syner lokaliseringa av skredområda ved Nordnesfjellet i Troms fylke med Lyngenfjorden/Storfjorden i vest og Kåfjorden i aust.

Nordnesfjellet ligg i Kåfjord kommune i Nord Troms og er omringa av eit alpint landskap med spisse fjell, fjordar og dalar. Langs foten av fjellet går E6 som ei hovudpulsåre for trafikken mot Finnmark og den nordlegare delen av landet. Nordnesfjellet er avgrensa av to fjordarmar, Lyngenfjorden/Storfjorden og Kåfjorden, (www.ngu.no, 2014). Fjellet strekkjer

seg utover i ein N-S retning med dei ustabile fjellpartia i den bratte vestlige sida som vender mot Storfjorden/Lyngen fjorden,(Fjellovervåking, 2014). Nordnesfjellets høgste punkt ligg på 900 m,(www.ngu.no, 2014), frå dei høgste toppane brer landskapet seg utover i slake skråande flater som gradvis går ned i mellomliggjande nedsenkingar. Den austlige sida av Nordnesfjellet som vender mot Manndalen er slakare med eit meir kuppert terreng i form av terrasser, haugar og skråningar. Frå den nordlegaste tuppen og austover, Nordneslandet (Fig.4.0.1), er Nordnesfjellet avgrensa av ein bratt vegg som vender mot Kåfjorden i nordaustleg retning. Fjellets vestvendte side ligg visavi dei mektige Lyngsalpane med Lyngfjorden i mellom. Det er nettopp langs denne vestvendte sida dei ustabile fjellpartia Jettan, Midtre- og Indre Nordnes ligg i ein N-S retning. Når eg skriv Nordnesfjellet er det denne vestvendte sida eg skriv om og om ikkje vil dette verta spesifisert i oppgåva.

3.2 Regional geologi og tidlegare arbeide

Nedsliting av prekambrisk grunnfjell, overskyvde kaledonske dekkseriar, post kaledonsk ekstensjon og sein-kenozoisk utforming av isen er nokre av prosessane som har ført til dagens landskapsformer. I dette avsnittet vert berggrunnsgeologien i Troms beskrive kortfatta for å få eit innblikk i fordelinga av kaledonske skyvedekker og prosessane som har gitt opphav til berggrunnen i studieområdet Indre Nordnes.

3.2.1 Berggrunnens samansetjing i Troms

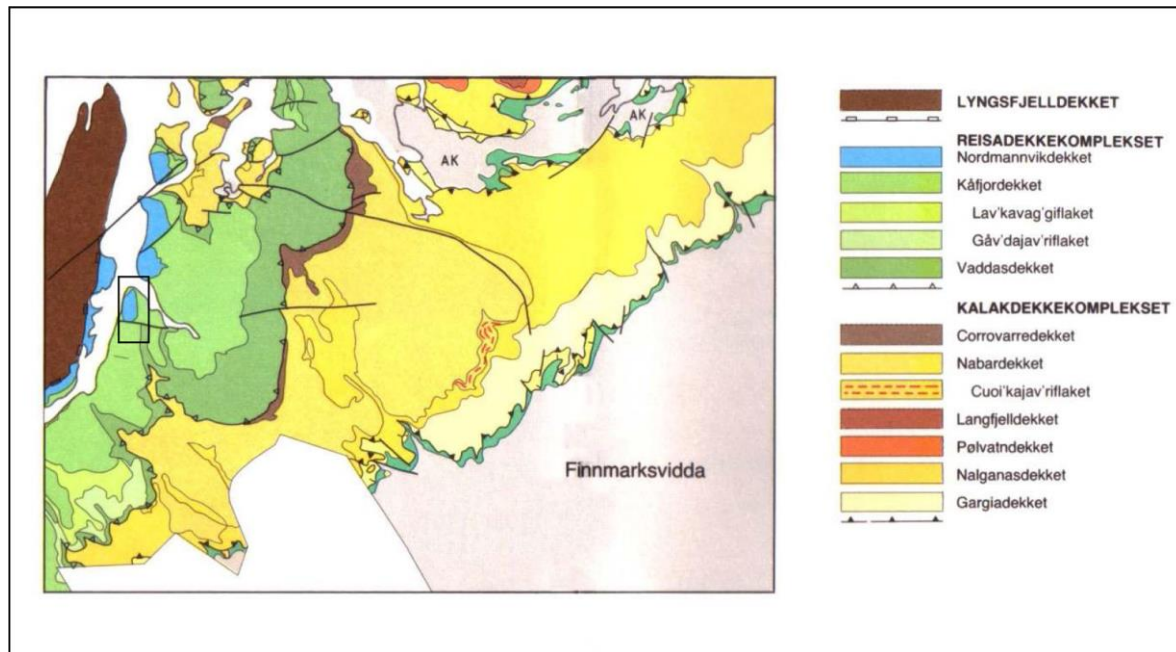


Fig. 8 Modifisert berggrunnskart over Nordreisa område som syner dei ulike dekka der Nordmannvikdekket med det underliggjande Kålfjorddekket utgjer Nordnesfjellet som er markert med ein svart firkant, (Zwaan, 1988)

3.2.1.1 Prekambriske bergartar

Berggrunnen i Troms fylke består av prekambriske bergartar (<1.7 Ga) som omfattar øyene Senja, Kvaløya og Ringvassøya, (Dahl & Sveian, 2004). I fylgje Zwaan (1988) førekjem prekambriske bergartar i to tektoniske vindauge i Troms, Alta-Kvænangen vindauge og Sørkjosvindauge ved utlaupet av Reisaelven. Zwaan (1988) hevdar at den prekambriske berggrunnen omfattar gneisar av arkeisk alder (eldre enn 2.5 Ga) med overliggjande vulkanske og sedimentære suprakrustale bergartar av arkeisk til tidlegproterozoisk alder (eldre en 1.8 Ga).

Under den svekokarelske fjellkjededanninga (19,5-1,8 Ga) vart dei prekambriske bergartande deformerte i tre deformasjonsfasar av folding, (Zwaan, 1988). I prekambrium vart bergartane nedslite til eit peneplan. Sediment av både seinprekambrisk og underprekambrisk alder (650 til ca.560 millionar år gamle) vart avsett på peneplanet, (Zwaan, 1988).

3.2.1.2 Kaledonske bergartar

Fleire overskyvde dekkseriar til det prekambriske grunnfjellet av kaledonske bergartar (c.500-420 Ma) overskyvde i NØ retning inneheld både meta-sedimentære, vulkanske og eruptive bergartar og slirer av prekambriske alloktone einskapar, (Roberts, 2003; Dahl & Sveian, 2004; Gee et al., 2008). Dei kaledonske bergartane i Troms inngår i fleire dekkseriar delt inn i undre-, midtre-, øvre- og øvste dekkserie, (Fig. 8), (Andresen, 1988; Roberts, 2003). Undre dekkserie er skyvd relativt kort og er antatt å være derivert frå det baltiske skjold (Fennoskandia) og består Måselvdekket med sandsteinar, kvartsittar, kalksteinar og ulike typar skifer, (Dahl & Sveian, 2004). Avsetjingane i det undre dekkjet er av seinprekambrisk til kambrosilurisk alder (c.600-420 Ma), (Roberts, 2003; Ramberg et al., 2006). I fylgje Dahl and Sveian (2004) utgjer gneisar av prekambrisk alder Kalakdekkekomplekset i Midtre dekkserie i Finnmark og Troms. Kalakdekkekomplekset består i hovudsak av sandsteinar som er omdanna og erodert frå det baltiske kompleks. Øvre dekkserie består av heile fem dekkjer Sevdekket, Vaddasdekket, Kåfjorddekket, Nordmannvikdekket og Lyngsfjelldekket, (Andresen, 1988; Dahl & Sveian, 2004) der Nordmannvikdekket inngår i skredområdet Indre Nordnes. Omdanna gabbro, metagabbro og amfibolitt utgjer Sevdekket medan omdanna sedimentære bergartar som marmor, skifer, kvartsitter og amfibolittar utgjer i hovudsak Vaddasdekket, Kåfjorddekket og Nordmannvikdekket, (Gee et al., 2008). Etersom Nordmannvikdekket har vorte omdanna på mykje større djup enn dei to underliggjande Kåfjord- og Vaddas-dekkene har einskapen dermed vorte utsett for høgare trykk og temperatur slik at bergartane i dette dekke er kraftigare omdanna til høg metaforfosegrad frå amfibolit- til granulitt facies, (Andresen, 1988; Gee et al., 2008). Lyngsdekket inneheld underst, slirer av lågmetamorfe skifre (Eidnasformasjonen), deretter Lyngen magmatiske kompleks som består av magmatiske vulkanske bergartar som gabbro og grønsteinar i tillegg til den diskonformt overliggjande Balsfjordgruppa, som består av omdanna sedimentære bergartar som sandsteinar, ulike typar marmor, dolomitt og konglomerat, der putelava og vulkanske gangar også førekjem, (Andresen & Bergh, 1985; Bergh et al., 1985b). Bergartane er mellom 458 og 428 millionar år gamle, (Dahl & Sveian, 2004). Øvste dekkserie består i hovudsak av ulike typar gneisar, kraftig omdanna avsetjingsbergartar og magmatiske bergartar i dei to dekkjekompleksa Nakkedalen dekkjekompleks og Tromsødekket, (Roberts,

2003). Begge har vore omdanna under relativt høgt trykk og temperatur jordskorpa, (Dahl & Sveian, 2004).

Under den kaledonske fjellkjededanninga vart bergartsdekkjer skyvd over det prekambriske grunnfjellet i fleire dekkseriar, (Zwaan, 1988). Foliasjon med slakt fall i retning NV som stadvis er folda med steile fall lokalt vart danna i samanheng med den duktile deformasjonen ved danninga av kaledonidane, (Zwaan, 1988). Lukkinga av Iapetushavet gav dekkseriane ein følgjelig kompleks samansetjing grunna fleirfasa deformasjon indikert ved ei auka metamorfosegrad oppover i dekkseriane frå den underliggjande dekkserien til den øvste, (Zwaan, 1988). Det Skandinaviske Kaledonske folde- og skyvebelte vart danna ved ein serie av tektoniske hendingar i tidlig paleozoikum, (Roberts, 2003). I følgje Dallmeyer and Andresen (1992) er eksponeringa av dei kaledonske skyvedekka i Troms kontrollert av ein regional post-metamorf nordaust strykande synform, Ofoten synforma, sør for Troms fylke i Narvik. Oblik konvergens mellom platene Baltika og Laurentia førte til kollisjon etterfylgd av subduksjon i Silur til tidlig devon tid, der den Baltoskandiske marginen av Baltika vart pressa under Laurentia, (Roberts, 2003). Bergartseinskapar i form av skyvedekker vart rivne laus og frakta til dels langt i retning av forlandet under kollisjonen mellom det laurentiske (nordamerikanske) og det baltiske kontinent (Nord-Europa og Russland), (Gee et al., 2008). Lineasjonsmønsteret i bergartane indikerar at skyvedekka vart transportert ein austleg til søraustleg retning, (Roberts, 2003; Ramberg et al., 2006).

I fylgje Andresen and Steltenpohl (1994) har Undre-, Midtre-, og nedste del av Øvre dekkserie Baltoskandisk affinitet, medan den resisterande Øvre- og Øvste dekkserie er eksotiske terreng relatert til lukkinga av Iapetus havet.

3.2.1.3 Postkaledonske element og struktur

Devontida (405-459 Ma) markerte slutten på den kaledonske fjellkjeda, etterfylgt av oppsprekking og sidelengsbevegelar mellom Norge-Grønland i karbon og perm tid (359-251 Ma), (Roberts, 2003; Ramberg et al., 2006). Ekstensjons skjær soner som indikera V til NV retta translasjon er danna i samanheng med skorpeoppsprekkinga, (Gee et al., 2008). Danninga av riftbasseng og låglandsområder prega kontinentalmarginen gjennom Trias (251-200 Ma) og vidare utover i Jura (200-146 Ma) tid. Denne utviklinga fortsatt til opninga av

Atlanterhavet i kritt tid (146-66 Ma) og utviklinga av passivmarginen langs Norskekysten, (Ramberg et al., 2006).

I flygje Zwaan (1988) er den nordvestlege delen av den kaledonske dekkpakka og dei prekambriske bergartane i Troms fylke påverka forkastingar av post-kaledonske forkastningar med hovudsakleg NØ-SV og N-S strøk, (Osmundsen et al., 2009). Gabrielsen et al. (2002) utarbeida eit kart over lineamenta i Noreg der forkastningane truleg er danna i mesosoisk til kenozoisk tid. VNV-ØSØ, NV-SØ, NØ-SV og N-S lineament er indikert i dei nordlige delane av landet. Doré et al. (1999) hevdar at den passive kontinentalmarginen var prega av ekstensjonsforkastinga i mesozoikum til kritt tid. Forkastingane er i fylgje Doré et al. (1999) knytt til åtskilde riftepisodar som starta i permo-jura (proto-rift), fortsette gjennom kritt tid (syn-rift) før den siste episoden i paleogen (post-rift). Ein modell for fleirfasa riftepisodar har vorte utvikla, for Lofoten Vesterålen kontinentale margin (LVM) i mesozikum til paleogen tid, (Bergh et al. (2007); Hansen, 2009; Hansen et al., 2012). Ein modell som i fylgje Hansen et al. (2012) og Bergh et al. (2007) også kan verta brukt om omkringliggjande Noreg-Grønland marginar grunna likskapar i den tektono-sedimentære utviklinga. Hovudfasane av riftepisodar førekom i tidleg trias, mellom/sein jura, tidleg kritt og seinast kritt til paleogen, (Bergh et al., 2007; Hansen, 2009; Hansen et al., 2012). Bergh et al. (2007) gjorde eit forsøk på å relatere forkastingar i mesozoikum til paleogen tid offshore til forkastingar og sprekkar onshore under same tidsperioden. Bergh et al. (2007), Hansen (2009) og Hansen et al. (2012) hevdar alle at offshore forkastingar og onshore forkastingar/sprekker alle deler den same fleirfasa tektoniske utviklinghistoria. Rift hendingar i tidleg trias, mellom/sein jura og tidlig kritt gav N-S til NNØ-SSV strykande forkastingar linka av NØ-SV til Ø-V strykande transfersoner, (Bergh et al., 2007; Hansen, 2009; Hansen et al., 2012). Forkastingsmønsteret utvikla seg som eit resultat av VNV-ØSØ ekstensjon. I sein kritt til endra ekstensjonsretninga seg til NNV-SSØ slik at ein fekk danna NØ-SV til ØNØ-VSV forkastingar og sprekker, (Bergh et al., 2007; Hansen, 2009; Hansen et al., 2012). Lokale forstyrringar førte til ein rotasjon, med klokka, av N-S til NNØ-SSV strykande forkastingar og sprekker mot NØ-SV til Ø-V strykande forkastingar, (Bergh et al., 2007; Hansen et al., 2012). Forkasting og sprekkesystema som pregar kontinentalmarginen offshore og onshore er dermed N-S, NNØ-SSV, NØ-SV og ØNØ-VSV strykane prega av lokale rotasjonar med klokka. Hansen (2009) hevdar at pre eksisterande foliasjon, duktile skjær

soner og litologiske grenser har ein kontrollerande effekt på arkitekturen av segmenteringa i LMV noko som også er gjeldane elles langs marginen.

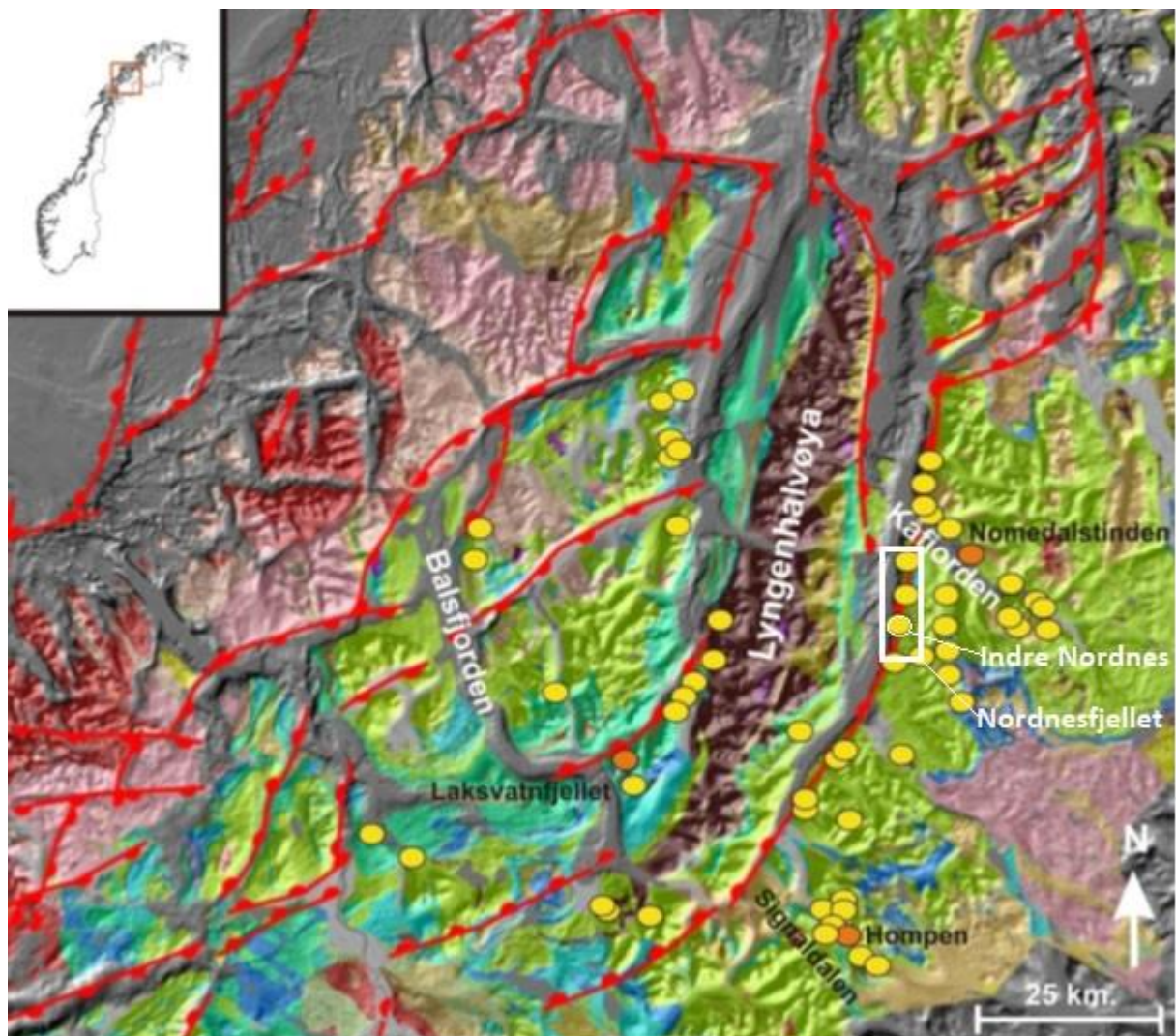


Fig. 9 Berggrunnskart med tolka lineament over sentrale delar av Troms (Hansen et al., 2011), med potensielle ustabile fjellparti modifisert av (Rasmussen, 2011) der Nordnesfjellet er merka med ein kvit firkant og Indre Nordnes med ein kvit sirkel

3.2.1.4 Sein kenozoiske strukturelle element

Spørsmålet om tektonisk aktivitet i Nord-Noreg frå kenozoikum til dags dato vekkjer stor splid bland forskarane. Osmundsen et al. (2010) hevdar eit klart forhold mellom den noverande distribusjonen av alpine landskap og den sein kritt-kenozoiske til nyleg reaktiveringa av forkastingar i Noreg. Olesen et al. (2013) hevdar at neotektoniske bevegelsar har vore og er fortsatt betydelige i Noreg og nordlege Fennoskandia ut i frå seismotektoniske undersøkingar, kartlegging av sein kvartære forkastingar, spennings målingar og observerte frigjeve spenningselement. Neotektonisk aktivitet er også favorisert

av Olesen and Dehls (1998), Dehls et al. (2000), Olesen et al. (2000), Olesen et al. (2004) og Olesen et al. (2013). Forstyrningar i kvartære sediment langs dei to forkastingane Stuoragurra (på Finnmarksvidda) og Nordmannvikdalen (i Kåfjord) og svermar av jordskjelv i nord Noreg indikera mest truleg neotektonisk aktivitet, (Olesen & Dehls, 1998; Dehls et al., 2000; Olesen et al., 2000; Olesen et al., 2004; Olesen et al., 2013). I følgje Dehls et al. (2000) syner jordskjelvhypigheita i Skandinavia eit mønster som ikkje kan verta samanlikna med dagens hevingratar og hevdar av den grunn at det eksistera ein tektonisk komponent av heving i tillegg til den isostatiske, (Dehls et al., 2000; Olesen et al., 2013). Dehls et al. (2000) forklarar den tektoniske hevinga ved anten mantel konveksjon eller ved fortsetjande tilting av Fennoskandia som ein konsekvens av "ridge push" indikert ved ei krumma foldehengselone som syner auka jordskjelvhypigheit.. Olesen et al. (2013) relatera derimot den tektoniske hevinga til fjerninga av sedimentær last, "unloading/loading", i plio-/pleistocene tid. Den NV-SØ strykande Nordmannvikdalen forkastinga i Kåfjord er antatt til å vera ein del av konjugerte normalforkastingar vinkelrett til dei NØ-SV strykande reversforkastingane i nordlige Fennoskandia (Lappland postglasial forkastingar), (Olesen et al., 2000; Olesen et al., 2004). Lappland forkastings provins, beståande av ni NØ-SV strykande revers forkastingar og to NV-SØ forkastingar, ligg i den nordlige delen av foldehengselen som synder auka jordskjelvhypighet, (Dehls et al., 2000; Olesen et al., 2013) Den seismiske aktiviteten i Noreg er relativt stabil med styrke ligg 3-4 M lågare enn ved aktive marginar, (Olesen et al., 2000). Likevel har det vorte indikert større seismiske "pulsar" med fleire 7-8 M skjelv like etter nedisinga av nordlige Fennoskandia, (Olesen et al., 2000; Olesen et al., 2004; Olesen et al., 2013). Ettersom glasiasjonar hindrar tilstadesvernaden av jordskjelv er det anteke at deglasiasjonane i den fleirfasa glasiasjonssyklusen dei siste 600,000 åra alle er har vore etterfylgd av større seismiske pulsar, (Olesen et al., 2004; Olesen et al., 2013). I motsetjing til Olesen et al. (2013) hevdar Blikra and Bunkholt (2012) ut i frå feltarbeide gjort av Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) 2010 at det er lite som tyder på at Nordmannvikdalen forkastinga er av neotektonisk opphav. Det at det ikkje er definert neotektoniske deformasjonsstrukturar offshore, (Olesen et al., 2013), og det er få tektoniske element som med "sikkerheit" kan knyttast til neotektonisk opphav ((Dehls et al., 2000; Olesen et al., 2000; Olesen et al., 2004), gjer at teorien slår sprekkjer.

Langs den norske kontinentalmarginen ligg den seismiske aktiviteten på eit intermedieært nivå 3-4 stryke under det som er forventa langs ein aktiv platemargin, (Olesen et al., 2000), men skjelv med styrke opp imot 5-6 M har førekomme langs norskekysten. Skjelvet i Rana område 1819, 5-6 M i styrke, trigga fleire fjellskred og landslides i område, (Olesen et al., 2000). Større jordskjelv i Troms fylke før yngre dryas er indikert av Olesen et al. (2000), med seinare hendingar med endå større styrke.

3.2.2 Bergrunnens samansetjing i skredområde, Nordnesfjellet

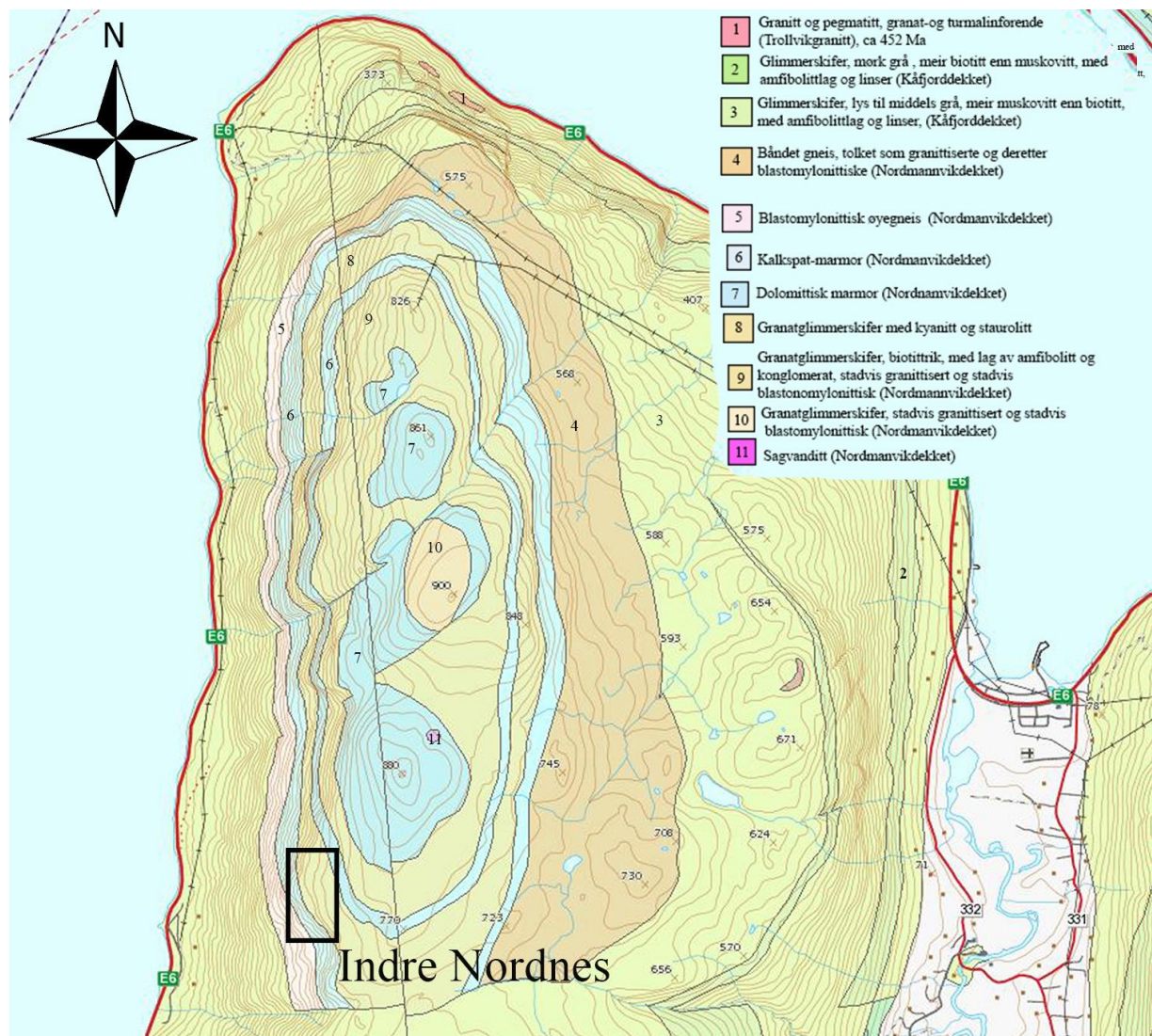


Fig. 10 Modifisert berggrunnskart over Nordnesfjellet henta frå (www.ngu.no, 2014), der skredområdet Indre Nordnes er markert med ein svart firkant

Nordnesfjellet består av Kåfjord- og Nordmannvikdekket tilhøyrande Reisadekkekomplekset i Øvre dekkserie som i følgje Zwaan (1988) der kunn Nordmannvikdekket inngår i skredområdet Indre Nordnes. Zwaan (1988) hevdar at bergartane tilhøyrande

Reisandekkekomplekset vart usett for høg omdanning, migmatittisering av bergartane med arkosisk samansetjing, i ein tidleg fase. Bergartane er jamnkorna, svakt folierte med eit slakt fall i retning fjorden i vest med stadvise skjærfolder, (Zwaan, 1988; Nordvik et al., 2010).

Nordmannvikdekket består av polymetarmorfe bergartar som mylonittisk glimmerskifer, amfibolittberande gneisar, marmor og ultramafiske linser lokalt, (Andresen & Bergh, 1985; Bergh et al., 1985b; Dallmeyer & Andresen, 1992). I fylgje Zwaan (1988) vekslar dekket hovudsakleg mellom migmatittisert glimmerskifer og 40 m tjukke lag av kalkspatmarmor og dolomitt. Nordmannvik dekket er i fylgje Bergh et al. (1985a) tektonisk avgrensa i både øver og undre del. Nordmannvikdekke står i kontrast til underliggjande dekkjer ettersom eininga er karakterisert av ein høg metamorfosegrad og syner fleirfasa omdanning, polymetamorfose. Zwaan (1988) hevdar at bergartane ikkje er ei avsetjingsrekke, men at dei er danna ved gjennomsetjande skjærbevegelsar under høg-grads omdanning. Linser av sagavanditt, som er ein ultramafisk djupbergart, opptrer i samanheng med karbonat bergartane, (Zwaan, 1988). Den nedre grensa til Nordmannvikdekket er der kor glimmerskiferen har ein blastomylonittisk struktur.

Kalksilikatgneisen, tilhøyrande Nordmannvikdekket, ligg i undre del av skredområda og trer fram i skrentar som avgrensar intakt berggrunn og ustabile fjellparti frå dei vegeterte og tallusprega skråningane i forkant av den vestvendte sida til Nordnesfjellet. Overliggjande til kalksilikatgneisen er granatglimmegneisen, denne bergarten er hovudsakleg representert frå Nordnesfjellet's toppar inn i skredområda før ein går over i kalksilikatgneisen under. Marmoren vert kunn observert over og utanfor dei ustabile fjellpartia på Nordnesfjellet. Fig. 10 syner berggrunnen i skredområde og dei litologiske variasjonane. Den gjennomgåande trenden for dei tre skredområda er marmor som førekjem stadvis mellom dei topografiske toppane og skredområdas avgrensing, granatglimmerskifer i frå dei høgste toppane og vidare topografisk ned i skredområda før kalksilikatgneisen trer fram underliggjande til granatglimmerskiferen.

3.3 Kvartærgeologi

I Noreg finn ein alpint landskap (Tabell 1) i Troms, Lofoten, Sunnmøre, Romsdal og delar av Jotunheimen, (Sigmond et al., 2013). Gjennom jorda si geologiske historie har det vore fem lengre isperiodar der kvartær (Tabell 1) er den yngste og kortaste av dei, (Nesje et al., 2012).

Dei siste 2-3 millionar år utgjer tidsperioden kvartær, (Ramberg et al., 2006; Nesje et al., 2012; Sigmund et al., 2013). Landskapet som var utforma av elvar i paleogen og tildeg neogen tid vart i denne perioden omforma ved erosjon av brear til botnar, tindar, dalar og fjordar der erosjonsprodukta vart avsett på land eller ført ut til kontinentalsokkelen, (Ramberg et al., 2006). I fylgje Ramberg et al. (2006) var kvartær prega av store brear som varierte mellom å dekkje store delar av Noreg til heile landet, Svalbard og Barentshavet. Kvartærtida var prega av hyppige og dramatiske klimasvingingar (Ramberg et al., 2006; Nesje et al., 2012). Kalde periodar der breane voks og ein fekk istider (glasialer) og varme periodar der breane nærmast smelta vekk i mellomistidene (interglasialer), (Nesje et al., 2012). I fylgje Ramberg et al. (2006) hadde klimasvingar ein hovudfrekvens på 41 000 år der mesteparten av perioden var prega av relativt små isdekkjer. Før istidene i kvartær tid førekom ein periode av landheving, denne hevinga var størst i vest og fortsatt inn i kvartærtida, Ramberg et al. (2006). Under siste istids, Weischel (Tabell 1), maksimalutbreiing for om lag 20 000 år sidan nådde innlandsisen i Fennoskandia ut til sokkelen og gjekk saman med ei iskappe over Barentshavet, (Corner, 2010). Varmare klima gjorde at isen trakk seg gradvis tilbake med fleire mindre breframstøyt eller opphald i brefronten grunna klimatiske tilbakeslag eller ei mekanisk stabillisering av brefronten på tersklar, (Ramberg et al., 2006). Spor etter kvartærtidas mange glasiasjonar kan verta funne både på land og langs kontinentalmarginen i form av sedimentære avsetjingar og erosjonsformer i berggrunnen, (Ramberg et al., 2006). Etersom isen byrja å smelte førekom det ei landheving som fylgje av trykkavlasteringa på jordskorpa, (Eliertsen et al., 2012). Hevinga førte til ei vidare utgraving av fjordar og dalar ved erosjon av vatn i form av elver og bekkar, (Eliertsen et al., 2012).

3.3.1 Kvartærgeologi i Troms

I Troms er landskapet utprega glasialt med glasiale traue (fjordar og dalar), botnar, egg og tindar der dei høgste, brattaste områda med spisse fjellformar vert beskrive som alpint landskap, (Corner, 2010). I indre strøk er landskapet prega av rundare former med glasialt skura fjell og overfordjupa vassfylde basseng, (Corner, 2010). Dalsystema i område syner lineære mønster med NNØ-SSV og NV-SØ som føretrekte retningar, noko som i fylgje Corner (2010) tyder på at dalretingane er kontrollert av lineament i berggrunnen. Målingar av sprekker og forkastingar fell saman med retninga av fjordar og dalar i område, (Corner, 2010). Frå 25 000 år sidan til 11 000 år sidan vart det eit stadig varmare klima, (Ramberg et al., 2006).

Kartlegging av sediment på land og på havbotn indikera åtte breframstøyt eller opphald i brefronten i den varme perioden som markerte slutten av istida, (Ramberg et al., 2006). Skarpnestrinnet og Tromsø-Lyngen trinnet er to av desse åtte trinna, (Ramberg et al., 2006). I Troms trakk innlandsisen seg tilbake i fjordane for 14 500 - 11 000 år sidan, (Olesen et al., 2000; Eliertsen et al., 2012). Skarpnestrinnet og Tromsø-Lyngen trinnet er dei mest kjende trinna frå avsmeltingsperioden, (Eliertsen et al., 2012). Skarpnestrinnet datert til før Yngre Dryas (Tabell 1) 14 000 år sidan og Tromsø-Lyngen trinnet tidlig i Yngre Dryas 12 500 år sidan, (Eliertsen et al., 2012). I fylgje (Olesen et al., 2000) var ismarginen gjennom Yngre Dryas lokalisert ved Tromsø by og 15-10 km nord for Kåfjorden som ligg like NØ for skredområde Indre Nordnes. Etter Yngre Dryas førte varmare klima til ei sterk tilbaketrekking, (Ramberg et al., 2006). Tilbaketrekkinga vart avbrote av eit opphald i brefronten i perioden mellom 11 500 og 10 500 før notid, (Ramberg et al., 2006). Dei preboreale (Tabell 1) trinna i Troms vert kalla Stordalstrinna, (Ramberg et al., 2006).

