



UiT Norges arktiske universitet

Fakultet for naturvitenskap og teknologi

Institutt for geovitenskap

**Analyse av strukturer og bevegelsesdata i det ustabile fjellskredområdet  
Gámmanjunni 3, Kåfjord kommune, Troms og Finnmark fylke**

Med vekt på kontrollerende faktorer, skråningsprosesser, bevegelsesdynamikk og skredmodeller.

Anne-Marte Hansen

Masteroppgave i geologi

GEO-3900

mai 2020





Et masterprosjekt gitt og finansiert av



Logo fra ntb.no

# Sammendrag

Gámanjinni 3 er et av de ustabile fjellpartiene i Norge med høyest bevegelseshastighet. Hovedmålet med studiet er å sammenstille gamle og nye felldata, bevegelsesdata og geofysiske data fra tidligere studier ved Gámanjinni 3 til en helhetlig geologisk modell i 3D, og undersøke hvilke interne og eksterne faktorer som kontrollerer fjellpartiet. I tillegg skal det fokuseres på bevegelsesdynamikk, sesongvariasjoner i deformasjonshastighet og om det er mulig å dele opp fjellpartiet beroende på strukturer, morfologiske elementer og bevegelsesdata.

Berggrunnen ved Gámanjinni 3 består av kaledonske, mekanisk ulike glimmerskifre, med varierende innhold av muskovitt og biotitt. Fjellpartiet er dominert av to listriske sprekkesett strykende fra NV-SØ med fall mot SV og fra NØ-SV med fall mot NV, som kan sees i sammenheng med post-kaledonsk sprø rifting. De to distinkte bakskrentene og subsidiære skrenter har samme orientering som sprekkesettene. Flere ulike skredmekanismer er observert lokalt i skredet, primært kileutglidning, men også planarutglidning og utvelting, hvor de utgående glideplanene trolig er foliasjonsparallele svakt hellende sprø og duktile plan. Morfologiske elementer kan sees i sammenheng med strukturelementer, der f.eks. store mengder talus observeres i underkant av skrenter. Overvåkingsdata viser at hastigheten og stupningen på bevegelsene endrer seg nedover fjellpartiet, fra høy i øvre del til lav i nedre del. Retningen på bevegelsene til fjellpartiet er primært VSV til VNV. Temperaturdata viser en forvarmende trend i fjellpartiet. Overvåkingsdata sammenstilt med temperaturdata viser at det er høyere hastighet på sommerhalvåret enn vinterhalvåret, trolig kontrollert av eksterne faktorer som høyere temperaturer og mer vann i sprekkesystemene. Fjellpartiet viser også god respons på perioder med mye regn og høyere temperaturer, derfor vil økning av temperatur i fremtiden trolig føre til økt deformasjon i fjellpartiet.

Sammenlikning av strukturer, morfologiske elementer og bevegelsesdata, viser at det er mulig å dele inn skredet i flere mindre deler. Spesielt ett område i tåa, som har beveget seg uavhengig av omkringliggende områder i fjellpartiet. Gámanjinni 3 subsidierer langs bakskrentene i øvre del, og bevegelsene blir i midten av fjellpartiet overført til slakere utgående bevegelse langs foliasjonsparallele plan i nedre del. Fjellpartiet kategoriseres som et bi-planar sammensatt skred, i et kompleks felt med flere segmenter og lokale uavhengige utglidninger.

## Abstract

Gámanjinni 3 is one of the fastest moving unstable rock slide in Norway. The aim of this study is assemble old and new field data, movement data and geophysical data from earlier studies into a comprehensive geological model. It will be focused on which internal and external factors (i.e. water) impact the unstable rockslide. In addition will it be focused on movement dynamics, seasonal variations in deformation rate and if it is possible to split the rockslide into smaller segments according to structures, morphological elements and movement data.

The bedrock around Gámanjinni 3 consists of Caledonian, mechanical different mica-schists, with varying muscovite and biotite content. Gámanjinni 3 is dominated by two listric fracture-sets with strike from NW-SE with dip against SW and NE-SW striking fracture-set with dip against NW, whereas the joint sets can be linked to the post-Caledonian brittle rifting. The two distinct back-scarps and secondary-scarps have the same orientation as the fracture-sets. Several different failure mechanisms are observed locally in the unstable rock slope, primarily wedge failure, but also planar failure and toppling, whereas the outgoing planes consists of low angled brittle and ductile planes. Morphological features has a clear connection to the structural features, were i.e. big amounts of talus exists below scarps. Surveillance data shows that rate and dip of movements change downhill the unstable rock slope, from high in the upper part, to low in the lower part. The direction of the movements are primarily against WSW to WNW. Temperature data shows a warming trend over the years. Surveillance data compared to temperature data shows higher movement rate in the spring/summer than in the autumn/winter. This could be caused by external factors, for instance higher temperature and water content in the fractures in warmer periods. The rockslide shows great response on periods with heavy rain and warm temperature, therefore could higher temperatures in the future can increase the deformation.

Comparing structures, morphological features and movement data, makes it possible to split the rockslide into smaller segments. Especially a smaller area in the lower part, which have moved independently from other areas in the rockslide. Gámanjinni 3 subsides along the back-scarps in the upper part, whereas the movements are transformed to low angled movement along foliation parallel planes in the lower part. The rockslide categorises as a bi-planar compound slide, in a complex field with several segments and smaller failures locally.



## Forord

En lang prosess er over, og jeg føler meg privilegert og heldig som har fått jobbe med ett av Norges mest kjente ustabile fjellparti i min egen hjembygd.

Jeg ønsker å rette en stor takk til min hovedveileder Louise Mary Vick på Universitetet i Tromsø (UiT), tusen takk for alt du har bidratt og hjulpet med, du har vært uvurderlig. Videre vil jeg takke bi-veileder Anders Schomacker på UiT for å ha lest gjennom oppgaven og gitt gode tilbakemeldinger. Vil også rette en takk til bi-veileder Gudrun D. Majala ved Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) for at denne oppgaven ble et faktum og for veiledning i felt. Det rettes en stor takk til Steffen Bergh (UiT) for din veiledning i startfasen av oppgaven, for uvurderlig veiledning i felt og for dine tilbakemeldinger i slutfasen av prosjektet. Vil også rette en takk til Lars Harald Blikra (NVE) for dine tilbakemeldinger på oppgaven. Takk til Martina Böhme ved Norges geologiske undersøkelse (NGU) for veiledning og for data fra NGUs tidligere arbeid. Videre vil jeg takke Ingrid Skrede (NVE) for ferdigprosessert GB-InSAR data, Harald Øverli Eriksen ved Multiconsult for data fra hans tidligere arbeid og hjelp med GIS-visualisering, Benjamin Jacobs ved det Tekniske Universitetet i München for ferdigprosessert LiDAR data og Bernd Etzelmüller ved Universitetet i Oslo for hjelp angående resistivitetsundersøkelser og LiDAR data. Vil også takke Ina for hjelp til kutting av steinprøvene og lån av mikroskop, og takk til damene ved den geologiske laben på Institutt for geovitenskap for preparering og hjelp med tynnslipene.

Takk til NVE for finansieringen av feltarbeid og helikoptertransport. Vil rette en stor takk til gutta på NVE stasjonen hjemme i Manndalen, takk for deres gode humør og for all hjelp når jeg har hatt kontor med dere. Spesielt takk til Per-Steinar for all din hjelp med overvåkingsutstyret og for dine redninger når filer går litt skeis. Også takk til Bernt for hjelp med innhenting av temperaturdata i felt. Det sendes en stor takk til Anders for å gjøre feltarbeidet på Gámanjunni til en glampingtur!

Vil sende en takk til mine medstudenter på brakka, har vært flotte fem år med dere. Spesielt Åshild og Ellen for morsomme og gode samtaler i kaffe- og te-pausene på kontoret, dere er gode! Vil også sende en hilsen til Lina for de gode bachelorårene.

Sender en stor takk til min flotte familie på rett side av dalen, men også gjengen på andre siden, takk for motivasjon, støtte og gode ord. Takk Åshild for at du orket å lese gjennom oppgaven.

Sist, Simon. Takk for at du er min klippe, min motivator og for at du er den du er. Nå starter eventyret for fullt.

*Anne-Marte Hansen - mai 2020, Manndalen*





# Innholdsfortegnelse

1	Introduksjon .....	1
1.1	Bakgrunn for studiet .....	1
1.2	Formål med studiet .....	2
1.3	Definisjoner .....	2
1.4	Studieområdet .....	3
1.4.1	Geografisk beliggenhet, befolkning og arealbruk .....	3
1.4.2	Meteorologi og klima .....	5
1.4.3	Regional geologi .....	6
1.4.4	Post-kaledoniske sprø strukturer .....	7
1.4.5	Bergarter i studieområdet .....	8
1.4.6	Geomorfologi og kvartærgeologi .....	9
1.5	Tidligere studier fra Gámanjuni 3 .....	10
1.5.1	Datering og forhistoriske bevegelseshastigheter .....	11
1.5.2	Temperaturdata (2013-2017) fra temperaturloggere .....	12
1.5.3	Geofysiske målinger .....	12
1.5.4	Strukturgeologiske målinger og kinematisk analyse .....	21
1.5.5	3D-bevegelsesmønstre fra InSAR .....	22
1.5.6	Skredmodeller .....	24
2	Teori om fjellskred: definisjoner, årsaker og modeller .....	26
2.1	Teori fjellskred .....	26
2.1.1	Fjellskred og bruddmodeller .....	26
2.2	Eksternt utløsende årsaker for skred og ustabilitet .....	32
2.2.1	Glasisjoner og trykkavlastning .....	32
2.2.2	Vann og vanntrykk .....	32
2.2.3	Tine- og fryseprosesser .....	32
2.2.4	Permafrost .....	33

3	Metoder .....	35
3.1	Strukturell og geomorfologisk kartlegging.....	35
3.2	Rocscience Dips 7.0 .....	35
3.3	Overvåkingsplattform - Pronoia .....	36
3.3.1	Måleinstrumenter .....	36
3.4	Laser-scanning (CloudCompare).....	44
3.5	Beregning av bergartsegenskaper .....	44
3.6	3D-modellering (LeapFrog Works).....	45
4	Resultater.....	46
4.1	Generell omtale av det ustabile skredområdet.....	46
4.2	Berggrunnens oppbygging.....	47
4.2.1	Regionale lineamenter .....	47
4.2.2	Litologier i skredområdet .....	48
4.3	Strukturgeologi Gámanjuni 3: Duktile og sprø strukturer.....	52
4.3.1	Duktile strukturer: Foliasjon, folder, skjærsoner og boudinerte linser .....	53
4.3.2	Sprø strukturer: sprekker og bruddplan.....	54
4.3.3	Sprekkerelaterte skrenter.....	57
4.3.4	Deltolkning: skredmekanismer langs strukturer .....	59
4.4	Geomorfologiske elementer i Gámanjuni 3.....	61
4.4.1	Skrenter .....	62
4.4.2	Terrasser .....	63
4.4.3	Forsenkninger.....	64
4.4.4	Løsmasser og bevegede blokker .....	64
4.5	Vannkilder .....	65
4.6	Bevegelsesdata.....	66
4.6.1	Oppsummering av bevegelsesdata .....	75
4.7	Temperaturdata.....	77
	Temperaturloggere .....	77