3.3.2 Kvartærgeologi, Nordnesfjellet

På Nordnesfjellet er det kartlagt israndavsetjingar eldre enn preboreal tid med isfrontavsetjingar og submarine moreneryggar i dei to omkringliggjande fjordane, Kåfjorden og Lyngenfjorden, (Corner, 1980). Fig. 11 syner eit oversiktskart over moreneavsetjingane til Tromsø-Lyngen trinnet og Skarpnestrinnet. Skarpnestrinnet er det fyrste markerte trinnet i fjordområde og representera eit kortare breframstøyt,(Corner, 1980). Dette trinnet er indikert på austsida av Nordnesfjellet , (Fig. 11). Enkelte stader langs fjordsida i Lyngen og Kåfjord er det randmorener korrelert med Skarpnestrinnet, (Corner, 1980). Tromsø-Lyngentrinnet, like innanfor Skarpnestrinnet, utgjer det mest markerte brerandtrinnet i område,(Corner, 1980). Langs fjordsidene i Kåfjorden og Lyngenfjorden er det meir eller mindre kontinuerlige sidemoreneryggar på om lag 700 m.o.h.(Fig. 11),(Corner, 1980).

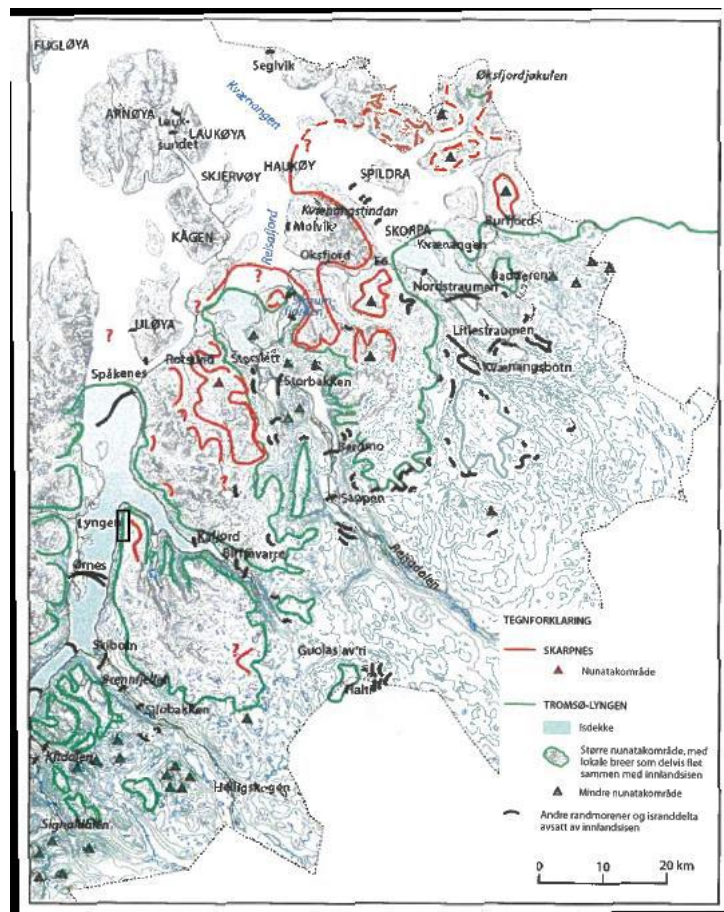


Fig. 11 Morene avsetjingar til Tromsø-Lyngen trinnet og Skarpnes trinnet (Dahl & Sveian, 2004) i Troms

3.4 Klima og vær i område

Nordnesfjellet er lokasliert i den subarktiske klimasona og er følgjelig prega av kalde vintrar og korte kalde somrar, (Skrede, 2013). Ein metrologisk målestasjon vart etablert i 2007 like ovanfor det ustabile fjellpartiet Jettan, 699 m.o.h. Den metrologiske målestasjonen er lokalisert om lag 3-4 km nord for Indre Nordnes slik at dei metrologiske forholda ved målestasjonen mest truleg vil representere forholda ved Indre Nordnes så godt som ved Nordnesfjellet. Den årlige middeltemperaturen varierte mellom $-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ til $-1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ i perioden 2008-2011 med varmaste månad i juli eller august og den kaldaste i februar eller mars, (Blikra & Christiansen, 2013). Små mengder med nedbør vart målt i perioden 2008-2010, (Blikra & Christiansen, 2013). Snødekke starta å byggje seg opp i oktober desember, vedvarte gjennom vinteren, med hurtig snøsmelting fullørt i Mai. Sesongmessige metrologiske forhold er tydleg indikert ved Jettan, (Blikra & Christiansen, 2013).

4. METODE

4.1 Feltarbeid og innsamling av data

Hovudfeltarbeide vart gjennomført i løpet av sommaren 2013, alt i alt, mellom 4-5 vekers arbeide. Lokalitetane vart også besøkt hausten 2012 saman med hovudvegleiar og bivegleiar for å få ein oversikt over område. Feltarbeide gjekk ut på å kartlegge berggrunn, strukturelle og geomorfologiske element både i og utanfor skredområde. Observasjonar vart dokumentert med fotografi og strukturelle orienteringsdata vart innhenta både i og utanfor skredområde. Sprekker, skrentar, foliasjon, forkastingar, blokker og lineasjonar vart målt med Silva kompass type 15T med libelle og klinometer der høgrehandsregelen vart nytta (360/90). Strukturelle orienteringsdata er GEO refererte ved bruk av GPS, Garmin 60CSx. Foliajonsdata vart seinare lagt inn i arcGIS, koordinat (WGS 84, UTM 34). Eit statistisk representativt tal av målingar vart henta inn i felt og analysert ved bruk av stereografisk projeksjon (Schmidt`s net) framstilt i GEOrient 2.2.1. Stereografisk projeksjon er ein metode der ein presentera lineære og planære strukturar i eit to-dimensjonalt diagram brukt til å framstille og tolke orientering og geometri av strukturar, (Fossen & Gabrielsen, 2010). Dei strukturele elementa kan anten verta som storsirklar (polar) eller punkt (polar). Rosediagram er ei statistisk framstilling av data der kvar sektor utgjer 10% medan kvar sirkel utgjer det heilskaplege talet. Område vart også studert i frå helikopter.

4.2 Kart og flyfoto

Dei ulike tektonske- og geomorfologiske elementa vart kartlagt og teikna inn på flyfoto i felt. Høgoppløyslege bilete frå Nordnorsk Fjellovervåking (NNFO) vart teke i bruk. I tillegg høgoppløyslege bilete frå NNFO vart utskrift frå nettsidene norgei3D (www.norgei3d.no) og norgeibilder (www.norgeibilder.no) nytta.

4.3 Progamvarer og framstilling

Innsamla data vart lagt inn i ESRI ArcGIS versjon 10.1 for framstilling av GEO refererte figurar der WGS 1984, UTM sone 34N er brukt som referansesystem. Instrumentposisjonar er gitt av Nordnorsk Fjellovervåking (NNFO), digitale elevasjonsmodellar (DEM) frå ÅTB, NGU og UiT.

Bergrunnskart Nordreisa 1:250 000 (Zwaan, 1988) er nytta saman med kart frå NGU sin data base (www.ngu.no, 2014).

4.4 Tilgjengelige data Nordnesfjellet

I tillegg til feltarbeide har det vorte nytta kontinuerlege og periodiske overvakingsdata tilgjengelig. Tilgjengelige data har vorte samanlikna med data og observasjonar henta inn ved feltarbeide. Periodiske overvakings data som InSAR, Lidar og dGPS er henta inn av NORUT, NGU og ÅTB, medan kontinuerlige data som GPSar, crakmeter, ekstensometer og tiltmeter er innhenta av NNFO som har ansvaret for drift og den dagligdagse overvakinga ved Nordnesfjellet. I oppgåva vil kontinuerlige overvakingsdata verta brukt medan periodiske data vert teke frå utgjevne rapportar og artiklar frå område. Alle dei kontinuerlige data beskrive i kap.6 er henta i frå www.nnfo/responsive (2014).

4.4.1 GPS data

7 permanente GPS`ar er installert ved Indre Nordnes av typen Trimble NetR5 GNSS med sendarar, mottakarar og antenner. Denne typen GPS`ar har ein presisjon på mindre enn 1 mm og målingane vert teke anten kvar fjerde time eller to gonger i døgnet for dei ulike GPS punkta. Plasseringa vert berekna ut i frå signal sendt frå instrumenta, som er montert på faste punkt, til satellittar med jamne mellomrom. Over tid vil den eventuelle endringa i posisjonen verta registrest i massane dei ulike GPS`ane er montert på. Det er montert kompass ved dei ulike punkta for å kunna sjå retninga av bevegelse som vert målt i Ø-V og N-S planet, i tillegg til dei horisontale plana vert også bevegelsen langs vertikalplanet målt, (Skrede, 2013). Under er formlane brukt for utrekning av bevegelsesdata (Tabell 2, 3 og 4) henta frå (Fjellovervåking, 2014) nemnt.

mm/år for dei N-S, Ø-V og opp-ned komponentane er rekna ut ved formel.1;

$$\frac{mm_{N/\emptyset/opp} - mm_{S/V/ned}}{\text{antall år}} = mm/\text{år}$$

Retninga til totalbevegelsen i horisontalplanet er rekna ut ved formel.2;

$$\tan = \frac{\text{motstående}}{\text{hosliggende}} = v_1$$

Mot vest: $270 - v_1 = v_h$, der $v_h =$ den totale vinkelen i horisontalplanet

Mot sør: $v_1 + 180 = v_h$, $v_h =$ den totale vinkelen i horisontalplanet

Den gjennomsnittlege vektoren til horisontalplanet mm/år er rekna ut ved formel.3;

$$\begin{aligned}\cos v_h &= \frac{\text{hosliggende}}{\text{hypotenus}} \rightarrow \text{hypotenus} = \frac{\text{hosliggende}}{\cos v_h} \\ &= \text{totale bevegelsesvektor horisontalt}\end{aligned}$$

Den totale bevegelsesvektoren i vertikalplanet og horisontalplanet er rekna ut ved formel.4:

$$\text{katet}^2 + \text{katet}^2 = \text{hypotenus}^2$$

4.4.1 InSAR

InSAR (interferometric synthetic aperture radar) er ein metode nyleg teke i bruk for å kartlegge bevegelse i potensielle fjellskredområde. Metoden er brukt til å måle bevegelsar i terrenget lokalt og regionalt ved å samanlikne to eller fleire SAR-bilete teke av satellittar i ulike tidsrom. Bilete vert teke anten når satellitten er synkande (sør) eller stigande (nord). Gabriel et al. (1989) var den fyrste som presenterte denne metoden. Deformasjon på millimeter til centimeter skala kan verte registrert ved metoden. InSAR data gir kunn den anteke relative bevegelsen under ein gitt tidsperiode og seier ikkje noko om grunnen til bevegelsen og ein må dermed tolke bevegelsen ut i frå det terrenget og sannsynlegheita for djuptgåande eller overflatebevegelsar. InSAR kan også vera bakkebasert, dvs. at radaren er plassert på bakken slik at ein sjølv kan bestemme tidpunktet til målingane, (Kristensen, 2013). Bakkebasert InSAR gir økt presisjon.

Målingane kan kunn verta gjort langs aust og vestvendte fjellsider som vil liggje langs siktelinja til satellittane i tillegg til at bevegelsar i N-S plan ikkje kan verta målt. Det at dei nedre delane av fjellsida ofte kjem i skuggesida for satellittane med dårleg datagrunnlag som konsekvens, i tillegg til atmosfærisk stratifisering og artefaktar som kan påverka signala gjer at metoden har svakheit, (Skrede, 2013). I Noreg er bakken dekkja av snø gjennom vintersesongen slik at data frå denne perioden ikkje kan verta brukt i tillegg til dette kan variasjonar i vegetasjonen ilar året påverka målingane, (Lauknes et al., 2010).

Satellitt InSAR data brukt i oppgåve er prosessert av Norut i Tromsø der satellitten var synkende (descending) i tidsperioden 2009-2013.

Dersom radaren er plassert på bakken vil ein få bakkebaskert InSAR som følgjelig vil gi høgare presisjon ettersom tidspunktet til målingane kan verta bestemt og det ikkje oppstår problematikk med siktelinja, (Kristensen, 2013).

4.4.2 Ekstensometer

Ekstensometer måler avstanden mellom bergflater der instrumentet vert montert direkte mellom dei aktuelle bergartsflatene. Endringar i posisjonen til ekstensometera vert registrert av Nordnorsk fjellovervaking. Ved Indre Nordnes er det to slike måleinstrument teke i bruk, (Skrede, 2013).

mm/år er rekna ut ved formel.1 gitt ovanfor.

4.4.3 Crakmeter/strekkstag

Strekkstag måler den eventuelle bevegelsen i sprekker der to anker er festa på kvar si side av sprekka med måleinstrumentet i mellom. Desse måleinstrumenta er også montert med temperaturmålarar. Instrumenta har ein presisjon på 0,3 mm, (Skrede, 2013). Ved Indre Nordnes er det installert fem slike instrument.

mm/år er rekna ut ved formel.1 gitt ovanfor.

5 FELTOBSERVASJONAR

Storkala makroskopiske strukturar i berggrunnen, morfo-tektoniske og geomorfologiske formelement vil først verta beskrive for heile Nordnesfjellet. Ei kort innleiing der eg beskriv kvart av dei tre skred områda (Jettan, Midtre- og Indre Nordnes) ved Nordnesfjellet enkelt og kortfatta før eg så beskriv skredområdet Indre Nordnes i detalj ettersom det ustabile fjellpartiet er hovudfokus for denne oppgåva. Ei beskriving av berggrunnen for heile det ustabile fjellpartiet, Nordnesfjellet, er gitt i kap.3. I dette kapitlet vil berggrunnens struktur og beskaffenheit ved Indre Nordnes verta beskrive fyrst deretter morfo-tektoniske og geomorfologiske formelement i og utanfor det ustabile fjellpartiet. Ei deltolking av skredområde vert gitt for det ustabile fjellpartiet Indre Nordnes til slutt i kapitlet.

5.1 Beskriving av fjellskred i Nordnesfjellet



Fig. 12 Modifisert oversiktskart over Nordnesfjellet med kartlagde storskala lineament, der skredområde Indre Nordnes er markert med ein svart firkant (Skrede, 2013)

Nordnesfjellet syner ulike karakteristiske landskapsformer langs fjellsida i vest i from av skrentar, sprekker, innsynkingar, terrasser, skråningar og diverse lausmassar i from av blokkhav, utrasa/utglidde blokker og tallus materiale,(Fig. 12 og Fig. 13). Frå fjellplatået, ned langs den vestlige sida er Nordnesfjellet prega av stort sett slake-middles hellande skråningar men med enkelte bratte skåningar lokalt. Skråningane variera mellom å vera dekkja av vegetasjon, blokker og diverse anna lausmateriale. Skråningane kan vera oppstykkja av skrentar og terrasser som gir ein nedover-steppande struktur i landskapet. Frå Jettan i Nord til Indre Nordnes i sør går det ein skrent som avgrensa landskapsformene beskrive ovanfor frå tallusområda under. Kor vidt skrenten steppar bakover i landskapet variera langs heile fjellsida. Langs skrentens front er det tallusmateriale som gradvis vert dekkja av vegetasjon og skog nedover langs sålen mot E6, (Fig. 13). Frå skrentane langs fjellsida og ned mot sålen kan ein observere større lobeforma vifter dekkja av skogsvegetasjon i nedre del, (Fig. 14). Fjell platået syner veldig mjuke overgangar frå toppar, nærmast som haugar, til flate område med nedsenkingar. Avrunda toppar av fast fjell, med omkring liggjande blokkhav som er delvis vegetert med lav og mose pregar overflatelandskapet. Mellom toppane samlar vatn seg i nedsenkingar. Etter kvart som ein beveger seg vekk frå dei høgste toppane går ein frå omkringliggjande blokkhav til område av mindre blokker, dekkja av eit jordlag, vegetert av mose og lyng. Jordsmonnet som dekkjer lausmassane er tynt. Stadvis stikk det ut mindre ujamne skrentar som vert meir framtrêdande nedover langs fjellskråningane. Oversiktskartet over Nordnesfjellet, (Fig. 12), syner også kartlagde lineament på mesoskopisk skala. Lineamenta syner fem dominerande strøkretningar; NØ-SV, NV-SØ, NNØ-SSV, N-S og ØNØ-VSV. Dreneringssystem i form av elver, bekkar etc. er generelt sett ikkje observert langs den vestvendte sida av Nordnesfjellet, medan den austvendte sida er betydelig prega av elver og bekkar som renn ned langs den meir kupperte fjellsida. Rennande vatn på vestsida av fjellet er stort sett observert i snøsmeltinga som overflate vatn som ikkje er samla i elveløp og liknande og i dei større opne sprekkene på seinsommaren i august/september med underliggjande is. Likevel finst det unntak, på seinsommaren vart det observert ei kjelde som kom ut frå fjellsida sør for Midtre Nordnes og vatn sivande langs eit plan like under feltstasjonen ved Jettan.

5.2 Inndeling av Nordnesfjellet i delområde



Fig. 13 Oversiktskart over Nordnesfjellet med inndeling i skredområda Jettan, Midtre- og Indre Nordnes med E6 like under og Lyngenfjorden i retning vest

Den vestvendte fjellsida ved Nordnesfjellet er inndelt i tre område der faren for fjellskred er betydelig. Jettan lengst nord, så Midtre Nordnes før Indre Nordnes som ligg lengst sør, (Fig. 13). Midtre er det område det har vore minst fokus på under arbeide med fjellskredproblematikken på Nordnes medan Jettan har vore hovudfokus over lengre tid. Midtre er som vist på figuren det største område både med tanke på volum og areal, dessverre eksisterar ikkje estimert volum frå dette område. Jettan og indre ligg på om lag samme storleik med hensyn på volum.

5.2.1 Indre Nordnes



Fig. 14 Oversiktskart over skredområde Indre Nordnes med kartlagde storskala formelement i form av skrentar, terrasser og lausmassar

Indre Nordnes er det sørlegaste ytterpunktet av dei tre ustabile fjellpartia (Fig. 13). Avstandsmessig ligg Indre Nordnes eit stykke unna dei to nordlige områda Midtre Nordnes og Jettan som har ein betydeleg tettare geografisk plassering. Dei ustabile massane ved Indre Nordnes er avgrensa av ein bakskrent og ein sideskrent som skil den intakte bergrunnen frå det ustabile fjellpartiet, (Fig. 14). Bakskrenten syner eit NNV-SSØ strøketretning i kartbladet medan sideskrenten syner ein VNV-ØSØ orientering. Mellom dei avgrensande skrentane er det ein nedsøkket terrasse. Deler av terrassen er vegetert med mose og lyng

medan delar syner bart fjell. Ytst på terrassen, mot Lyngenfjorden i vest, er det fleire mindre skrentar som steppar nedover i terrassens forkant. I forkant vert terrassen avgrensa av bratte veggjar, skråningar, større framfor liggjande blokker og utrast tallus materiale. Heile skredområde, både i og utanfor er prega av sprekker i berggrunnen. Hovudfolasjonen både i og utanfor skredområde Indre Nordnes, er nærmast horisontal og syner eit gjennomgåande fall i mot Lyngenfjorden i vest. I forkant av sjølve skredområde er det talusmateriale samla i lobar og vifter, dekkja av vegetasjon i nedre delar av skråninga. Enkelte mindre skrentar trer fram nedover langs skråninga.

5.2.2 Midtre Nordnes



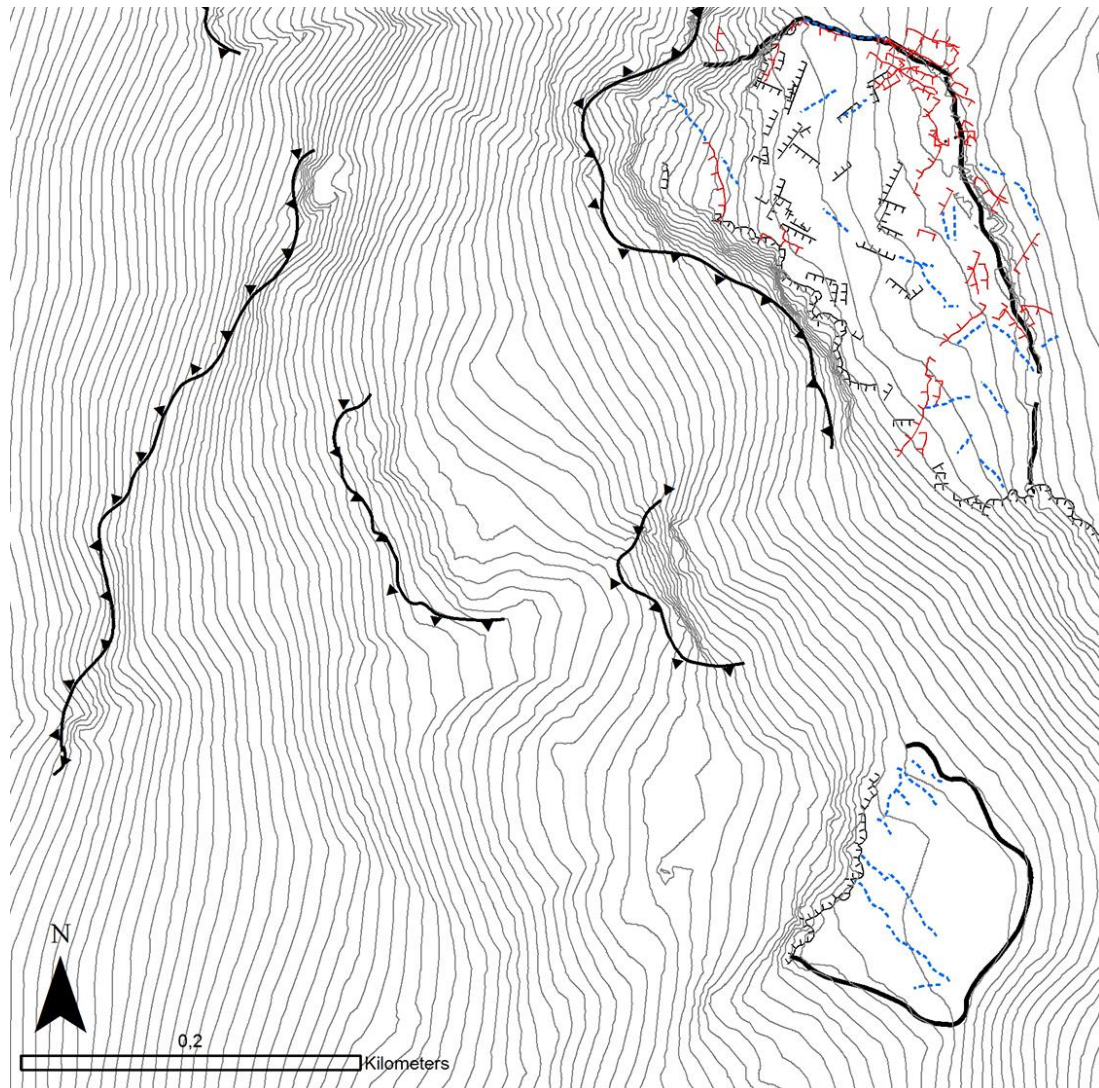
Fig. 15 Oversiktskart over skredområde Midtre Nordnes avgrensa av ein steil NNV-SSØ orientert skrent i bakkant med fall mot VSV i tillegg til ein parallell antiskrent i forkant som heller mot ØNØ tolka til å vera ein grabenstruktur der terrasser, skråningar, storskala lineament, skrentar og sprekkesystem pregar område i forkant av grabenstrukturen.

Midtre Nordnes ligg mellom dei to ytterpunktta Indre Nordnes i sør og Jettan i nord, (Fig. 13). Skredområde er avgrensa av ein større bakskrent som strekkjer seg utover i NNV-SSØ retning. I forkant av bakskrenten går det ein parallell skrent, ytterskrent, som heller svakt i motsett retning av bakskrenten, (Fig. 15). Mellomliggjande til bakskrenten og ytterskrenten er det ein terrasse, flatt liggjande i den sørlige delen av skredområdet medan den heller slakt mot nordvest i den nordlege delen. Denne strukturen trer fram i landskapet som ein forseinking med veggjar som heller mot kvarandre med ein nedsøkket terrasse i midten og er tolka til å vera ein grabenstruktur. Utanfor denne forseinkinga er det ein større terrasse. Terrassen er stor og syner mange ulike formelement som skråningar, mindre terrassar, skrentar, ryggar, forseinkingar, synkehol, lineasjonar og omkringliggjande blokker. Mindre terrassar, skrentar og bratte skråningar vert meir framtrudande ettersom ein beveger seg mot fjorden i vest. I forkant av terrassen kan ein tydeleg sjå at teikn til utraste masser i form av større blokker og tallus materiale. Enkelte stader står forkanten av terrassen fram som ein bratt vegg medan andre stader er den terrassen prega av mindre skrentar og skråningar som er delvis vegetert og delvis dekkja av tallus materiale. Hovudfoliasjonen ved Midtre Nordnes er tydelig favorisert av eit slakt fall i mot Lyngenfjorden i vest. Fire gjennomgåande steile sprekkesett dominerer skredområde Midtre Nordnes med strøkretningane; VNV-ØSØ, NØ-SV, NV-SØ og VSV-ØNØ.

5.2.3 Jettan

Jettan (Fig. 2 og Fig. 13) som er det nordlegaste ytterpunktet av dei tre skredområda syner ein mykje meir kaotisk struktur enn dei to fyrstnemnte områda. Avgrensande skrentar i som er mindre og meir ujamne med strøk i fleire retningar. Dette fører til at avgrensinga av skredområde ikkje trer like klart fram i landskapet som for dei to andre områda, Midtre og Indre Nordnes. Større blokker som står attende nærmast som restar med omkringliggjande blokkhav i eit kaotisk system. Sprekkeopningar og sprekker, innsynkingar, mindre skrentar, blokker, ryggar, terrasser, skråningar, synkehol og lausmassar som alle går inn i kvarandre. Det at så mange morfo-tektonske formelement er tett samla innan for eit og same område gjer at Jettan trer fram som eit meir komplekst skredområde enn dei to fyrstnemnte. Like under feltstasjonen er eit større felt med utraste blokker som strekker seg nedover langs skråninga mot Jettankallen som står fram i landskapet som ein utglidd rest av berggrunn i eit elles kaotisk blokkhav.

5.4 Beskriving av morfo-tektiske formelement ved Indre Nordnes



- Sprekker
- - - Lineament
- Skrentar
- ▲ Front utglidning

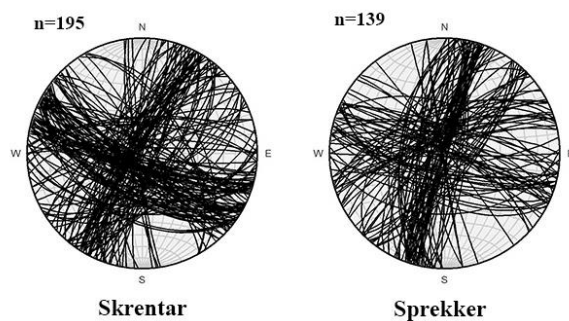


Fig. 16 Oversiktskart over morfo-tektiske (Tabell 1) formelement ved Indre Nordnes der sprekker, lineament og skrentar er indikert på kartet med stereoplott av dei målte sprekkesidene og skrentane nedst til høgre

5.4.1 Storskala lineamenter

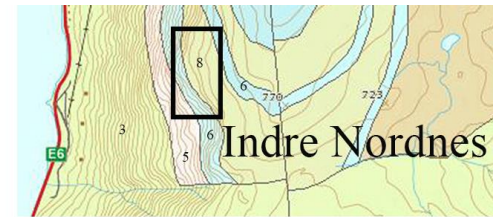
Fig. 16 syner kartlagte lineament ved Indre Nordnes. Strøkkretningane representert i kartbladet ved Indre Nordnes er fylgjande; VNV-ØSØ, NV-SØ, NØ-SV og NNV-SSØ. Lineamenta ved Indre Nordnes er ofte stutte og på grensa til å kunna verta observert i kartbladet. Enkelte stader går lineære forseinkingar, dekkja av vegetasjon, over til ei open sprekk observert i skredområde. Ved Indre Nordnes trer lineamenta ofte fram som ei fortsetjing på større sprekker. Utanfor, nærliggjande til det ustabile fjellpartiet vert det ikkje observert lineament på mesoskala.



Fig. 17 Syner ei sprekkeopning i skredområde der opninga går over i lineære forseinkingar morfo-tektoniske formelement (Tabell 1)

5.4.2 Strukturar i berggrunnen i skredområde

5.4.2.1 Litologi



- 6. Kalkspatmarmor (Nordmannvikdekket)
- 8. Granatglimmerskifer (Nordmannvikdekket)
- 5. Blastomylonittisk øygneis (Nordmannvikdekket)
- 3. Glimmerskifer (Kårfjorddekket)

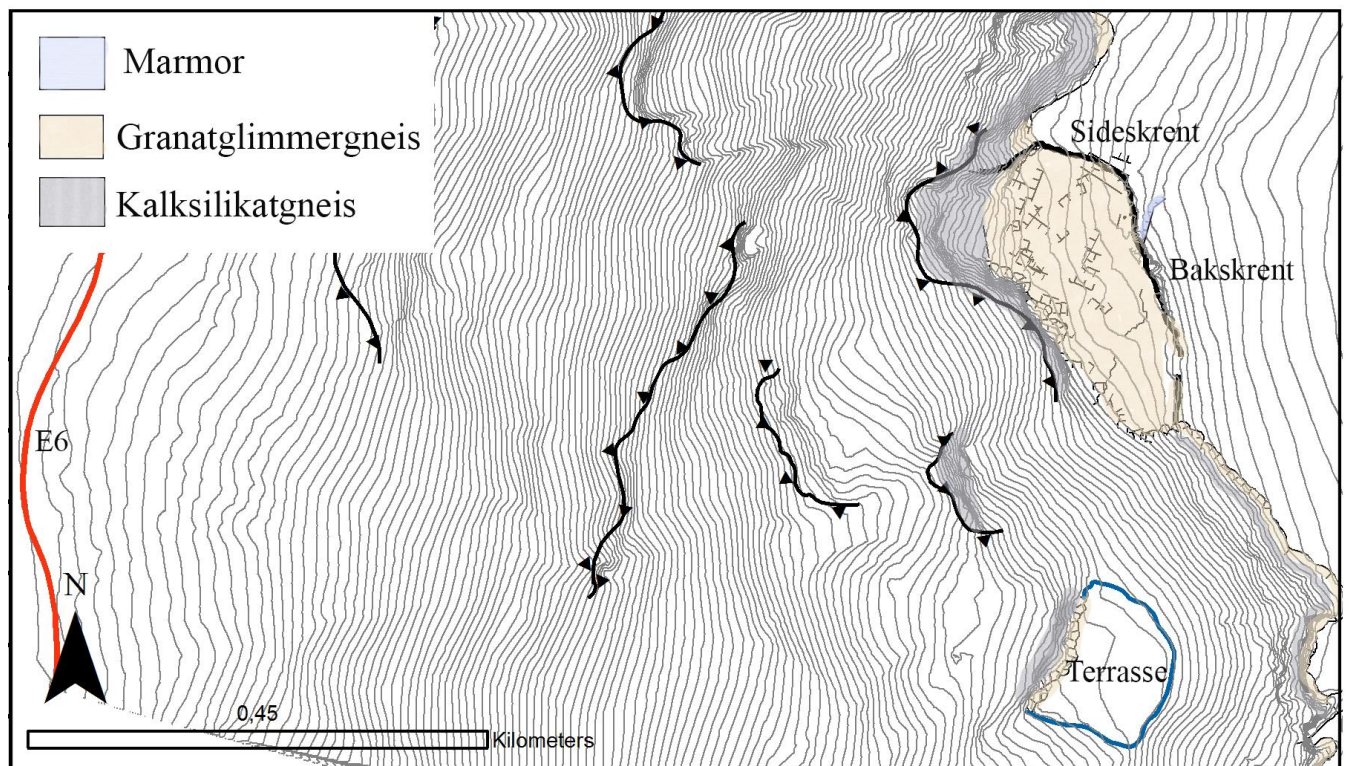


Fig. 18 Berggrunn kartlagt ved Indre Nordnes, terrasse og område ovanfor avgrensande skrentar er granatglimmergneis medan blå område er marmor og grøn er kalksilikatgneis. Område nedanfor terrassen består av diverse talus materiale.

Berggrunnen i skredområdet er godt foliert med fall hovudsakleg mot NV og består av granatglimmergneisar med underliggjande kalksilikatgneisar av sedimentært opphav med akrosisk samansetjing omdanna ved gjennomsetjande skjærbevegelsar under høggrads metamorfose, migmatittisering, (Zwaan, 1988). Marmor førekjem kunn utanfor skredområdets bakre del som ein mindre skrentkant. Einskapane tilhøyrar Nordmannvikdekket, (sjå avsnitt 3.2.2).

5.4.2.1 Kalksilikatgneis

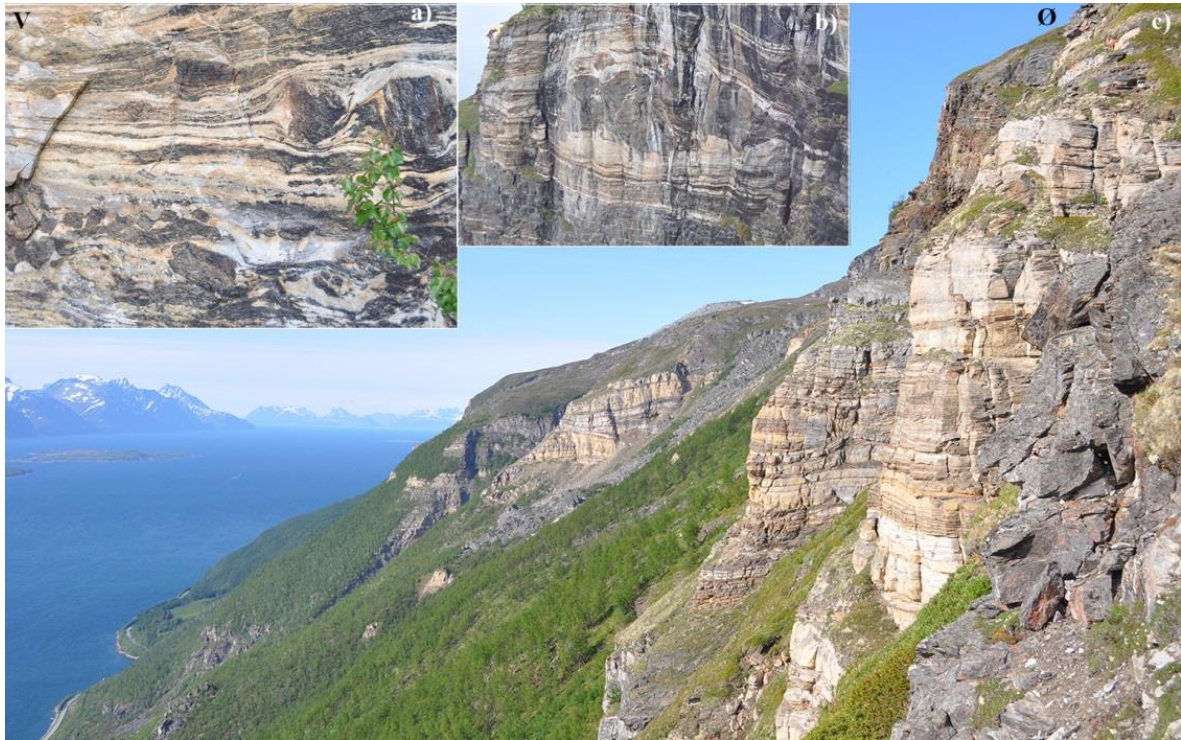


Fig. 19 Godt foliert kalksilikatgneis som syner storskala open folding, lagvise variasjonar og linser av amfibolitt i tillegg til lagvise makroskopiske variasjonar, boudinage-struktur og folding.

Den underliggjande kalksilikatgneisen variera mellom ein lys beige til ein mørk grå-brunaktig farge i horisontalplanet nedover langs fjellsida. Store m-skala linser av amfibolitt og lagvise variasjonar i samansetjinga kan verta observert på mesoskopisk skala samt på makroskopisk skala. På makroskopisk skala kan ein også observera strukturar i berggrunnen som boudinage og folding. Den lagvise variasjonen i horisontalplanet er folda i store opne folder slik at laga variera mellom å helle svakt inn i fjellsida og svakt ut mot fjorden. Sprekker i fleire ulike retningar pregar bergarten i vertikalplanet, ettersom blottingar i horisontalplanet ikkje eksistera kan ikkje sprekkene verta observert i dette planet. Overgangen til granatglimmerneisen er gradvis der kalkhelde lag avtek medan sillika helde lag aukar før ein så går over til granatglimmergneisen.

5.4.2.1 Granatglimmergneis



Fig. 20 Granatglimmergneisen med ulike duktile og sprø strukturar a) linse av amfibolitt b) opning av sprekker i vertikalplanet c) isoklinale folder d) kvartsheldne lag

Granatglimmergneisen, overliggjande til kalksilikatgneisen, variera mellom ein lys til mørkare gråaktig farge. Bergarten er stadvis godt foliert og syner strukturar i form av årer og småskala asymmetriske isoklinale folder. Bergarten er sterkt prega av ein aukande grad av glimmermineral lokalt i foliasjonsplan. Bergarten får då ein irregulær flakaktig struktur som lett kan brytast opp i mindre flak og som minnar om ein mylonittisk tekstur. Gjennomgåande oppsprekking i skarpe og klare avgrensingar pregar bergarten. I granatglimmergneisen opptre lineasjonar (*slickenside*) langs eit steilt forkastningsplan ved Indre Nordnes. Lineasjonane er fiberliknande og består av grå-grønaktig epidot og rødbrun hematitt.

5.4.2.1 Marmor



Fig. 21 Marmor både med (oppe til høgre) og utan (oppe til venstre) nåleforma krystallar av tremolitt i ein matriks som variera mellom å vera grovkorna til massiv

Marmor vert kunn observert utanfor det ustabile fjellpartiet som ein 0,5-2 m høg skrent orientert i ein NØ-SV retning (Fig. 10). Bergarten syner ein lysegrå til beige farge og variera mellom å vera massiv til å vera grovkornig med store krystallar av tremolitt. Krystallane av tremolitt syner ein lysare kvit-grøngråaktig farge med ein glasaktig og nåleforma struktur. Enkelte stader er bergarten svært forvitra og smuldrar lett opp i mindre fragment. Sprekkesystema og skrentane i marmoren er meir ovalforma enn i granatglimmergneisen med avrunda og mjuke kantar. Graden av avrunding til mjuke kantar av sprekkessystema og skrentane variera litt med lokale variasjonar i samansetjinga til bergarten. Overgangen/kontakten mellom marmoren og granatglimmergneisen er ikkje observert direkte, men kan verka meir brå ettersom ein plutselig går over i marmor og det ikkje er observert at desse bergartane inngår i kvarandre i felt.

5.4.2.2 Kaledonske strukturar (foliasjon, folder, skjærsoner)

5.4.2.2.1 Foliasjon

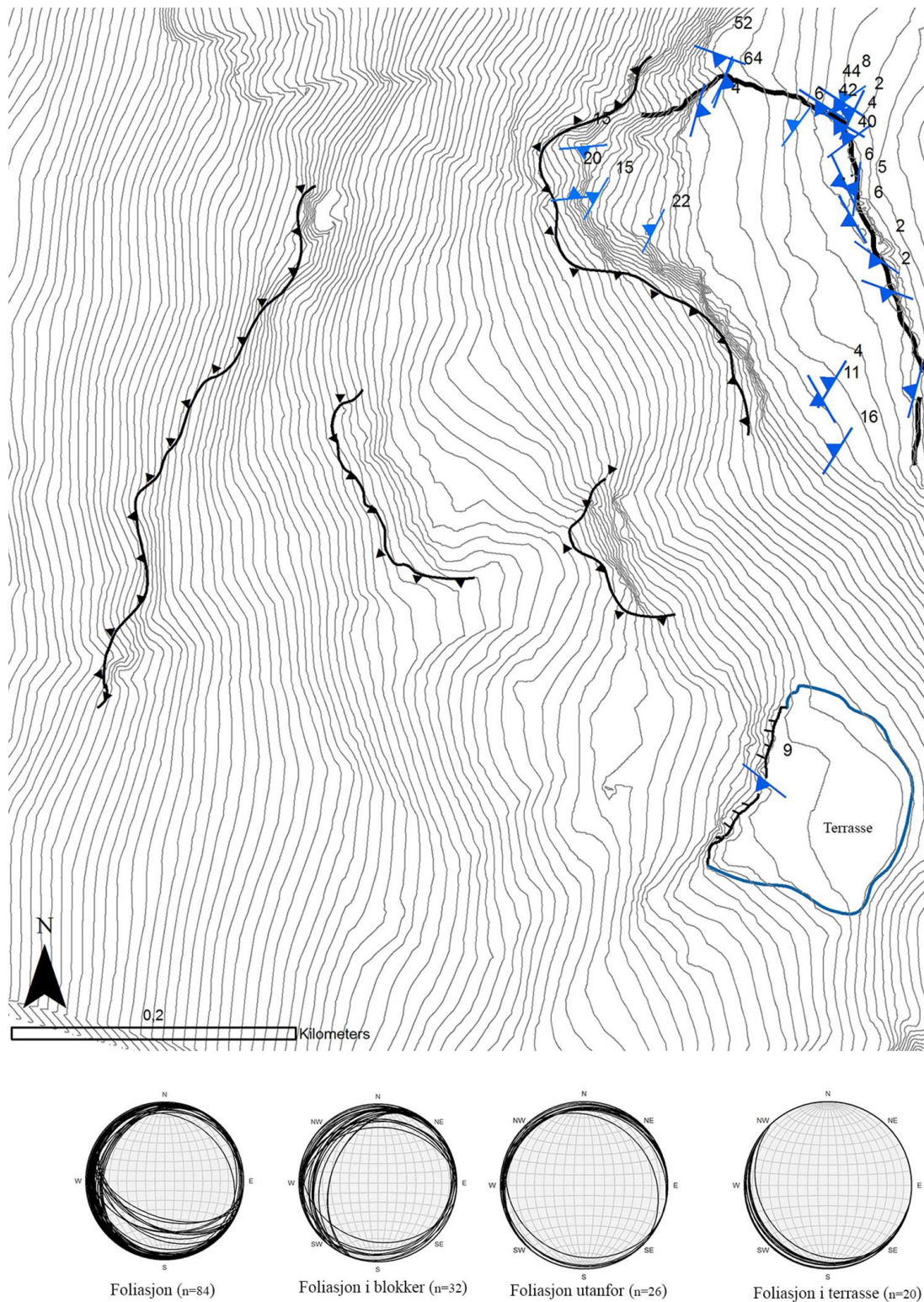


Fig. 22 Oversiktskart som viser orienteringen av foliasjonen (blå strek med triangel) ved Indre Nordnes der foliasjon i skredområde, i blokker, utanfor skredområde og langs terrassen i retning sør er indikert ved stereoplott like under

Ved Indre Nordnes er foliasjonen (Fig. 22) stadvis godt utvikla i granatglimmergneisen. Ut i frå observasjonar i felt kan ein sjå at foliasjonen er subhorizontal både i og utanfor skredområde og i større blokker, men i skredområdets front er det enkelte roterte blokker med skråningsparallelt fall. Ut i frå foliasjonsdata henta i felt syner stereoplott av foliasjonen i skredområde eit hovudsakleg fall mot vestnordvest som divergera både i nordleg og sørleg retning, der hovudtenden av fall ligg på under 20 grader. Fall i retning Ø-SØ er representert, men fall mot vestnordvest dominera. Ut i frå stereoplott kan ein observera ein foliasjonspopulasjon med fall mot SSV med på omkring 40-60 grader. Denne populasjonen avvikar frå den generelle trenden ved Indre Nordnes og er relatert til sideskrenten som syner ein brå overgang frå subhorizontal til steil foliasjon. I retning aust overgår foliasjonen skjeldant 10 grader, det same gjeld i retning sør dersom ein ser vekk i frå den avvikande trenden i sideskrenten. Fall på oppimot 30 grader førekjem i retning vestnordvest medan fall i nærmare nordleg og sørleg retning er på opp imot 20 grader.

Det er også gjort foliasjonsmålingar i større blokker ved Indre Nordnes (Fig. 16). Dei større målte blokkene er ofte lokalisert i nærleiken av dei avgrensande skrentane eller i terrassens ytste del. Stereoplott frå innhenta feltdata indikera eit hovudsakleg fall imot NV men fall imot nord, sør og i austleg retning er også indikert. Eit fall på omkring 20 grader dominerer med fall på opp imot 40 grader førekjem. Fall på opp imot 40 grader førekjem i vestleg til vestnordvestleg retning medan fall på opp imot 30 grader er indikert i retning nord og sør. Fall i mot aust overgår ikkje 10 grader.

Foliasjonsmålingar utanfor skedområde er få ettersom det var vanskeleg å finne gode målbare flater. Stereoplott av foliasjon utanfor skedområde syner eit dominerande VSV-ØNØ strøk med fall mot NNV på opp i mot 20 grader.

5.4.2.2 Folder

Ved Indre Nordnes er det observert isoklinale folder, lokalt i granatglimmergneisen (Fig. 20). I tillegg til dette er det observert opne folder av sjølve foliasjonen på mesoskala som variera mellom å falle inn eller ut mot sjølve skråninga der fall ut mot Lyngenfjorden i vest dominera (Fig. 19).

5.4.2.2.3 Skjærsone

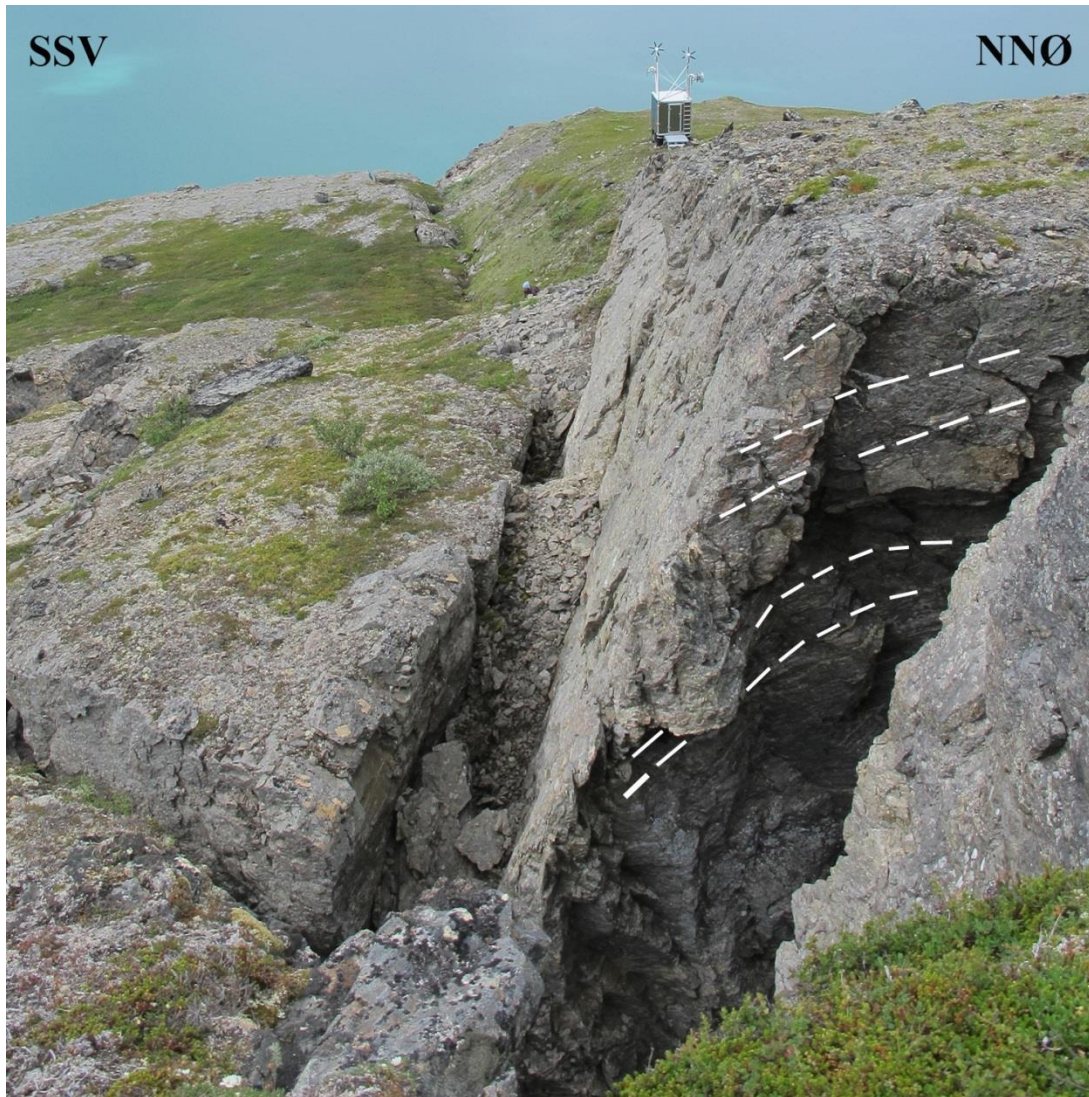


Fig. 23 Syner ei anteke skjærsone ved Indre Nordnes markert ved ei dragfolding av foliasjonen inn mor skjærsonea indikert ved stipla liner langs den avgrensande sideskrenten til skredområdet

Langs den avgrensande sideskrenten i nordlige del av det ustabile fjellpartiet er det ei brå endring i foliasjonen som går frå å vera subhorisontal med fall på omkring 20 grader til subvertikal med fall på mellom 40-60 grader i retning SSV (Fig. 23). Foliasjonen er parallell med planet til sideskrenten og strekkjer seg under 1 m utover i N-S retning før foliasjonen går tilbake til å vera subhorisontal igjen. Ved stereoplott av foliasjonen i skredområde Fig. 16 trer denne anomaliske foliasjonen tydleg fram med eit VNV-ØSØ strøk og 40-60 graders fall i retning SSV.

5.4.2.3 Post-kaledonske strukturar (sprekker og forkastningar)

5.4.2.3.1 Sprekker



Fig. 24 Tolka sprekkesystem (markert med kvite linjer) langs bakskrenten (til høgre) og sideskrenten (til venstre) til dei ustabile massane ved Indre Nordnes. Merk sprekkenes geometri mot djupet, sett i vertikalplan med antekne listriske, konjugerte, diagonale tvergåande og langsgåande sprekker synlig både i bakskrenten og sideskrenten



Fig. 25 Sprekkesystem i kalksilikatgneisen markert med stipla linjer som syner opning av sprekker i vertikalplanet både på makroskala i sjølve det ustabile fjellpartiet Indre Nordnes (nede til høgre) og på mesoskala sett i frå skredområdets forkant i retning nord langs den vestvendte fjellsida til Nordnesfjellet imot skredområda Jettan og Midtre Nordnes.

Sprekkesystemet (Tabell 1) ved det ustabile fjellpartiet Indre Nordnes består av seks ulike strøkretningar NNØ-SSV, VNV-ØSØ, VSV-ØNØ, NØ-SV, NV-SØ og NNV-SSØ, (Fig. 26 og Fig. 16). Dei fire fyrstnemnte sprekkesetta mest dominerande, medan dei to sistnemnte er nærmast fråverande. Av dei fire dominante sprekkesetta NNØ-SSV, VNV-ØSØ, NØ-SV og VSV-ØNØ er det NNØ-SSV strøket som dominera. Hovudtrenden til dei ulike sprekkesetta (Tabell 1) er steilt fall frå 60°-90° grader, men fall på ned mot 50° grader førekjem. Dei fire dominerande strøkretningane er representert gjennomgåande i det ustabile fjellpartiet. Dei to mindre dominante sprekkesetta med NV-SØ og NNV-SSØ strøk er ikkje like gjennomgåande og førekjem stadvis. NNV-SSØ strøket kan verta observert i kartbladet som ei større sprekk som skil bakscrenten frå terrassen i vest i tillegg til ei sprekk som avgrensar ei større blokk frå terrassens front (Fig. 16). Sprekka som skil bakscrenten frå terrassen vil bli kalla baksprekka i oppgåva. Sprekkne er ofte fylt inn med skredjord, (Tabell 1).

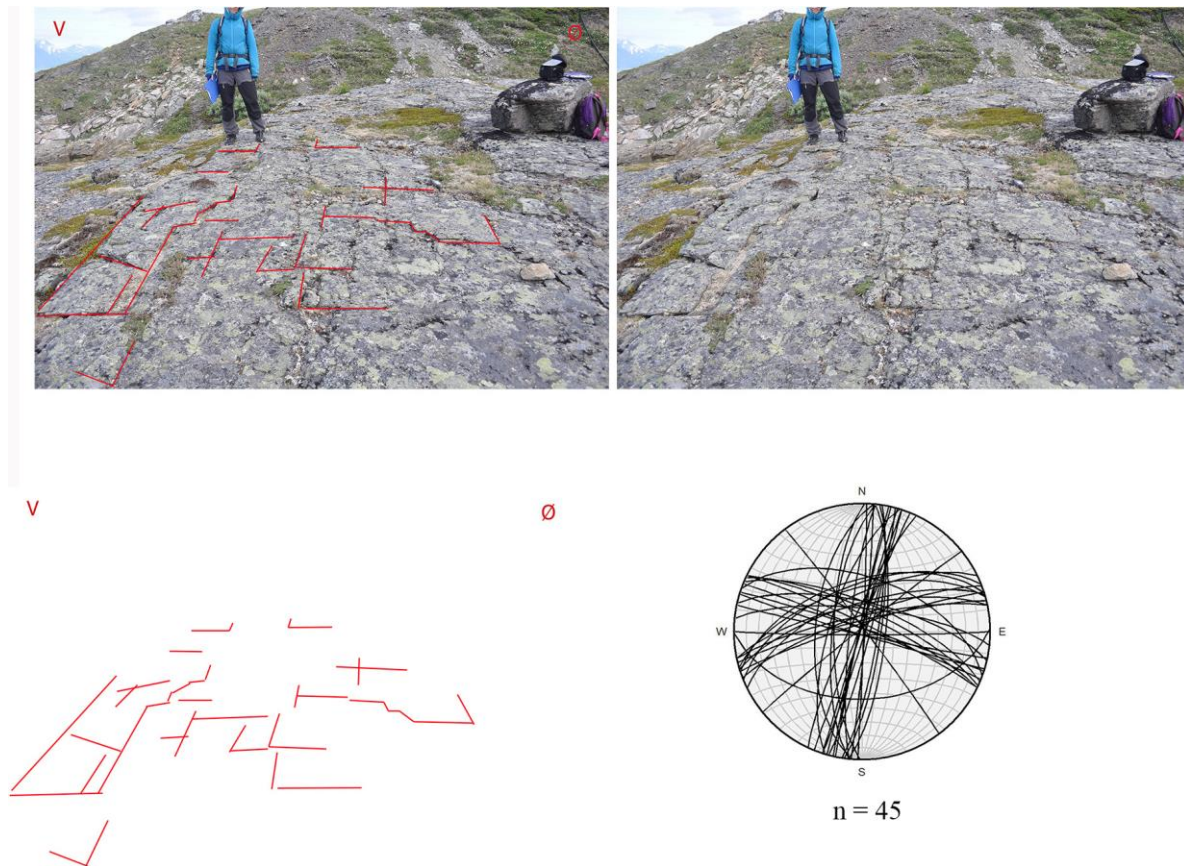


Fig. 26 Utolka og tolka sprekkesystem sett på foliajsonsflate for eit 2x2 m stort areal i skredområdet ved Indre Nordnes. Merk at sprekkesystema er tilnærma ortogonale (vinkelrett på kvarande) noko som også vert synt i stereoplottet (under)

Det NNØ-SSV strykande sprekkesettet dominerer terrassens front i den nordvestlige delen av det ustabile fjellpartiet. Sprekkesettet er dominert av "Joints", men enkelte opne sprekker, langsgåande til baks-krenten og på tverrgåande til sideskrenten. Ytst langs terrasse kanten i nordvest er dei ei langsgåande open sprekk, tilhøyrande sprekkesettet, med opp imot 1,5 m opning. Det subvertikale planet kan verta observert langs den nordvestlige sida av terrassen. Sprekka er bratt, og går heile vegen gjennom terrassen til den møter planet til sideskrenten. Sprekkene er steile, med fall som variera mellom 60°-90° i ein dominerande VSV retning, men fall mot ØSØ retning førekjem også.

Dei VNV-ØSØ strykande sprekkene i terrassen er parallelle med sideskrenten i nord og tverrgåande til baks-krenten i aust, observert i kartbladet. Sprekkesettet er mest framtrèdande i den nordlige delen av terrassen nærliggjande til sideskrenten. I terrassen trer sprekkesettet fram som "Joint`s". Opne sprekker med horisontal forflytting på opp til 2 m førekjem, men er på ingen måte gjennomgåande. Dei opne sprekkene er langstrakte

samanlikna med dei tre andre dominerande sprekkesetta og ligg like ved sideskrenten. Stereoplott av sprekkesettet (Fig. 24) syner fall hovudsakleg mot SSV men også mot NNØ med fall som variera mellom 50 – 90 grader. Dette sprekkesettet syner førehaldsvis lineære sprekker langs VNV-ØSØ strøkretninga.

VSV-ØNØ sprekkesettet førekjem sporadisk utover skredområde, men kan ha ein tendens til å auke i den sørlige delen av skredområde. Settet har eit dominerande fall mot NNV som heller mellom 60-90 grader der fall mot SSØ også førekjem. Sprekkesettet opptreer både som joint`s og opne sprekker og er ofte litt stutte.

Det NØ-SV strykande sprekkesettet er diagonalt til både baksrenten og sidekskrenten. Sprekkesettet er ikkje like langstrakt som VNV-ØSØ sprekkesettet beskrive ovanfor og dominerer den sørlige delen og nordover langs fronten av terrassen observert i kartbladet. Sprekkene førekjem som opne sprekker, med opp til 1 m horisontal forflytting, og “Joints”. Sprekkene er ikkje særleg djupe. Stereoplott av sprekkesettet syner variasjon mellom 60-90 graders fall imot SØ og NV der ingen av fallretningane dominerer, (Fig. 24). I kartbladet kan dette sprekkesettet observerast som stutte sprekker. Enkelte stader stepper sprekkesettet til sida i terrassen som fylgje av eit tverrgåande sprekkesett.

NV-SØ sprekkesettet er diagonalt til både sideskrenten og baksrenten. Dette settet vert observert litt nord for terrassens midtre del i front og langs ei sikksakk steppande sprekk i den sørlige del, nærliggjande til baksprekka. Sprekker tilhøyrande NV-SØ sprekkesettet kan førekomma litt sporadisk i terrassen som enkeltsprekker. Opne sprekker førekjem med opp til 0,5 m opning, men stort sett syner ikkje sprekkesettet forflytning og trer fram i terrassen som “joint`s”. Sprekkene er bratte frå 70 opp til 90° og fell i retning NØ og SV.

Den NNV-SSØ strykande sprekkeretninga opptreer hovudsakleg på mesoskopisk skala, men retninga er også representert i innhenta strukturdata frå feltarbeide. Ei større sprekk som skil baksrenten frå terrassen, kalla baksprekka og ei større sprekk i terrassens front som skil ei rotert blokk frå terrassen. Bratt fall mot VSV kan verta observert i felt. Strukturmålingar av sprekkesider med denne orienteringa indikera også bratt fall mot VSV. Dei to storskala sprekkene er igjen kutta av mindre sprekker som gir ein trekantforma geometri langs begge dei motståande sprekkesidene (terrassen og baksrenten). Denne karakteristiske

trekantforma geometrien er gjort opp av dei to sprekkesetta NØ-SV og VNV-ØSØ der NNØ-SSV og NV-SØ strøket trer fram innimellom. Baksprekka har ein vertikal forflytting på opp til 10 m, ein horisontal på opptil 15 m og om lag 25 m djup. Lengre ned i sprekkforsvinn sikksakk mønsteret gradvis og veggane vert meir parallelle med den heilskaplege strøkretninga til baksprekken.

I den sørlige delen av det ustabile fjellpartiet er det i ferd med å opne seg ei NØ-SV orientert sprekk oppgjort av fleire av sprekkesetta beskrive ovanfor der VNV-ØSØ og NNØ-SSV trer tydelegast fram langs den initierande sprekkelopninga.

Ved indre Nordnes kan sprekkesetta også verta observert i vertikalplanet langs bakskrenten (Fig. 24), sideskrenten (Fig. 24 og Fig. 27), i terrassen og i større blokker. Horisontale, vertikale og sprekker kan verta observert i både sideskrenten og bakskrenten. Dei subvertikale sprekkesetta variera i fall frå steile vertikale til sub-vertikale sprekker med 60 graders fall både inn mot fjellsida og ut mot skråninga langs skrentane. I tillegg til dei rettvikla og lineære vertikale, digagonale og horisontale sprekkene i skrentane er det også observert ein meir listrisk sprekketutvikling med fall på under 60 grader. Denne listriske utviklinga av fell i hovudsak ned mot skråninga i sideskrenten medan i baksrenten er den listriske oppsprekkinga også observert med fall inn mot fjellsida. Sprekkesetta går vidare inn i kvarandre og avgrensar kvarandre slik at ein får danna ein trappetrinnsstruktur som både utviklar seg lineært og listrisk nedover i berggrunnen. Konjugerte sprekkesett (Tabell 1) kan verta observert i vertikalplanet til bakskrenten og sideskrenten (Fig. 24). Antitetiske sprekker med fall på lag 60 grader innover mot fjellsida i retning NNØ vert observert i bakskrenten. Sprekkene har ein tendens til å utvikle seg listrisk nedover i berggrunnen observert gjennomgåande i skredområde (Fig. 24,

Fig. 25, Fig. 27 og Fig. 34)



Fig. 27 Utolka og tolka utvikling av sprekkeopningar i vertikalplanet langs sideskrenten ved Indre Nordnes der både horisontal, vertikal, diagonal og listrisk sprekkeutvikling er indikert

5.4.2.2.3 Forkastingar

Terrassen mellomliggjande til sideskrenten (VNV-ØSØ) og baksrenten (NNV-SSØ) er forkasta ned fleire meter mellom desse to avgrensande skrentane (Fig. 28 og Fig. 30). Ei VNV-ØSØ strykande forastning (sideskrenten) er observert i den nordlige delen av skredområde. På overflata til sideskrenten førekjem mineralisering, (Fig. 23), av mineral med ein grøngråaktig farge. Mineraliseringane opptre sporadisk, som mindre cm skala flekkar, langs sideskrentens overflate med glidestriper. Glidestripene (Tabell 1) indikera ein oblik bevegelsesretning ned av hengblokka i sørvestleg retning. Med det nordaustlige hjørna som referansepunkt er den relative forflyttinga indikert med vertikal på om lag 8 m og horisontal forflytting på 4 m.

I tillegg til den VNV-ØSØ orienterte er det observert ei NNV-SSØ (baksrenten) forkastning der terrassen er forflytta opp til 10 m horisontalt og 15 m vertikalt (Fig. 30). Forkastningsplanet vert ikkje observert i felt.

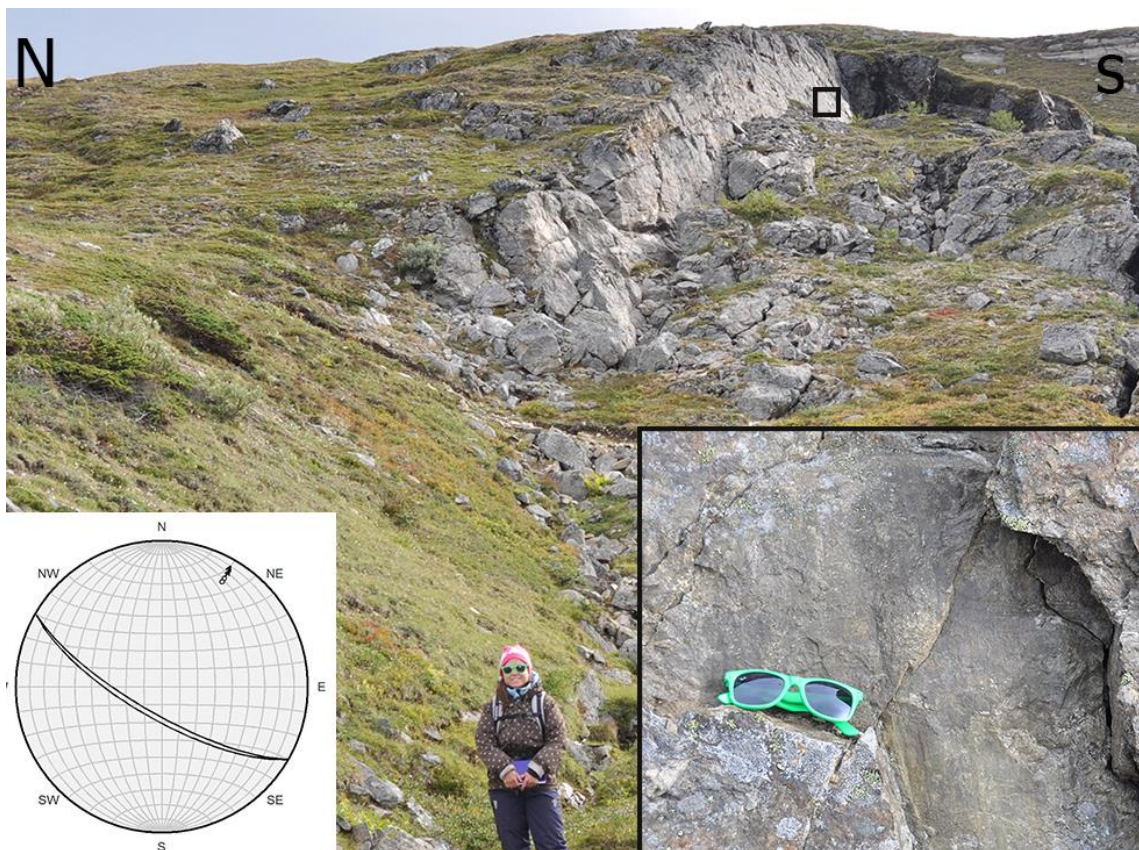


Fig. 28 Den forkasta sideskrenten orientert i retning VNV-ØSØ med mineraliseringar (nede til høgre) og stereoplott av linesasjonane langs planet, målt i liggblokka (sideskrenten), som indikera ein normal bevegelse ned mot SSV av hengblokka (terrassen/blokka)

5.5 Geomorfologiske element i skredområde, Indre Nordnes

5.5.1 Større avgrensande skrentar til skredområde og mindre omkring liggjande skrentar

Ein skrent vert definert som der kor to landformar vert avgrensa av ei klippe eller ein bratt skråning, sjå Tabell 1. Ved Indre Nordnes er det to større skrentar som avgrensar det ustabile fjellpartiet (Fig. 14), mindre nedover-steppande skrentar i terrassen og større baksteppande skrentar utanfor det ustabile fjellpartiet. Skrentane ved skredområde Indre Nordnes syner fire dominerande strykretningar i kartbladet; VNV-ØSØ, NNØ-SSV, NØ-SV og NV-SØ (Fig. 16). Ut i frå innhenta strukturdata av skrentane i felt er det indikert seks strøkretningar der NNV-SSØ og ØNØ-VSV strøket er inkludert. Bakskrenten (Tabell 1), som skil den intakte berggrunnen frå det ustabile fjellpartiet, ligg i bakkant, sub-parallelt med den vestvendte fjellsida til Nordnesfjellet. Sideskrenten, (Tabell 1) skil den intakte berggrunnen frå det ustabile fjellpartiet lengst mot nord og er oblik til bakskrenten. Dei to skrentane avgrensar skredområde Indre Nordnes. Mellom bakskrenten og sideskrenten er det ein terrasse. På

terrassen frå bakskrenten og ut mot fjorden er det mindre skrentar som steppar nedover mot terrassens forkant (Fig. 29) . Dei trekantforma skrentane vert meir framtrudande ut mot terrasses kant. Utanfor det avgrensa skredområde, på kvar si side, går det større samanhengande skrentar som stepper bakover i landskapet, med diverse tallusmateriale i forkant samla i middels-bratte skråningar (Fig. 14).



Fig. 29 Nedsteppande skrentar mot ytterkanten av den avgrensa terrassen i skredområde Indre Nordnes, med trekantforma skrentar som peikar ut mot fjorden i vest

Bakskrenten har eit gjennomgåande NNV-SSØ strøk i kartbladet (Fig. 16), men er vidare oppstykkja i eit sikksakk mønster (Fig. 31). Dette sikksakk mønsteret han verta observert som trekantforma taggar som peikar ut mot Lyngenfjorden. Skrenten er generelt sett bratt med fall mellom 70-90 grader mot VSV (Fig. 30) men fallet variera lokalt langs skrentens vertikalplan. Sjølv om hovudfallet til skrenten er skråningsparallelle førekjem også fall i motsett retning av bakskrenten, inn mot fjellsida (Fig. 24 og Fig. 32). Fallet er på om lag 60 grader i retning NØ. Enkelte av flatene er listriske men planære flater er mest framtrudande. Fleire av flatene som fell inn imot fjellsida syner mineraliseringar av hematitt. Det er også observert sprekker med same orientering og fall mot NØ som i flatene i bakskrenten. Det er

vanskelig å vurdere kva retning skrenten, i sin heilskap, fell ettersom fallet kan variera lokalt. På sitt høgste er skrenten opp imot 20 m, lengre sør vert skrenten gradvis lågare. Dersom ein fylgjer baks skrenten i retning sør minkar høgda gradvis heilt til den kiler ut og går over til ein medium bratt skråning med lausmassar dekkja av mose og lyng (Fig. 16). Denne skråninga strekkjer seg om lag 2-3 m vidare i sørleg retning før baks skrenten igjen trer fram. Skrenten syner her eit litt anna strøk. Strøket her er meir N-S retta og dermed litt aust for NNV-SSØ strøket langs den nordlige delen av skrenten, nord for skråninga (Fig. 16). Den sørlige delen av baks skrenten syner ein meir kaotisk struktur der sikksakk mønsteret ikkje er like framtrèdande som i den nordlige delen. Omkringliggjande utraste blokker, og talusmateriale som ligg både langs toppen, under og på sidene av skrenten er også med på og gjere skrenten meir kaotisk. Samanlikna med delen nord for skråninga trer den sørlige baks skrenten fram som ein mindre utvikla, mindre skala skrent med mange og mindre trekantar som stikk fram i berggrunnen.