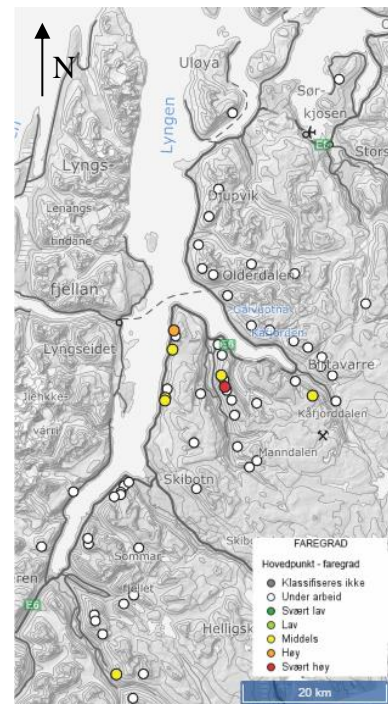
4.8	Sesongvariasjoner i bevegelsesdata.....	83
4.9	3D-geologisk modell .....	85
5	Diskusjon.....	86
5.1	Berggrunngesologiske og strukturgesologiske elementer i Gámanjunni 3 .....	86
5.1.1	Berggrunnens kontroll av Gámanjunni 3 .....	86
5.1.2	Litologisk kontroll i Gámanjunni 3 .....	88
5.1.3	Kontrollerende strukturer i Gámanjunni 3 .....	89
5.2	Sammenheng mellom geomorfologi og strukturer .....	94
5.2.1	Skrenter og terrasser .....	95
5.2.2	Forsenkninger .....	95
5.2.3	Løsmasser og bevegde blokker .....	96
5.3	Bevegelsesdata.....	97
5.3.1	Temperaturmålinger .....	101
5.4	Bevegelsesmønster og sesongvariasjoner.....	102
5.5	Eksternt kontrollerende faktorer for deformasjon .....	103
5.5.1	Vann som kontrollerende faktor.....	103
5.5.2	Temperatur og permafrost som kontrollerende faktorer .....	104
5.6	Oppdeling av det ustabile fjellpartiet.....	105
5.7	Geologisk skredmodell .....	108
5.7.1	2D-modell.....	108
5.7.2	3D-modell.....	111
6	Konklusjoner .....	116
7	Referanser.....	118
	Vedlegg .....	125
	Vedlegg 1: Temperaturlokalteter Gámanjunni 3 Eriksen (2018).....	125
	Vedlegg 2: Temperaturdata Gámanjunni 3 (2013-2017) .....	126
	Vedlegg 3: Temperaturdata steinbre (2013-2017) .....	127
	Vedlegg 4: Leapfrog Viewer.....	128



# 1 Introduksjon

## 1.1 Bakgrunn for studiet

Flere kontinent-kontinent kollisjoner har dannet berggrunnen og glasiasjoner har formet landskapet vi kjenner i Norge i dag, med dype fjorder og høye fjell. Ustabile fjellparti og fjellskred er en av de største geofarene i Norge. Det er registrert 136 steinskred/fjellskred som har ført til skade og/eller tap av menneskeliv. 12 av disse hendelsene alene har ført til tap av 283 menneskeliv (NGU, 2014). Det er ikke mulig å fysisk stoppe et fjellskred, og utløpsområdet til skredet kan være flere kilometer fra kilden. Videre kan et fjellskred føre til ødeleggende sekundæreffekter som flodbølge og oppdemning av elver (Hermanns & Longva, 2012). For å bedre forstå de ustabile fjellpartiene og forhindre katastrofale konsekvenser av et potensielt fjellskred, har Norge utarbeidet en to-trinns løsning: kartlegging og overvåking. Norges geologiske undersøkelse (NGU) står for den systematiske kartleggingen og klassifiseringen av ustabile fjellsider i Norge på oppdrag fra Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE). Hvis et fjellparti klassifiseres som et høyrisikoobjekt, vil NVE følge opp fjellpartiet med overvåking og varsling (NGU, 2014).



Figur 1: Kart over kjente ustabile fjellparti og faregrad til de lokalisert rundt Lyngenfjorden. Hentet fra [https://geo.ngu.no/kart/ustabilefjellparti\\_mobil/](https://geo.ngu.no/kart/ustabilefjellparti_mobil/) den 06.11.19

I gamle Troms fylke har samarbeidsprosjektet mellom NGU og kommuner i Troms; «ROS-analyse for fjellskred i Troms» foregått siden 2005. Til nå er det oppdaget 117 ustabile fjellpartier i gamle Troms fylke (NGU, 2015). Det er dokumentert 59 ustabile fjellparti rundt Lyngenfjorden (NGU, ukjent publiseringsår). 8 av disse fjellpartiene har middels til høy faregrad (Figur 1).

En sentral del i studier av fjellskred er å kartlegge strukturer og sammensetningen i berggrunnen som kan ha betydning for initiering av bevegelse i fjellsiden. Detaljerte feltstudier kan brukes sammen med data innhentet fra måleinstrumenter for å karakterisere og anslå bevegelsesmønster i et ustabil område. Strukturer som foliasjon/lagdeling i bergarter, fallvinkel til strukturer i forhold til skråningen, sprø forkastningsplan, sprekker/bruddplan og tilstedeværelse av eldre duktile deformasjonssoner kan være kontrollerende for om en fjellside

er stabil eller ikke (Braathen et al., 2004; Ambrosi & Crosta, 2006; Henderson et al., 2009; Saintot et al., 2011; Ganerød, 2013).

## 1.2 Formål med studiet

Det ustabile fjellpartiet Gámanjuni 3 ble klassifisert av NGU til et høyrisikoobjekt i 2016. Det er gjennomført en rekke undersøkelser på Gámanjuni 3 etter risikoklassifiseringen i 2016 (Böhme et al., 2016). Det er gjennomført 2D og 3D InSAR studie (Eriksen et al., 2017a; Eriksen et al., 2017c), studie av forhistorisk bevegelse og datering (Böhme et al., 2019), flere geofysiske undersøkelser (Böhme et al., 2016; GeoExpert-AG, 2016; Hoyer et al., 2016; Hauck & Hilbich, 2018; Maging et al., 2019) og studie av temperaturforholdene i ulike deler av skredet (Eriksen, 2018).

Denne masteroppgaven er et samarbeid mellom Universitetet i Tromsø Norges Arktiske universitet (UiT), NVE og NGU, der oppgaven er gitt av NVE. Hovedmålet med masteroppgaven er å gjennomføre en ny og mer detaljert komparativ studie av det ustabile fjellpartiet Gámanjuni 3, Kåfjord kommune, Troms og Finnmark fylke. Det skal fokuseres på styrende strukturer i berggrunnen og bevegelsesdynamikk. Temperaturdata og bevegelsesdata fra NVEs overvåkningsutstyr skal sees i sammenheng for å kunne avklare eventuelle årstidsvariasjoner i bevegeshastigheter og bevegelsesmønster. Det skal også undersøkes om det er mulig å avgrense det ustabile fjellpartiet til flere mindre deler ved å sammenlikne felldata og bevegelsesdata. Til slutt skal nye felldata, sammen med geofysiske målinger, kombineres til en mer helhetlig geologisk modell i 2D og 3D. Den nye modellen skal kunne gi en bedre forståelse for de kontrollerende strukturene i berggrunnen og mulige skredprosesser, både de som er tolket fra overflaten og i undergrunnen. En sammenstilling av disse dataene kan gi en bedre forståelse for de geologiske prosessene ved Gámanjuni 3, og hvordan disse henger sammen.

## 1.3 Definisjoner

**Antitetiske sprekker:** Sprekker med helning i motsatt retning enn det dominerende sprekkesettet (Fossen, 2016)

**Foliasjon:** Planare strukturer i bergarter forårsaket av enten metamorfose eller tektonisk deformasjon.

**Forkastning:** Sprekkerelatert strukturelement, der forflytning av hengblokken er <10 cm

parallelt med forkastningsplanet (Fossen, 2016).

**(d)GNSS:** (differential) Global Navigation Satellite Systems

**Hybrid seismikk:** Geofysisk metode som kombinerer høyoppløselig refleksjonsseismikk og refraksjonsseismikk med nedgående bølgetomografi (GeoExpert-AG, 2016).

**InSAR:** Interferometrisk Syntetisk Apertur-Radar

**Konjugerte sprekker:** To kryssede sprekkesett dannet under samme stressregime, med en konstant vinkel til hverandre mellom 30-60° (Fossen, 2016).

**Kosmogen nuklid datering:** Datering ved måling av mengde absorberte kosmogene nuklider i en eksponert bergartsflate (Hermanns et al., 2013).

**LiDAR:** Light Detection and Ranging

**Lineamenter:** Rette til slakt kurvete linjer i terrenget mulig å kartlegge kun ved bruk av fjernmåling. Representerer ofte en geologisk struktur eller en litologisk grense (Fossen, 2016).

**Listrisk flate:** Flate med bratt helning i øvre del, som videre flater ut i nedre del.

**Permafrost:** Oppstår når bakketemperaturen er sammenhengende under 0 °C i to år eller mer (Andersland & Ladanyi, 2003).

**Elektrisk resistivitet tomografi:** Geo-elektrisk metode for å detektere resistivitetsforskjeller i undergrunnen (Hoyer et al., 2016).

**Sprekk:** Skarp planar diskontinuitet forårsaket av spenninger i bergartene. Burde ha ingen eller liten forflytning mellom planene (Fossen, 2016).

**Steinbre:** Permafrostavhengig landform som består av løsmateriale (ofte talus) med en kjerne av is (Hauck et al., 2011).

**Ustabilt fjellparti:** Et fjellparti som har beveget seg fra sin opprinnelige geologiske posisjon.

## 1.4 Studieområdet

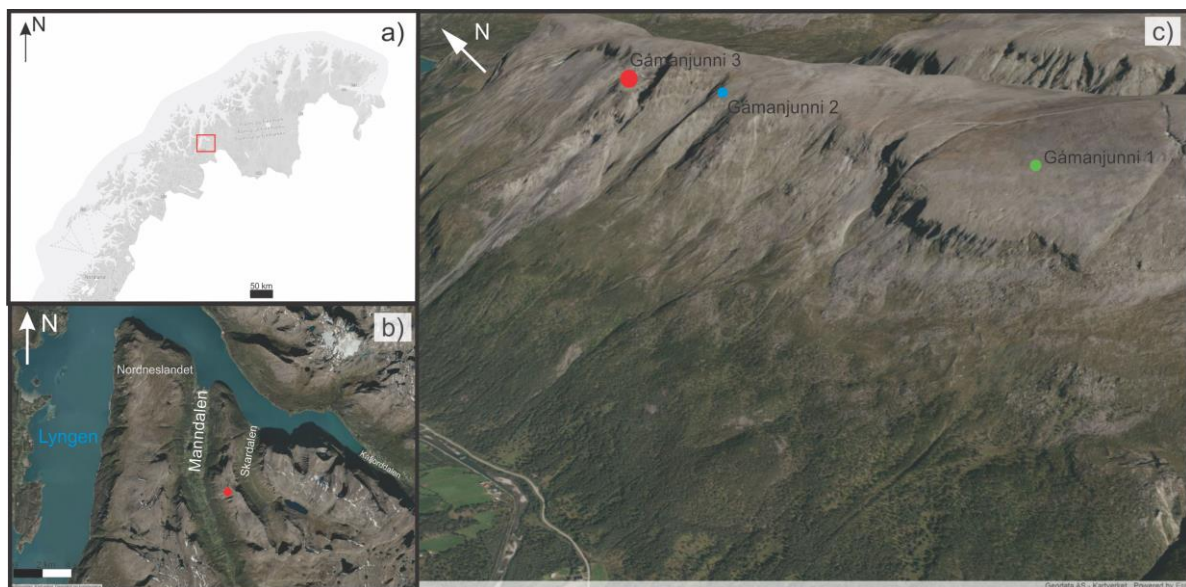
### 1.4.1 Geografisk beliggenhet, befolkning og arealbruk

Det ustabile fjellpartiet Gámanjunni 3 befinner seg på den østlige siden av den N-S orienterte U-dalen Manndalen i Kåfjord kommune, Troms og Finnmark fylke (Nord-Norge), som vist i Figur 2 a) og b). Gámanjunni er et utbredt platåfjell på ca. 3 km med høyder fra 1100-1220 moh. Fjellet har blitt delt opp i flere ustabile fjellpartier: Gámanjunni 1, Gámanjunni 2 og Gámanjunni 3 (Figur 2 c), i tillegg til flere skred-arr etter forhistoriske fjellskred (Böhme et al., 2016; NGU, ukjent publiseringsår). I umiddelbar nærhet til Gámanjunni 3 er det flere vel

studerte høyrisikoobjekt, blant annet Jettan og Nordnesfjellet (Bunkholt et al., 2011; Skrede, 2013; Hernes, 2014).

Mann dalen er en bygd med ca. 900 innbyggere (Pedersen, 2015). Dalen har en utstrekning på ca. 15 km, der befolkningstettheten er størst de første 5,6 km fra fjorden. Den største næringen i bygda er primærnæringer som landbruk og fiske. Mann dalen er den bygda i Kåfjord kommune med størst jordbruksareal på hele 60 % (Böhme et al., 2016).

I midten av dalen renner Olmmáiváteatnu (norsk; Mann dalselva) med en total lengde på 23 km og et nedbørsfelt på 207 km<sup>2</sup> (NVE, 2009). Elva eroderer nordover og har utløp ved Samuelsenberg helt nord i dalen. Elva har størst vannføring under vårflommen, som er forårsaket av den årlige snøsmeltingen (Böhme et al., 2016).