Fig. 30 Baks skrenten med den forkasta terrassen i forkant, der opninga mellom baks skrenten og terrassen er fylt med blokker og talusmateriale. Den steile baks skrenten syner vidare trekantforma geometriar langs i skrentens øvre delar



Fig. 31 Sikksakkmønster i bakskrenten som preikar mot Lyngenfjorden i vest i tillegg til sikksakk mønster i sjølvve terrassen som gir opphav til trekantforma geometriar



Fig. 32 Ulike sprekkesystem i vertikalplanet til den NNV-SSØ strykande baskrenten der horisontale (grøn), vertikale (blå), antitetiske (raud), diagonale (kvit), listriske (gul) og konjugerte sprekkesett er markert (raud og kvit)

Sideskrenten (Fig. 23) har eit gjennomgåande VNV-ØSØ strøk i kartbladet og trer fram som ein lineær struktur med eit sidesteg på midten av skrenten. Sidesteget er vinkelrett til skrentens strøk. I frå det nordaustlige hjørna, der sideskrenten møter baskrenten og ut mot fjorden i vest, er skrenten tydelig markert i form av ei glatt og lineær flate som fell 60°/70° mot sørvest. På det høgste, lengst inn mot hjørna, er sideskrenten om lag 4 m høg. Følgjer ein skrenten mot vest vil høgdeforskjellen mellom skrenten og terrassen gradvis minke, før skrenten kiler ut i eit område dekkja av lausmateriale og vegetasjon (Fig. 23). Skrenten steppar deretter inn imot terrassen i retning sør. Vestover, ut mot Lyngenfjorden, frå sidesteget trer skrenten fram som ein skråning meir enn ein skrent. Skråningen er medium-bratt og delvis dekkja av vegetasjon. Vegetasjonen avtek mot vest og syner oppknuste blokker langs den

vestligaste tuppen. Høgdeforskjellen mellom sideskrenten og terrassen, vest for sidesteget, er om lag 2 m og dermed mindre enn i den austlege delen. Dersom ein bevegar seg ut på den vestlegaste tuppen av sideskrenten kan planet til sideskrenten verta observert (Fig. 28). Planet går fleire meter nedover i fjellsida, på skrått med ei helling i mot sørvest. Mineralisering kan verte observert både langs sideskrent blottinga og i terrassen.



Fig. 33 Vertikalplanet til sideskrenten ved Indre Nordnes indikert ved ei stipla linje som separera terrassen/blokka frå den intakte berggrunnen i tillegg til overgangen mellom granatglimmergneisen og kalksilikatgneisen som kan verta observert nedst til høgde

På den mellomliggjande terrassen er det fleire mindre skrentar observert i terrassens overflate med ein trekantforma geometri (Fig. 29). Skrentane varierer i høgde frå 1-3 m og vert meir gjennomgåande i terrassens front. Frå terrassens bakkant i aust og ut mot Lyngenfjorden i vest, terrassefronten, stepper skrentane stegvis nedover i landskapet. Denne nedsteppinga i terrassens front dannar nærmast ei "tunge" av mindre terrassar og skråningar som vert oppstykkja av skrentar. Desse skrentane trer fram i terrassen ved dei fire dominerande strøkretningane; NØ-SV, VNV-ØSØ, NNØ-SSV og NV-SØ, der nokre skrentsett er meir gjennomgåande og tydlege enn andre (Fig. 16).

Utanfor, på kvar si side av det definerte ustabile fjellpartiet går det delvis samanhengande skrentar langs fjellsida i både nordlig og sørlig retning (Fig. 14). Skrentane stepper først bak på kvar si side av skredområde for å så variere mellom å steppe bak- og framover i landskapet. Nedre del av skrentane går som oftast over i ein skråning med utrast tallusmateriale. Like ovanfor baks skrenten, utanfor det avgrensa ustabile fjellpartiet i nord, går det ein marmorskrent på om lag 0,5-1 m høg. Skrenten er meir avrunda enn dei andre skrentane observert i område og syner eit NØ-SV strøk i kartbladet.

5.5.2 Terrasser

Ved indre Nordnes er det ein terrasse mellom dei to avgrensande skrentane, sideskrenten og baks skrenten. Utanfor det ustabile fjellpartiet førekjem det terrassar like over skrenten som strekkjer seg både i nordleg og sørleg retning frå fjellpartiet. Nedanfor tallus skråninga i skrenten mot sør, utanfor det ustabile fjellpartiet, er det ein nedsenka terrasse.

Terrassen i det ustabile fjellpartiet, definert av baks skrenten og sideskrenten, strekkjer seg utover i nord-sør retning og inneheld mindre skrentar, sprekker, blokker og vegetasjon av mose og lyng. Den strekker seg om lag 300 m i nord – sør retning og 100-150 m i aust-vest. I forhold til dei to avgrensande skrentane er terrassen nedsunke opp til 10 m på det meste.

Utanfor det ustabile fjellpartiet er det mindre terrasseflater like ovanfor skrentane, like nord og sør for det definerte ustabile fjellpartiet. Desse terrassane går deretter over i slake-medium bratte skråningar oppover langs fjellsida.

Nedanfor terrassen i det ustabile fjellpartiet mot sørvest, er det ein en terrasse, (Fig. 34). Synkelineament, blokker og diverse tallusmateriale som er dekkja med vegetasjon kan verta observert på terrassens overflate. Terrassen er avgrensa av bratte skråningar med tallusmateriale, blokker og vegetasjon topografisk opp. I front er terrassen avgrensa av ein bratt skrent med framfor liggjande blokker, tallus materiale og skogsvegetasjon. Skrenten syner eit sikksakk mønster med subvertikale sprekker som går innover i terrassen. Terrassen har ein utstrekking på omkring 150 m i nord-sør retning og 60 m i aust-vest retning.



Fig. 34 Syner sprekkesystema i vertikalplanet langs yttersida av terrassen/blokka markert med svarte linjer i tillegg til ein nedsenka terrasse like sør for skredområde der skrentkantane er markert med stipla linjer ovanfor terrassen

5.5.3 Blokker og Talus materiale

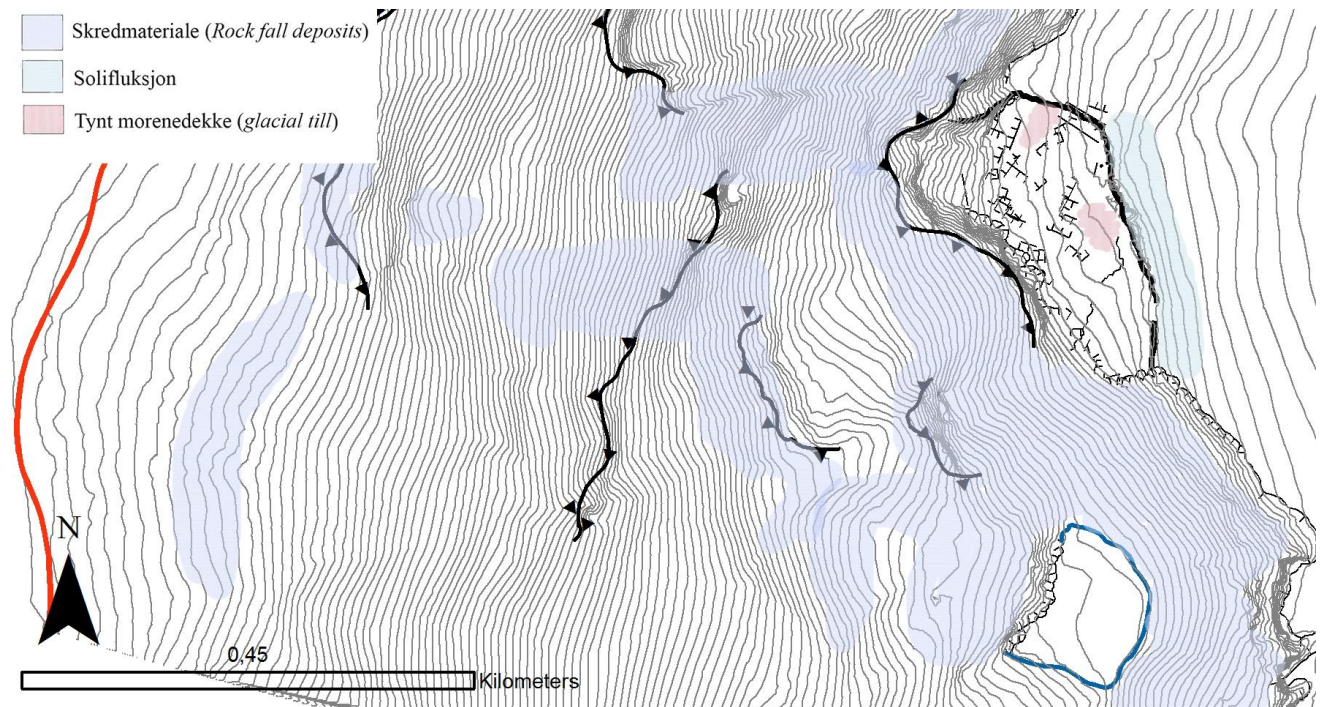


Fig. 35 Syner kartlagt lausmateriale ved Indre Nordnes der Skredmateriale prega skredområdes forkant medan eit tynt morenedekke er lokalisert langs terrassen i sjølv skredområde med solifluksjonslober indikert over skrenten.

Ved Indre Nordnes er det observert tynt dekke av usortert materiale stadvis langs terrassen tolka til å vera morenemateriale, i tillegg til dette er det observert solifluksjonslober overliggjande til baksrenten. I forkant av skredområde er det lausmassar av blokker og talusmateriale som dominerande like under skrentkantane.

Ved det ustabile fjellpartiet Indre Nordnes er det blokker i baksprekka som skil terrassen og baksrenten, sporadisk fordelt på terrassen, utrast langs terrasse kanten og delvis intakte blokker nærliggjande til terrassens kant. Tallus materiale førekjem langs heile terrassens front, i baksprekka og diverse andre opne sprekker i terrassen. Utanfor det ustabile fjellpartiet er det større blokker sporadisk fordelt utover terrenget beståande av terrassar og skråningar. Terrenget utanfor skredområde varierer mellom å vera prega av vegetasjon med enkelte blokker som stikk opp og område mest prega av blokker som er delvis vegetert. I forkant av skrentane, utanfor det ustabile fjellpartiet, er det større delvis intakte blokker og diverse utruste blokker. Tallus materiale er samla i skråningane framfor skrentane som ligg utanfor det ustabile fjellpartiet.

I baksprekka, som skil bakskrenten frå terrassen, er det større delvis intakte blokker med mindre blokker omkring. Dei store blokkene kan vera opp til 6 m i diameter. Dei største blokkene står attende som restar mellom bakskrenten og terrassen midt i baksprekka. Enkelte blokker er på høgde med bakskrenten medan andre er på høgde med terrassen, medan nokre er mellomliggjande til terrassens og skrentens høgde. Baksprekkopninga er vidare fylt med mindre utraste blokker, i eit kaotisk system. Det vert observert store blokker og fragmentert bergrunn i form av tallusmateriale i tillegg til kaotiske vegetasjons-/jordhaugar saman med blokker i baksprekka.



Fig. 36 Syner utraste blokker og skredjord i baksprekka i tillegg til akkumulasjonar av snø. Figuren oppe til høgre syner nyleg utrast materiale i form av skredjord (Tabell 1) ettersom massane er avsett oppå snø akkumulasjonen i sprekkelopninga

På terrassen kan blokker, m i diameter, verte observert sporadisk plassert oppå terrassens overflate. I forkant av terrassen er det ei større blokk delvis intakt. Opninga mellom terrassen og blokka er opp til 2 m og har eit NNØ-SSØ strøk i kartbladet. Blokka er rotert utover mot Lyngenfjorden. Elles lang terrassekanten er det mindre delvis intakte blokker avgrensa av ei ope sprekk i bakkant (Fig. 37).



Fig. 37 Syner ei blokk som er skild frå terrassen i den sørlige delen av skredområde der blokka er skild frå berggrunnen ved to opne sprekker i bakkant. Legg merke til at blokka er skild frå berggrunnen langs klare lineære flater

Fig. 16 syner eit stereoplot av sidene i større delvis intakte blokker ved indre Nordnes. Ut i frå stereoplottet er det NNØ-SSV strykande sider med eit fall på opptil 90° i vestlig retning som dominerer. Vidare førekjem også VNV-ØSØ, VSV-ØNØ og NV-SØ strykande sider. Sidene som stryk litt sør og litt nord for Ø-V retninga fell både mot nord og mot sør, medan NV-SØ retninga fell mot NØ. Fig. 37 syner sidene i ei delvis intakt blokk i terrassens forkant.

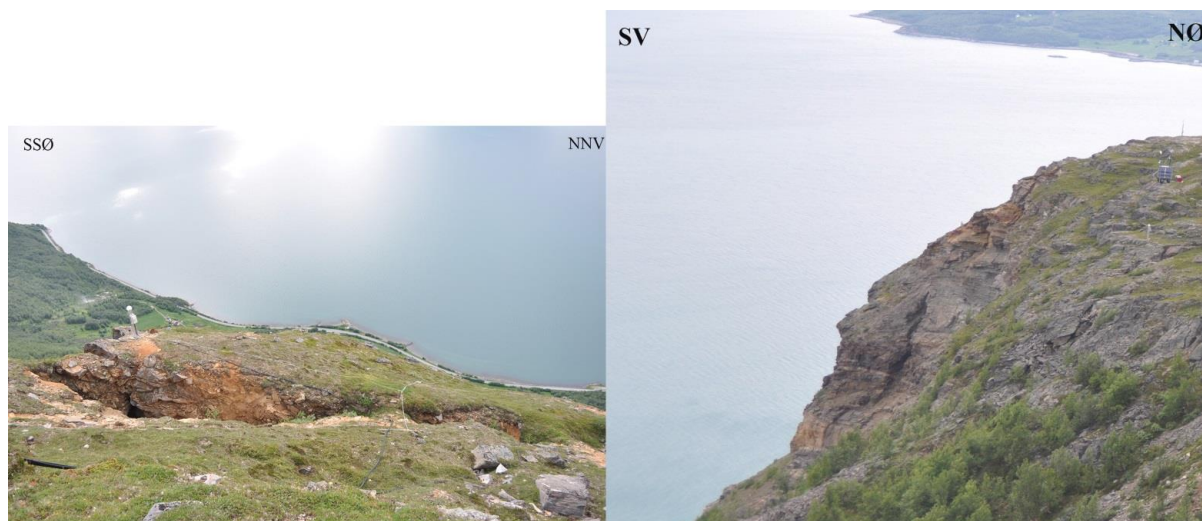


Fig. 38 Syner ei større blokk langs yttersida av den avgrensa terrassen/blokka i skredområde markert ved ei opne sprekk med eit NNV-SSØ strøk (til venstre) der det avgrensande planet til blokka kan verta observert (til høgre) i vertikalplanet i terrassens sørlige del

5.6 Samandrag og deltolking

Berggrunnen ved Indre Nordnes består av dominerande middels til høg grads metamorfe bergartar som glimmerskifer, gneisar og kalksilikatgneis/marmor, tilhøyrande sentrale dekkje einskapar av den kaledonske fjellkjeda i Troms, Nordmannvik og Vaddas dekkjene. Bergartane har mest truleg sedimentært opphav grunna gradvise litologiske overgangar mellom kalksilikatgneisen og granatglimmergneisen. Generelt sett er bergartane godt folierte med flatliggjande foliasjon som heller slakt mot NV (Fig. 16). Bergartane har gjennomgått kaledonske skorpeforkorting og duktil skyving/revers bevegelse mot SØ indikert ved folder og foliasjonsparallelle skjærsoner. Foliasjonen i berggrunnen ved Indre Nordnes er subhorizontal til slakt hellande mot NV og anteke parallell med litologiske grenser og primær lagning i bergartane. I tillegg til foliasjonsparallelle skyvesoner foliasjonskutta skjærsoner, for eksempel i nærleiken av sideskrenten (Fig. 23) der foliasjonen endrar seg brått innanfor eit smalt område. Skjærbevegelsar er også verifisert ved skjærfolder.

Post-kaledonske lineamentar (sprø forkastningar og sprekker) førekjem i dei fleste dekkebergartane på Nordnesfjellet med generelt sett steilt fall i fleire ulike strøkretingar med varierende dominans; NNØ-SSV, NØ-SV, VNV-ØSØ, VSV-ØNØ, NV-SØ og NNV-SSØ retning. Lineamenta er truleg forårsaka av underliggjande sprekker og forkastningar. Dette vert bekrefta i felt der opne sprekker går over i lineære vegeterte forseinkingar. Det at alle

strøketningane til lineamenta ved Indre Nordnes er representert i sprekkesystema og forkastingar tyder på oppsprekking og forkasting av berggrunnen som dannelsesmekanisme.

I horisontalplanet er det observert langsgåande, tverrgåande og diagonale sprekker i den avgrensa terrassen som alle går inn i kvarandre og dannar ulike geometriske figurar. Langsgåande og tverrgåande sprekkesett til både sideskrenten og baksrenten syner fall ned mot skråninga i vest i retning VNV, SSV, NNV og VSV medan dei diagonale sprekkene syner fall både inn mot fjellsida og ut mot skråninga i retning NV og SØ. VNV-ØSØ sprekkesettet er det einaste settet som syner fall ned i mot 50 grader der dei andre setta har fall på mellom 60-90 grader. Enkelte av sprekkesetta har ein ulik dominans i ulike delar av terrassen. I den sørlige delen er det i ferd med å opne seg ei NØ-SV orientert sprekk. Langs vertikplanet er det observert lineære steile vertikale, sub-vertikale, horisontale, antitetiske, konjugerte og listrikse sprekker som alle går inn i kvarandre og forplantar seg vidare nedover i berggrunnen.

Sjølv om foliasjonen ved Indre Nordnes har eit dominerande slakt fall mot NV finn ein fleire stader avvikande fall. Foliasjonens variasjon i fall kan forklarast ved at berggrunnen er folda i store opne folder på mesoskopisk skala slikt at foliasjonen vil kunne variere etter kor ein befinn seg på foldeflankane. Sidan foliasjonen er nærmast horisontal kan dette også gi feilaktige målingar i felt. Den avvikande fallretninga på 50-60 grader i mot SSV (Fig. 16) kjem av ei brå endring i den forkasta sideskrenten som mest truleg representera ei tidlegare skjærsone. Utanfor skredområde syner foliasjonen eit dominerande nordlig fall med divergens både i austleg og vestleg retning. Fallet overgår ikkje 20 grader. I skredområde har foliasjonen eit dominerande vestlig fall med divergens i både nordleg og sørleg retning. I skredområdets avgrensing langs yttersida er det større blokker der foliasjonen får eit auka fall mot fjorden. Dette kan indikera rotasjon av blokker i forkant av skredområde.

Sjølve skredområde ved Indre Nordnes er avgrensa av to større skrentar med strøretning orientert i retning VNV-ØSØ (sideskrent) og NNV-SSØ (baksrent). Orienteringane av begge samsvarar med orienteringar funne i sprekker, forkastingar, og mindre skrentar (Fig. 16). Flatene som heller 60 grader innover mot fjellsida i retning NØ er tolka til å vera antitetiske sprekkesett i relasjon til eit konjugert system.

Dei seks sprekkesetta NNØ-SSV, NNV-SSØ, NØ-SV, NV-SØ, VNV-ØSØ og VSV-ØNØ representert ved Indre Nordnes kan tolkast som tre hovudsett der kvar inneheld to konjugerte sett danna med ein vinkel på om lag 60 grader til kvarandre i eit tilnærma ekstensjonsregime med vertikal stressretning (sigma 1). Dette vert støtta av vinkelen mellom sprekkeplana som er på omkring 60 grader og at sprekkefell i begge motsette retningar for kvart av sprekkesetta. Mineraliserte slickenside striper på sprekkeplan som fell mot NØ underbyggjer danninga av skjærsprekker. Alle påviste sprekkesetta verkar å inngå i kvarandre slik at ein får danna ulike geometriske strukturar i berggrunnen. Det er ikkje mogleg å avgjere eventuelle kryssande relasjonar i felt. Det at sprekkesetta kan synast å dominere ulike delar av det ustabile fjellpartiet kan komme av at berggrunnen sprekk opp etter den favoriserbare gravitasjonelle dragninga. T.d. langs den vestvendte yttersida av skredområde syner fleire opne sprekker som er parallelle med avgrensinga i terrassens front. I vertikalplanet er det observert steile vertikale, horisontale og listriske vertikale sprekkesystem som alle terminerar mot kvarandre. Dei listriske sprekkefellene syner ofte eit bratt fall i øvre delar for dei går over til eit meir lågvinkla fall på omkring 60 grader mot fjorden i vest. Dette indikerer at tilsynelatande bratte sprekkesystem i overflata kan utvikle seg til meir listrik plan nedover i berggrunnen. Det att sprekker vert knytt saman med varierende retningar og ulikt fall gjer at sprekkesystema utviklar komplekse geometriar og at bergartane fragmentera lettare i den ustabile berggrunnen. Dei opne sprekkefellene er vidare fylt inn med laumateriale i form av blokker og tallus, sprekkefellene er dermed tolka til å vera djupare enn det ein tilsynelatande observerer i felt.

Den VNV-ØSØ strykande forkastinga i den nordlige delen av skredområde, som inneheld glidestriper, er tolka til ei normalforkasting. Planet til forkastinga har eit fall på om lag 60 grader mot sørvest der sideskrenten utgjer liggblokka medan terrassen utgjer hengblokka. Det at mineraliseringane kunn førekjem sporadisk langs sideskrenten som utgjer liggblokka kan tyde på at forkastinga er gammal og ikkje har vore aktiv i dag.

Det at dei same retningane fins for både storskala lineament og mesoskala observerte sprekkesystem, blokker og skrentar indikerer at dei ustabile partia ved Indre Nordnes kan vera styrt av ei post-kaledonisk ekstensjon og oppsprekking av berggrunnen langs tidlegare danna svakheitssoner.

Talusmateriale samla i loper og vifter i forkant av det ustabile fjellpartiet samt langs skrentar utanfor skredområde indikera mindre utrasingar i form av steinsprang. Vegetert talusmateriale indikera utrasingsepisodar som ikkje aktive i dag medan område utan vegetasjon kan indikera nyleg aktivitet. Roterte blokker i forkant av terrassen tydar på bevegelse i form av rotasjon.

Terrassen mellom dei to avgrensande skrentane ved Indre Nordnes er tolka til å vera ei større nedsøkt blokk som er separert og fragmentert av subparallelle sprekkesett og forkastningar. Delvis intakte blokker i skredområde og spesielt i skredområdets termini er truleg separert og fragmentert som ein konsekvens av oppsprekking i berggrunnen. Fragmentering internt i sjølve blokka er også relatert til oppsprekking av berggrunnen i subparallelle sprekkesett.

6 BEVEGELSESDATA

Ved Indre Nordnes er utstyrt med ulike instrument for måling av bevegelsesdata i område, som vist i fig under. Crackmeter, GPS, Ekstensometer, Crackmeter og Tiltmeter er måleinstrumenta som kontinuerlig registrera bevegelse ved Indre Nordnes. I dette kapitelet vil digitale data verte beskrive kortfatta for Indre Nordnes.

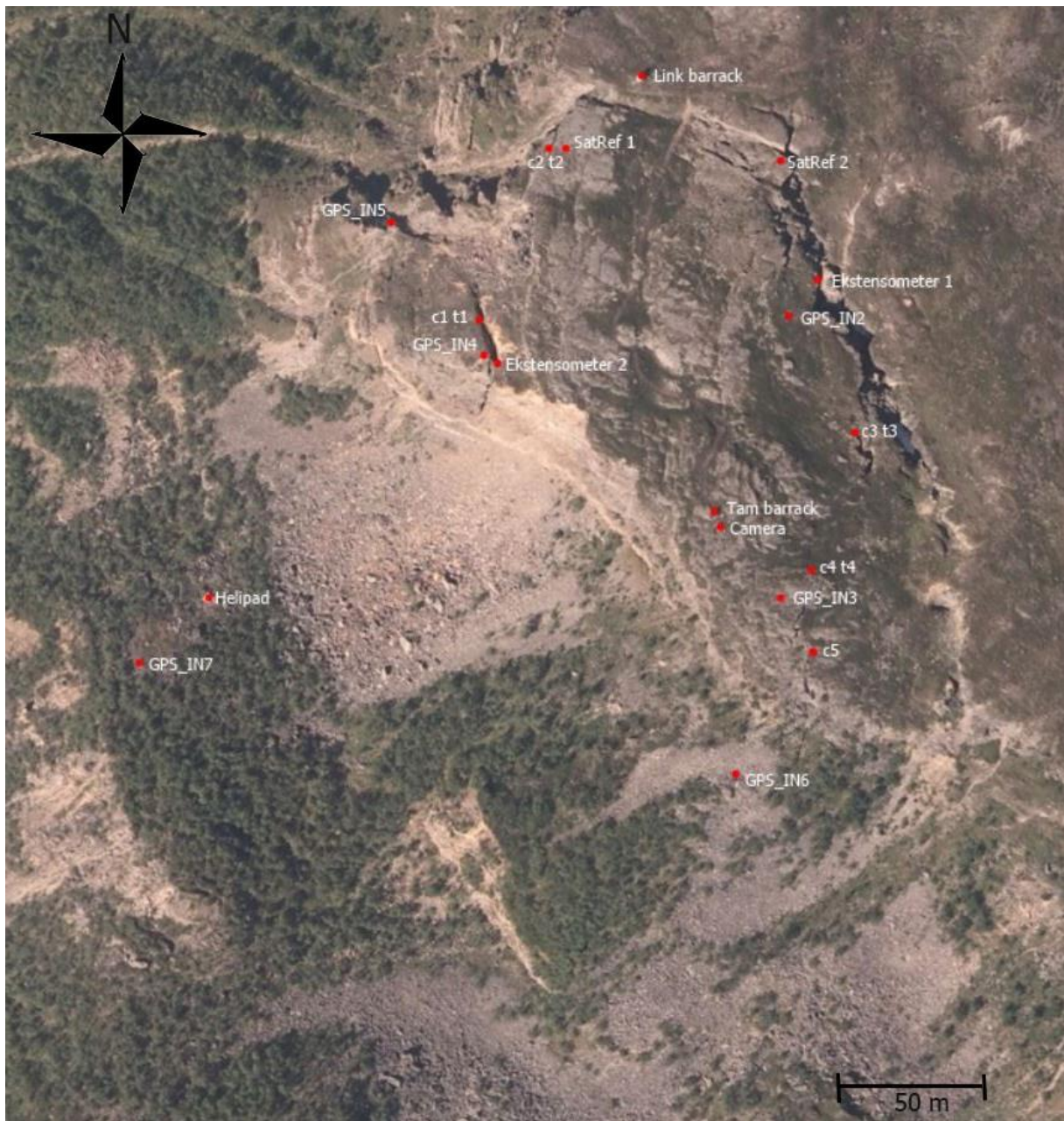


Fig. 39 Modifisert figur som syner plassering av ulike måleinstrument ved Indre Nordnes henta i frå (www.nnfo/responsive, 2014), der c står for crackmeter og t for tiltmeter.

6.1 GPS data Indre Nordnes

GPS nr.	N(+) - S(-) mm/år	Ø (+) -V (-) mm/år	Vertikal opp (+) ned(-) mm/år	Retning totalbevegelse i horisontalplanet	Gjennomsnittl eg vektor horisontalplan et mm/år	Totalvektor mellom gjennomsnittlege årlege horisontal og vertikal bevegelse (mm/år)
GPS IN2	- 1,985	-1,775	-5,82	222° (SSV)	2,663	6,4
GPS IN3	- 2,6875	- 2,2	- 5,3	219° (SSV)	3,473	6,34
GPS IN4	- 2,5	- 3,775	- 3,59	236° (VSV)	4,53	5,78
GPS IN5	- 0,9225	- 0,935	- 2,61	225° (VSV)	1,313	2,92
GPS IN6	- 2,5725	-2,395	- 4,32	223° (SSV)	3,514	5,57
GPS IN7	- 2,2025	- 3,77	- 6,555	249° (VSV)	4,366	7,88

Tabell 2 GPS data henta frå (www.nnfo/responsive, 2014), der den gjennomsnittlege bevegelsen langs ulike vektorar vart utrekna frå same dato kvart år (22.03). Positivt forteikn indikera bevegelse i retning nord, aust i horisontalplanet medan positive verdiar i vertikalplanet indikera bevegelse opp. GPS`ane vart montert i 2010.

Bevegelsane til GPS data er basert på målingar som registrear posisjonen 2 gonger i døgnet. Tabellen ovanfor syner den gjennomsnittlege årlege bevegelsen horisontalt og vertikalt. Alle GPS`ane vart installert 25. Februar 2010 bortsett frå GPS 7 som vart installert 22. Mars same året. Ulik hastighet av bevegelse vert indikert ved dei ulike GPS`ane, Tabell 2. Alle GPS`ane indikera bevegelse ned i retning sør og vest. Størst bevegelse for alle parameterne er indikert i GPS 7 medan GPS 5 syner minst bevegelse.

Retningen til totalbevegelsen i horisontalplanet variera mellom ein SSV og VSV retning, der GPS 2, 3, og 6 beveger seg mot SSV og GPS 4,5 og 7 beveger seg mot VSV, der Lyngenfjorden ligg i retning vest.

Alle GPS`ane ved Indre Nordnes syner relativt kontinuerlig bevegelse til og med 2012. GPS 5, 6, og 7 syner i 2013 ei auke i bevegelse ned langs vertikalaksen rund april/mai til og med august før bevegelsen avtar og stabiliserar seg. Dei andre GPS`ane syner fortsatt relativt stabil bevegelse med enkelte mindre svingingar. Bevegelse i horisontalplanet for alle GPS`er relativt stabil utan betydelege svingingar. I 2011 rundt juni er det indikert eit kortvarig hopp i

bevegelsen ved samtlige GPS punkt. Auken i bevegelsen var relativt hurtig og kortvarig og har ikkje vorte sett igjen seinare.

Langs vertikalaksen syner alle GPS punkta bevegelse ned der GPS 7 og 2 syner størst bevegelse medan GPS 5 syner minst.

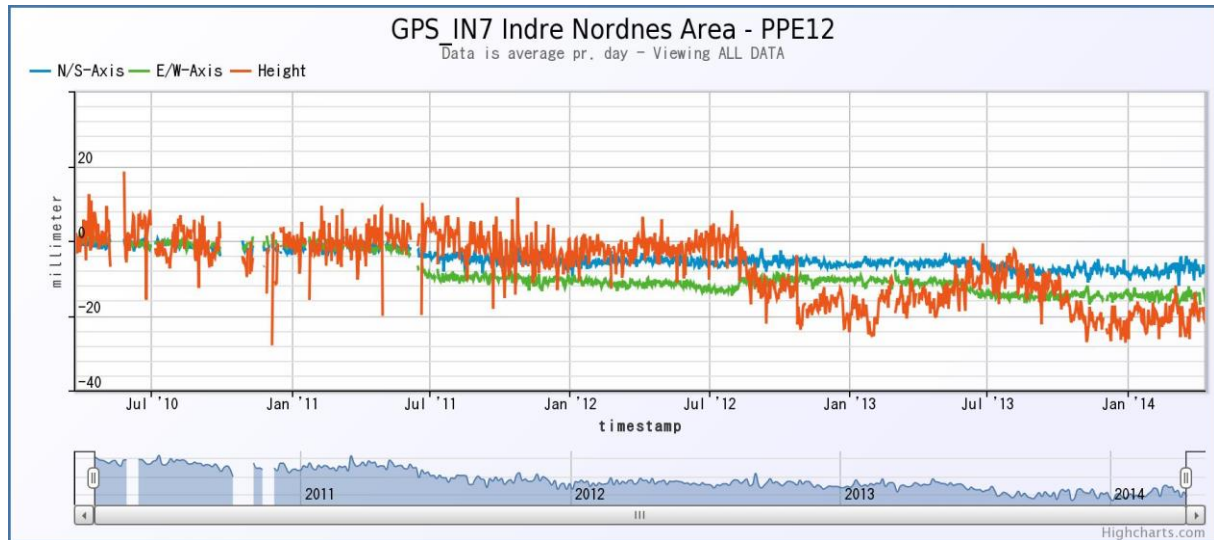


Fig. 40 Syner grafar over bevegelsesmønsteret i GPS punkt 7 der bevegelse langs vertikalaksen (oransje), N-S aksen (blå) og Ø-V aksen (grøn) er indikert. Negative verdiar indikera bevegelse anten ned, mot sør eller mot vest for dei ulike grafane. Sesongmessige variasjonar langs vertikalaksen som tek til frå og med Juli 2012

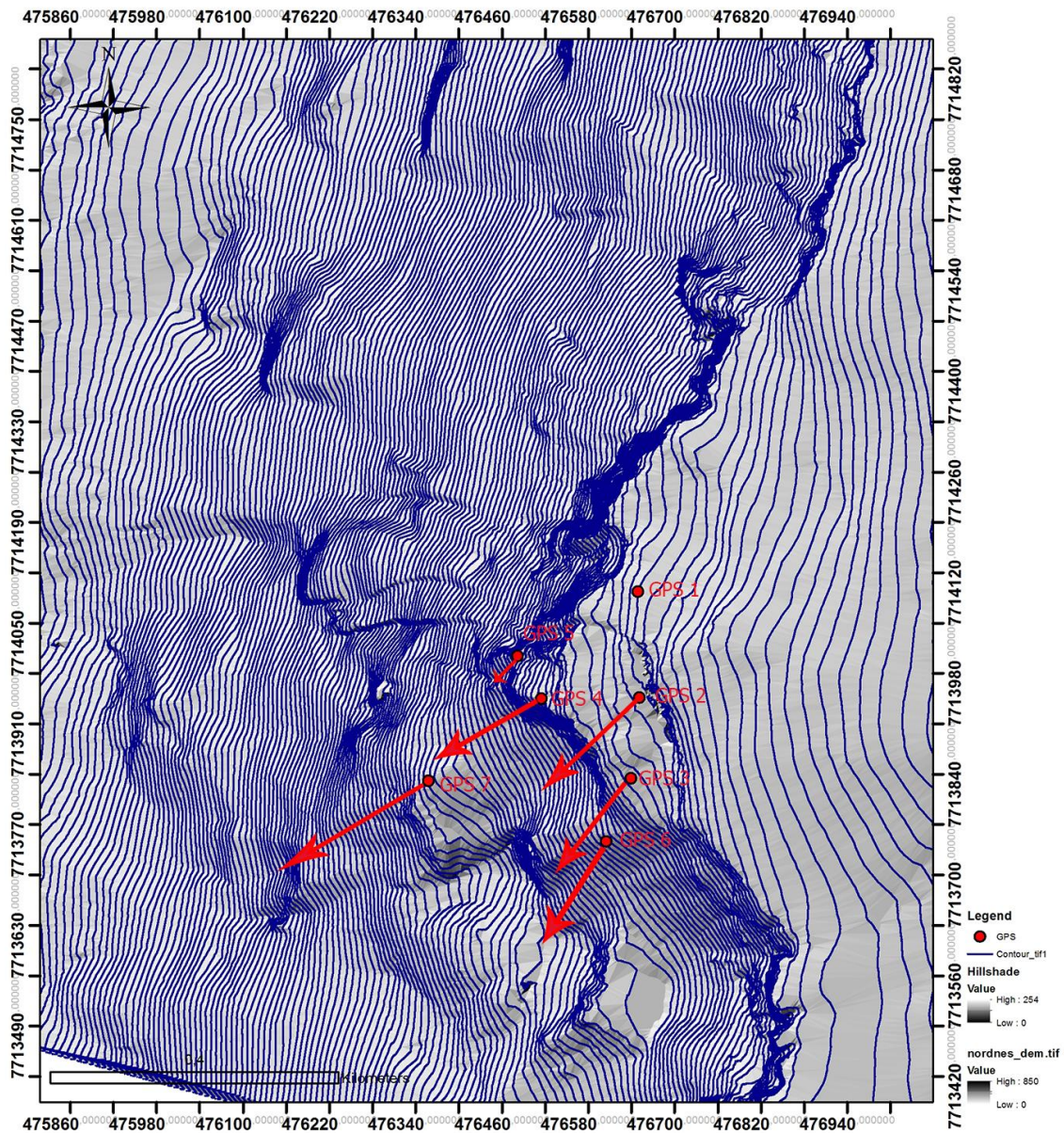


Fig. 41 Syner dei totale vektorane til den totale årlige bevegelsen, sjå Tabell 2, der lengda på vektorane utgjør den relative forskjellen mellom bevegelsesstorleiken der GPS 7 har størst gjennomsnittleg årlig bevegelse medan GPS 5 beveger seg mist. Bevegelsesretning varierar for dei ulike GPS punkta med ein hovudtrend i retning SV.

6.2 Ekstensometer Indre Nordnes

Ekstensometer	mm/år (-) inn (+) ut
Ekstensometer 1	- 7,345
Ekstensometer 2	1,255

Tabell 3 Ekstensometer data (Tabell 1) henta frå (www.nnfo/responsive, 2014) med utgangspunkt i same dato (22.03) kvart år for utrekninga av den gjennomsnittlige bevegelsen. Ekstensometra vart monterte i 2012.

Ekstensometer 1 er monterte på ei større blokk mellomliggjande til den avgrensande skrenten og terrassen i forkant av skredområde og vil dermed ikkje verta beskrive ettersom blokka representera eit individuelt system i sjølve skredområde. Ekstensometer to er plassert i terrasens forkant, like ved ei større blokk (Fig. 14) som er på veg ut avgrensa av ei NNV-SSØ orientert sprekk. Bevegelse langs dette ekstensometeret indikera ekstensjon på 1,255 mm/år (Tabell 3). Grafen syner sesongmessige variasjonar der bevegelsen startar på hausten (oktober), vedvarer til tidlig sommar (juni) før den så avtek (Fig. 42).

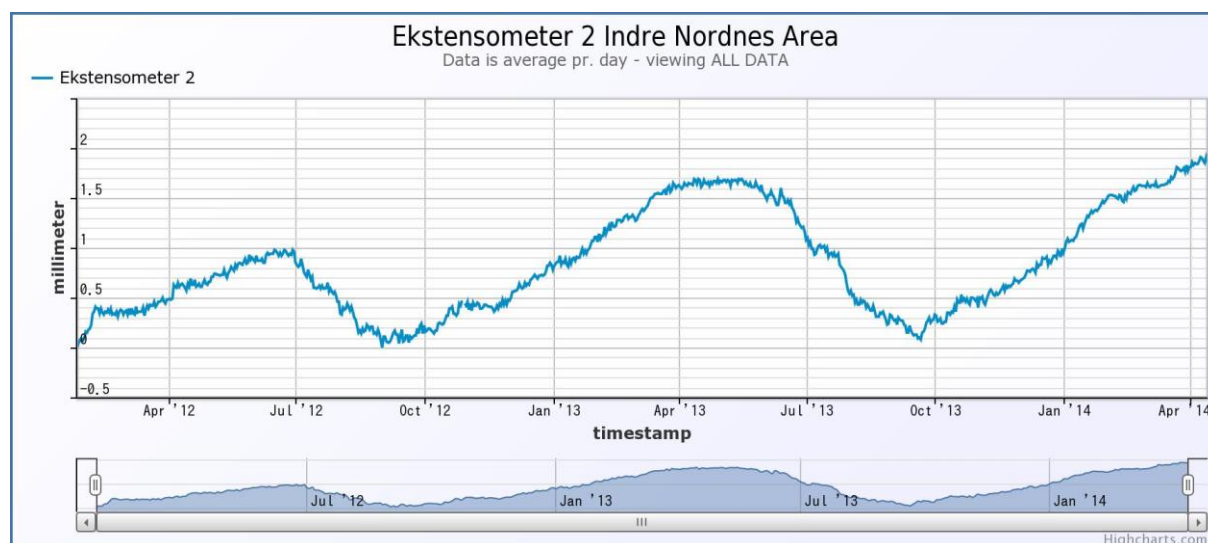


Fig. 42 Bevegelsesgraf for ekstensometer 2 ved Indre Nordnes heta i frå (www.nnfo/responsive, 2014) som syner sesongmessige variasjonar der bevegelsen tek til på hausten og vedvarer til tidleg sommar før den så avtek

6.3 Crackmeter/strekkstag Indre Nordnes

Crackmeter/strekkstag	mm/år (-) inn (+) ut
Crackmeter 1	0,432
Crackmeter 2	1,872
Crackmeter 3	0,682
Crackmeter 4	0,316
Crackmeter 5	0,454

Tabell 4 Crakmeterdata (Tabell 1) henta frå (www.nnfo/responsive, 2014), data avlest for same dato kvart år (14.02) og brukt som utgangspunkt for utrekning av gjennomsnittleg bevegelse. Crackmeter 4 og 5 vart montert i 2009 medan 1, 2 og 3 vart montert i 2008

Ekstensjon er indikert i alle strekkstaga 1-5 med den høgste verdien i strekkstag 2 med bevegelse på 1,872 mm/år. Strekkstag 2 er plassert langs ei større sprekk ytterkant av terrassens nordvestlige del. Minst bevegelse er indikert i strekkstag 4 som er lokalisert i skredområdet sørlege del.

Sesongmessige variasjonar er indikert ved dei ulike strekkstaga, der crackmeter 1 og 3 syner at bevegelsen tek til på seinsommaren der den vevarar til sein vår tidleg sommar for å så avta igjen. Ved crackmeter 2 startar bevegelsen om våren, nokså konsekvent i mai månad der den fortset å bevege seg til vinteren i februar månad der bevegelsen avtek. Crackmeter 4 og 5 startar bevegelsen på sommaren (juli/august), fortset ut mot vinteren (des/jan/feb) før den så avtek igjen. Enkelte av crackmetra syner også ein kompresjonsfase i perioden der bevegelsen er svært liten utgangspunktet, registrert ved strekkstag 1, 2, 4 og 5. Verdiane er så låge at dei ikkje er av betydning.

Crackmetra ved Indre Nordnes er utstyrt med temperaturmålarar. Den generelle trenden syner at temperatur og bevegelse er omvendt proporsjonale der temperaturen er høgst når bevegelsen er på sitt lågaste eller syner kompresjon og omvendt.

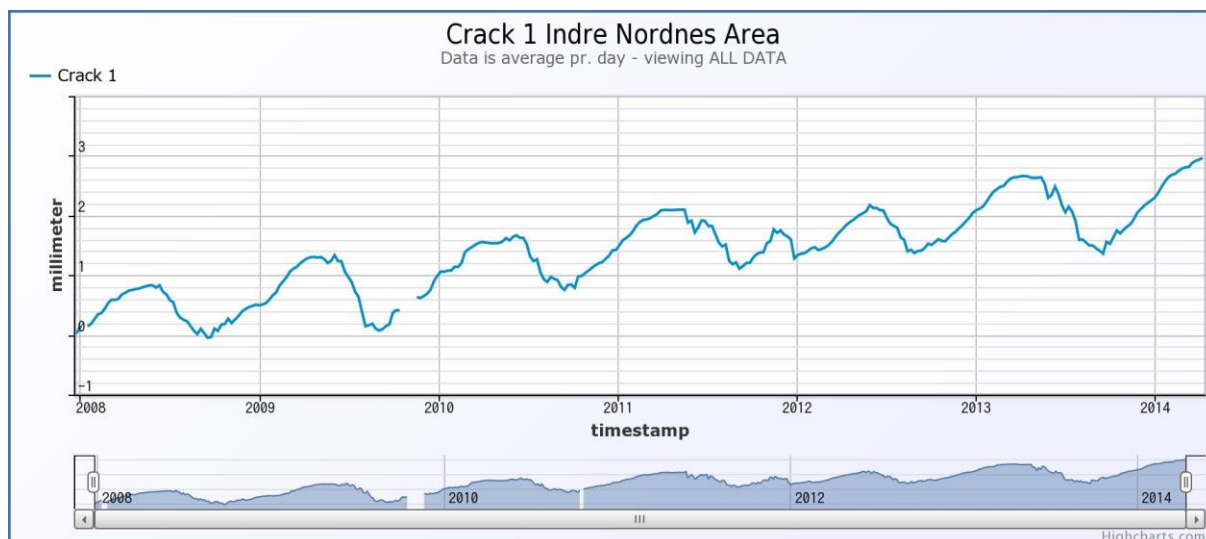


Fig. 43 Syner graf over bevegelsesmønster til Cracmeter/strekstag 1 ved Indre Nordnes som syner sesongmessige variasjona der bevegelsen tek til på seinsommaren, vevarar til sein vår tidleg sommar for å så avta igjen

6.4 InSAR

Bevegelse er i sjølve terrassen/blokka ved Indre Nordnes og i forkant av skredområdet sørvestlige del er indikert. Bevegelsar utanfor det avgrensa område er også indikert men i mindre grad, (Fig. 44). Den generelle trenden for heile område er bevegelse ned i retning vest medan bevegelse opp og i retning aust kun vert observert sporadisk i område. Ut i frå Fig. 44 kan ein sjå at bevegelse på mellom 2-5 millimeter nedover i retning vest er gjennomgåande i terrassen. Ein tendens til auka bevegelse i den same retninga kan verta observert i nærleiken av den avgrensa blokka i forkant og langs terrassens sørlegaste del. Bevegelse på like nedanfor skredområdet midtre del på omkring 6 mm/år nedover i retning vest vert observert i Fig. 44 med bevegelse på 17 mm/år nedanfor ved GPS 7. Like utanfor den sørlige delen av terrassen/blokka er det indikert bevegelse nedover skråninga på opp imot 18 mm/år på det meste. Det er også indikert bevegelse ovanfor og nedanfor terrassen i retning SSV.

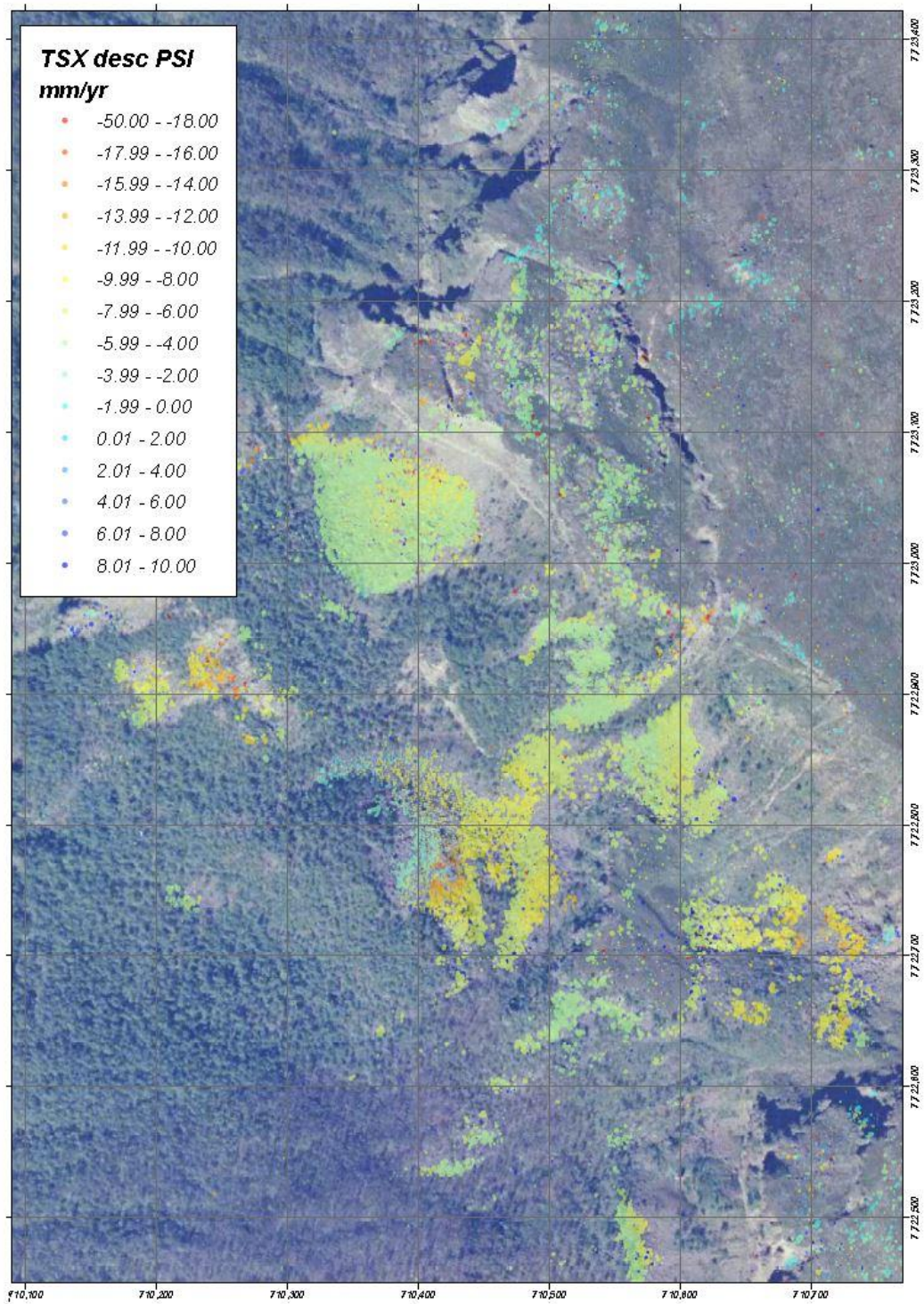


Fig. 44 InSAR data prosessert av NORUT der negative verdier indikera bevegelse mot vest eller innsynking medan positive verdier indikera bevegelse mot aust eller heving, fargekodane representera grad av bevegelsehastighet der røde område syner mest bevegelse og mørkeblå område minst

6.5 bakkebasert InSAR data ved Indre Nordnes

Bakkebasert InSAR vart målt på veker på våren og tre veker på hausten ved Indre Nordnes i 2013 der dei innhenta data var av høg kvalitet, (Kristensen, 2013). I perioden frå vår til haust vart det i fylgje Kristensen (2013) målt bevegelse på om lag 1 mm ved GPS 5 og 2-3 mm ved GPS 4. Ved GPS 7 er bevegelsen litt større men tettleiken av radardata er her også mindre, (Kristensen, 2013). Juni 2011 vart det registrert ein større bevegelse som ikkje har vorte funne seinare og deformasjonen ved Indre Nordnes er demed anteke å vera karakterisert av sakte kontinuerlige bevegelsar med skjeldne tidsbegrensa hurtige bevegelsar, (Kristensen, 2013).

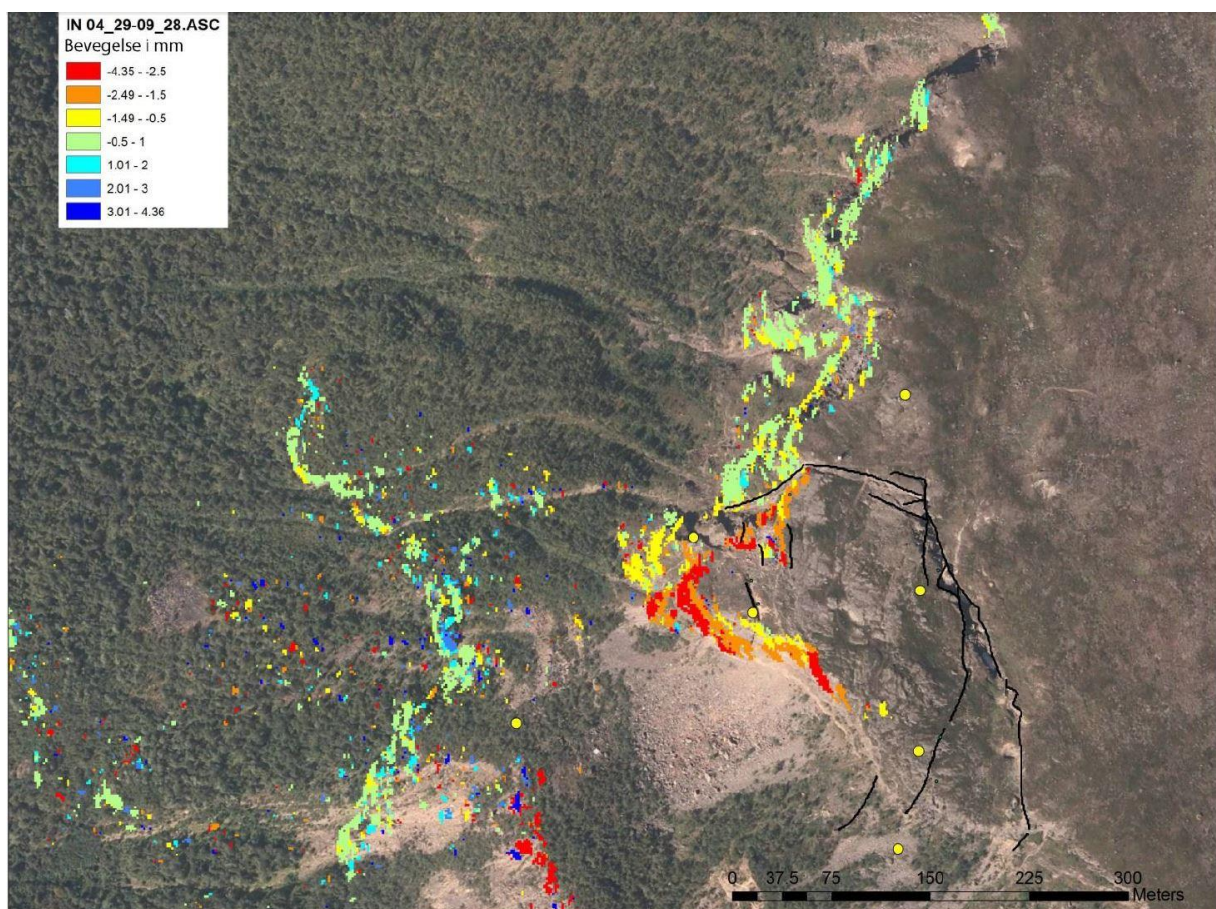


Fig. 45 Bakkebasert InSAR ved Indre Nordnes (Kristensen, 2013), interferogram som syner bevegelse vår-haust 2013, GPS målestasjonane er indikert med gule prikka og geologiske strukturar med svarte linjer

6.5 Indre Nordnes, oppsummering og samanlikning av digitale data

Det er indikert bevegelse i alle bevegelsesdata, GPS, ekstensometer, strekkstag og InSAR data. Den totale gjennomsnittlege bevegelsen i alle GPS punkta mellom den vertikale og horisontale bevegelsen er indikert i Tabell 2 og det er desse verdiane det vil bli teke utgangspunkt i då det gjeld diskusjonen. Ut i frå den totale bevegelsen mellom vertikalplanet og horisontalplanet er den største bevegelse indikert i GPS 7 medan GPS 2,3,4 og 6 beveger seg relativt like mykje, Fig. 41. GPS 5 beveger seg mist av dei 6 punkta. Bevegelse mot SSV er indikert i GPS 2, 3 og 6 medan bevegelse mot VSV er indikert i GPS 7, 4, og 5.

GPS data (Fig. 41) samanlikna med InSAR data (Fig. 45 og Fig. 44) syner eit godt samsvar i bevegelsesmønsteret. Ved GPS 7 og 4 er det indikert mest bevegelse i både GPS og InSAR data medan bevegelse omkring GPS punkt 2,3, og 6 er mindre. GPS data syner ein dominerande bevegelse, horisontalt og vertikalt, i retning VSV og SSV medan InSAR data indikera bevegelse nedover i retning vest.

7 DISKUSJON

I dette kapitlet vil observasjonar og data frå Nordnesfjellet verta diskutert og tolka for så å knytte betydinga av desse opp mot utviklinga av fjellskred. Ulike drivmekansimar og faktorar vil verta diskutert. Det ustabile fjellpartiet Indre Nordnes vil også verta samanlikna med Jettan og Midtre Nordnes i tillegg til ulike fjellskred i Alpane. Til slutt vil det bli gjort ei risikovurdering.

7.1 Diskusjon og tolking av strukturelle og morfo-tektoniske formelement

For å få ei forståing for fjellskredutviklinga ved Indre Nordnes har bergrunnens indre struktur og morfo-tektoniske formelement vorte observert og kartlagde i felt. Bergrunnens indre struktur kan ha stor betyding for utviklinga av ustabile fjellpartiet ettersom pre-eksisterande strukturar er med på å svekke sjølve bergrunnen (Agliardi et al., 2001; Brückl et al., 2005; Agliardi et al., 2009; Brideau et al., 2009). I tillegg til dette kan ulike morfo-tektoniske formelement langs overflata i skredområde seie noko om utviklinga av det ustabile fjellpartiet i djupna. I dette avsnittet vil samanhengen mellom ulike formelement og bergrunnens indre struktur verta diskutert og tolka.

7.1.1 Diskusjon og tolking av bergrunnens indre struktur i skredområde

7.1.1.1 Litologi

Bergartsgrensene mellom granatglimmergneisane og kalksilikatgnesiane ved Indre Nordnes er subhorisontale og foliasjonsparelle og kan dermed utgjere potensielle svakheitsoner tilgjengelig for gravitasjonell reaktiverting (Saintot et al., 2011). Dei subhorisontale litologiske variasjonane i kalksilikatgneisen som fell slakt mot fjorden i vest kan innehalde soner som består av svakare mineral slik at ein får danna svakheitsoner internt. Eventuelle litologiske svakheitsoner vil såleis vera favoriserbar med tanke på utgliding og utviklinga av fjellskred, (Saintot et al., 2011). I tillegg til dette kan storkala linser i kalksilikatgneisane være med på å auke sannsynlegheita for skråningsparallel deformasjon dersom strukturen er lokalisert og orientert riktig med tanke på skråningsdeformasjonen. Observasjonar av dei to litologiane som prega skredområde indre Nordnes indikera at einskapane har ein tilsynelatande lik respons med tanke på deformasjon og sprekkeutvikling. Gneisar er harde og sterke bergartar men ettersom bergartane i skredområde er prega av gjennomgåande

sprekkesett og forkastningar vil bergartane ved Indre Nordnes truleg opptre som svake einskapar som følgjelig senkar skråningsstabiliteten, (Saintot et al., 2011).

7.2.1.2 Kaledonske strukturar (foliasjon, folder og skjærsoner)

7.2.1.2.1 Foliasjon

Den subhorisontale foliasjonen ved indre Nordnes fell svakt i favoriserande retning for skråningsdeformasjon ned mot Lyngenfjorden i vest. Foliasjonen utanfor skredområde har eit dominerande fall under 20 grader i retning NNV, medan i skredområde er fallet på opp i mot 30 grader i dominerande retning mot VNV, dvs. ned skråninga mot Lyngenfjorden (Fig. 22). Tilstadesvernaden av subhorisontal foliasjon både i og utanfor skredområdet er favoriserande for ein eventuell skråningsparallell reaktivering av desse svakheitssonene. Målingane av foliasjonen utanfor skredområde indikera dominerande fall i retning NNV (Fig. 22) og er ikkje direkte favoriserande med tanke reaktivering av svakheitsplan og skråningsdeformasjon ved Indre Nordnes. Økt fall i retning fjorden i vest i det ustabile fjellpartiet gir økt sannsynlegheit for reaktivering av desse svakheitsplana ned skråninga. Dersom ein samanliknar det målte fallet utanfor skredområde på omkring 20 grader i retning NNV med fall på oppimot 30 grader i retning VNV i skredområde kan dette indikere ein eventuell svak rotasjon av terrassen/blokka ut mot fjorden i vest. Sjølv om fall opp imot 30 grader i skredområde er indikert, ligg hovudtrenden av fall i favoriserbar retning ned fjellsida på omkring 20 grader i det ustabile fjellpartiet. Fallet på opp imot 30 grader mot N og S førekjem også der fallet ikkje overgår 20 grader og kan eventuelt indikere individuelle bevegelsar internt i skredområde. Rotasjon er også antyda i større blokker med fall på opp imot 40 grader mot nord og vest og 30 grader mot sør og nord (Fig. 22). Rotasjon av større blokker i terrassens forkant er også observert i felt med eit skråningsparallelt fall.

7.2.1.2.2 folder

Ved Indre Nordnes er det småskala isoklinale folder og storskala opne folder. Småskala isoklinale folder i bergrunnen vil truleg vera av mindre betydning for utviklinga av fjellskredet ved Indre Nordnes medan storskala folding kan ha ei betydning ettersom det gir økt sannsynlegheit for tilstadesvernaden av svakheitsplan som er orientert i favoriserbar retning med tanke på gravitasjonskreftene ned skråninga, (Saintot et al., 2011). Dette vil følgjelig svekke skråningsstabiliteten. Reaktivering langs svakheitsplan i folder er avhengig av kor ein

befinn seg langs folden der skråningsparallelle foldeflanke er nødvendig for å få utgliding langs slike plan.

7.2.1.2.3 Skjærsoner

Ei alternativ tolking er at den avgrensande VNV-ØSØ orienterte sideskrenten er relatert til ei duktil, kaledonsk skjærson (Fig. 23) danna etter sjølve innskyvinga av dei kaledonske dekkene, som seinare har vorte reaktivert og forkasta ned i post-kaledonsk tid. Dette er indikert ved ein dragfolding av den duktile hovudfoliasjonen i bergartane frå subhorisontal orientering til ca. 40°-60° fall mot SSV. Glidestriper i liggblokka, vertikal forflytting av blokka, i tillegg til mineraliseringar og slickensides observert både i liggblokka (sideskrenten) og hengblokka (terrassen) støtter at denne duktile forkastninga har vorte reaktivert som ei sprø forkastning i post-kaledonsk tid. Tilstadesvernaden av skjærsona ved Indre Nordnes er med på å svekke skråningsstabiliteten ettersom skjærbevegelsen har ført til delvis skråningsparallelle foliasjonsplan som kan verta reaktivert ved gravitasjon, (Brideau et al., 2009).

7.2.1.3 Post-kaledonske strukturar (sprekker og forkastningar)

7.2.1.3.1 Sprekker

Oppsprekking av berggrunnen i tre dominerande strøkretingar og minst to konjugerte sett for kvar av hovudsprekkene indikera ei reaktivering av tildegare danna (post-kaledonske) svakheitssoner i berggrunnen ved Indre Nordnes. Desse gjennomgåande sprekkesetta er med på å svekke sjølve berggrunnen og senkar følgjelig skråningsstabiliteten i skredområdet, (Brideau et al., 2009; Saintot et al., 2011). Dette kan verta observert i felt ved at langsgåande-, diagonale- og tverrsprekker fragmenterar berggrunnen observert i horisontalplanet i tillegg at til konjugerte ekstensjonssprekker og listrisk sprekkutvikling er observert gjennomgåande i vertikalplanet. Dei diagonale sprekkesetta er mest truleg aktivert som tensile translasjons sprekker (transfer faults) som ein overgang mellom bevegelser som utgjer den heilskaplege bevegelsen av skredområdet, (Brückl et al., 2005). Dette kan også verta antyda ved at diagonale sprekker i skredområde syner dominerande fall i to retningar. I det vertikale planet langs sideskrenten er det observert foliasjonsparallelle sprekker i dei øvre nivåa (Fig. 27). Desse sprekkene er tolka til å vera danna under eksfoliasjon og indikera dermed ein påverknad av denne prosessen i øvre del av det utstabile fjellpartiet.

Oppsprekking med tanke på eksfoliasjon kan variere i gradient ettersom denne oppsprekkinga er styrt av den ytre trykkavlastinga lokalt.

Sprekkesystema internt i skredområde ved Indre Nordnes segmentera blokka/terrassen inn i mindre blokker som er stadvis avskilt ved større og mindre sprekkelopningar. Betydeleg opning i både langsgåande og tverrgåande sprekker indikera bevegelse i berggrunnen. Graden av opning langs dei ulike sprekkeretningane variera innanfor det ustabile fjellpartiet og dette kan indikera at enkelte sprekkeretningar er meir favoriserbare for skråningsparallel bevegelse enn andre. Det er påvist tre hovudsprekkesett NNV-SSØ, VNV-ØSØ og NØ-SV der kvart sett variera i fall mellom 60-90 grader, og der fleire av setta er konjugerte og har to motsette fall retningar som kan gi opphav glideplan. VNV-ØSØ sprekkesettet er det einaste som syner fall på ned imot 50 grader og kan dermed indikere reaktivering av dette settet i samanheng med den VNV-ØSØ orienterte skjærsona (sideskrenten). Dersom desse steile og lågvinkla sprekkesetta verkar saman eller terminera nedover mot dei lågvinkla foliasjonsplana eller eventuelle glideplan i djupna, kan dei favorisere bevegelse ved utgliding.

Hovudstrøkretninga til bakskrenten (NNV-SSØ) og sideskrenten (VNV-ØSØ) fell saman med terrassens avgrensing og dei to terrassekantane (Fig. 14). Det er ein tendens til opning av sprekker parallelt med terrassens avgrensing i ytterisa. Dette er mest truleg grunna den gravitasjonelle dragninga av terrassen/blokka i favoriserbar retning ned skråninga i samsvar med terrassens avgrensing langs ytterisa.

Skilje mellom bakskrenten og terrassen trer fram som ei større sprekk der terrasseveggen ligg nokre meter nedanfor bakskrentveggen (Fig. 30). Sprekka er ca. 20 m djup med ei horisontal forflytting på opp imot 15 m. NNV-SSØ strøket til bakskrenten er lite dominerande i sjølve skredområdet samanlikna med dei andre retningane av sprekker og skrentar. I oppgåva vert skilje mellom bakskrenten og terrassen også kalla baksprekka, då avgrensinga også kan verta sett på som opninga av ei større sprekk. I øvre del av sprekkveggane, skrenten (liggblokka) og terrassen (hengblokka), er det geometriar i form av trekantforma figurar (Fig. 31). Dette indikera at den NNV-SSØ orienterte bakskrenten er forårsaka av oppsprekking langs minst to kryssande, pre-eksisterande svakheitssoner. Gravitasjonen og dei pre eksisterande strukturane i dette område verkar då saman slik at ein får danna ei

nærmast skråningsparallelle sprekeopning samansett av dei to VNV-ØSØ og NNØ-SSV sprekesetta som også er dominerande langs heile terrassen. Utvikling av ei sprekeopning parallelt med skråninga som omtrentleg stryk langs skjæringa mellom dei to sprekesette er såleis favoriserande med tanke på utviklinga av fjellskredet ved Indre Nordnes. Resultatet er dermed ei favoriserande nærmast fjellsideparallelle avgrensing i retning NNØ-SSØ. Det er også observert ei større rotert blokk i terrassens forkant der den avgrensa spreke syner det same strøket (Fig. 16 og Fig. 14). Ettersom veggane i både terrassen og baksrenten syner eit sikksakk mønster er denne strukturen truleg danna ved ei initierande strukturelt kontrollert sprekeopning som seinare har vorte forkasta ned og eventuelt vidare opna. Dersom terrassen/blokka skulle ha vorte forkasta ned før utviklinga av sprekeopninga ville ikkje ein ha fått ein slik sikksakk forma geometri i baksrenten og terrassen ettersom det er mindre sannsynleg å få danna forkastningar langs irregulære flater. Sjølve baksprekka er tilsynelatande djupare enn observert i felt ettersom botnen er dekkja av større blokker og talus materiale. Dette er også gjeldande for sprekkene internt i terrassen/blokka ved Indre Nordnes. Djupe sprekker kan indikera ein djuptliggjande deformasjon knytt til eit djupare glideplan. Det er også gjennomgåande system av antitetiske sprekker observert i baksrenten. Dei antitetiske sprekkene fell omkring 60 grader i retning NØ-NNØ og vil i utgangspunktet verke begrensande med tanke på sprekeopning og blokkutrasingar. Men sidan dei antitetiske sprekkene opptrer saman med dei andre sprekesetta, spesielt når dei opptrer saman med det konjugerte settet er det mogleg å få danna sprekeopningar og eventuell utgliding. Baksprekka/baksrenten syner ei auka opning i den nordlige del, noko som indikera størst forflytting av blokka i dette område.

Opning av sprekker der vegetasjon er forstyrra indikera relativt nyleg bevegelse i tillegg til lausmateriale og fragmenterte blokker og skredjord som dekkjer botnen av sprekeopningane (Fig. 36).

7.2.1.3.2 Forkastningar

Blokka/terrassen er forkasta mellom den NNØ-SSØ orienterte baksrenten og den VNV-ØSØ orienterte sidesrenten. Tilstadesvernaden av dei to avgrensande forkastningane i skredområde svekker skråningstabiliteten ettersom ein har fått danna to moglege bratte

plan der det ustabile fjellpartiet er skild frå den intakte berggrunnen i favoriserbar retning for reaktivering ned skråninga.

Planet til den VNV-ØSØ orienterte sideskrenten med fall på ca. 60° er observert 20 m nedover i berggrunnen (Fig. 23). Fragmentert berggrunn langs planet, glidestiper og mineralisering av epidot og hematitt med slickenside både i heng- og liggblokka indikera eit sprøtt post-kaledonisk forkastningsplan som seinare kan ha vorte reaktivert under skredbevegelsane som eit mogleg glideplan. Terrassen er nedsøkk opp til 4 m i vertikalplanet medan den horisontale forflyttinga er minimal ettersom terrassen/blokka nærmast kviler på sidekskrenten. Dette indikera bevegelse nedover i retning SSV av blokka/terrassen. Lineasjonar i sidekskrenten indikera også ein nedgåande bevegelse av blokka men i retning SV (Fig. 28). Forkastninga fortsett truleg vidare nedover i berggrunnen og kan dermed føre til ei utvikling av eit djupare glideplan med utgliding av skredmasser.

Planet til den NNV-SSØ strykande forkastninga er ikkje observert direkte men det er antekje at den vil fortsetje vidare nedover berggrunnen der den først fylgjer den bratte avgrensinga til bakskrenten for å så eventuelt utvikle seg til eit meir lågvinkla plan nedover i djupna. Dette er antekje ut i frå observasjonar gjort i felt der bratte plan har ein tendens til å utvikle seg meir listrisk nedover i berggrunnen.

7.2.2 Diskusjon og tolking av morfo-tektoniske formelement ved Indre Nordnes

7.2.2.1 Større avgrensande skrentar til skredområde og mindre omkringliggjande skrentar

Skredområde ved Indre Nordnes er definert av to avgrensande skrentar, bakskrenten (NNV-SSØ strøk) og sideskrenten (VNV-ØSØ strøk), (Fig. 14). Fall i retning VSV på 70-90 grader for den avgrensande bakskrenten favorisera skråningsparallellel deformasjon og utviklinga av fjellskred ved gravitasjonsutgliding ned mot fjorden i vest. Planet til sideskrenten fell imot SSV og favorisera ikkje skråningsparallellel deformasjon direkte, men ettersom den opera saman med bakskrenten vil ein kunne få utgliding i retning SSV til VSV, (Fig. 41). I eit slikt system kan ein teoretisk få utgliding av masser langs skjærinja mellom dei to sprekkelana.

Dei mindre omkringliggjande skrentane er tolka til å anten vera danna ved forvitring i samanheng med frostsprenging langs overflata der is har trengt inn i dei pre-eksisterande

sprekkesystema og følgjelig gitt oppsprekking i orienteringar som samsvarer med pre-eksisterande post kaledonske strukturar i tillegg eksfoliasjonen som kan ha gitt oppsprekking langs horisontale plan. Skrentane kan også representere mindre forkastningar som pregar terrassens ytterkant ettersom orienteringa av skrentane samanfell med orienteringa av sprekker og forkastningar i område.