Figur 2: a) Lokaliseringen av Lyngenfjorden i Troms og Finnmark fylke. b) Lokaliseringen av Gámanjunní 3 i Mann dalen ved Lyngenfjorden. c) De registrerte ustabile fjellpartiene Gámanjunní 1, 2 og 3. Kart og ortofoto fra [norgeskart.no](http://norgeskart.no) og [norgebilder.no](http://norgebilder.no).

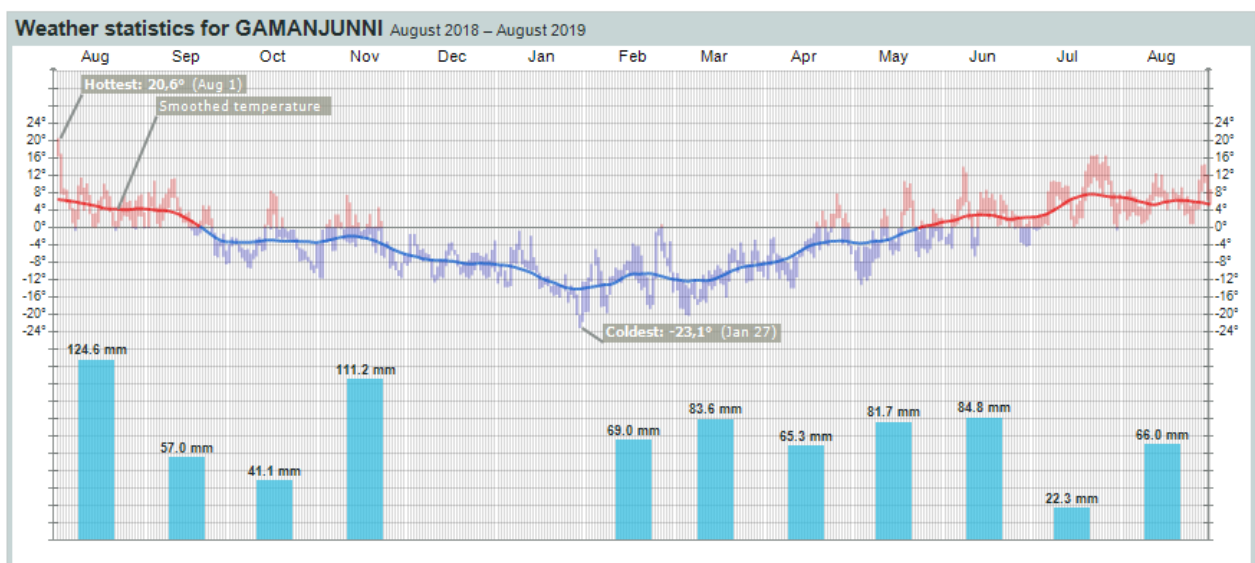


## 1.4.2 Meteorologi og klima

Klimaet i gamle Troms fylke er sterkt påvirket av den vekslende topografien, der det er stor forskjell mellom kyststrøk og indre strøk. I januar er middeltemperaturen i ytre strøk  $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , i indre strøk fra  $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$  til  $-9\text{ }^{\circ}\text{C}$ . I juli er middeltemperaturen i ytre strøk  $11\text{--}12\text{ }^{\circ}\text{C}$ , og i indre dalstrøk er det ca.  $14\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Årsnedbøren kan være omkring  $750\text{ mm}$  i kyststrøk, og i skjermede dalstrøk kan det være ned mot  $300\text{--}600\text{ mm}$ . I maksimalsonen langs kystfjellene kan årsnedbøren være hele  $1000\text{--}1500\text{ mm}$  (Dannevig, 2019).

Klimaet i Manndalen er mellom kyst og innlandsklima. Temperaturen når ikke like langt ned som på innlandet, men er ofte lavere enn det er på ytre kyststrøk. Mengden med nedbør er også litt mer enn på innlandet, men ikke like mye som ved kysten. Årsnedbøren i Manndalen er opptil  $651\text{ mm}$ . Middeltemperaturen for januar måned i 2019 var ved målestasjon Løkvollen (nede ved fjorden)  $-6.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ . I juli 2019 var middeltemperaturen  $11.9\text{ }^{\circ}\text{C}$  ved målestasjonen (Meteorologisk-Institutt, 2019).

Gámanjuni 3's målestasjon er på  $1230\text{ moh}$ . Der måles temperatur, vind, nedbør, snødybde og vind kontinuerlig. Temperaturen på Gámanjuni 3 er generelt kaldere enn ved målestasjonen Løkvollen. Middeltemperaturen for Gámanjuni 3 var i januar 2019 ca.  $-12,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ , og i juli 2019 var middeltemperaturen  $6,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Årsnedbøren fra august 2018 til august 2019 var  $806\text{ mm}$ , men det mangler data for desember 2018 og januar 2019 (Figur 3). Temperaturen holdt seg jevnlig under  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  fra desember 2018 til midten av april 2019, men holdt seg over  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  fra juli til august i 2019.



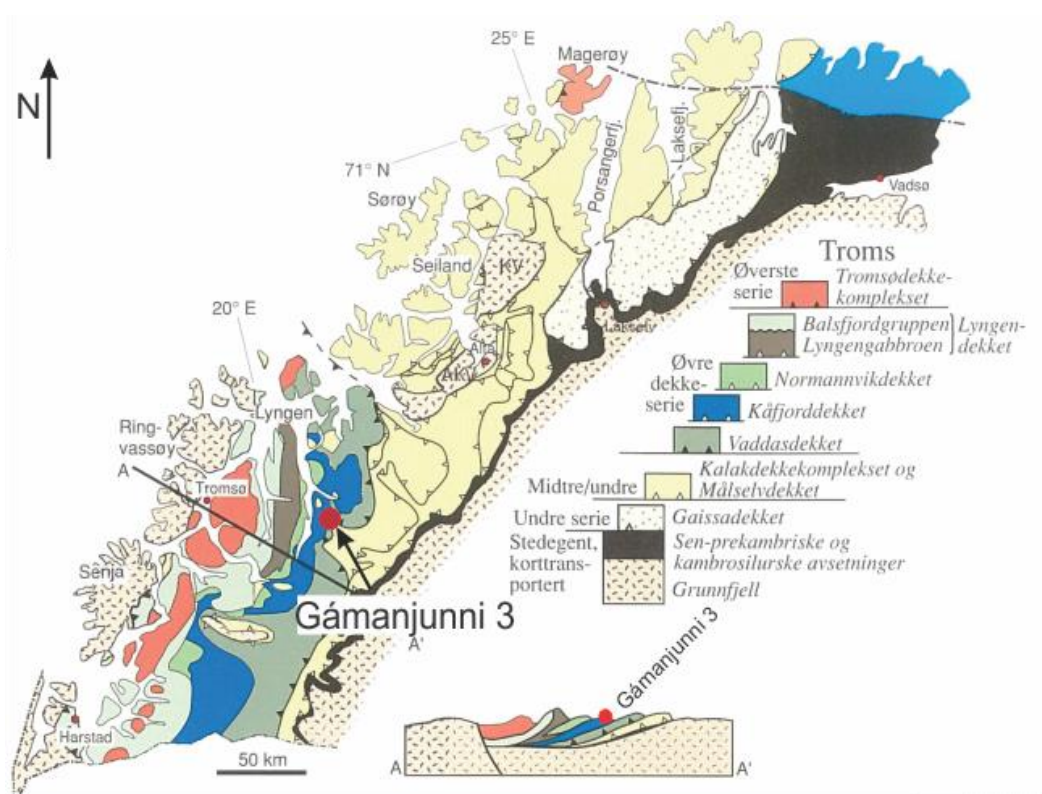
Figur 3: Temperatur og nedbør ved Gámanjuni målestasjon ( $1230\text{ moh}$ .) fra august 2018 til august 2019. Hentet fra yr.no

### 1.4.3 Regional geologi

Bergartene i Manddalen er kaledonske og tilhører Váddasdekket og Kåfjorddekket (Figur 4), som er en del av øvre allokton i Troms (Andresen et al., 1985). Dekkeseriene er bygd opp av sedimentære bergarter med høy omdanningsgrad, opp til øvre amfibolittfacies i Kåfjorddekket. Bergartene består av blant annet gneiser og glimmerskifre (Andresen, 1988; Ramberg et al., 2007; Böhme et al., 2016).

Skyveforkastningen Cappis skiller Váddasdekket fra Kåfjorddekket (Andresen, 1988). Ved Gámanjuni er skyveforkastningen mellom de to dekkene på ca. 300 moh. (Quenardel & Zwaan, 2008; Böhme et al., 2016). Bergartene er kjennetegnet ved tydelig duktil foliasjon, imbrikerte skyveflak, regionale og småskala folder, i tillegg til skyveforkastninger.

De kaledonske skyvedekkene i Troms er delt inn i fire dekkeserier fra topp til bunn: øverste-, øvre-, midtre- og nedre dekkeserie (Figur 4). Transportdistansen og metamorfosegraden øker både oppover og vestover i dekkeseriesekvensen. Dekkene ble skjøvet mot sørøst, inn på det fennoskandiske skjoldet under den kaledonske fjellkjededannelsen. Fjellkjededannelsen startet med lukningen av Iapethushavet, som videre førte til kollisjon mellom Baltika/Fennoskandia og Laurentia fra sen kambrium til tidlig devon (Ramberg et al., 2007).

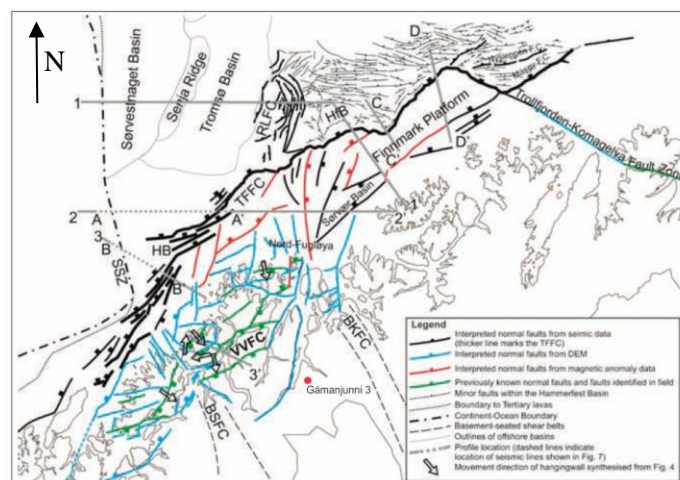


Figur 4: De kaledonske skyvedekkene i Troms og Finnmark, med lokaliseringen av Gámanjuni 3 i dekkeseriene. Modifisert figur fra Ramberg et al. (2007).

#### 1.4.4 Post-kaledonske sprø strukturer

Flere faser med post-kaledonsk rifting og bassengdannelse, fra paleozoikum til mesozoikum-kenozoikum, har ført til dannelsen av den passive kontinentalmarginen med sprø normal- og sideforkastninger. Med relaterte sprekker og bruddplan i berggrunnen langs hele norskekysten, som er blitt kartlagt både på sokkelen og landområdene innenfor (Bergh et al., 2007; Hansen et al., 2011; Indrevær et al., 2013). Forkastningskompleksene har primært orienteringene NNØ-SSV, ØNØ-VSV og NØ-SV (Figur 5) (Indrevær et al., 2013).

I Midt- til Nord-Troms med Kåfjord-området er sprø forkastninger og sprekker tydelig i berggrunnen som lineamenter orientert N-S, NNØ-SSV, NØ-SV, Ø-V og VNV-ØSØ (Gabrielsen et al., 2002; Indrevær et al., 2013). De NNØ-SSV og NØ-SV strykende lineamentene er blitt tolket å tilhøre blant annet Lofoten Vesterålen forkastningskomplekset, Vestfjorden-Vanna forkastningskomplekset og Kvaløysletta-Straumbukta forkastningen. Disse er et resultat av ekstensjonen knyttet til både tidlige og sene faser av riftingen i trias-kritt og senere med åpningen av Atlanterhavet (Olesen et al., 1997; Gabrielsen et al., 2002; Faleide et al., 2008; Bredal, 2016). Troms-Finnmark forkastningskomplekset (TFFK) og andre større forkastningssystemer er ofte sammensatt av flere parallelle listriske normalforkastninger som avgrensar roterte forkastningsblokker med fallretning både mot NV, SØ, VNV og ØSØ (Indrevær et al., 2013). Hyppige, regionale endringer i spenningsretning under de ulike riftfasene er årsaken til de mange ulikt orienterte forkastningene og sprekkemønstrene i kystområdene. En annen årsak er at de post-kaledonske sprø strukturerne er tolket til å være forårsaket av reaktiverte svakhetssoner i både prekambriske og kaledonske strukturer, som foliasjon, litologiske grenser og duktile deformasjonssoner (Indrevær et al., 2013).

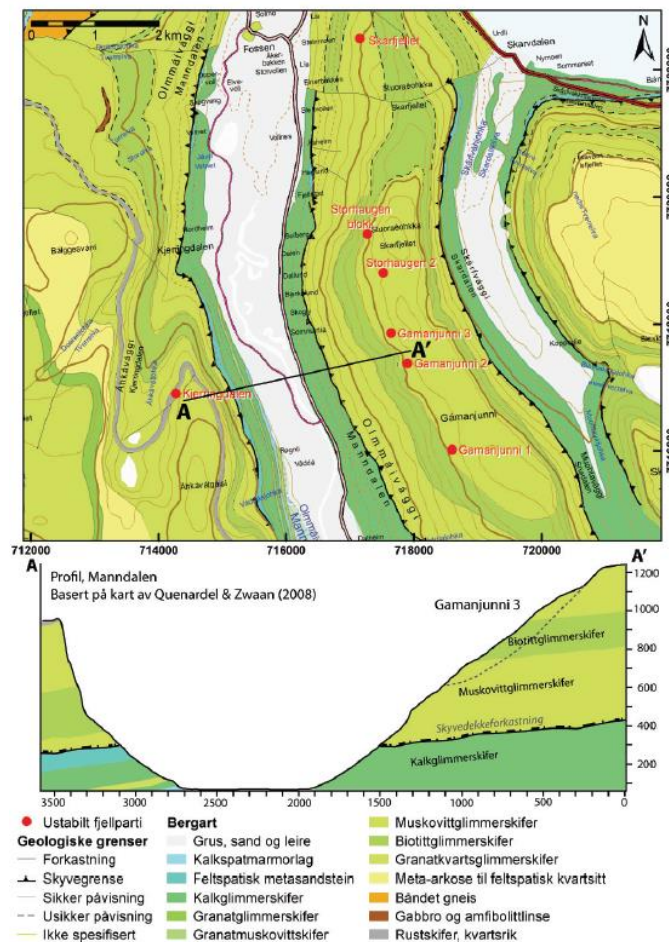


Figur 5: Strukturgeologiske kart som viser de post-kaledonske sprø strukturerne, og Gámanjuni 3's plassering. Modifisert figur fra Indrevær et al. (2013).

### 1.4.5 Bergarter i studieområdet

Berggrunnen i Manddalen utgjøres av Kåfjorddekkets bergarter (Figur 6) som i bunnen av Manddalen domineres av hornblendeførende og båndet kalkglimmerskifere. Dalsidene domineres av glimmerskifer med tilnærmet horisontal foliasjon, der det veksles med innhold av enten muskovitt eller biotitt-rike skifre (Böhme et al., 2016).

Litologiene ved selve Gámanjuni 3 er glimmerskifer med vekslende lag av muskovittglimmerskifere, meta-psammitter, og biotittglimmerskifere fra Kåfjorddekket (Zwaan et al., 2006; Quenardel & Zwaan, 2008). Kåfjorddekket har vekslende tilstedeværelse av enten boudinerte linser og lag av amfibolitt (Andresen, 1988). Det kan også være forekomster av mineralene kyanitt, sillimanitt og staurolitt (Quenardel & Zwaan, 2008). Böhme et al. utarbeidet i 2016 (Figur 6) en geologisk profil som viser den litologiske sammensetningen og den slakt vesthellende fallretningen på foliasjonen i berggrunnen ved Gámanjuni 3.



Figur 6: Øverst: berggrunnskart over Manddalen fra Quenardel & Zwaan (2008). Nederst: Profil fra profilinje A-A' (øverst) med markering (stiplet linje) av det ustabile fjellpartiet Gámanjuni 3's plassering i Kåfjorddekket over Cappis skyveforkastning. Hentet fra Böhme et al. (2016).

#### 1.4.6 Geomorfologi og kvartærgeologi

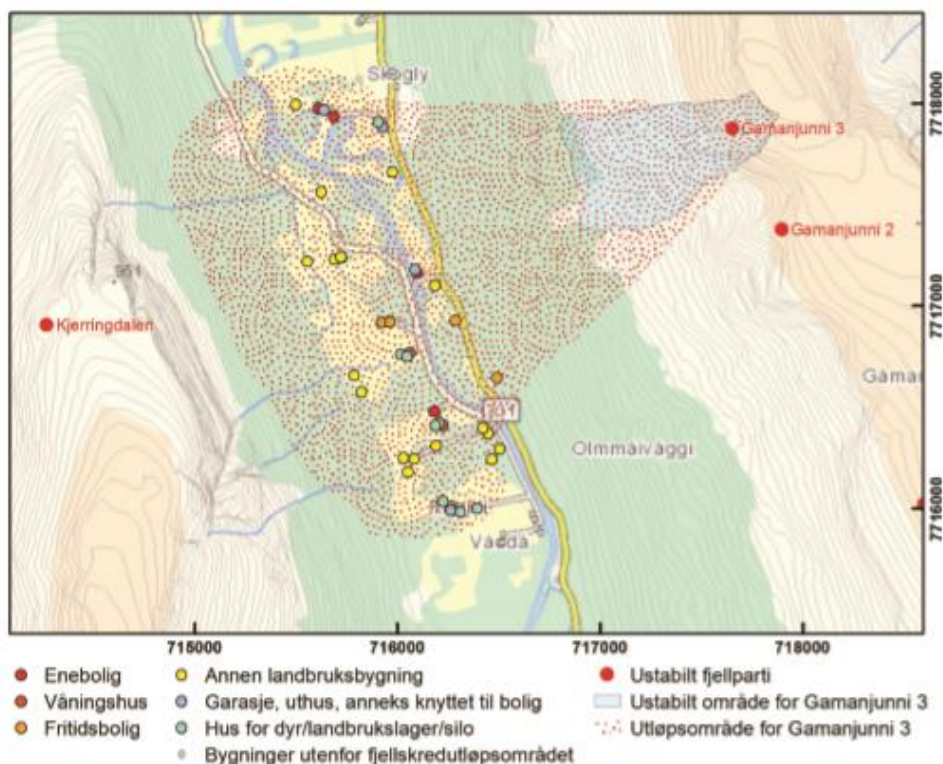
Nord-Troms har et landskap preget av dype fjorder og høye fjell på over 1800 moh. Mellom vestsiden og østsiden av Lyngenfjorden er det store morfologiske kontraster. På den vestlige siden er de karakteristiske Lyngsalpene med alpint landskap, og fjell som ruger opp mot 1800 moh. Den østlige delen av Lyngenfjorden karakteriseres av den paleiske overflaten mellom flere daler. De østlige fjellene er relativt sammenhengende med avrundet topografisk relieff, og når kun til høyder opp mot 1500 moh. Den skiftende topografien mellom vest og øst er tolket til å være grunnet en N-S orientert normalforkastning, der oppløftingen av den østlige delen har vært mindre enn i vest (Osmundsen et al., 2010).

Gjentatte kvartære glasieringer har påvirket Kåfjords topografi, som er dominert av flere lange, glasielle U-daler, som f.eks. Manndalen, Skardalen og Kåfjorddalen (Figur 2 b), bratte fjell, hengende daler og dype fjorder. Kartlegging av sedimenter på land og på havbunnen har vist at det har vært minst åtte breframstøt mellom 25 000 og 15 000 år siden (Ramberg et al., 2007). Isen begynte å trekke seg tilbake for 14 000 år siden, og dalene i Kåfjord var trolig isfrie for rundt 12-11 000 år siden (Eilertsen et al., 2012; Böhme et al., 2016; Hughes et al., 2016; Stroeven et al., 2016). I Manndalen er de kvartære avsetningene dominert av elveavsetninger i bunnen av dalen, der det langs dalsidene er tilstedeværelse av skredmateriale, morenemateriale, marine strandavsetninger og hav- og fjordavsetninger (Eilertsen et al., 2012).

Eilertsen et al. (2012) og Böhme et al. (2016) har registrert og kartlagt opp til tre tidligere skredhendelser (Eilertsen et al., 2012; Böhme et al., 2016) i umiddelbar nærhet til Gámanjuni 3. To av disse er blitt datert med terrestriske kosmogene nuklider, der den ene har fått en alder på  $11\,090 \pm 670$  år og den andre  $4250 \pm 270$  år. Det betyr at ett skred har blitt utløst under eller rett etter deglasiasjonen, og den andre ikke har sammenheng med deglasiasjonen (Böhme et al., 2016). Det er også observert flere skred-arr i området, men det er ikke observert noen skredavsetninger. Disse skredene tolkes til å ha blitt utløst før eller under den siste istiden, der massene er transportert bort av isen (Bunkholt et al., 2011; Böhme et al., 2016).

## 1.5 Tidligere studier fra Gámanjunní 3

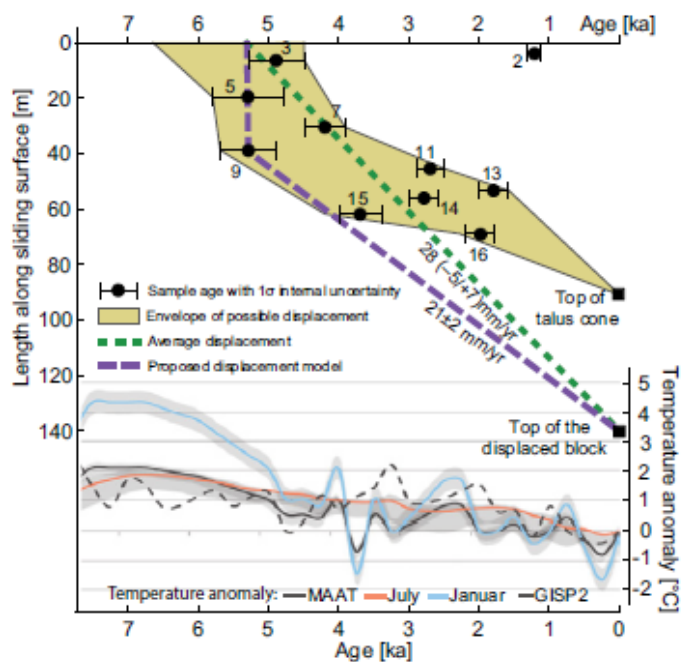
NGU publiserte i 2016 en rapport der Gámanjunní 3 ble fare- og risikoklassifisert på bakgrunn av deres feltarbeid, bevegelsesresultater, kalkulering av volum og utløpsområde (Böhme et al., 2016). Ved bruk av Sloping Local Base Level ble volumet kalkulert til å maksimalt være 26 millioner m<sup>3</sup>, når man ser på skredet som ett scenario (Jaboyedoff et al., 2004; 2009; 2015; Böhme et al., 2016). Utløpsanalysen er basert på volumet og siktevinkelen, der resultatene viser at et kollaps av Gámanjunní 3 vil gi skredavsetninger som rekker over på motsatt siden av dalen og kan potensielt danne en demning (Figur 7) (Hungr & McDougall, 2009; Horton et al., 2013; Böhme et al., 2016). Basert på resultatene fra denne rapporten ble Gámanjunní 3 klassifisert med høy faregrad for skred og middels konsekvensklasse, som gir høy risiko for skred (Böhme et al., 2016; Oppikofer et al., 2016). Utløpsområdet til skredet og plasseringen av boliger, landbruksbygg etc. i direkte fare for å bli truffet av et skred fra Gámanjunní 3 er vist i Figur 7. Risikoklassifiseringen i 2016 ble føringen til flere senere studier av fjellpartiet, som vil bli presentert videre i delkapitlet.



Figur 7: Utløpsområde og bebyggelse i umiddelbar nærhet til utløpsområdet. Figur fra Böhme et al. (2016).