Skrentane som trer fram stadvis langs skråninga nedanfor det ustabile fjellpartiet er tolka til å vera mindre delvis intakte blokker eller terrassar som har vorte nedsenka og vidare desintegrert. Dette indikera at det har vore bevegelse i forkant av sjølve skredområde. Område like under slike skrentar kan truleg representere ulike skredkantar der moglege glideplan terminera.

7.2.2.2 Terrassar

Terrassen like sør for det ustabile fjellpartiet ved Indre Nordnes (Fig. 34 og Fig. 48) kan seie noko om utviklinga av bevegelsen nedover den vestvendte skråninga. Terrassen er tolka til å vera nedsenka fleire meter langs skråninga (Fig. 46). Den nærmast horisontale foliasjonen i terrassen i tillegg til horisontale bergartsgrenser og litologiske variasjonar indikera sakte kryp nedover fjellsida utan betydelig deformasjon av sjølve terrassen. Planet terrassen har bevegde seg langs er truleg bratt nærmast skråningsparallelt. Kor langt terrassen har bevegde seg nedover langs skråninga er derimot usikkert.



Fig. 46 Tolking av ein nedsenka terrasse like sør for skredområde der terrassen potensielt kan ha bevegde seg heile vegen ned langs skråninga.

7.2.2.3 Blokker og talus materiale

Talusmateriale som er samla i større lobar dekkja av skogsvegetasjon når heilt ned til E6 ved sålen av fjellsida og er tolka til å vera avsett under tidlegare ras hendingar langs fjellsida. Lengre opp langs skråninga er det mindre talusvifter og lobar utan vegetasjon. Desse indikera relativt nyleg aktivitet ved utrasing av mindre segmenterte blokker langs skrentkantar. Der kor utrast materiale er samla i smale kanalar som går over i vifter indikera utrasing nedover fjellsida i bestemte banar. Etterkvart som blokker fell ut langs terrassekanten vert sjølv skredområde stadig meir desintegrert ettersom den gravitasjonelle segmenteringa forplantar seg innover terrassen.

Baksprekka er fylt med store blokker og tallusmateriale og strekkjer seg truleg mykje djupare enn observert i felt (Fig. 36). Utrasingar av ferske blokker observert i baksprekka indikera nyleg aktivitet.

7.3 Analyse av bevegelsesretning (kinematikk)

I dette avsnittet vil strukturar og formelement som kan seie noko om bevegelsesmønsteret (kinematikken) ved Indre Nordnes verta beskrive i tillegg til bevegelsesmønsteret indikert ved digitale data.

7.3.1 Bevegelsesretning (kinematikk) i felt

Morfologiske og strukturelle formelement ved skredområde kan seie oss noko om bevegelsesmønsteret, kinematikken. Ved å sjå på glidestriper, forkastingar, sprekker (langsgåande, tverrgåande, diagonale), skrentar, roterte blokker og terrassar, foliasjonen og storskala lineament kan ein sei noko om kinematikken i skredområdet, (Rasmussen, 2011).

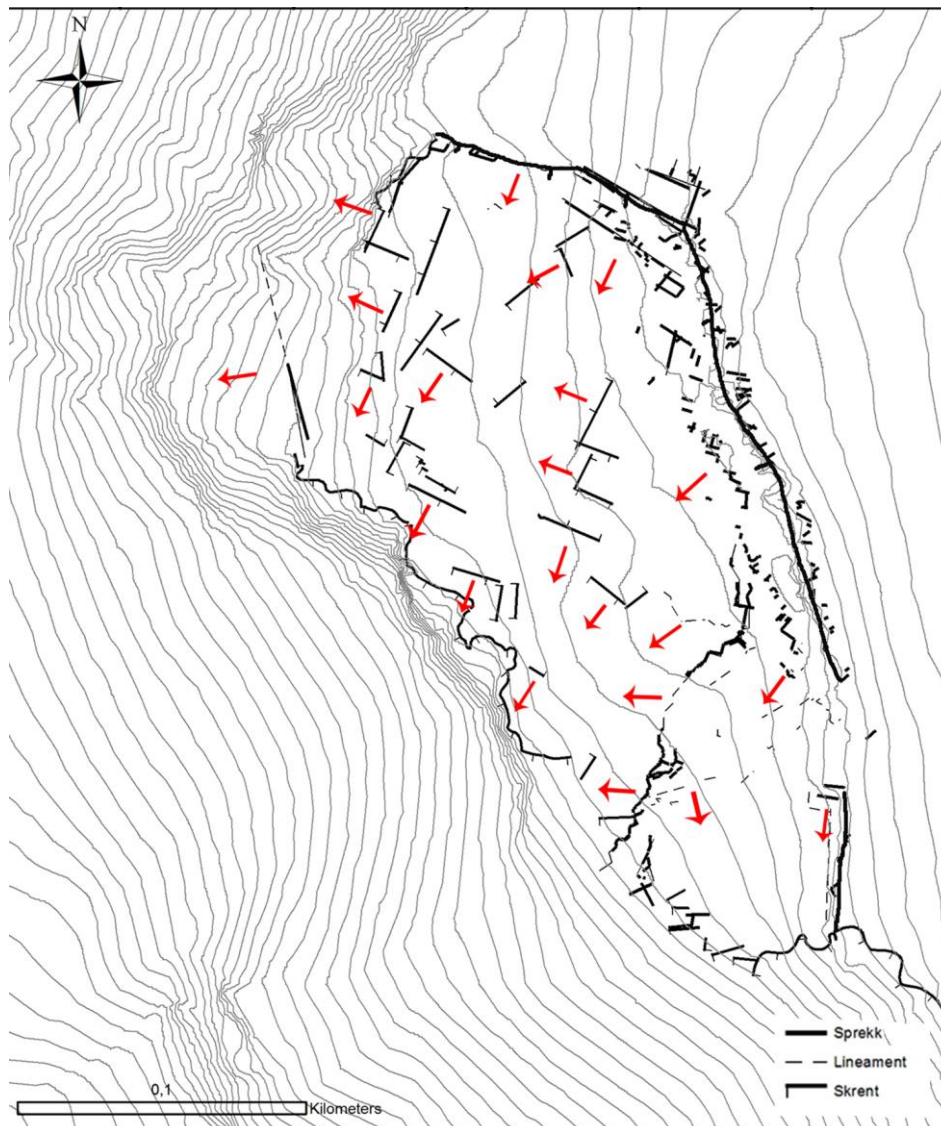


Fig. 47 Syner kartlagde skrentar, sprekker og lineament ved Indre Nordnes, der bevegelsesmønsteret er markert med rødt pil for dei ulike strukturane.

Bevegelse av terrassen/blokka mellom dei to avgrensande skrentane er indikert ved ein vertikal forflytning i både side- og bakscrenten som i tillegg har ein horisontal komponent av forflytting. Den VNV-ØSØ orienterte sidescrenten syner vertikal forflytting på opp imot 4 meter, medan horisontal forflytting ikkje er mogleg å påvise ettersom hengblokka (terrassen/blokka) kviler på liggblokka (sidescrenten). Glidestriper langs den VNV-ØSØ strykande forkastninga indikera ein skrå bevegelse ned av hengblokka (terrassen) i retning SV. Bevegelsen er truleg ikkje nyleg men kan gi opphav til ein bevart forkastningsbevegelse av blokka/terrassen som fylgjer den indikerte bevegelsen retning SV. Langs den forkasta sidescrenten er foliasjonen lokalt parallell med VNV-ØSØ strøket til forkastningsplanet og fell mellom 40 -60 grader i retning SSV. Dette underbyggjer at foliasjonen kan ha beveg seg ned mot sørvest i den forkasta blokka. Terrassen er nedsøkk fleire meter i forhold til den NNV-SSØ orienterte bakscrenten. Det er ikkje indikert glidestriper langs bakscrenten, men ei forflytting på opp til 10 meter vertikalt (Fig. 30). Bakscrenten er nærmast skråningsparallell med den vestvendte sida til Nordnesfjellet. Dersom ein antek at bevegelsen er normal til dei avgrensande skrentane vil bakscrenten favorisere bevegelse i retning VSV og sidescrenten bevegelse i retning SSV.

Storskala lineament ved Indre Nordnes er tolka til å vera danna av underliggjande forkastningar og sprekker, dermed kan ein også bruke lineamenta som kinematiske indikatorar som kan seie noko om bevegelsesmønsteret ved Indre Nordnes. Lineamenta ved det ustabile fjellpartiet er ikkje spesielt gjennomgåande, men eksisterande lineament indikera bevegelse i retning SSV, V og VNV retning (Fig. 47).

Det er antatt at sprekker vil opne seg 90 grader til bevegelsesretninga, (Fossen & Gabrielsen, 2005). Sprekkeopningar kan vera ein indikasjon på bevegelse i berggrunnen, der ein ved å analysere bevegelsesretninga til sprekkeopningar kan ein få kunnskap om bevegelseskinematikken i skredområde. Både langsgåande, tverrgåande, og diagonale sprekker i relasjon til både sidescrenten og bakscrenten (Fig. 47 og Fig. 48) prega det ustabile fjellpartiet. Opne sprekker parallell til sidescrenten antydar horisontal bevegelse i retning SSV. Tverrgåande sprekker til sidescrenten indikera bevegelse mot vest ytst langs terrasse kanten. Sprekker orientert diagonalt, på tvers og langsgåande til bakscrenten indikera bevegelse i retning SV, SSV og VSV. I skredområdets sørlige del er det i ferd med å utvikle seg

ei gjennomgåande NØ-SV orientert sprekk som ein interaksjon mellom dei ulike tilgjengelige svakheitsonene/sprekkene i berggrunnen. Opning av denne sprekk indikera bevegelse i VSV til V retning (Fig. 47 og Fig. 48).

Fleire mindre morfologiske skrentar er assosiert med terrassen/blokka ved Indre Nordnes (Fig. 47 og Fig. 29). Dersom orienteringa av dei større avgrensande skrentane seier noko om den generelle bevegelsesretninga i skredet kan ein anta at også mindre morfologiske skrentar vil seie noko om bevegelsesretninga i skredområde. Forkastningar og sprekker i samanheng med dei mindre skrentane er ikkje observert, men kan vera årsaka til mindre nedsteppande skrentar ved Indre Nordnes (Fig. 29). Overflate prosessar som forvitring og eksfoliasjon kan også vera ein årsakt til at ein har fått danna slike skrentar. Etter kvart som ein bevegar seg i mot ytterkanten av terrassen vert nedsteppande skrentar meir framtrudande i ein trappetrinstruktur. Nedsteppinga kan vera relatert til mindre forkastningar der skrentane indikera orienteringa normalt til sjølve bevegelsesretninga. Generelt sett trer skrentane fram slik at langs den vestvendte sida av den avgrensa blokka/terrassen er populasjonen av vestvendte skrentar dominerande medan den sørvendte yttersida av blokka/terrassen syner ein hovudpopulasjon av skrentar som vender i retning S til SSV (Fig. 47). Diagonale skrentar til bakskrenten og sideskrenten er også indikert i skredområde. Baksprekka/bakskrenten syner ein auka opning og forflytning i den nordlige del, noko som indikera størst bevegelse i dette område. Samanlikna med sideskrenten er baksprekka opna og forflytta i større grad. Dette tyder på at bevegelse vinkelrett til bakskrenten mot VSV.

Roterte forkastningsblokker og terrassar er gode indikatora på bevegelsesretning i skredområde. Ved Indre Nordnes er det indikert rotasjon av større blokker mot vest i skredområdets ytterkant i tillegg til at det er antydninga av ein svak rotasjon av sjølve terrassen/blokka mot Lyngenfjorden i vest (Fig. 22). Dette er indikert ved at foliasjonen i skredområde avviker frå foliasjonen utanfor skredområde (Fig. 22). Ein går dermed frå eit NNV fall til eit auka fall i vestleg retning.

7.3.2 Samanlikning og tolking av digitale data

Samanlikning av observert bevegelsesmønster i felt med GPS og InSAR data kan vera nyttig ettersom ein lettare kan dra slutningar om både reell bevegelse og størrelsen på bevegelsar i skredområde ved Indre Nordnes, (sjå kap.6). Det er indikert bevegelse ved alle data henta frå www.nnfo/responsive (2014) GPS, crackmeter og ekstensometer, i tillegg til InSAR data.

Fig. 41 syner retninga av den totale årlege bevegelsen mellom vertikal- og horisontalplanet til GPS`ane ved Indre Nordnes der lengda på vektorane indikera den relative forskjellen i størrelsen av bevegelse. GPS 7 syner mest bevegelse og indikera dermed bevegelse i front av sjølve det ustabile fjellpartiet. Dersom skredmasser, større utglidde blokker og terrassar bevegar seg nedover i forkant av sjølve skredområde vil dette gi plass til ei eventuell utgliding av fjellpartiet ettersom det mister støtta langs sålen. Relativt lik størrelse på bevegelse i GPS 2,3,4 og 6 indikera ein relativt stabil og einsarta bevegelse av denne delen av det ustabile fjellpartiet. Ettersom både GPS 2, 3 og 6 beveger seg i retning SSV er bevegelse i dette område tolka til å vera hovudsakleg styrt av sideskrenten og det SSV orienterte glideplanet. Dette fordi ein ville ha forventa ein meir vestlig bevegelsesretning av blokka/terrassen ut ifrå skjærinja mellom dei to forkastnings plana (baksrenten og sideskrenten). GPS punkta 4, 5 og 7 syner ein meir vestlig bevegelsesretning (VSV), som kan komme av at punkta er lokalisert med større avstand til dei avgrensande skrentane slik at dei står meir "fritt" til å bevege seg nedover skråninga i vestlig retning.

InSAR og bakkebasert InSAR data indikera begge bevegelsar nedover i retning vest i forkant av sjølve skredområde i tillegg til bevegelse nærliggjande til den avgrensa blokka ytst i terrassen,(Fig. 44 og Fig. 45). Bevegelse like under skredområde indikert ved InSAR kan komme av bevegelse i lausmassane som prega skråningane, (Fig. 44). Den indikerte bevegelsen nærliggjande til GPS 7, både ved InSAR data og GPS data, kan truleg vera relatert til bevegelse på eit djupare plan i berggrunnen ettersom GPS punktet er plassert oppå delvis intakt bergrunn, det same gjeld også for GPS 6 punktet. GPS data gir eksakte bevegelsesvektorar i dei eventuelle bevegelsesretningane og syner for Indre Nordnes dominerande bevegelse, horisontalt og vertikalt, ned mot SSV og VSV. InSAR data derimot vil ikkje kunne fange opp bevegelse i N-S planet slik at ein bevegelse i N-S planet kan vera tilstade utan at det er fanga opp i datasettet.

Det at GPS`ane syner ein stabil bevegelse utan betydeleg akselerasjon kan indikere at sjølve fjellpartiet beveger seg i saktegåande kryp langs sålen. Variasjonane/svingingane i 2013 kan vera relatert til uregelmessigheit langs eit djuptliggjande glideplan som kan gi enkelte "hopp" i bevegelsen, eller sesongmessige variasjonar med tanke på is og vatn i sprekkene ved permafrost. Det spesielt markerte kortvarige hoppet i bevegelsen juni 2011 er mest truleg relatert til oppsamling av spenning langs eit djuptliggjande plan som vert frigjeve i ein relativt kortvarig og hurtig prosess. Endringane i bevegelse kan også skuldast endringar i vasstrykket generelt. Det at GPS`ane syner ein relativt stabil bevegelse i indikera kryp langs eit djupare glideplan som den hovudsaklege bevegelsesmekanismen.

Ekstensjon er indikert i både strekkstag og ekstensometer. Gjennomgåande svingingar i bevegelsane til både strekkstag og ekstensometer er tolka til å vera sesongstyrte variasjonar.

7.4 Geologisk modell, profilar

I dette avsnittet vil ei oppsummering av avsnitt 7.2 og 7.3 verte gitt med hensyn til observasjonar og tolkingar gjort som er av betydning for profilet. I dette avsnittet vert konkluderande og tolka profil representert i tillegg til den tolka geologiske modellen av den eventuelle utviklinga av det ustabile fjellpartiet Indre Nordnes. Vidare diskusjon fylgjer seinare i kapitlet.

Langs den raude linja markert på kartet er profil A-A` markert. I dette kapitlet vil eit profil som syner utviklinga i øvre delar av det ustabile fjellpartiet verta presentert saman med innhenta strukturdata og digitale GPS data før det tolka profilet vert gitt som syner utviklinga nedover i berggrunnen. I begge profila er data og observasjonar gjort langs overflata tolka til å fortsetje vidare nedover i berggrunnen.

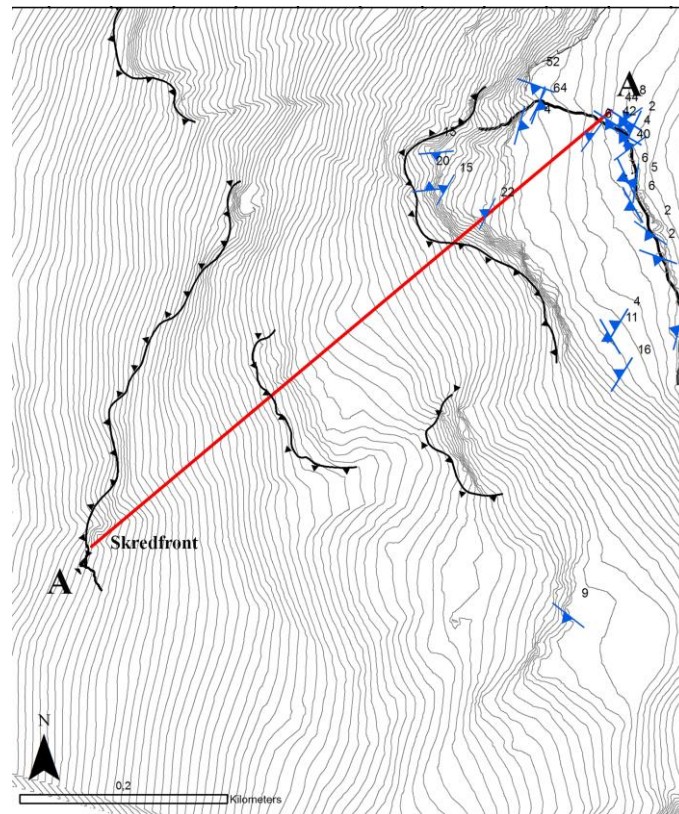


Fig. 48 Oversiktskart over linja til profilet A-A` som ligg parallelt med bevegelsesvektorane til GPS punkta (Fig. 41) i terrassen/blokka med skredfrontar markert i forkant i tillegg til foliasjonsdata.

7.4.1 Profil A-A`

Profilet (A-A`) er lagt parallelt til bevegelsesretningane indikert ved GPS punkta 2,3 og 6 i terrassen/blokka som syner bevegelse i retning SSV. I tillegg til det er profilet lagt til den avgrensande sideskrenten ettersom bevegelsen av skredområde indikera at planet til sideskrenten i retning SSV mest truleg utgjer ein kontrollerande faktor med tanke på bevegelsesmønsteret som er retta i mot SSV. Dersom planet til baksrenten hadde vore det styrande planet ville ein ha forventa ein bevegelse retta meir imot V til VSV. Foliasjonsdata langs den gitte linja til profilet, utanfor skredområde, langs sideskrenten, i terrassen og langs den avgrensa blokka ytst i terrassen er lagt inn i profilet. Bevegelsesvektorane til GPS punkta 2, 3 og 6 er også lagt inn ettersom dei indikera bevegelse mot SV, parallelt med planet. GPS 4, 5 og 7 syner bevegelse i ein meir vestlig retning og er følgjelig ikkje teke med i profilet. Vertikale horisontale, antitetiske, konjugerte og listrisk utvikling av sprekkar er teikna inn i profilet etter observasjonar av sprekkutvikling i felt.

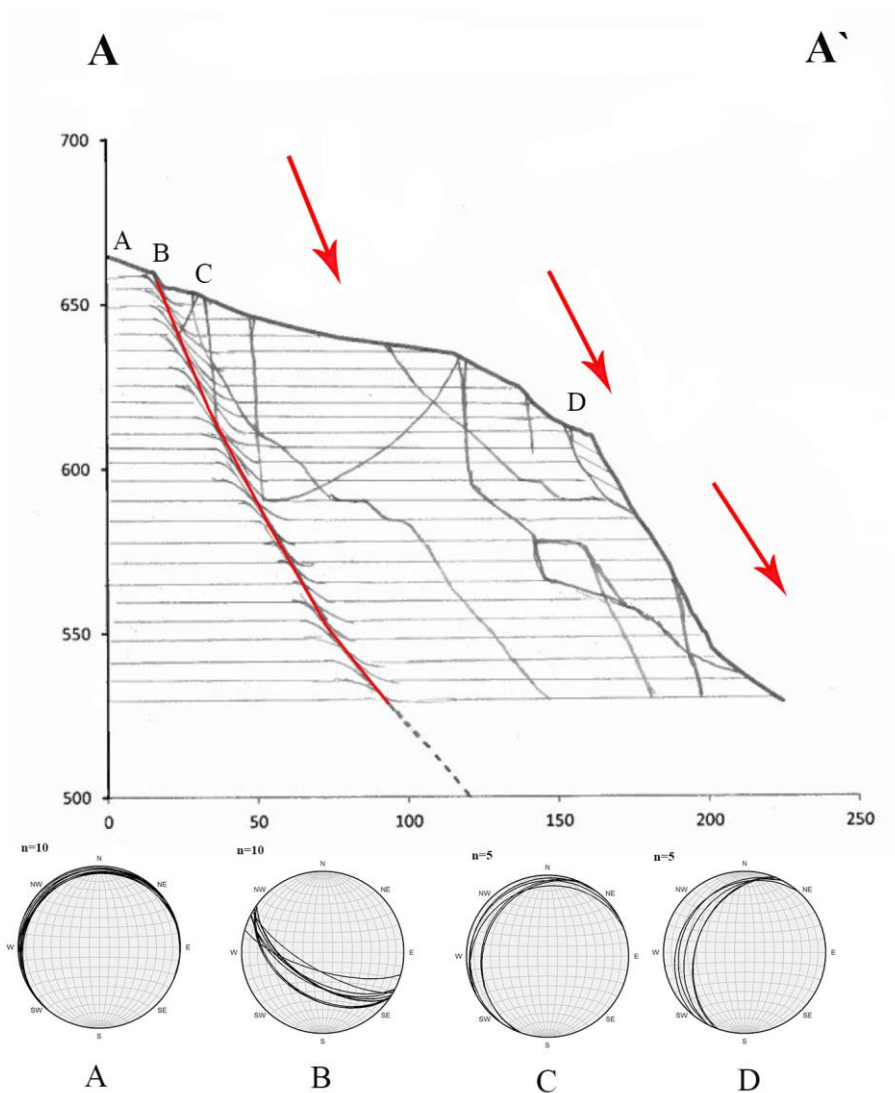


Fig. 49 Figuren syner profil A-A` med innhenta foliasjonsdata, GPS vektorar; A) er foliasjonen utanfor skredområde B) er foliasjonen i skjærsona (sideskrenten) C) er foliasjonen langs terrassen/blokka og D) er foliasjonen i den avgrensa blokka langs yttersida av sjølve terrassen. Dei røde pilene er bevegelsesvektorene til GPS 2, 3 og 6 i kronologisk rekkefølge. I tillegg til dette er dei ulike sprekkesetta i vertikalplanet teikna inn ut i frå observasjonar av sprekkutvikling i felt.

7.4.2 Profil A-A` geologisk tolking

Det tolka profilet (A-A`) antyda at hovudglideplanet følger skjærsona nedover i berggrunnen. Den kaledonske duktile skjærsona har truleg gitt opphav til svakheitsoner i berggrunnen som seinare har vorte reaktivert som ein forkastning i post-kaledonsk tid som vidare har gitt opphav til bevegelse og reaktivering langs dette planet. Dette har følgjelig gitt opphav til utvikling av eit djuptgåande glideplan nedover i berggrunnen ved Indre Nordnes. Vidare er berggrunnen gjennomsett av fleire ulike sprekkesett som syner både vertikale, horisontale, diagonale, antitetiske, konjugerte og listriske sprekker nedover i berggrunnen.

På Fig. 50 er utviklinga av alle sprekkesetta indikert nedover i djupna ut i frå observasjonar i felt der ein kan sjå at sprekkene går saman og forplantar seg nedover i bergrunnen både på makroskopisk og mesoskopisk skala (Fig. 51 og Fig. 52). I tillegg til dette er det også indikert to glideplan som terminera ned mot hovudglideplanet. Desse syner den same utviklinga nedover i bergrunnen som blokka i terrassens forkant der planet forplantar nedover og ut langs skråninga til det nærmast kiler ut i sålen. Utviklinga av kiler nedover i bergrunnen stemmer også godt overeins med bevegelsar av sakte kryp nedover fjellsida utan særleg deformasjon av sjølve blokka. Terrassen like sør for skredområde kan også vera eit godt eksempel på dette ettersom den truleg har bevegde seg nedover skråninga som ei delvis intakt blokk der foliasjonen og dei litologiske variasjonane fortsatt er subhorisontal. Grunnen til at det er anteke to glideplan som kiler ned mot hovudglideplanet er at det er registrert bevegelse i forkant av skredområde i GPS 7 langs mindre skrentkantar som stikk ut i den lausmasseprega skråninga. Bevegelsen i forkant av skredområde syner ein litt anna bevegelse enn sjølve skredområde og er ikkje samanhengande med sjølve skredområde og representera truleg individuelle system av nedsenka terrassar og bevegelse i forkant av sjølve skredområde. Bevegelse i forkant av skredområde er også indikert ved InSAR data ned skråninga mot Lyngenfjorden i vest.

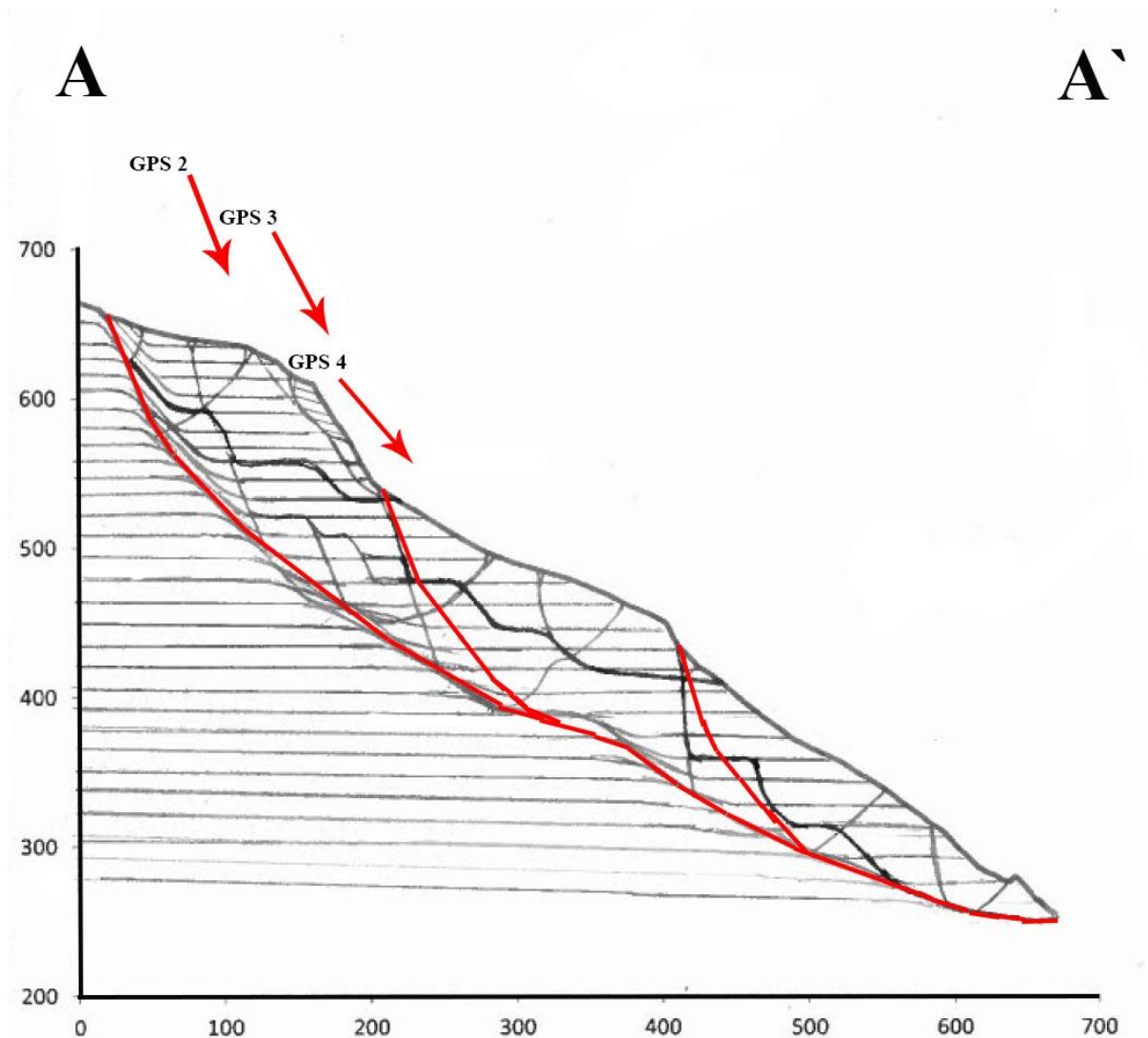


Fig. 50 Syner den tolka utviklina av glideplan, foliasjon og sprekker ved indre Nordnes der hovudglideplanet følgjer den forkasta skjærsona nedover i djupet og kiler ut langs skredfront 3. Dei tolka glideplana 2 og 3 til hovudglideplanet terminererar ned mot hovudplanet og er mest truleg gjort opp av vertikale, horisontale, diagonale og listriske sprekkeseitt som propagerar nedover i berggrunnen. På denne måten kan ein få danna utglidningsfrontar i forkant av sjølve skredområde etter kvart som dei bevegar seg nedover.

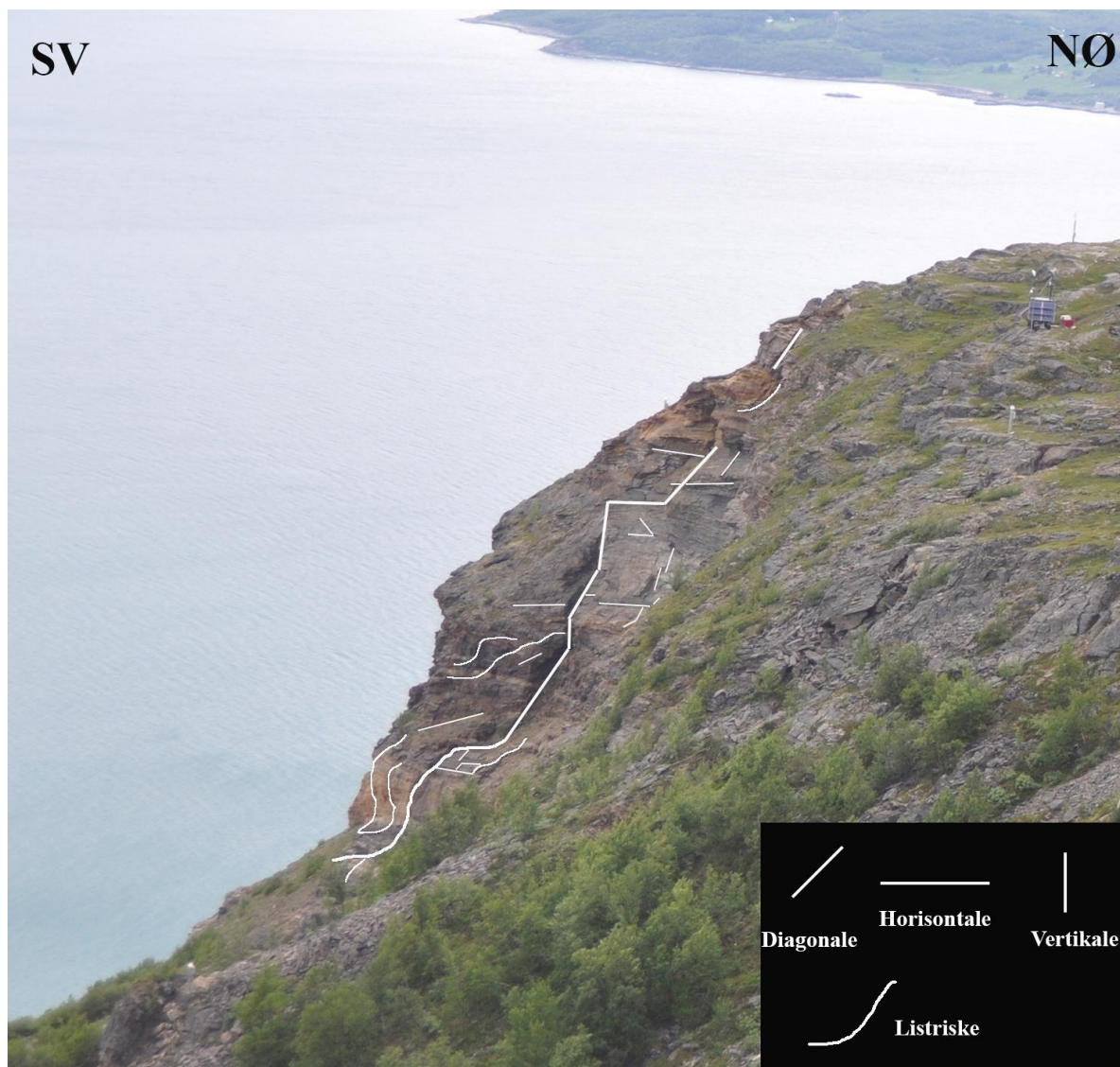


Fig. 51 Syner eit tilnærma vertikalt/skrått profil gjennom terrassens ytterkant i skredområde ved Indre Nordnes der sprekkene forplanta seg nedover i berggrunnen i trinn og steppande geometriar ved at diagonale, horisontale, vertikale og listriske sprekkar forplanta seg nedover i berggrunnen. Profilet syner planet til den avgrensa blokka i forkant av skredområde og kan seie noko om sprekkutviklinga og danninga av subsidiære kileplan i skredområde, Fig. 50.



Fig. 52 Syner sprekkutvikling på mesoskala langs den vestvendte fjellsida til Nordnesfjellet der sprekkutviklinga er markert med stipla linjer sett i frå skredområde Indre Nordnes mot Midtre Nordnes og Jettan i mot nord

7.5 Fjellskred, mekanismar og klassifikasjon

Dei strukturelle og morfologiske elementa som er beskrevet frå Indre Nordnes kan seie noko om dei ulike skredmekanismane som pregar område. I dette avsnittet vert ulike skredmekanisamar beskrevet i tillegg vil skredområda verta klassifisert ut i frå hovudtypane definert av Braathen et al. (2004). Sjølv om dei ulike typane vert beskrevet som distinktive typar vil skredområde kunne falle innunder ein mellomkategori. Braathen et al. (2004) presiserer sjølv at mellomledd mellom hovudklassifikasjonane er vanleg.