### 1.5.1 Datering og forhistoriske bevegelseshastigheter

Terrestrisk kosmogen nuklid datering ved bruk av konsentrasjonen av  $^{10}\text{Be}$  i overflaten er utført i bakskrenten av Gámanjuni 3 (Böhme et al., 2016; Böhme et al., 2019). Ti prøver ble datert langs en 69 m lang profil i fallretningen til den SV-hellende bakskrenten. Resultatet viser at bevegelsene til skredet startet for mellom 6600 og 4300 år siden, med en medianalder på første bevegelse for 5300 år siden. Dermed kan en direkte påvirkning av deglasiasjonen fraskrives, men bevegelsene startet i slutten av det holosene klimaoptimum, og derfor kan



Figur 8: Dateringsresultatene fra bakskrenten til Gámanjuni 3. Viser at hastigheten har vært høy de første årene med bevegelse, og senere sunket til lavere bevegelseshastighet. Figur hentet fra Böhme et al. (2019).

starten på bevegelsene være påvirket av varmere klima. Rundt 150 meters bevegelse langs bakskrenten på 5300 år gir en gjennomsnittlig bevegelseshastighet på  $28 (-5/+7)$  mm/år, som er betydelig mindre enn den maksimale hastigheten i dag på rundt 54 mm/år. Resultatene vist i Figur 8 viser at tidlig i bevegelseshistorien kan hastigheten ha vært høyere og lavere enn det gjennomsnittshastigheten indikerer. I følge Böhme et al. (2019) var trolig de første årene med bevegelser like rask eller raskere enn det bevegelsene er i dag, men at hastigheten ble lavere gjennom resten av bevegelseshistorien. Som nevnt oppsto de første bevegelsene i slutten av det holosene klimaoptimum, der gjennomsnittstemperaturen var ca.  $1^\circ\text{C}$  høyere enn i dag og kan derfor være grunnen til de hurtige bevegelsene i starten av bevegelseshistorien (Lilleøren et al., 2012). I dag er også bevegelseshastigheten høy, noe som kan være forårsaket av at de årlige temperaturene i Norge har økt siden 1900 (Hanssen-Bauer et al., 2015). Klimarapportene for de polare regionene forutser en videre økning av overflatetemperaturen, som videre kan føre til at bevegelsene i Gámanjuni 3 øker ytterligere i fremtiden (Iversen et al., 2012; Böhme et al., 2019). En viktig feilkilde til resultatene kan være at ura, som er dannet i underkant av skrenten, kan ha beskyttet skrenten for kosmogene nuklider og fører til at alderen på bevegelsene vil være eldre enn det som er kommet fram av resultatene. Dette kan ha en betydning for hovedkonklusjonen om at hastighetene har økt de siste 1000 år.

## **1.5.2 Temperaturdata (2013-2017) fra temperaturloggere**

Eriksen (2018) installerte totalt 17 temperaturloggere i både det ustabile fjellpartiet og i steinbreen (plassering av loggere vist i vedlegg 1). Resultatene for temperaturmålingene i perioden 2013-2017 (vedlegg 2 og 3) viste at temperaturen har hatt en tendens til å bli varmere i det ustabile fjellpartiet (Eriksen, 2018). Det var variasjoner i den gjennomsnittlige (årlige) temperaturen, som trolig er fra variasjoner i lufttemperatur, ulikheter i snødybde over årene og endringer i luftsirkulasjonen grunnet åpning av sprekker og forflytning av blokker (Eriksen, 2018). De årlige gjennomsnittlige temperaturene er lavest i øvre del av skredet, der temperaturen øker nedover fjellsiden. Ved å regne ut BTS-verdiene (bunn temperatur av snø under tykt snødekke) er det mulig å få indikasjoner tilstedeværelse av permafrost i området eller ikke. Resultatene fra Eriksens (2018) beregninger indikerer permafrost i de åpne porerommene i baksprekken. I tillegg er det sannsynlighet og mulighet for permafrost i loggerne montert i midten og i nedre del av skredet (utenom loggerne GTL 5 og 6). I steinbreen er det også BTS-verdier som indikerer tilstedeværelse av permafrost (utenom logger Temp2) (Eriksen, 2018).

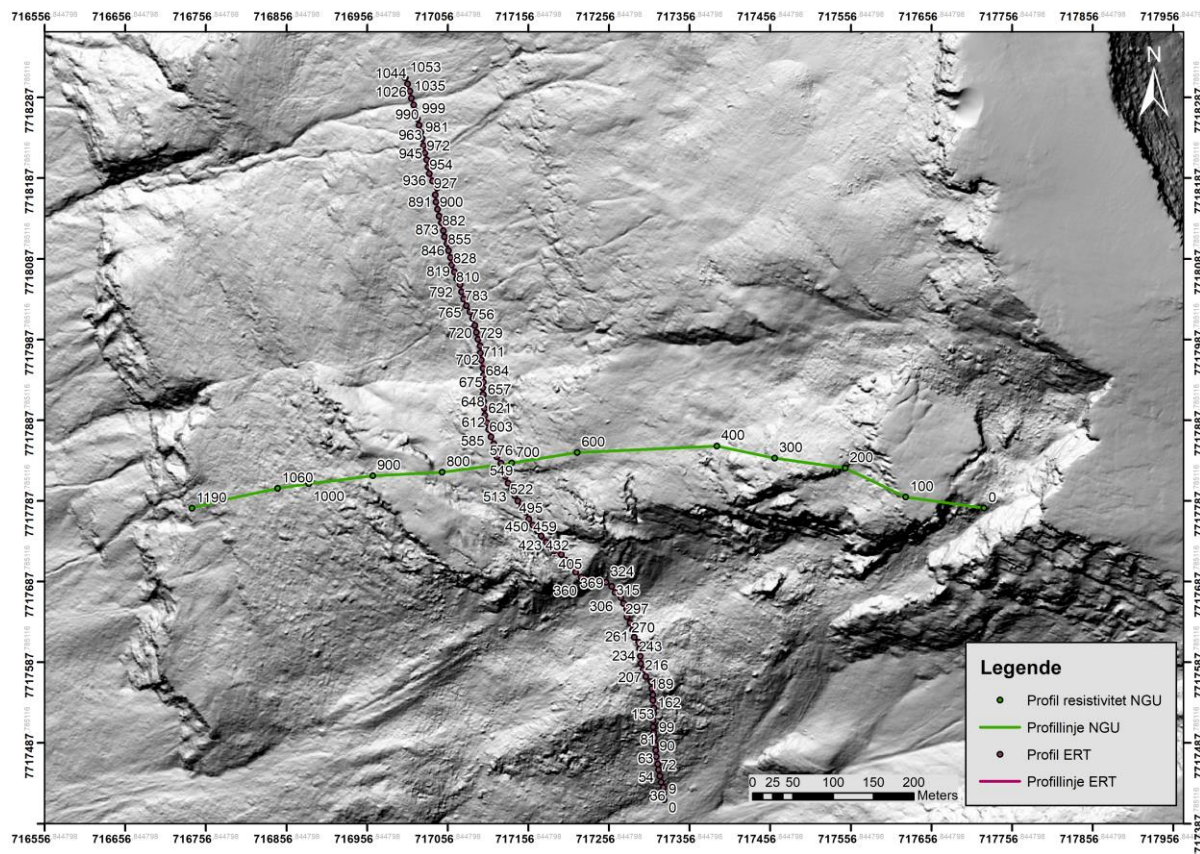
## **1.5.3 Geofysiske målinger**

Det er gjennomført en rekke geofysiske målinger og tolkninger ved Gámanjunní 3 etter risikoklassifiseringen i 2016 (Böhme et al., 2016; GeoExpert-AG, 2016; Hoyer et al., 2016; Hauck & Hilbich, 2018; Magning et al., 2019). De geofysiske målingene kan gi bedre forståelse for hva som foregår i undergrunnen, for eksempel eksisterende strukturer, tilstedeværelse av permafrost, vanninnhold, porerom og underliggende glideplan.

### **1.5.3.1 Resistivitet**

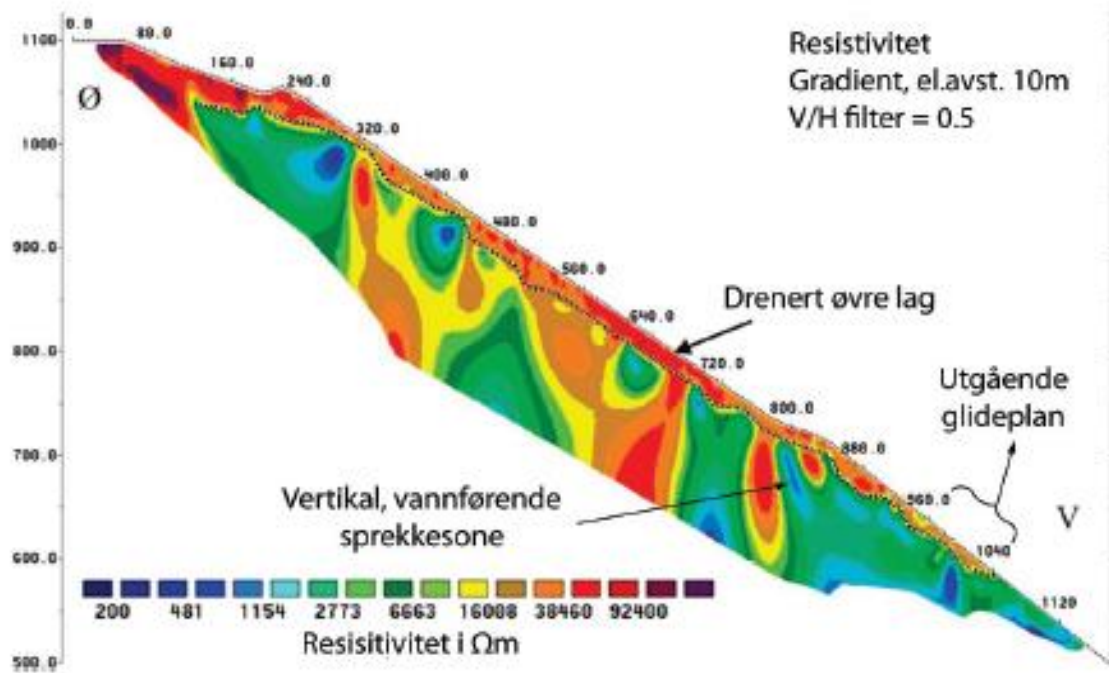
Fargeskalaen til resistivitetsresultatene i Böhme et al. (2016) går fra lav resistivitet i blått (<1000  $\Omega\text{m}$ ) til høy resistivitet i oransje-rød-fiolett (>16 000  $\Omega\text{m}$ ). Når resistivitetsverdiene er høyere enn ca. 16 000  $\Omega\text{m}$ , gir det indikasjoner på drenert, oppsprukket fjell eller avsetninger fra skred. Hvis resistivitetsverdiene er ekstremt høye (rød-fiolett) kan det være indikasjoner på permafrost (Rønning et al., 2008; Böhme et al., 2016). Hvis resistivitetsverdiene er mellom 3000 til 16 000  $\Omega\text{m}$ , kan det tolkes til å være sammenhengende fjell. Verdier lavere enn 3000  $\Omega\text{m}$  kan gi indikasjoner på oppsprukket vannmettet fjell, grafittlag eller sulfidmineraliseringer (Böhme et al., 2016)





Figur 9: Plassering av profilinjer til NGU resistivitetmålinger (oransje linje) og profilinjen til elektronisk resistivitetstomografi av Geologische Bundesanstalt (røde prikker). Koordinater fra Böhme et al. (2016) og Hoyer et al. (2016).