7.5.1 Massetransport, (kryp, fall, gliding) ved Indre Nordnes

Sjølv skredområde Indre Nordnes er prega av ein saktegåande bevegelse indikert ved GPS data, InSAR data, ekstensometer og strekkstag. Den årlige bevegelsen ligg på mm skala og syner generelt sett ingen teikn til akselerasjon, dette indikerer ein stabil og saktegåande bevegelse i form av kryp, (Braathen et al., 2004; Brückl et al., 2005; Blikra et al., 2006). Ein saktegåande bevegelse av kryp er ofte forbunde med utviklinga av djuptgåande glideplan

noko som stemmer overeins med det tolka djuptgåande glideplanet ved Indre Nordnes (Fig. 50). Likevel er det registert ei kortvarig hending av akselerasjon i Juni 2011. Akselerasjonen i juni 2011 og kan truleg komme av ei endring av skjærstyrken langs glideplanet der spenning gradvis har bygd seg opp langs planet for å så verte frigjeve i ein relativt hurtig og kortvarig prosess. GPS punkta ved Indre Nordnes indikera ein større bevegelse i vertikalplanet enn horisontalplanet slik at bevegelse ned av terrassen/blokka er dominerande. InSAR data syner den same trenden med bevegelse ned skråninga mot Lyngenfjorden i vest. For å få bevegelse ned av terrassen blokka og dei framforliggjande skredmassane ved Indre Nordnes er det anteke eit bratt hovudglideplan som kiler ut lengre i skråninga. I tillegg til det bratte hovudglideplanet er det indikert to bratte glideplan som terminera ned mot hovudplanet. Dette fordi det er indikert bevegelse mot VSV langs skrentkantar nedover skråninga slik at ein må ha bevegelse i forkant av sjølve skredområde. Ettersom bevegelsen ikkje syner den same bevegelsesretninga som sjølve terrassen/blokka som beveger seg mot SSV er massane truleg separert og bevegar seg individuelt med tanke på hovudområde (blokka/terrassen). Bevegelse langs eit bratt hovudglideplan er også indikert ved GPS 2,3 og 6 teikna inn som vektorar langs profilet (Fig. 50) i kronologisk rekkefylgje der glideplanet går frå eit 65 graders fall i GPS 2, til 60 graders fall i GPS 3 og 50 graders fall ved GPS punkt 6. I tillegg til kryp er skredområdet prega av rotasjon og direkte fall av blokker i sprekkeopningar og langs yttersida av terrassen indikert ved skredjord, talusmateriale og ferske skredflater.

7.5.3 Diskusjon av skredmekanismar

7.5.3.1 toppling mekanismar

Skredområde Indre Nordnes er tolka til å vera ei større blokk avgrensa av to forkastningar. Storskala blokker med vertikale og horisontale dimensjonar opp til fleire hundre meter med volum på millionar m^3 kan førekomme ved steinsprang, (Braathen et al., 2004). I fylgje Braathen et al. (2004) vil blokka akselerera med fritt fall når drivande krefter overgår friksjonskreftene langs bratte fjellsider med skråningsgradient 60-70 grader og oppover. Blokka ved Indre Nordnes vil temmeleg sikkert ikkje kunne utvikle seg til steinsprang ettersom den allereie er nedsøkket og "kviler" på berggrunnen i tillegg til at skråninga under har ein for låg gradient til at fall skal verta generert. Skredområde er dermed tolka til å vera ei større blokk sjølv om den ikkje inngår i dei karakteristiske bevegelsesmønsteret og deformasjonen som ved steinsprang (*rock fall*). Likevel har det sannsynlegvis føregått

rotasjon av blokker og direkte steinsprang (*rock fall*) internt i skredområde langs heile ytterkanten av skredområde og i baks-krenten. Langs ytterkanten av terrassen/blokka er det blokker tolka til å vera segmenterte blokker bunde til terrassen ved opne 1-3 m nærmast skråningsparallele sub-vertikale sprekker i bakkant, (Fig. 37) (Braathen et al., 2004). Blokkene syner ulik grad av skråningsparallell rotasjon ved såkalla *toppling*, (Tabell 1), (Cruden & Varnes, 1996; Braathen et al., 2004). Grunnen til ein slik tolking er at terrassen/blokkas ytterkant er avgrensa av ein bratt skrent (Fig. 38) som gir høve til ein lokal utgliding ved *toppling*. Underliggjande fragmentert talus og blokkmateriale i vifter, kanalar og lobar underbyggjer også teorien om steinsprang langs terrassekanten slik at blokka/terrassen vert ytterligare fragmentert. Forut av eller samstundes med at blokker vert frigjeve kan nye sprekker verta danna slik at ein får ei bakstepping i berggrunnen, (Braathen et al., 2004). Dette vert tydeleg observert i dei baksteppande skrentane utanfor det definerte ustabile fjellpartiet (Fig. 14) der skrentane syner variasjonar i ulik grad av bakstepping. Bakstepping av berggrunnen i skredområde ved steinsprang vil dermed føre til ei desintegrering av det ustabile fjellpartiet. Utrasing av blokker langs skrentkantar ved Indre Nordnes kan eventuelt virke saman med den subhorisontale foliasjonen, lagninga eller eksfoliasjon. Dei byrjande opne sprekkeane i bakkant kan dermed terminere ned mot svakheitssonene i sålen slik at ein får utgliding langs sålen og direkte fall.

7.5.3.2 Steinskred (*rock slide*)

Steinskred (*rock slide*) førekjem langs moderat hellande fjellsider på under 45 grader (Braathen et al., 2004). Skråningsgradienten ved Indre Nordnes variera nedover langs fjellsida, den gjennomsnittlege hellingsgradienten ligg likevel under 45 grader. Deformasjon ved overflateblokker som glir langs reaktiverte underliggjande plan i svakheitssoner (t.d. foliasjon, lagning, eksfoliasjon) orientert subparallel med skråninga er ein karakteristisk ved utviklinga av steinskred, (Braathen et al., 2004). Svakhheitssonene indikert ved indre Nordnes er ikkje skråningsparallele ettersom både lagning, foliasjon og eksfoliasjon er nærmast horisontale og sprekke og forkastningane nærmast subvertikale både i og utanfor skredområde og ein vil dermed ikkje få utvikla steinskred.

7.5.3.3 komplekse felt (complex field)

Indre Nordnes syner derimot ein kombinasjon av bevegelser som inkluderer kryp, blokk rotasjon, og direkte fall som er karakteristisk for komplekse felt, (Braathen et al., 2004). Komplekse skredområde involverer som oftast volum som overgår 10 millionar m³ (Braathen et al., 2004) der Indre Nordnes har eit estimert bergartsvolum på mellom 10-15 millionar m³, (Blikra & Bunkholt, 2012). Vidare er denne typen skred karakterisert ved ein kaotisk og ujamn overflatemorfologi, eit fleirtal av forkastningsblokker, intrikat deformasjonssystem, transforme forkastingar, vanlegvis eit eller fleire nivå av glideplan, segmentering av blokker internt ved forkastningar eller sprekker, (Braathen et al., 2004). Samanlikna med det kaotiske skredområde Jettan (Fig. 2) trer Indre Nordnes fram som eit skredområde med meir enkle og homogene overflatestrukturar. Likevel vert Indre Nordnes tolka og klassifisert som eit komplekst felt med tanke på utviklinga av fleire forkastingar, segmentering av terrassen blokka ved mindre sprekker eller forkastingar, rotasjon av blokker og blokk fall, utvikling av glideplan i djupna og ujamn overflategeometri. Den store skilnaden mellom det kaotiske feltet ved Jettan og det mindre kaotiske felte kan eventuelt komme av at Jettan er eit meir velutvikla skredområde slik at Indre Nordnes kan representere Jettan i ein tidleg fase.

Andre diagnostiske storskala strukturar i komplekse fjellskred er avskilte blokker oppå eit lågvinkla glideplan som anten er danna ved lågvinkla forkastingar eller bergartslag med forkasta berggrunn som legg seg som ein membran over den ikkje deformerte bergarten, (Braathen et al., 2004). Glideplanet linka til den VNV-ØSØ styrande forkastninga (sideskrenten) fell mellom 60-40 grader mot SSV og vert ikkje karakterisert som lågvinkla. Vidare er den NNV-SSØ orienterte forkastninga (baksikrenten) tolka til eit steilt glideplan nedover i djupet.

7.5.4 Utvikling av glideplan

Dei avgrensande skrentane i bakkant av det ustabile fjellpartiet Indre Nordnes har truleg utvikla seg til eit djuptgåande glideplan, (Agliardi et al., 2001; Braathen et al., 2004; Blikra et al., 2006). Utvikling av glideplan langs forkastningar er svært vanleg slik at dei to VNV-ØSØ og NNV-SSØ orienterte forkastningane tilseier at det allereie er svakheitssoner tilgjengelig i djupna for utviklinga eit djuptgåande glideplan ved Indre Nordnes. Ein svak rotasjon av skredområdet mot fjorden i vest kan også være ein indikator på bevegelse langs eit djupare

glideplan ved Indre Nordnes. I tillegg til det kan dei opne djuptgåande sprekkene i terrassen bety bevegelse på eit djupare plan. Konjugerte ekstensjonssprekker observert gjennomgåande i skredområde kan indikera at det kan ha skjedd ekstensjon og underliggjande skjærbevegelsar og kan dermed indikere eit djuptliggjande glideplan, (Braathen et al., 2004).

Subhorisontale bergartsgrenser, litologisk veksling og foliasjon ved Indre Nordnes med svakt fall svakt mot Lyngenfjorden i vest vil såleis vera favoriserande med tanke på danninga av glideplan for fjellskred. Reaktivering av desse svakheitsplana aleine har truleg ikkje gitt opphav glideplan ved Indre Nordnes ettersom svakheitssonene er relativt lågvinkla. Glidning langs desse pre-eksisterande svakheitsplana har truleg vore ein medverkande angens til forplanting av dei to subsidiære glideplana ut mot skråninga som igjen kan ha ført til masseutglidingar i forkant av skredområde Indre Nordnes. I tillegg til dette kan dei subhorisontale svakheitssonene ha tillate utgang av sjølve glideplanet i sålen ettersom djuptgåande glideplan ofte terminera ut langs slike svakheitsoner, (Aglardi et al., 2001).

Både planet til sideskrenten og planet til bakskrenten er tolka til å fortsetje djupare nedover i bergrunnen ved Indre Nordnes. Dersom dei eventuelle djuptliggjande glideplana til desse skrentane møtast kan ein få danna eit samanhengande glideplan mellom desse. Noko som truleg allereie har funne stad ettersom blokka er forkasta ned mellom skrentane som ein einskap. Forkastningane ved Indre Nordnes utgjør dermed to hovudglideplan, eit VSV hellande (NNV-SSØ strøk) og eit SSV hellande (VNV-ØSØ strøk). I det tolka profilet A-A` (Fig. 49 og Fig. 50) til skredområde Indre Nordnes er det teke utgangspunkt i VNV-ØSØ forkastninga som hovudglideplan der NNV-SSØ forkastninga truleg terminera ned mot dette planet slik at dei to forkastningane går saman til eit glideplan i djupna, der SSV planet dominera sjølve bevegelsen. Foreining av dei to forkastningsplana til eit glideplan kan eventuelt gi opphav til ei kileutgliding ved Indre Nordnes. Det styrande VNV-ØSØ orienterte glideplanet er tolka til å følgje svakheitsplan danna i samanheng med den kaledonske duktile skjærsona som seinare har vorte reaktivert som ei post kaledonsk forkastning, medan dei to subsidiære glideplana i forkant av terrassen/blokka er tolka til å vera danna som ein konsekvens av sprekkeforplanting av vertikale, horisontale, diagonale og listriske sprekkesystem som terminera ned mot hovudglideplanet (Fig. 51 og Fig. 52). På denne måten får ein danna kiler

nedover i berggrunnen der bevegelse i langs den ytste kilen vil gi plass til skredmasser slik at bevegelse kan forplante seg vidare oppover i berggrunnen.

7.6 Kontrollerande faktorar og drivande krefter

Berggrunnens samansetjing (litologi) og indre struktur, svakheitssoner i berggrunnen, graden av reaktivering av sprø strukturar og sprekkesystem, skråningsgradient, gravitasjon, seismisk aktivitet, vasstrykk og smørjing, glasial avlasting, og frostrelaterte prosessar er alle relevante faktorar med tanke på utviklinga av fjellskredet ved Indre Nordnes, (Braathen et al., 2004; Stead et al., 2006; Agliardi et al., 2009; Brideau et al., 2009; Saintot et al., 2011). I dette avsnittet vil betydinga av dei ulike faktorane verta diskutert.

7.6.1 Litologi og indre struktur

Bergartane i skredområde består av gneisar som er sterke bergartar moststandsdyktige mot deformasjon, (Saintot et al., 2011). Gneisane ved Indre Nordnes er tolka til å vera svake ettersom dei er gjennomsett av ulike sprekkesett, (Brückl et al., 2005; Saintot et al., 2011). Subhorisontale litologiske variasjonar og linser av amfibolitt i kalksillikatgnesisen i tillegg til storskala opne folder kan ha bidrege til forplantinga av sprekker nedover i berggrunnen langs dei to subsidiære glideplana som terminera ned mot hovudglideplanet, (Saintot et al., 2011). Dette fordi at slike strukturar i berggrunnen vert sett på som svakheitssoner som vidare er favoriserande for reaktivering. Skråningsparallelle foldeflankar er nødvendig for å få reaktivering langs desse svakheitssonene ved Indre Nordnes.

Skredområde har mest truleg gjennomgått regional metamorfose, -duktil innskyving av dekker og duktil folding i fleire fasar slik at ein har fått danna ein hovedfoliasjon i tillegg til opne storskala folder og mindre makroskala skjærfolder som pregar bergartane i skredområde Indre Nordnes. Post-kaledonsk sprø deformasjon har truleg gitt opphav til forkastningar og sprekker i skredområdet. Tilstadesvernaden av ulike tektoniske deformasjonsstrukturar er mest truleg med på å svekke sjølve berggrunnen ved Indre Nordnes (Brideau et al., 2009), og er såleis favoriserande for utviklinga av fjellskredet.

Den VNV-ØSØ orienterte skjærsona er tolka til å vera ein betydelig faktor til danninga av fjellskredet ved Indre Nordnes. Dette ved at skjærbevegelsen har ført til delvis skråningsparallelle foliasjonsplan som truleg har vorte reaktivert som sprekker og

forkastningar ved gravitasjon. Reaktivering av foliasjonsplan er ein viktig faktor med tanke på utviklinga av fjellskred. (Braathen et al., 2004; Saintot et al., 2011). Å få utvikla glideplan langs sterkare hellande foliasjonar som er nærmast skråningsparallelle er meir sannsynleg enn å få danna glideplan som er nærmast horisontale. Det er dermed anteke at den subhorisontale foliasjonen kunn har vore ein medverkande agens for utvikling og forplanting av glideplana ut langs skråninga ved Indre Nordnes, (Saintot et al., 2011).

I tillegg til påverknad av duktile tektoniske strukturar er Indre Nordnes også prega av strukturar danna i det sprø regime mest truleg danna i post-kaledonisk tid. Sprekker og forkastningar pregar område og i fylgje (Brideau et al., 2009) er desintegring ved hyppig og systematisk oppsprekking av berggrunnen veldig svekkande og gir følgjeleg ein låg stabilitet. Dette er tydelig indikert ved Indre Nordnes der opningar av sprekker, desintegring av blokker og skrentar alle er dominert av oppsprekking langs dei same strøkkretningane. Sjølve skredområde er forkasta og knytt saman av to større VNV-ØSØ og NNV-SSØ orienterte forkastningar. Den VNV-ØSØ orienterte forkastninga er mest truleg utvikla langs den duktile svakheitssona som har gitt opphav til foliasjonsplan favoriserbare for danninga av fjellskred medan baksrenten er truleg danna som ein konsekvens av fleire pre-eksisterande strukturar som verkar saman. Dette indikera at pre-eksisterande strukturar er viktig med tanke på lokaliseringa av sjølve skredet, (Braathen et al., 2004). I nærleiken av VNV-ØSØ forkastningen er det opne sprekker med same strøkkretning. Dette kan indikera at desse svakheitsplana er danna i samanheng med skjærsona, noko som også vert bekrefta ved at VSV-ØSØ sprekkesettet er det einaste som syner fall ned imot 50 grader. Baksrenten syner eit sikksakk mønster som er knytt til minst to av dei ulike sprekkesystema som pregar skredområde. Dette indikera at svakheitssonene i bergrunnen har vorte danna i forkant av sjølve utviklinga av baksrenten slik at dei utgjer ein kontrollerande faktor med tanke på sjølve utviklinga av baksrenten. Det at sjølve den avgrensa blokka og Nordnesfjellet elles er gjennomsett av dei ulike sprekkesetta betyr at dei har eksistert før initieringa av skredet. Avgrensinga langs desse pre eksisterande strukturane utgjer dermed ein betydelig kontrollerande faktor til skredområde.

7.6.2 Skråningsgradient

Skråningsgradienten ved Indre Nordnes variera ettersom område er prega av skrentar, terrasser og tallus dekkja skråningar i sålen. Sjølv om det eksistera tre bratte skrentar i område, baksrenten, sidesrenten og yttersrenten, er sjølv skredområde plassert i ein moderat skråning med helling under 45 grader ned mot Lyngenfjorden i vest. Fjellsida ved Indre Nordnes syner dermed ein moderat skråningsgradient. Dette indikera at det må vere substituerande tilleggsfaktorar tilstade som gjer at ein får utvikla bevegelse langs fjellsida ved Indre Nordnes som t.d. svakheitsoner i berggrunnen der gravitasjonen er drivmekanismen bak reaktiveringa, (Terzaghi, 1962; Carson & Kirkby, 1972; Braathen et al., 2004; Saintot et al., 2011).

7.6.3 Glasiale prosessar

Spor etter siste istid ved Yngre Dryas er indikert ved moreneavsetjingar langs den vestvendte sida av Nordnesfjellet tilhøyrande Troms-Lyngen trinnet (Corner, 1980; Blikra & Christiansen, 2013). Ved Indre Nordnes er det eit tynt dekke av moreneavsetjingar avsett oppå den avgrensa terrassen. Ved Jettan og Midtre Nordnes derimot er det indikert tjukke moreneavsetjingar og moreneryggar som vidare er deformert, (Skrede, 2013). Moreneavsetjingane er vidare forstyrra ved ulike former av synkelineament som truleg er relatert til underliggjande sprekkar og forkastningar. Dette indikera skråningsdeformasjon etter siste istid noko som mest truleg også vil vera gjeldane for Indre Nordnes. Den elastiske responsen til berggrunnen relatert til trykkavlastinga etter siste istid kan ha ført til ei initiering av reaktiverte pre-eksisterande svakheitsoner ved Indre Nordnes som seinare har vorte viktige faktorar for danninga av det ustabile fjellpartiet, (Olesen et al., 2000).

7.6.4 Frostrelaterte prosessar

Indre Nordnes er lokalisert om lag 600 m.o.h. og er følgjelig på grensa til område der ein kan få danna permafrost som er over 550 m.o.h. i Nord-Noreg, (Blikra et al., 2012; Blikra & Christiansen, 2013). Gjennom feltsesongen var baksprekka dekkja av snø i heile juni og då me kom tilbake i august var snøen smelta og vidare fylt med is og vatn. Ettersom sprekkene er djupe og isolerte kan dei eventuelt representere eit eige klima der overflatevariasjonane kjem på etterskot i dei store sprekkesystema. Dette vert også føreslått av Blikra and Christiansen (2013) som hevdar at sprekkene opptre som eit eige system for lagring av kald

og varm luft og der permafrost kan opptre lokalt. Det vil truleg vera sporadisk permafrost tilstade i skredområdet Indre Nordnes ut i frå observasjonar felt og sesongmessige variasjonar indikert ved digitale data slik at ein kan følgjelig kan få endringar i skjærstyrken langs det underliggjande glideplanet ved ei eventuell endring i is temperaturen og/eller variasjonar i vassinfiltreringa, (Braathen et al., 2004; Blikra & Christiansen, 2013). I tillegg til lokal permafrost som pregar storskala sprekker ved Indre Nordnes, har truleg infiltrering av vatn i mindre sprekker og frostsprenging medverka til utviding av sprekker og blokk fall lokalt.

7.6.5 Vasstrykk og smørjing

Grunnvasskjelder er ikkje observert langs den vestvendte fjellsida, medan langs austsida er det observert kjelder i form av bekkeutløp og elver på overflata. Det er registert relativt små nedbørsmengder ved Nordnesfjellet, (Blikra & Christiansen, 2013). Nedbøren ved Indre Nordnes vert mest truleg transportert nedover i berggrunnen langs sprekkesystema. Det at dei ikkje er observert ei kjelde i samanheng med skredområde kan anten bety at filtreringa langs sprekkesystema er vilkårlig slik at vatnet ikkje vert transporter som ei kjelde eller at kjelda kjem ut djupare nede i berggrunnen og går direkte ut i fjorden. Vatnet kan også verta forseгла i dei mange sprekkesystema i berggrunnen. Det kan også vere at systemet av sprekkelopningar nedover i berggrunnen leiur vatnet til utløp lokalisert utanfor sjølve skredområde. Like sør for skredområde midtre er det observert ei kjelde som kjem ut langs kalksilikatgneisen midt i fjellsida, denne kjelda vart observert på seinsommaren og indikera at det mogleg å ha filtrering gjennom berggrunnen. Ved Jettan vart det på seinsommaren observert vatn som seiv ut langs eit horisontalt plan i granatglimmergneisen. Planet hadde eit auka innhald av glimmer. Infiltrering av vatn langs sprekkesystema kan ha betyding for utviklinga av glideplana ved Indre Nordnes ettersom vatn kan bidra til nedbryting av mineral, mineral vekst eller smørjing langs glideplana som vil følgjelig svekke skjærstyrken langs glideplanet og favorisere utgliding, (Braathen et al., 2004).

7.6.6 Gravitasjonskrefter

Gravitasjonskreftene er ein viktig faktor i skredområdet Indre Nordnes med tanke på reaktivering av dei tilgjengelige svakheitssonene i berggrunnen og har truleg gitt opphav til det ustabile fjellpartiet. Oftast vil denne typen reaktivering av pre-eksisterande konjugerte

sprekker vera gravitasjonellt styrt, (Agliardi et al., 2001), og vert bestemt av orienteringa av skråninga kor dei ustabile massane opptrer. Gravitasjonen er den drivande faktoren som gjer at oppsprekkinga skjer langs dei gitte plana ved Indre Nordnes. Opne sprekker i skredområde orientert normalt til kvarande er gunstig med tanke på reaktivering ved gravitativ påverknad. Dette er tydeleg indikert i baskrenten som er gjort opp av i hovudsak to sprekkesett (VNV-ØSØ og NNØ-SSV) som er orientert med ein vinkel til kvarande som er favoriserbar for utviklinga av skråningsdeformasjon. Dette er også observert vertikalplanet i baskrenten som syner at sprekka har vorte opna langs dei konjugerte setta med ein gitt vinkel til kvarandre (Fig. 24).

7.6.7 Seismisk aktivitet

Sjølve skredområde plassert i ein moderat skråning med helling under 45 grader ned mot fjorden. Ettersom skråninga er relativ lågvinkla kan dette indikere tilleggsfaktorar som påverkar og favorisera utviklinga av fjellskred ved Indre Nordnes. Seismisk aktivitet kan vera ein slik faktor, men ettersom forskning i dag ikkje er samstemde om i kva grad marginen er seismisk aktiv eller ikkje kan ein ikkje bruke dette som eit fullgodt argument for utviklinga av fjellskred og bevegelse ved Indre Nordnes, (Olesen et al., 2000; Osmundsen et al., 2009; Olesen et al., 2010; Osmundsen et al., 2010). I tillegg til at skjelv med ein styrke på 6 M er nødvendig for å få utvikla større fjellskred, (Keeper, 1984), noko som ikkje er tilfelle langs den Norske passivmarginen som er prega av skjelv på under 5 M i styrke, (Olesen et al., 2000).

7.6.7 Regional samanlikning av indre strukturar i bergrunnen og neotektonisk aktivitet

Tektoniske element i sjølve skredområde kan ha ei tilknytning til storskala element på ein regional skala. I skredområde Indre Nordnes er det både sprø og duktile tektoniske element som forkastningar, sprekker og skjærsoner som kan verta knytt til deformasjon på regional skala.

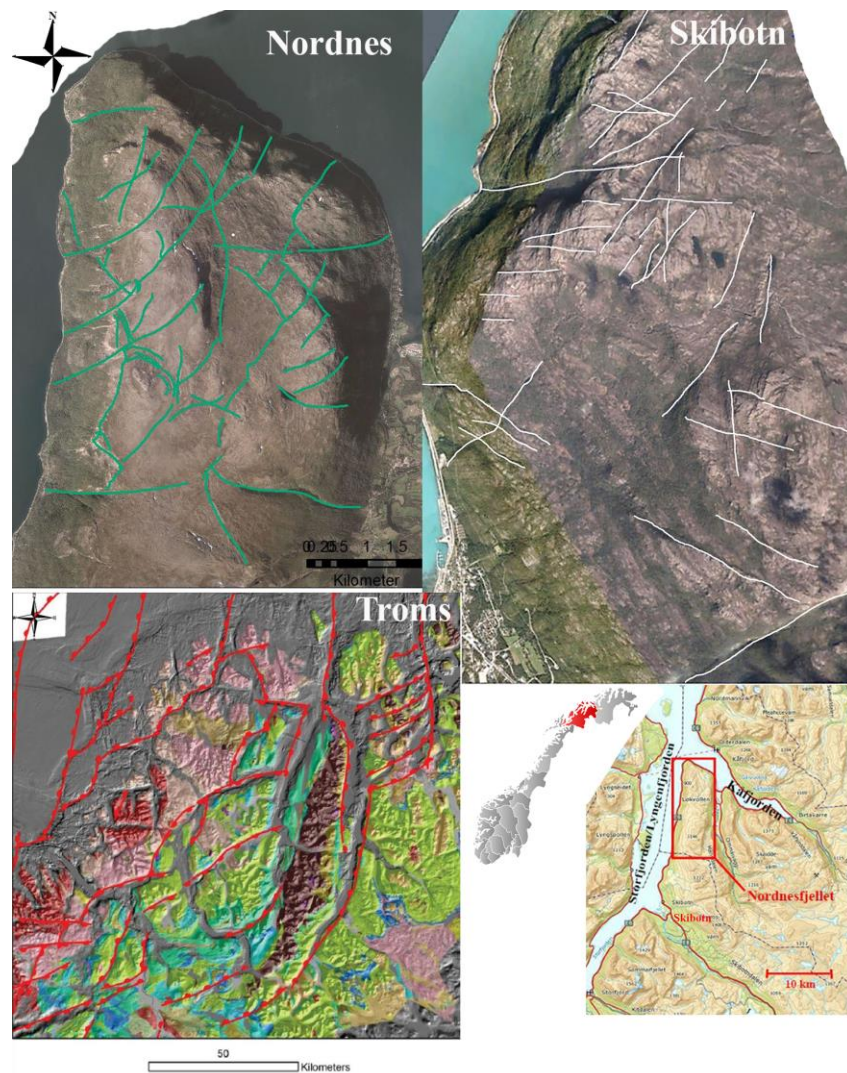


Fig. 53 Modfisert figur som syner samanlikning av storskala linement ved Nordnesfjellet med regionale lineament der NNØ-SSV, NØ-SV, N-S, VSV-ØNØ og NV-SØ lineament er indikert ved Nordnesfjellet, ØNØ-VSV, NØ-SV, N-S, NNØ-SSV, NV-SØ og VNV-ØSØ er indikert ved Skibotn medan N-S, NØ-SV, NNØ-SSV og ØNØ-VSV linement dominera Troms

Fleirfasa rifteepisodar i mesozoikum til paleogen tid har gitt opphav til linka onshore – offshore forkastnings- og sprekkesystem orientert i retning N-S, NNØ-SSV, NØ-SV og ØNØ-VSV, (Bergh et al., 2007; Hansen, 2009; Hansen et al., 2012). Lyngenforkastninga som følgjer

Storfjorden i retning N-S (Osmundsen et al., 2010) og den NØ-SV orienterte Nordmannvikdalen forkastninga i Kåfjorden (Olesen et al., 2000; Olesen et al., 2004) er truleg relatert til ekstensjonen i mesozoikum til paleogen tid. I tillegg til dette er det ei NØ-SV orientert normalforkastning like nord for skredområde Midtre Nordnes. Forkastingane ved Indre Nordnes samsvarar ikkje med dei regionale retningane av ekstensjon i område ettersom dei er orientert i NNW-SSØ og VNV-ØSØ retning. Dermed må forkastningane som avgrensar dette skredområde truleg vera relatert til meir lokale strukturar som pregar berggrunnen.

NNØ-SSV, N-S, NØ-SV og ØNØ-VSV orienterte forkastningar og sprekker relatert ekstensjon på regional skala langs kysten er også funne i sprekesetta ved Indre Nordnes. Ein kan likevel ikkje anta ein regional samanheng av den grunn. Sprekesett ved Indre Nordnes langs desse fire retningane kan verta funne på makroskopisk skala, i tillegg til storskala lineament i skredområde. Vidare kan desse verta samanlikna med storskala lineament for heile Nordnesfjellet. Dersom ein knyttar utviklinga av lineament ved Nordnesfjellet opp imot utviklinga i nærområde (Skibotn) for å så samanlikne utviklinga med Troms kan ein sjå at det er ein viss samanheng. Lineament orienteringar ved Nordnesfjellet er også funne ved Skibotn som igjen er funne i regionale forkastningsystem, dette kan indikere ein viss samanheng mellom oppsprekking av berggrunnen ved Indre Nordnes og deformasjon på regional skala. Dei NØ-SV, ØNØ-VSV strykande lineamenta kan verta relatert til storskala regionale lineament, medan dei andre kan verta danna som mindre konjugerte sett til dei storskala lineamenta. Regionale konjugerte forkastningsystem kan eventuelt ha ført til eit system av konjugerte sprekesett og forkastningar både på mesoskopisk og makroskopisk skala slik som ved den NV-SØ strykande Nordmannvikdalen forkastninga som truleg er den konjugert til dei NØ-SV strykande forkastningane i Lappland forkastnings provins, (Olesen et al., 2000; Olesen et al., 2004).

Neogensk aktivitet ved re-aktivering av pre-eksisterande forkastningar er indikert ved ulike studier, (Olesen & Dehls, 1998; Dehls et al., 2000; Olesen et al., 2000; Olesen et al., 2004; Olesen et al., 2013). Dersom dette er tilfelle vil dette kunne ha betydning for utviklinga av fjellskred ved Nordnesfjellet. Det er ikkje registrert nylege jordskjelv som er på 6 M eller over. 6 M i styrke er sett på som nødvendig for å ha ein utløyssande effekt på fjellskred,

(Keeper, 1984). Mindre skjelv under 6 M kan derimot være med å utløyse den allerede eksisterande bevegelsen ved Nordnesfjellet, utan at dette vil være ein avgjerande faktor for utviklinga av fjellskredet.

7.7 Samanlikning av ulike skredområde med Indre Nordnes

7.7.1 Jettan og Midtre Nordnes

Jettan er lokalisert lengst Nord langs den vestvendte fjellsida til Nordnesfjellet og syner ein meir kaotisk overflatemorfologi enn Indre- og Midtre Nordnes. I følgje Skrede (2013) består Jettan av fleire individuelle system til forskjell frå Indre Nordnes som vert sett på som eit enkelt system. Ettersom dei tre ustabile fjellpartia er lokalisert langs den same fjellsida vil dei truleg vera prega av dei same svakheitssonene i berggrunnen. Dette er indikert ved at orienteringane av storskala lineamenta ved Nordnesfjellet samsvarer med orienteringane funne i ulike sprekkesett og forkastingar ved både Jettan, Midtre- og Indre Nordnes. Likevel variera dominansen av ulike sprekkesett og forkastningar for dei ustabile fjellpartia. Midtre Nordnes trer fram som ein storslått grabenstruktur skild frå den intakte berggrunnen ved ein NNV-SSØ strykande baks-krent og ein framforliggjande parallell antiskrent (Tabell 1). Tre strøkretningar er indikert i dei avgrensande skrentane ved Jettan; NØ-SV, VNV-ØSØ og NV-SØ der kunn VNV-ØSØ strøket samanfell med den avgrensande sideskrenten ved Indre Nordnes. Det er ei storskala forkastning representert ved NØ-SV strøket i den sørlige delen av Jettan. Ved Indre Nordnes er det ingen forkastningar representert ved dette strøket. Foliasjonen ved Jettan og Midtre Nordnes er som ved Indre Nordnes subhorisontal med svakt fall i mot fjorden i vest. Foliasjon på opp imot 60 grader er også funne ved Jettan, men djupare nedre i berggrunnen, indikert i borehol.

Hovudtenden av bevegelse ved Jettan er retta nedover skråninga mot Lyngenfjorden i vest, men bevegelse mot VSV og VNV førekjem også i øvre delar av skredområde. Indre Nordnes syner bevegelse i retning SSV til VSV og dette kan bety bevegelsen ved Indre er sterkare tektonisk styrt enn ved Jettan som syner ein bevegelsesretning direkte favoriserande for gravitasjonell skråningsdeformasjon ned mot Lyngenfjorden i vest. Bevegelsane mot VSV og VNV i øvre delar av Jettan kan bety at bevegelsane her til større grad er tektonisk styrt ettersom berggrunnen er delvis intakt og nærliggjande til avgrensingane. Når skredmassane mister kontakten med dei avgrensande skrentane i øvre delar av skredområde vil dei bevege

seg meir "fritt" nedover skråninga mot fjorden i vest. Dette er også delvis indikert ved Indre der GPS punkta lengst vekk i frå dei avgrensande skrentane beveger seg meir i retning vest enn dei nærliggjande GPS punkta ved Indre Nordnes.

Ettersom Jettan, Midtre Nordnes og Indre Nordnes består av dei same bergartseinskapane tilhøyrande Nordmannvikdekket prega av dei same duktile og sprø strukturane ville ein følgjelig forvente ein relativt lik utvikling av skredområda.

Skredområda på Nordnesfjellet utviklar seg relativt ulikt med tanke på overflatemorfologien. Dette mest truleg som ein konsekvens av gravitasjonskreftene i samanheng med lokale variasjonar i orienteringa av skråningane langs den vestvendte fjellsida Nordnesfjellet. I tillegg til dette er det indikert at storskala strukturar tilgjengelige for reaktivering variera langs fjellsida med tanke på lokalisering og orientering.

7.7.2 Samanlikning med fjellskredstudie i Alpane

Fjellskredmekanismer i dei Italienske Alpane involvera deformasjon i store forseinkingar langs djuptgåande glideplan (DSGSD) assosiert med gravitasjonell reaktivering av pre-eksisterande tektoniske sprø strukturar slik at ein får danna morfo-strukturar med ulike trendar. Overflatefenomen som eit uttrykk for underliggjande tektoniske strukturar eg også antyda ved Indre Nordnes, der den NNV-SSØ orienterte bakskrenten kan verta sett på som eit uttrykk for ein nedoverhellande kollaps av glideplanet medan sjølve baksprekka er truleg eit uttrykk for ekstensjon, såkalla grøft (Fig. 6), (Agliardi et al., 2001). Glasial avlasting vert sett på som den hovudsaklege utløysande faktoren av skråningsdeformasjon ved dei studerte fjellskredområda i Alpane. Dette er også tilfelle ved Indre Nordnes der ein truleg har fått utvikla eit djuptgåande glideplan i samanheng med reaktiverte pre-eksisterande strukturar der trykkavlastinga etter nedsmeltinga av siste istid truleg har vore den utløysande faktoren. Låg rate av forflytting (mm/år), alpint landskap, tilstadesvernaden av mindre skredhendingar i det deformerte område og tidlegare utrast skredmateriale i forkant av skråningane er typisk for djuptgåande gravitasjonell deformasjon (DSGSD) i tillegg til at denne skråningsdeformasjonen ofte er forbunde med glasialt utforma dalar med fragmenterte bergartar. Dette samstemmer godt med den tolka situasjonen ved Indre Nordnes.

Som ved Indre Nordnes er det også indikert reaktivering av pre-eksisterande strukturar som folder, forkastningar, skjærsoner og konjugerte sprekkesett ved Hope skredet, British Columbia, og Rana i Sveits. Den same forplantinga av pre-eksisterande diskontinuitetar nedover i bergrunnen er funne både i Rana og Hope skredet. I tillegg til dette er glideplana ved Hope skredet og Valfuva skredet i Italia truleg danna ved ei forplanting av sprekkesystem nedover i berggrunnen slik som dei subsidiære glideplana ved Indre Nordnes.

Fig. 54 syner tolka profil langs fem ulike fjellskredlokalitetar i dei Italienske Alpine kontrollert av litologiske, geomorfologiske og strukturelle element, (Ambrosi & Crosta, 2006). Som ved Indre Nordnes er satellitt bilete brukt til å kartleggje eventuell bevegelse i område, (Ambrosi & Crosta, 2006). Ut i frå dei tolka profila av (Ambrosi & Crosta, 2006) samanlikna med det tolka profilet ved Indre Nordnes (Fig. 50) er det indikert fleire likskapar som utvikling av glideplan langs skjærsoner, moderat hellande skråningar, forkastningar som terminera ned mot hovudglideplanet, initierande steil utvikling av glideplanet som vert meir lågvinkla nedover i berggrunnen, avgrensing av skredområde ved skrentar i bakkant, utvikling av antitetiske forkastningar, sakte bevegelse av kryp og delvis skråningsparallel foliasjon, (Ambrosi & Crosta, 2006).

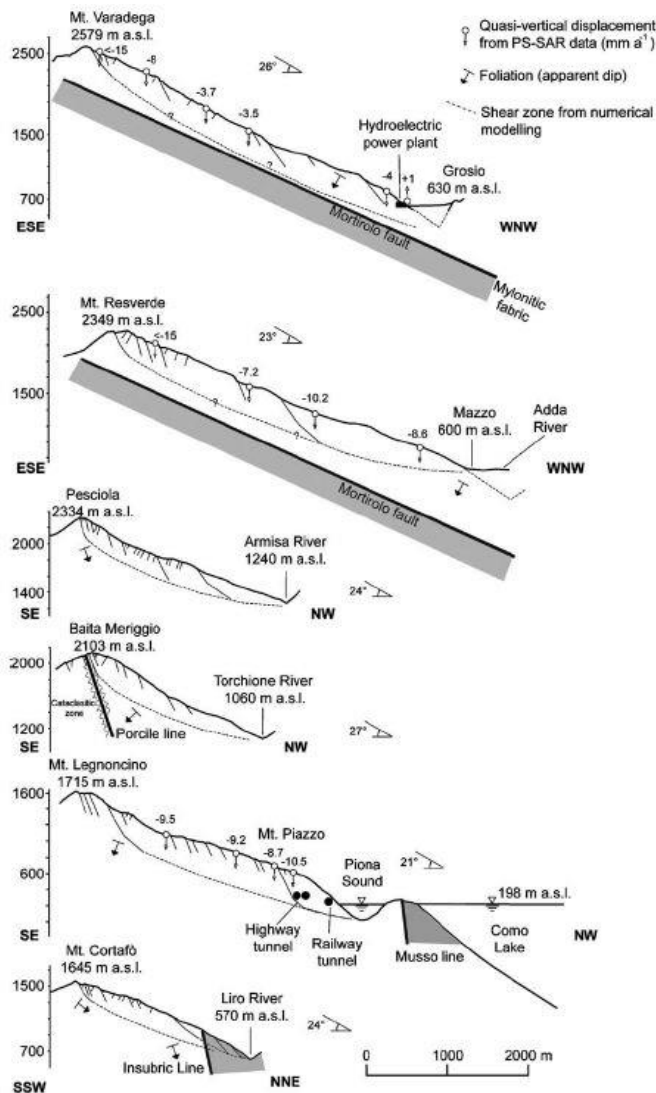


Fig. 54 Syner tolka profil langs fem ulike fjellskredlokaliteter i dei Italienske Alpine som syner dei dei hovudsaklege gravitasjonelle elementa, skråningsgradienten, tolka glideplan, tilsynelatande dipp av foliasjonen i tillegg til geometrien av den hovudsaklege forkastningssona er indikert henta i frå Ambrosi and Crosta (2006).

7.9 Vurdering av skredfare

Ved bevegelse på over 10 mm/dag vil det verta slått full alarm ved Nordnorsk Fjellovervåking,(Fig. 55). Det utabile fjellpartiet ved Indre Nordnes fungerer som eit system som følgjelig kan gi utrasing av heile område samtidig. Med estimert tilgjengelig bergartsvolum på 10-15 millionar m^3 (Blikra & Bunkholt, 2012) vil dette kunne få katastrofale konsekvensar dersom skredmassane går ut i fjorden og generera ei tsunamibylgje. I tillegg til dette er det gjort funn av skredavsetjingar i fjorden like utanfor skredområde Indre Nordnes (Forwick, 2014), noko som indikera at skredmateriale frå

område har gått ut i Lyngenfjorden før. Dersom mindre utrasingar førekjem i form av steinsprang (*rock fall*) som vidare kan dra med seg skredmassar tilgjengelig i område vil dette kunne påverke E6 i sålen av skråninga direkte. E6 nedanfor det ustabile fjellpartiet er ei hovudpulsåre for trafikken mellom Troms til nordligare delar av landet slik at utrasingar vil kunne medføre ein stopp trafikksambandet og i verste fall ta liv. I tillegg til E6 er det eit bebyggelse lokalisert like nedanfor skråninga til skredområde. Bebyggelsen ligg sårt til med tanke på utrasing av både mindre skredmassar og utrasing av det ustabile fjellpartiet som ein einskap.

Skredområde ved Indre Nordnes er tolka til å vera eit komplekst felt med steinsprang lokalt. I fylgje Braathen et al. (2004) utgjer steinsprang (*rockfall*) ein moderat menneskelig risiko ettersom steinsprang av enkelte blokker påverkar begrensa område av dalføre. Likevel kan steinsprang potensielt utvikle seg til full-skala skred som kan bevege seg i ein avstand slik at det går ut i fjorden og eventuelt skapar større tsunamiar, (Braathen et al., 2004).

Det komplekse feltet Indre Nordnes involvera store volum av bergartar som kan verta utløyst til eit fjellskred, (Braathen et al., 2004). Dersom heile feltet rasar ut samtidig vil effektane langs dalføre vera katastrofale. Berggrunnsmassar vil dekke store område og strøyme fleire km før det vert avsett. I fjordar vil dette føre til ei generering av flodbølgjer av gigantiske dimensjonar. Dermed utgjer komplekse felt ein betydelig risiko med tanke på befolka område både langs sålen og på andre sida av fjorden i Lyngseidet, (Braathen et al., 2004).

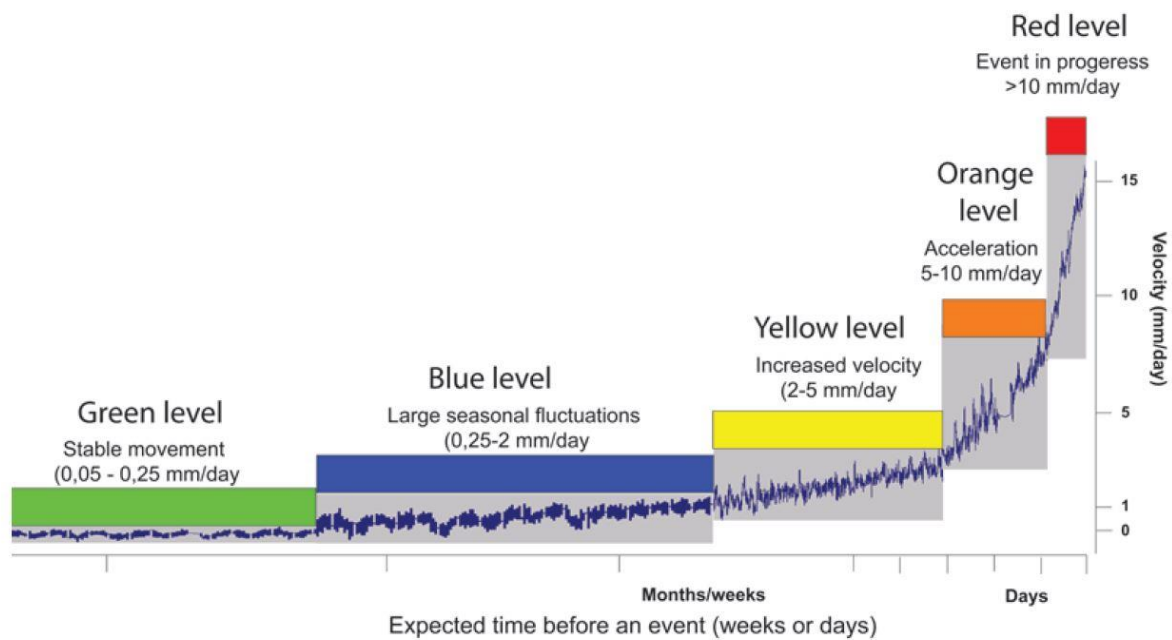


Fig. 55 Beredskapsnivå med hensyn på akselerasjon av skredmasser i dei ustabile fjellpartia ved Nordnorsk Fjellovervåking frå normal drift (grønn farge) til evakuering og forberedelse av redningsarbeid (rød farge), (Fjellovervåking, 2014)

R. Hermanns et al. (2013) klassifisering av ustabile fjellparti med tanke på fare og risiko i Noreg er scenario basert på to hovudkriterie/hovugrupperingar; raten av bevegelse i skredområde og dei geologiske strukturane aktivert ved bevegelse av skredmassane som vidare er inndelt i ni underkriterie, (Fig. 56).

	Score	Rel. prob.	Norm. prob.
1. Back-scarp			
Not developed	0	0	33.3%
Partly open over width of slide body (few cm to m)	0.5	0	33.3%
Fully open over width of slide body (few cm to m)	(1)	0	33.3%
2. Potential sliding structures			
No penetrative structures dip out of the slope	0	0	33.3%
Penetrative structures dip on average < 20 degree or steeper than the slope	0.5	0	33.3%
Penetrative structures dip on average > 20 degree and daylight with the slope	(1)	0	33.3%
3. Lateral release surfaces			
Not developed	0	0	20.0%
Partly developed on 1 side	0.25	0	20.0%
Fully developed or free slope on 1 side or partly developed on 2 sides	0.5	0	20.0%
Fully developed or free slope on 1 side and partly developed on 1 side	0.75	0	20.0%
Fully developed or free slope on 2 sides	(1)	0	20.0%
4. Kinematic feasibility test			
Kinematic feasibility test does not allow for planar sliding, wedge sliding or toppling	0	0	20.0%
Failure is partly kinematically possible (movement direction is more than $\pm 30^\circ$ to slope orientation)	0.5	0	20.0%
Failure is kinematically possible (movement direction is less than $\pm 30^\circ$ to slope orientation)	0.75	0	20.0%
Failure is partly kinematically possible on persistent discontinuities (movement direction is more than $\pm 30^\circ$ to slope orientation)	0.75	0	20.0%
Failure is kinematically possible on persistent discontinuities (movement direction is less than $\pm 30^\circ$ to slope orientation)	(1)	0	20.0%
5. Morphologic expression of the rupture surface			
No indication on slope morphology	0	0	33.3%
Slope morphology suggests formation of a rupture surface (bulging, concavity-convexity, springs)	(0.5)	0	33.3%
Continuous rupture surface is suggested by slope morphology and can be mapped out	1	0	33.3%
6. Displacement rates			
No significant movement	0	0	16.7%
0.2 - 0.5 cm/year	1	0	16.7%
0.5 - 1 cm/year	(2)	0	16.7%
1 - 4 cm/year	3	0	16.7%
4 - 10 cm/year	4	0	16.7%
> 10 cm/year	5	0	16.7%
7. Acceleration (if velocity is >0.5 cm/yr and <10 cm/yr)			
No acceleration or change in displacement rates	(0)	0	50.0%
Increase in displacement rates	1	0	50.0%
8. Increase of rock fall activity			
No increase of rock fall activity	(0)	0	50.0%
Increase of rock fall activity	1	0	50.0%
9. Past events			
No post-glacial events of similar size	0	0	33.3%
One or several events older than 5000 years of similar size	(0.5)	0	33.3%
One or several events younger than 5000 years of similar size	1	0	33.3%

Fig. 56 Modifisert figur som syner inndelinga av klassifikasjonssystemet i ni ulike kriteria ut i frå dei to hovudkriteria; strukturell utvikling og graden av forflytning i skredområde. Den vurderte scoren av skredområde Indre Nordnes er markert med raude sirklar.

Den samla prosentvise scoren ut i klassifikasjonsskjema (Fig. 56) er estimert til å vera 54%. Ut i frå klassifikasjonsskjema kan ein sjå at Indre Nordnes har alle dei foutsetjande strukturane for å få dannelsen av fjellskred men at bevegelsane fortsatt er stabile og relativt saktegåande i tillegg til at økt skråningsdefromasjonen er fråverande. (R. Hermanns et al., 2013) har i tillegg lagt vekt på sekundære effektar som generering av flodbylgjer og tap av menneskeliv.

Ut i frå dette er det konkludert med ein moderat skredfare ved Indre Nordnes der situasjonen pr. dags dato er stabil med bevegelseshastighetar på under grønt nivå, Fig. 55. Likevel kan utviklinga av eit fullstendig fjellskred gi fatale konsekvensar med tanke på trafiksambandet langs E6, befolka område både nedanfor skredområde og i nærliggjande kystområde (Lyngseide og Manddalen). Mindre steinsprang vil kunne påverke trafiksambandet og befolkninga lokalt.

8 SAMANDRAG OG KONKLUSJONAR

Avgrensing av sjølve skredområde Indre Nordnes langs to skrentar orientert i retning VNV-ØSØ og NNV-SSØ som er av tektonisk opphav indikera ein sterk samanheng mellom tektonisk kontroll og gravitasjonell reaktivering som hovudfaktorar for utviklinga av det ustabile fjellpartiet Indre Nordnes.

Litologiske grenser og variasjonar, open folding og subhorizontal foliasjon har truleg verka som bidragsytarar for utviklinga av det ustabile fjellpartiet. Subhorizontal foliasjon med slakt fall ut mot Lyngenfjorden i vest saman med foliasjonsparallelle litologiske variasjonar i tillegg til storskala open folding har truleg bidrege til opning av sprekker ut langs skråninga, terminering av hovudglideplanet ut langs skråninga, i tillegg til reaktivering av foliasjonsparallelle sprekker.

Den steile foliasjonen, tolka til å vera relatert til ei duktil kaledonsk skjærson, har truleg vore medverkande til utviklinga av det ustabile fjellpartiet Indre Nordnes. Den duktile skjærsona med fall på opp i mot 60 grader mot SSV samanfallande med NNV-SSØ sprekkeretningar har gitt eit godt grunnlag for reaktivering langs desse svakheitsplana.

Forplanting av lineære horisontale, vertikale, diagonale, antitetiske, konjugerte og listriske sprekkesett har vore med på å svekke sjølve berggrunnen som består av harde gneisar og følgjelig svekking av skråningsstabiliteten ved Indre Nordnes. Det at berggrunnen er gjennomsett av ulike sprekkesett kan vidare gjere at ein får utvikla individuelle system internt i det ustabile fjellpartiet ettersom berggrunnen vert desintegrert ved gravitasjonell reaktivering.

Dei to forkastningsplana med fall i mot SSV og VSV har truleg gitt opphav til eit steilt djuptgåande glideplan og ei betydelig svekking av skråningsstabiliteten ved Indre Nordnes ettersom dei skil det ustabile fjellpartiet frå den intakte berggrunnen.

Nedsenka terrasser langs skråninga kan seie noko om bevegelsen i forkant av skredområde der saktegåande kryp nedover skråninga langs bratte plan er indikert ettersom terrassar ikkje er ytterligare rotert og trer fram som delvis intakt.

Talusmateriale i forkant av skredområde indikera relativt nylig aktivitet og bevegelse i område. Bevegelsen langs skåningen har truleg vorte stoppa opp av ei oppstuing av

materiale i forkant av utglidde terrassar der bevegelse av skredmassar i forkant av sjølve terrassen må til for å få vidare bevegelse nedover skråninga.

Lausmateriale samla i store loper og vifter nedover skråninga har indikera tidlegare skredhendignar som har nådd skåningens nedre del.

Kinematisk indikatorar i felt (glidestriper, forkastningar, sprekker, skrentar, roterte blokker og terrasser, foliajson og lineament) indikera bevegelse ned i retning V-SSV av dei ustabile skredmassane ved Indre Nordnes, noko som også vert støtta av bakkemålingar og digitale data som indikera den same bevegelsesretninga.

GPS punkt har gitt muligheit til å indikere meir spesifikke bevegelsesretningar og på dette grunnlag er skredområdet delt i to; der hovudterrassen/blokka beveger seg i retning SSV medan det framforliggjande område bevegar seg i retning VSV.

Ut i frå bevegelsesvektorar frå GSP data og observasjonar i felt konkluderast det følgjelig med ein struktureologisk kontroll av bevegelsen i skredområde der den VNV-ØSØ orienterte sideskrenten med fall i SSV kontrollerer bevegelsen i retning SSV medan område som ikkje er i kontakt med sjølve avgrensingane av skredområde beveger seg fritt i favoriserbar retning ned skråninga.

Eit tolka profil er derfor lagt til linja av det styrande planet til sideskrenten parallelt med GPS vektorar der glideplanet er tolka til å fortsetje vidare nedover djupet langs ei duktil kaledonske skjærsone medan sjølve hengblokka (terrassen/blokka) er desintegrert og vidare fragmentert av lokale forkastningar og sprekkesystem.

Saktegåande bevegelse av kryp er indikert ved digitale data og i felt ettersom det er observert nedsenka terrasser med intakt foliasjon og lite deformasjon der den litologiske variasjonen fortsatt er subhorizontal.

Blokkrotasjon og direkte fall pregar skredområdets front, langs dei avgrensa skrentane og i sprekeopningar observert ved utrast fersk skredjord slik at ein også har ein komponent av *toppling* og direkte fall tilstade.

Intrikat deformasjon, fleire forkastningar, utvikling av djuptgåande glideplan, bevegelse av kryp, rotasjon og direkte fall gjer at skredområdet følgjelig vert klassifisert som eit komplekst felt.

Eit djuptgåande glideplan er antydning ut i frå observasjonar i felt der dei ustabile massane beveger seg som delvis intakte einingar nedover skråninga i tillegg til morfo-tektoniske formelement som indikerer deformasjon av dei ustabile massane på eit djupare plan. Dette vert også støtta av bakkemålingar og digitale data som syner ein homogen bevegelse av blokka ned i retning SSV.

Berggrunnens indre struktur saman med gravitasjon vert sett på som hovudagensar for utvikling av det ustabile fjellpartiet Indre Nordnes der dei to avgrensande skrentane utgjer betydelige faktorar for lokaliseringa av det ustabile fjellpartiet.

Litologiske variasjonar, subhorisontal foliasjon og desintegrering av berggrunnen ved ulike sprekkeseitt er viktige bidragsytarar til den senka skråningstabiliteten ved Indre Nordnes.

Bratt skråningsgradient på opp imot 70 grader i skrentkantar har truleg bidrege til skråningsdeformasjon ved *toppling* medan eit djuptgåande glideplan truleg har vorte utvikla langs den moderat hellande skråninga.

Moderat skråningsgradient er truleg ein viktig faktor for å få utvikla storskala fjellskred ettersom spenning sakte kan byggje seg opp før den så slepp slik at alt raser ut som ein eining der bratte skråningar heller gir mindre kontinuerlege utrasingar av mindre skredmassevolum.

Glasielle prosessar er ein viktig faktor som har gitt opphav til utforming av skråninga med dei ustabile massane og utforminga av landskapet. Trykkavlastinga etter nedsmeltinga av siste istid har truleg ført til initiering av ei reaktivering langs dei to hovudforkastningane ved Indre Nordnes som følgje av ein elastisk respons av berggrunnen og den anteke økte seismiske aktiviteten som fylgjer like etter nedsmeltinga av istider.

Lokal permafrost er truleg tilstade ved Indre Nordnes og vil følgjelig vera med på å svekke skjærstyrken langs glideplanet ved fryse- og tineprosessar.

Infiltrering av vatn inn i dei mange sprekkesystema ved Indre Nordnes er truleg tilfelle og kan dermed vere ein viktig kontrollerande faktor til ei senking av skjærstyrken langs glideplanet ved økt vasstrykk og smørjing langs planet.

Dersom ein får utvikla eit fullverdig glideplan vil dette kunne føre til fjellskred ved Indre Nordnes. Vatn og permafrost ved Indre Nordnes bidreg truleg til vidare utvikling av glideplanet i ein saktegåande prosess.

Gravitasjonskreftene er ein hovudfaktor med tanke på drivmekanismen for reaktivering av pre-eksisterande tektoniske strukturar ved skredområde Indre Nordnes i tillegg til at dette er ein hovudkomponent med tanke på utvikling av skråningsdeformasjon.

Ein gravitasjonell kontroll saman med reaktivering av pre-eksisterande tektoniske strukturar er også indikert ved fjellskredstudie i Alpane som har dei same strukturelle elementa tilstade for reaktivering i tillegg til kjennbare overflatemorfologiar og utviklinga av fjellskred.

Situasjonen ved Indre Nordnes er per dags dato stabil med saktegåande bevegelse av kryp. Mindre utrasingar av skredmassar i forkant av sjølve skredområde, langs skrentar er forventa i framtida og kan påverke trafikksambandet og lokalbefolkninga direkte. Fjellskred ved Indre Nordnes er avhengig av eit fullverdig utvikla glideplan.

Føresetnadane for utviklinga av eit slikt glideplan er allereie tilstade, men ettersom dette er ein svært saktegåande prosess og område er under kontinuerlig overvaking, er det følgjelig mogleg å ha fjellskredsituasjonen under kontroll.

9 REFERANSAR

- Agliardi, F., Crosta, G. B., & Zanchi, A. (2001). Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, 59(1), 83-102.
- Agliardi, F., Crosta, G. B., & Zanchi, A. (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. (2006). Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps. *Engineering Geology*, 83(1), 183-200.
- Andresen, A. (1988). Caledonian terranes of northern Norway and their characteristics. *Trabajos de geología*, 17, 103-117.
- Andresen, A., & Bergh, S. (1985). Stratigraphy and tectonometamorphic evolution of the Ordovician-Silurian Balsfjord Group, Lyngen Nappe, north Norwegian Caledonides. *The Caledanide Orogen-Scandinavia and related arcs*, John Wiley and Sons, London, Part 1, 579-591.
- Andresen, A., & Steltenpohl, M. G. (1994). Evidence for ophiolite obduction, terrane accretion and polyorogenic evolution of the north Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics*, 231(1), 59-70.
- Bergh, S. G., Andresen, A., Starmer, I., Olsen, L., & Undersøkelse, N. G. (1985a). Tectonometamorphic evolution of the allochthonous Caledonian rocks between Malangen and Balsfjord, Troms, *North Norway: Norges Geologiske Undersøkelse*.
- Bergh, S. G., Andresen, A., Starmer, I., Olsen, L., & Undersøkelse, N. G. (1985b). Tectonometamorphic evolution of the allochthonous Caledonian rocks between Malangen and Balsfjord, Troms, north Norway (Vol. Bulletin 401): *Norges Geologiske Undersøkelse*.
- 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., Henderson, I., & Nordvik, T. (2009). Faren for fjellskred fra Nordnesfjellet i Lyngenfjorden, Troms. *Geological Survey of Norway Report*, 2009, 29.
- Blikra, L., Kristensen, L., Christiansen, H. H., & Dehls, J. (2012). Displacement and the influence of permafrost on rockslides in northern Norway; Implications for driving mechanisms and hazards. 2012 Taylor & Francis Group, London (Åknes/Tafford Early Warning Centre, Norway (ÅTB), The University Centre in Svalbard, Norway (UNIS), Geological survey of Norway, (NGU)), 921-927.
- Blikra, L., Longva, O., Braathen, A., Anda, E., Dehls, J., & 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.

- Blikra, L. H., & Bunkholt, H. (2012). Tunnel gjennom Nordnesfjellet i Kåfjord, Troms: Oversikt over nærliggjande ustabile fjellparti og påvirkning på stabilitet (Vol. Åknes 02 2012, pp. 1-30): *Åknes/Tafjord beredskap, ÅTB*.
- Blikra, L. H., & Christiansen, H. H. (2013). A field-based model of permafrost-controlled rockslide deformation in northern Norway. *Elsevier, Geomorphology* 208, 34-49.
- 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.
- Brideau, M.-A., Yan, M., & Stead, D. (2009). The role of tectonic damage and brittle rock fracture in the development of large rock slope failures. *Geomorphology*, 103(1), 30-49.
- Brückl, E., Parotidis, M., Crosta, G., Blikra, L., & Savage, W. (2005). Prediction of slope instabilities due to deep-seated gravitational creep. *Natural Hazards & Earth System Sciences*, 5(2).
- Bunkholt, Otterå, S., Yugsi Molina, F. X., Hermanns, R., Dehls, J., Osmundsen, P. T., . . . Böhme, M. (2013). Undersøkelser av ustabile fjellpartier i Troms - status og planer etter feltarbeid 2011 og 2012 (Vol. 021, pp. 1-88): *Norges Geologiske Undersøkelse, NGU*.
- Bunkholt, H., Osmundsen, P., Redfield, T., Oppikofer, T., Eiken, T., L'Heureux, J., . . . Lauknes, T. (2011). ROS Fjellskred i Troms: status og analyser etter feltarbeid 2010. *NGU rapport*, 031, 11-113.
- Bunkholt, H., Redfield, T., Osmundsen, P. T., Oppikofer, T., Hermanns, R. L., & Dehls, J. (2013). The Role of Inherited Structures in Deep Seated Slope Failures in Kåfjorden, Norway *Landslide Science and Practice* (pp. 265-271): Springer.
- Carson, M. A., & Kirkby, M. J. (1972). Hillslope form and process. *Cambridge University Press, Cambridge, Geomorphology*.
- Closson, D., & Karaki, N. A. (2009). Salt karst and tectonics: sinkholes development along tension cracks between parallel strike - slip faults, Dead Sea, Jordan. *Earth surface processes and landforms*, 34(10), 1408-1421.
- Corner, G. D. (1980). Preboreal deglaciation chronology and marine limits of the Lyngen - Strofjord area, Troms, North Norway. *Boreas*, 9, 10.
- Corner, G. D. (2010). Ekskursjonsguide til Breivikeidet-Skardmunken, Lyngen-Skibotndalen, Steindalen-Steindalsbreen (pp. 47): *Universitetet i Tromsø, UiT*.
- Cruden, D. M., & Varnes, D. J. (1996). Landslide types and processes. *Landslides: investigation and mitigation*, 247, 36-75.
- Dahl, R., & Sveian, H. (2004). Ka dokker mein før stein! Geologi, landskap og ressurser i Troms: *NGU, Norges Geologiske Undersøkelse*.
- Dallmeyer, R., & Andresen, A. (1992). Polyphase tectonothermal evolution of exotic caledonian nappes in Troms, Norway: Evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages. *Lithos*, 29(1), 19-42.

- Dehls, J. F., Olesen, O., Olsen, L., & Harald Blikra, L. (2000). Neotectonic faulting in northern Norway; the Stuoragurra and Nordmannvikdalen postglacial faults. *Quaternary Science Reviews*, 19(14), 1447-1460.
- Doré, A., Lundin, E., Jensen, L., Birkeland, Ø., Eliassen, P., & Fichler, C. (1999). Principal tectonic events in the evolution of the northwest European Atlantic margin. In Fleet, A.J. & Boldy, S.A.R. (eds.): *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the Fifth Conference*, London Geological Society, p.7-37
- Eliertsen, R. S., Hansen, L., & Olsen, L. (2012). Kvartærgeologisk kartlegging av Manddalen, Kåfjord, Troms (Vol. 068, pp. 4-23): *Annual Technical Report. NGU Report*.
- Elvebakk, H. (2013). Borehullslogging med optisk televiwer, Jettan 1, Nordnesfjellet, Kåfjord kommune, Troms (Vol. 032, pp. 9-30): *NGU-rapport*.
- Eriksen, H. Ø. (2013). Slope displacement patterns observed using satellite InSAR data in the Storfjord-Kåfjord-Lyngen region, Troms. Masteroppgave i geologi, Universitetet i Tromsø, p.127.
- Fjellovervåking, N. (2014). from <http://www.nnfo.no/>
- Forwick, M. (2014). [Forsker UiT].
- Fossen, H., & Gabrielsen, R. H. (2005). *Strukturgeologi*: Fagbokforlaget, 1-375.
- Fossen, H., & Gabrielsen, R. H. (2010). *Structural Geology* Fagbokforlaget, 1-463.
- 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.
- Gabrielsen, R. H., Braathen, A., Dehls, J., & Roberts, D. (2002). Tectonic lineaments of Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 82(3), 153-174.
- Gee, D. G., Fossen, H., Henriksen, N., & Higgins, A. K. (2008). From the early Paleozoic platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide Orogen of Scandinavia and Greenland. *Episodes*, 31(1), 44.
- Geographic, N. (2014). from <http://education.nationalgeographic.com/education/encyclopedia/>
- Hansen, J.-A. (2009). Onshore-offshore tectonic relations on the Lofoten and Vesterålen Margin, Mesozoic to early Cenozoic structural evolution and morphological implications. *Universitetet i Tromsø, UiT, A disseration for the degree of Philosophiae Doctor*, 7-227.
- 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., Henningsen, T., & Davis, C. (2011). Brittle fault zones in North-Norway: Onshore-offshore link and regional implications. *NGF Abstracts and Proceeding of the Geological society of Norway*, No.1, p. 37.

- Hermanns, R., Oppikofer, T., Anda, E., Blikra, L. H., Böhme, M., Bunkholt, H., . . . Fischer, L. (2013). Hazard and Risk Classification for Large Unstable Rock Slopes in Norway. *Italian journal of engineering geology and environment*.
- Hermanns, R. L., Blikra, L. H., Anda, E., Saintot, A., Dahle, H., Oppikofer, T., . . . Dehls, J. F. (2013). Systematic mapping of large unstable rock slopes in Norway *Landslide Science and Practice* (pp. 29-34): Springer.
- Hippolyte, J.-C., Brocard, G., Tardy, M., Nicoud, G., Bourlès, D., Braucher, R., . . . Souffaché, B. (2006). The recent fault scarps of the Western Alps (France): Tectonic surface ruptures or gravitational sacking scarps? A combined mapping, geomorphic, levelling, and ^{10}Be dating approach. *Tectonophysics*, 418(3), 255-276.
- NGU 2014 WWW.ngu.no
<http://www.ngu.no/no/hm/Geofarer/Skred/Fjellskred/Kartlegging-i-nord/>.
 (Accessed Mars.2014).
- Hungr, O., Leroueil, S., & Picarelli, L. (2012). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 1-28.
- Høst, J. et al. (2006). Store fjellskred i Norge: NGU, Direktoratet for samfunnssikkerhet og beredskap, Statens landbruksforvaltning, Statens vegvesen, Jernbaneverket og Statens kartverk. 87 p.131
- Keeper, D. K. (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95(4), 406-421.
- 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 (Vol. Åknes rapport 07.2013, pp. 1-15): *Åknes/Tafford beredskap, ÅTB*.
- Lauknes, T., Piyush Shanker, A., Dehls, J., Zebker, H., Henderson, I., & Larsen, Y. (2010). Detailed rockslide mapping in northern Norway with small baseline and persistent scatterer interferometric SAR time series methods. *Remote Sensing of Environment*, 114(9), 2097-2109.
- Museum, N. (2014). from <http://www.nhm.uio.no/fakta/geologi/geoleksi/>
- Nesje, A., Sjøstrøm, K. H., & Bjørseth, E. (2012). *Brelære: bre, landskap, klimaendringer og datering*. Kristiansand: Høyskoleforl.p.1-157
- 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.
- O'leary, D., Friedman, J., & Pohn, H. (1976). Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, 87(10), 1463-1469.

- Olesen, O., Blikra, L. H., Braathen, A., Dehls, J. F., Olsen, L., Rise, L., . . . 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., Lindholm, C., Pascal, C., & Roberts, D. (2010). Neotectonics, seismicity and contemporary stress field in Norway—mechanisms and implications. *Roberts, D., Nordgulen, Ø. & Olsen, L.(eds.)*.
- Olesen, O., Bungum, H., Dehls, J., Lindholm, C., Pascal, C., & Roberts, D. (2013). Neotectonics, seismicity and contemporary stress field in Norway—mechanisms and implications. *Roberts, D., Nordgulen, Ø. & Olsen, L.(eds.)*.
- Olesen, O., & Dehls, J. (1998). Neotectonic phenomena in northern Norway. *Neotectonics in Norway, Annual Technical Report*, 3-30.
- Olesen, O., Dehls, J., Bungum, H., Riis, F., Hicks, E., Lindholm, C., . . . Longva, O. (2000). Neotectonics in Norway, final report. *Norges geologiske undersøkelse Report 2000.002*, 1-116.
- Osmundsen, P., Henderson, I., Lauknes, T., Larsen, Y., Redfield, T., & Dehls, J. (2009). Active normal fault control on landscape and rock-slope failure in northern Norway. *Geology*, 37(2), 135-138.
- Osmundsen, P., Redfield, T., Hendriks, B., Bergh, S., Hansen, J.-a., Henderson, I., . . . Anda, E. (2010). Fault-controlled alpine topography in Norway. *Journal of the Geological Society*, 167(1), 83-98.
- Ramberg, I. B., Bryhni, I., & Nøttvedt, A. (2006). Landet blir til (pp. 1-606): Norsk Geologisk Forening (NGF).
- Rasmussen, E. (2011). Fjellskred i Laksvatnfjellet, Balsfjord, Troms: indre struktur, morfologi og skredmekanismer. *Masteroppgave i Geologi, Universitetet i Tromsø*, 132.
- Robert J. Twiss, & Moores, E. M. (2007). *Structural Geology* (2nd ed.).
- Roberts, D. (2003). The Scandinavian Caledonides: event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues. *Tectonophysics*, 365(1), 283-299.
- Saintot, A., Henderson, I., & 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. (Eds.). (2013). Akademika forlag Trondheim.
- Skrede, I. (2013). Jettan, Nordnesfjellet, Kåfjord, Troms—indre geometri og struktur, kinematikk og styrande faktorar av eit ustabil fjellparti, basert på strukturellanalyse, geomorfologi og overvakingsdata. Masteroppgave i Geologi. Universitetet i Tromsø. p.172
- Stead, D., Eberhardt, E., & Coggan, J. (2006). Developments in the characterization of complex rock slope deformation and failure using numerical modelling techniques. *Engineering Geology*, 83(1), 217-235.
- Sulbak, J., R. . (2007). *Landformer og Prosesser* Fagbokforlaget.p.1-391
- Terzaghi, K. (1962). Stability of steep slopes on hard unweathered rock. *Geotechnique*, 12(4), 251-270.

www.ngu.no. (2014). from <http://www.ngu.no/no/>
www.nnfo.no. (2014). www.nnfo.no.

Zwaan, K. B. (Cartographer). (1988). Nordreisa geologisk kart over Norge.