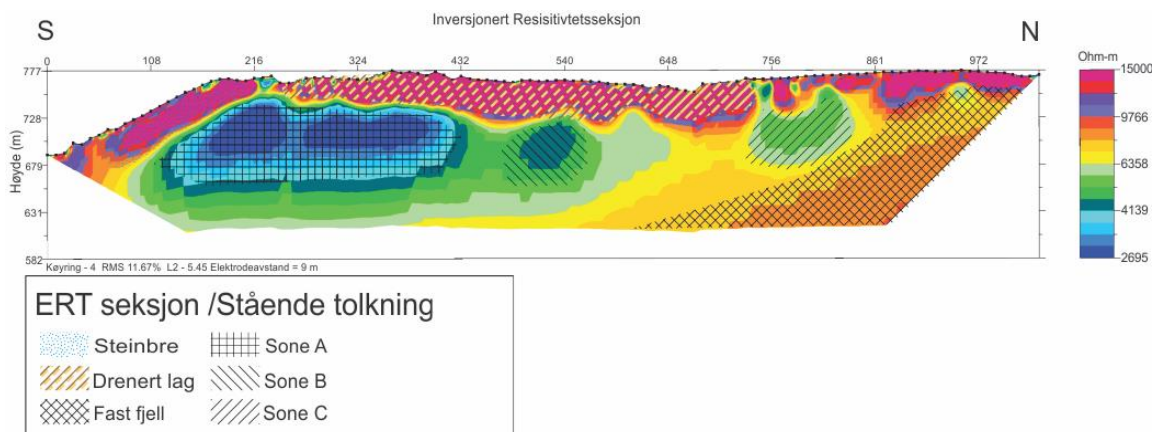
NGU gjennomførte 2D resistivitetmålinger ved Gámanjunki 3 langs den grønne profilinjen vist i Figur 9 (Böhme et al., 2016). Resultatene (Figur 10) viser at et øvre lag med ca. 10-20 m mektighet viser en høy resistivitet, noe som kan indikere sterkt oppsprukket drenert lag eller rasmasser. Øverste del av profilet har en høy resistivitet, som blir tolket å være øvre del av den utraste blokken. I tillegg er det trolig permafrost i den øvre delen av skredet. Ved 800 m nedover profilet er det tolket en vertikal vannførende sone med lav resistivitet. Denne sonen samsvarer med en mulig avgrensning av skredet. Resistivitetsresultatene viser ingen underliggende glideplan som skal ha utgående mellom 980 og 1040 m i profilet (Böhme et al., 2016).



Figur 10: Resultater av NGUs Ø-V resistivitetsundersøkelse, som viser mulig tilstedeværelse av permafrost og sterkt oppsprukket drenert øvre lag. Hentet fra Böhme et al. (2016).

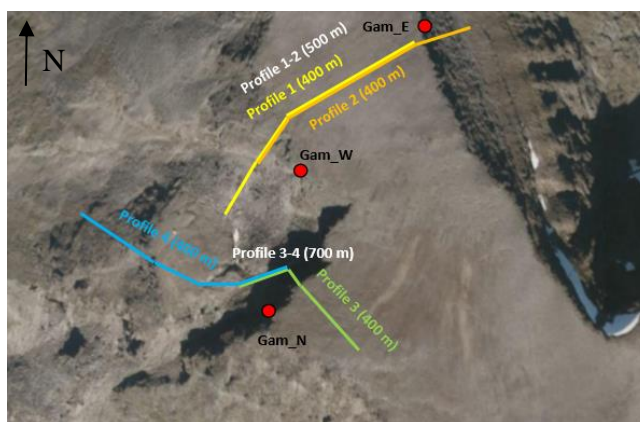
Elektronisk resistivitets tomografiundersøkelser (forkortelse: ERT) ble gjennomført av Geologische Bundesanstalt i et N-S profil (markert i mørklilla i Figur 9) (Hoyer et al., 2016). Målet med undersøkelsen var å få en bedre forståelse til det underliggende glideplanet til skredet. Dette er mulig siden sterkt oppsprukket fjell og løse blokker er kjent for å ikke lede elektriske strømmer som fast fjell gjør. Derfor vil konduktivitetskontrasten mellom fast fjell og bevegede deler av skredet være tydelig i det geo-elektriske snittet (Hoyer et al., 2016).

Resultatene fra ERT-undersøkelsene er vist i Figur 11 (Hoyer et al., 2016). De to høyresistivitetssonrådene helt sør og i sentrale parter av profilet er tolket til å være en steinbre (i sør) og det ustabile fjellpartiet (midten). Området mellom elektrodeposisjon 738 og 873 er blitt tolket til å være en mer stabil sone av massivt vegetasjonsdekket fjell. De forhøyede resistivitetsverdiene nord i profilet tolkes til å være steinfylte kanaler. Den maksimale tykkelsen på løse blokker i fjellskredområdet er angitt å være 20 m. Dybder på mer enn 50 m er blitt delt opp i fire soner i forhold til resistivitetsresultatene. Den første sonen antas å være fast berggrunn nord i profilet (område > m750). De tre andre sonene (sone A-C) er tolket i samsvar med de seismiske målingene videre beskrevet i kapittel 1.5.3.2. Sone A blir tolket til forvitret berggrunn, sone B som en mer vannmettet og/eller finkornet del av det ustabile området og sone C er tolket til forvitret/mindre kompakt sone (Hoyer et al., 2016).

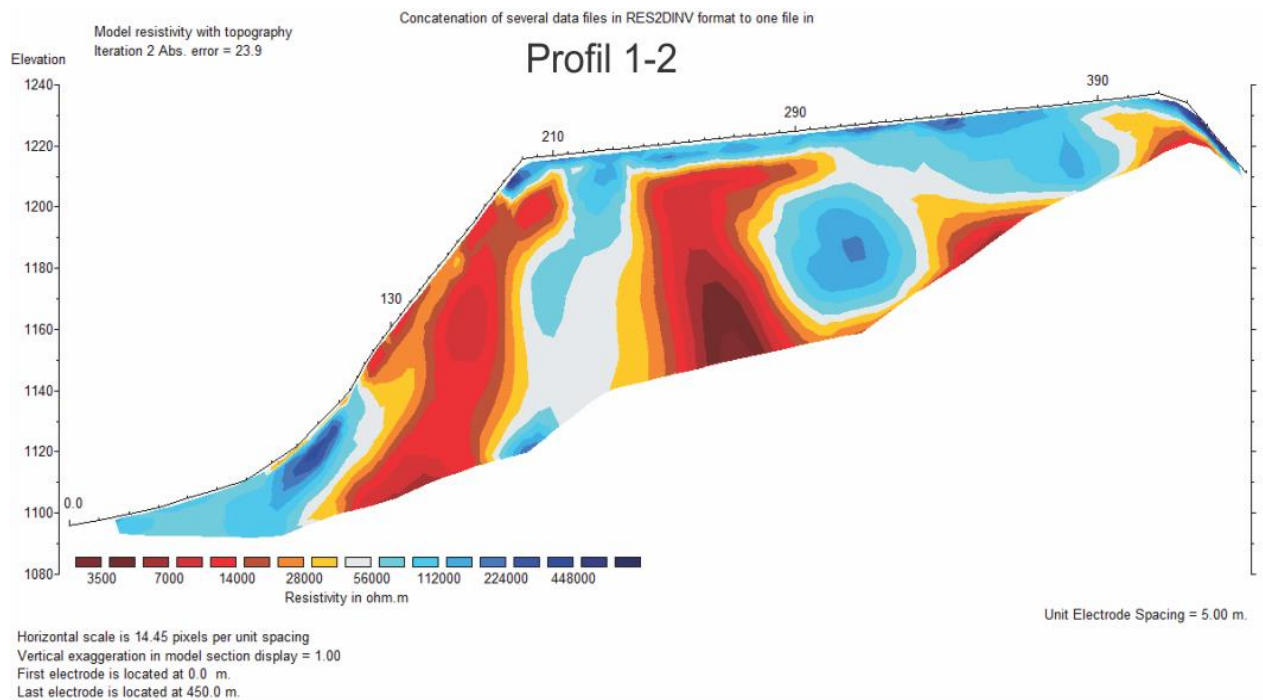


Figur 11: ERT inversjonerte resultater og tolkninger gjennomført av Østerrikes geologiske undersøkelse. Resultatene viser tydelig steinbreen og at de øvre meterne av det ustabile fjellpartiet er vel drenert. Nord i profilet er det tolket fast berggrunn. Det er også lokalisert tre soner (A, B og C) som ikke har blitt klassifisert pga. manglende informasjon. Modifisert figur fra Hoyer et al. (2016).

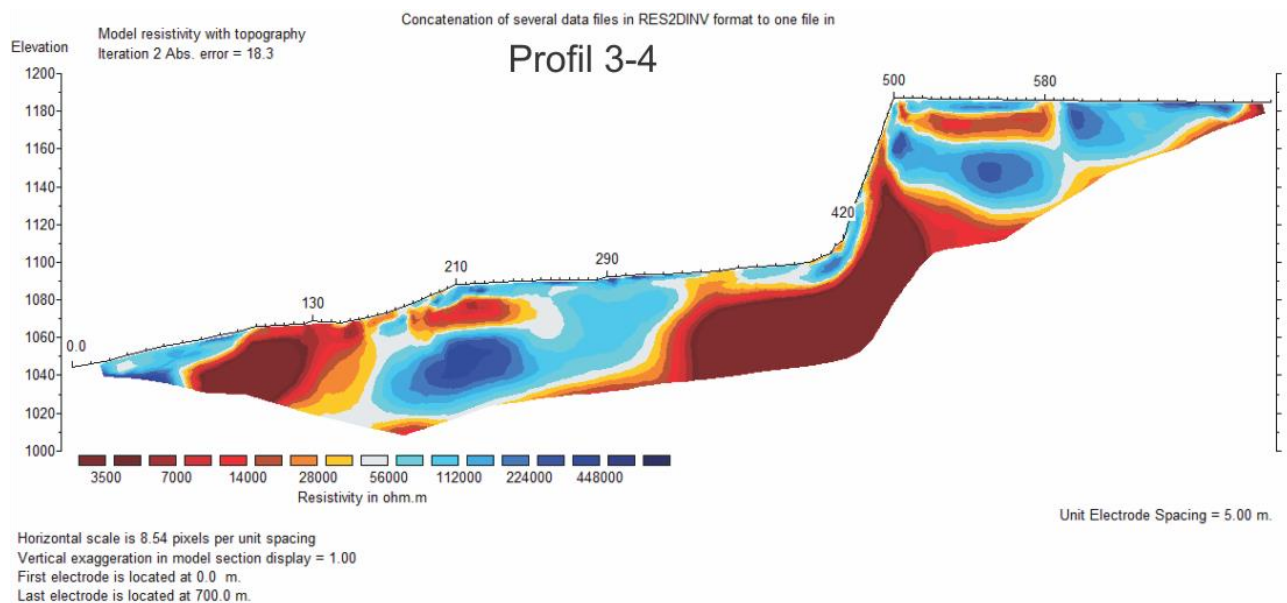
Sommeren 2019 ble det gjennomført resistivitetsmålinger i de to bakskrentene til Gámanjunki 3 av EDYTEM Lab., CNRS (Magnaing et al., 2019). De gjennomførte totalt fire 400 m lange profiler, to i hver bakskrent. Profillinjene er vist i Figur 12. For hvert profil var det 5 m i elektrodeavstand med 4 kabler og 61 elektroder (345 målepunkter) (Magnaing et al., 2019). De foreløpige resultatene er vist i Figur 13 (SV-orientert bakskrent) og Figur 14 (NV-orientert bakskrent). Foreløpige tolkninger av profilene er eksistens av store områder med høy resistivitet, som tolkes til å være permafrostområder. I tillegg er det tinte områder tilhørende vannfylte sprekker, som kan virke som tiningskorridorer. Det er ulikheter mellom de to bakskrentene. Blant annet at permafrosten er varmere i den SV-hellende bakskrenten enn i den NV-hellende bakskrenten med høyere resistivitet. Dette samsvarer med at den gjennomsnittlige årlige temperaturen fra 2016-2019 i SV-hellende skrent er +1,0°C (pkt. Gam\_W) og -1,6°C i NV-hellende skrent (pkt. Gam\_N) (Magnaing et al., 2019).



Figur 12: Profillinjer til resistivitetsmålingene gjennomført i bakskrentene til Gámanjunki 3. Hentet fra Magnaing et al. (2019)



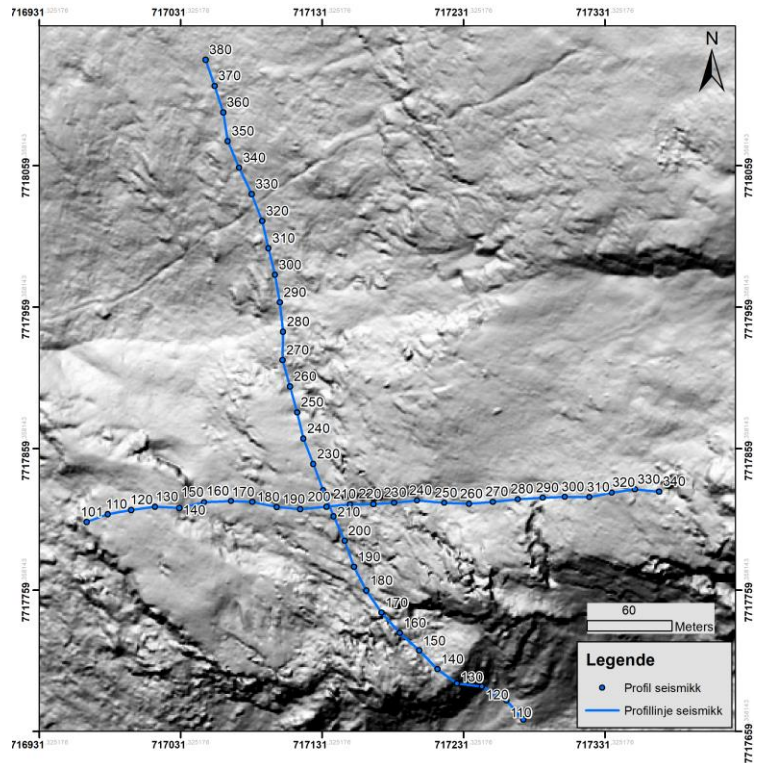
Figur 13: Resistivitetsresultater fra den SV-hellende bakkrenten. Resultatene påviser permafrostområder og fryse-/tiningskorridorer. Bakkrenten er varmere enn den NV-hellende bakkrenten. Modifisert figur fra Magning et al. (2019)



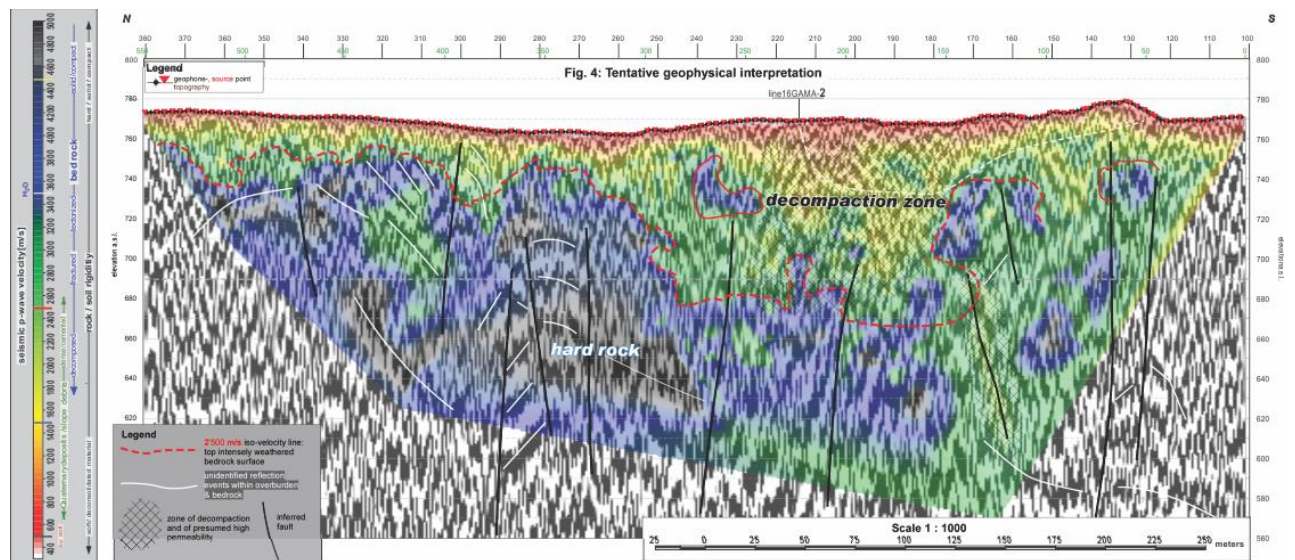
Figur 14: Resistivitetsresultater fra NV-hellende bakkrenten med kaldere permafrostområder enn SV-hellende bakkrent. Også tilstedeværelse av fryse-/tiningskorridorer. Modifisert figur fra Magning et al. (2019)

### 1.5.3.2 Hybrid seismikk

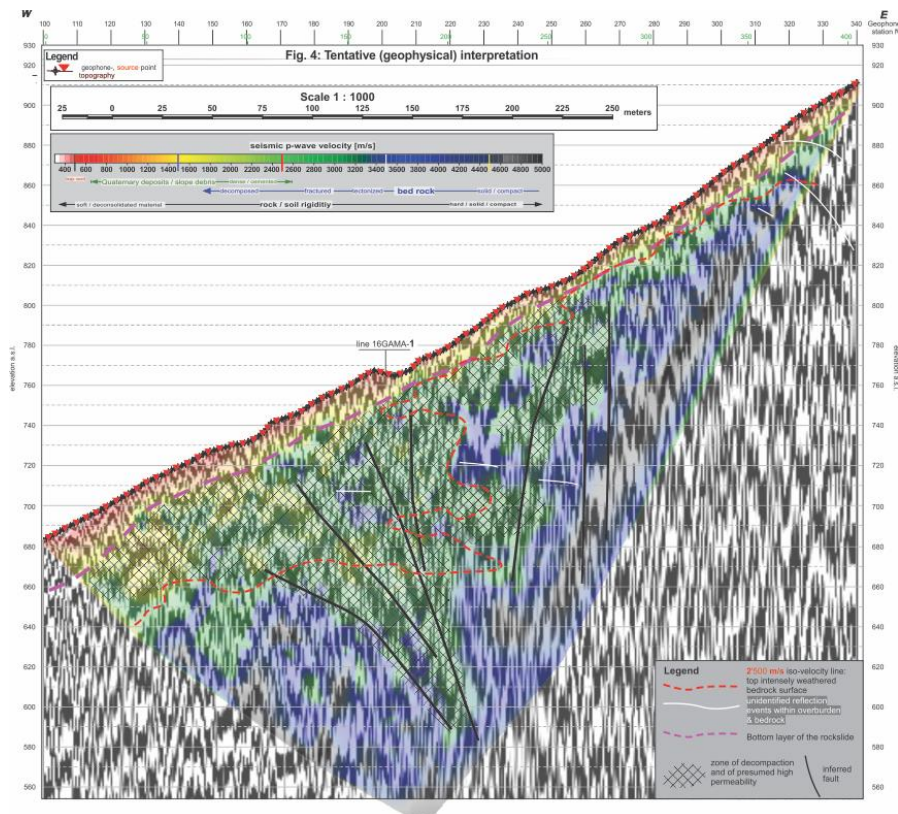
GeoExpert gjennomførte hybrid seismisk kartlegging i to profiler på Gámanjuni 3, (profilinjene Figur 15) (GeoExpert-AG, 2016). I undersøkelsen bruktes refraksjonsseismikk, der p-bølgehastigheten gir en indikasjon på de geologiske forholdene i undergrunnen. Resultatene (Figur 16 og Figur 17) indikerer at området er sterkt tektonisert med flere forkastninger (GeoExpert-AG, 2016). Grensen mellom fast fjell og løs oppsprukket sone er satt ved 2500 m/s iso-hastighet, vist som rød stiplet linje i Figur 16 og Figur 17. Et forkastningssystem med strøk N-S er lokalisert i en oppsprukket løs sone ned til 100 m under overflaten, som tolket i Figur 16 (GeoExpert-AG, 2016).



Figur 15: Profilinjer til hybrid seismisk kartlegging av Gámanjuni 3. Koordinater er fra GeoExpert-AG (2016)



Figur 16: Geofysiske resultater og tolkninger fra hybrid seismisk kartlegging i profilet 16GAMA-1. Resultatene viser både fast fjell, løsere områder og forkastninger. Hentet av «Enclosure 1b» fra GeoExpert AG (2016).

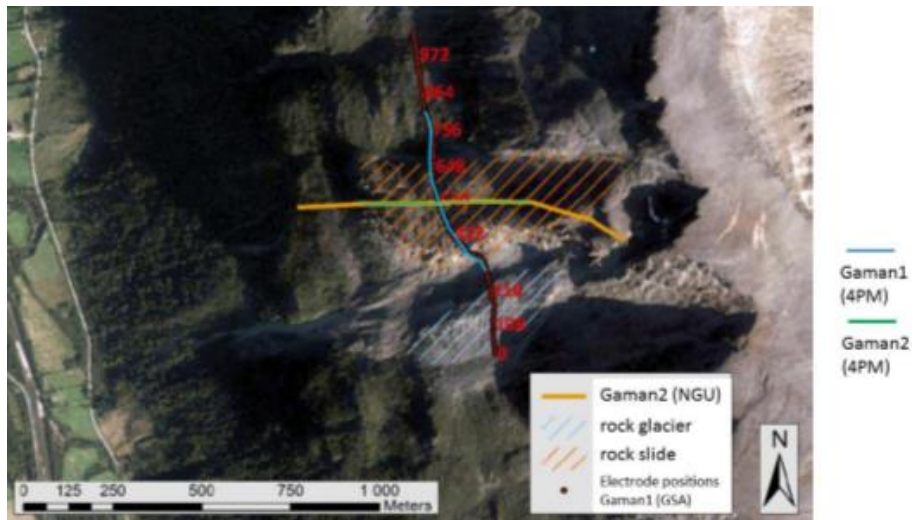


Figur 17: Resultater fra hybrid seismisk kartlegging i profilet 16GAMA-2. Den horisontale skalaen er trolig overdrevet. Resultatene viser oppløst område, fast fjell og flere tolkede forkastninger. Modifisert figur fra "Enclosure 2b)" fra GeoExpert-AG (2016).

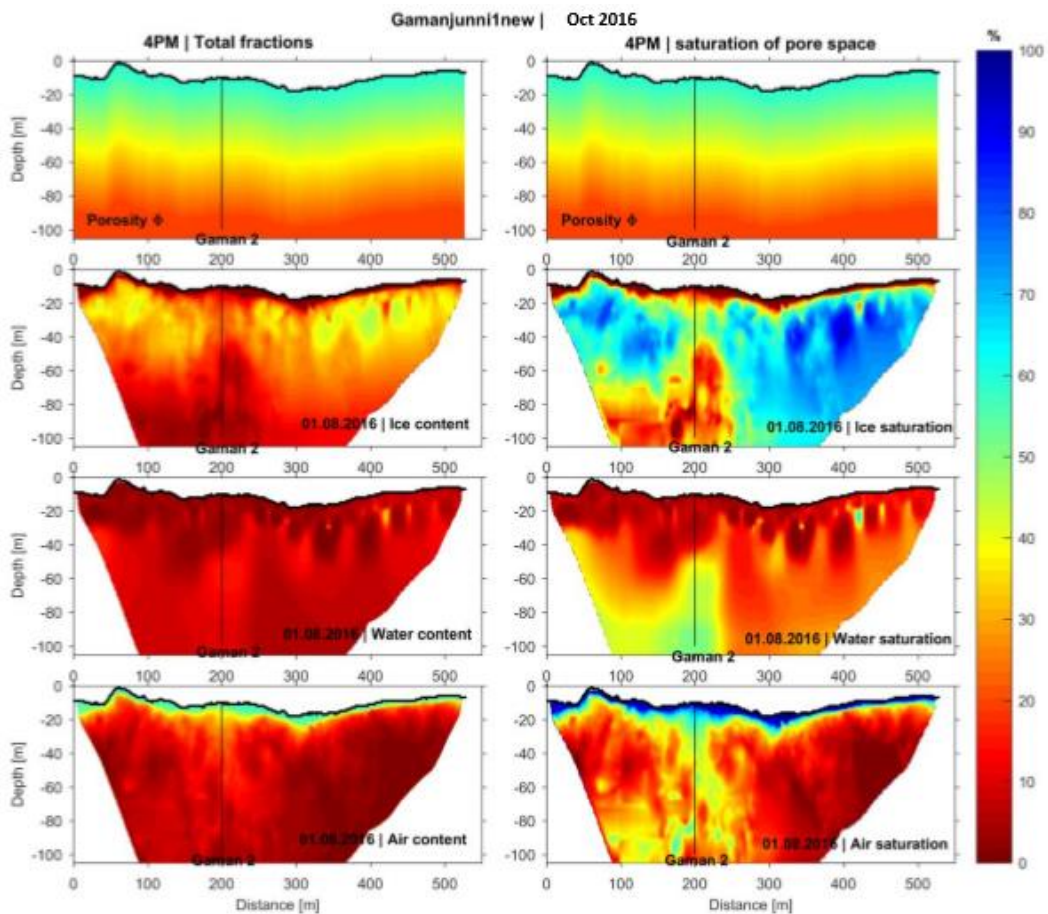
### 1.5.3.3 4-fase modellering

4-fase modellering, som er en sammensetning av elektrisk resistivitets tomografi og seismiske data for å estimere is-, vann-, pore og luftinnhold i dypet, er gjennomført i 2018 (GeoExpert-AG, 2016; Hoyer et al., 2016; Hauck & Hilbich, 2018). Profilene til 4-fase modellene er vist i Figur 18. Resultatene til profil 1 fra N-S (Gaman1, Figur 19) viser at det er både permafrost og store heterogeniteter i profilet. Den massive heterogeniteten rundt skjæringspunktet til profil 2 (Gaman2, Figur 20) (horisontal distanse 180-230), blir tolket som en sprekkesone med høyt luftinnhold (Hauck & Hilbich, 2018). Resultatene viser også at de første 5-10 meterne er tint overflatelag, med høyt luftinnhold.

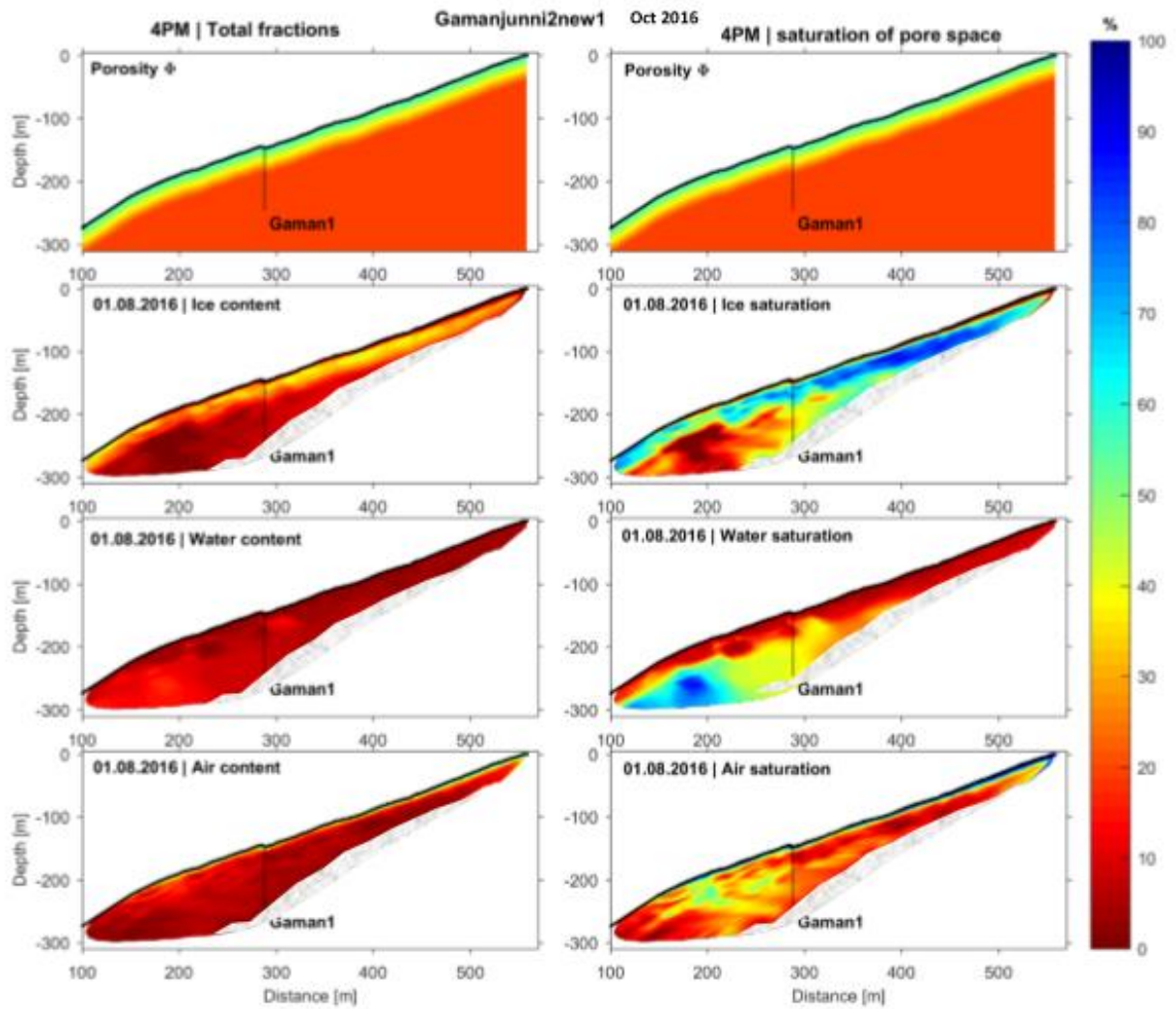
Profil 2 (Figur 20) fra Ø til V er lik profil 1 med permafrostforhold og et overflatelag. Som beskrevet over er det en oppsprukket sone med høyt luftinnhold i horisontal distanse mellom 150-280 m. En vannmettet sone er påvist i den vestligste delen av profilet (100-200 m horisontal distanse). I begge profilene antas overgangen fra tinte til frosne forhold å være ved 40-50 meter dybde (Hauck & Hilbich, 2018).



Figur 18: Profilinjene til 4-fase modelleringen vist i blått (Gaman1) og grønt (Gaman2). Figur hentet fra Hauck & Hilbich (2018).



Figur 19: 4-fasemodelleringsresultatene for profilinjen Gaman1. Resultatene viser tilstedeværelse av bla. permafrost. Ved skjæringspunktet til profil Gaman2 er det tolket en sprekkesone med høyt luftinnhold. Figur hentet fra Hauck & Hilbich (2018).

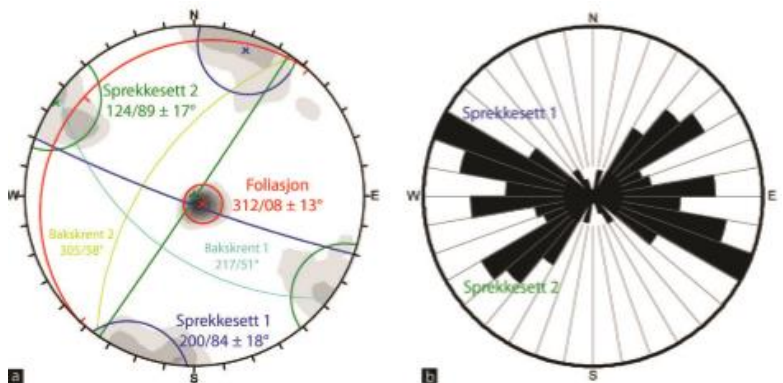


Figur 20: 4-fase modellingsresultater for profil Gaman 2. Resultatene viser permafrostinnhold og et overflatelag. Det er også tolket et vannmettet sone i den vestligste delen av profilet. Figur hentet fra Hauck & Hilbich (2018).



### 1.5.4 Strukturgeologiske målinger og kinematisk analyse

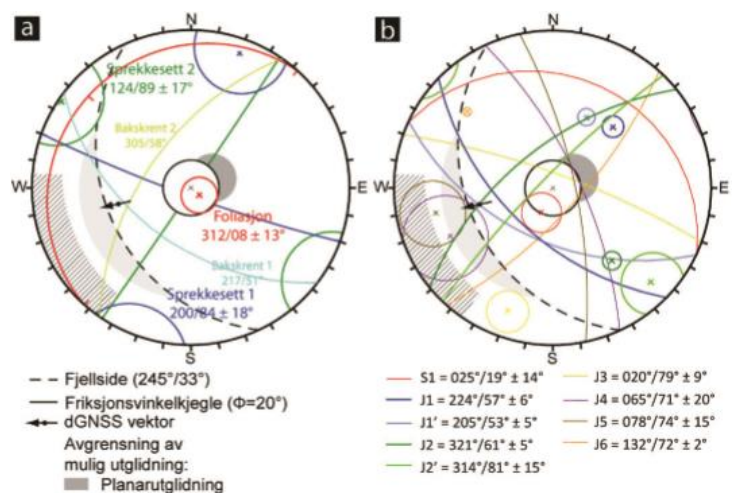
NGU's risikoklassifiseringsrapport baserte seg på feltundersøkelser gjennomført ved Gámanjuni 3 (Böhme et al., 2016). De strukturgeologiske resultatene (Figur 21) viser at det er to hoved-sprekkesett ved Gámanjuni 3. Sprekkesett 1 har et steilt fall mot SSV, med en gjennomsnittlig fallretning og fall på  $200/84 \pm 18^\circ$ . Sprekkesett 2 har også steilt fall hellende mot NV, med en gjennomsnittlig fallretning og fallvinkel på  $124/89 \pm 17^\circ$ . Foliasjonen er svakt hellende mot NV med gjennomsnittlig fallretning og fallvinkel  $312/08 \pm 13^\circ$  (Böhme et al., 2016). De to distinkte baskkrentene er utviklet og har tilnærmet lik orientering som de to sprekkesettene. Baskkrent 1 har en gjennomsnittlig fallretning og fallvinkel på  $217/51^\circ$ , og baskkrent 2 har en gjennomsnittlig fallretning og fallvinkel på  $305/58^\circ$ . I følge Böhme et



Figur 21: Stereoplot a) og rosedigram b) av strukturmålingene gjennomført av NGU. Resultatene viser tydelige sprekkesett og foliasjon svakt hellende mot NV. Figur hentet fra Böhme et al. (2016).

al. (2016) er baskkrentene utviklet av å bryte bergbroer mellom deres gjennomsnittlige orientering og foliasjonslag, som har resultert i en gjennomsnittlig svakere helning enn hovedsprekkesettene. Skjæringslinjen til de to baskkrentene har en orientering på  $253/45^\circ$  (Böhme et al., 2016).

Den kinematiske analysen (Figur 22) gjennomført av Böhme et al. 2016, viser at det ikke eksisterer noen strukturer i berggrunnen som tillater utglidning kinematisk. Dette blir forsøkt forklart at det i øvre del er antatt bevegelse (vist av dGNSS målinger) i samme retning som skjæringslinjen mellom de to baskkrentene mot  $257/43^\circ$  ved kileutglidning. I nedre del av skredet har ikke kilen noen utadgående bevegelse. NGU tolker at bevegelsene overføres til en slakere bevegelseskomponent. Derfor er det en overgangssone mellom kileutglidning i øvre del til en slakere bevegelse i nedre del (Böhme et al., 2016).

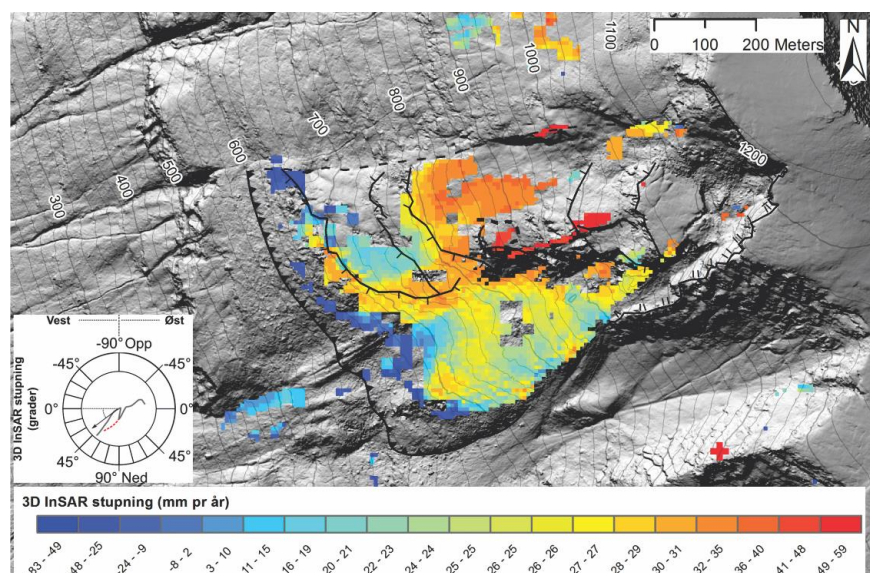


Figur 22: Kinematisk analyse gjennomført av NGU. Resultatene viser at det ikke er noen strukturer i berggrunnen som tillater utglidning kinematisk. Figur fra Böhme et al. (2016).

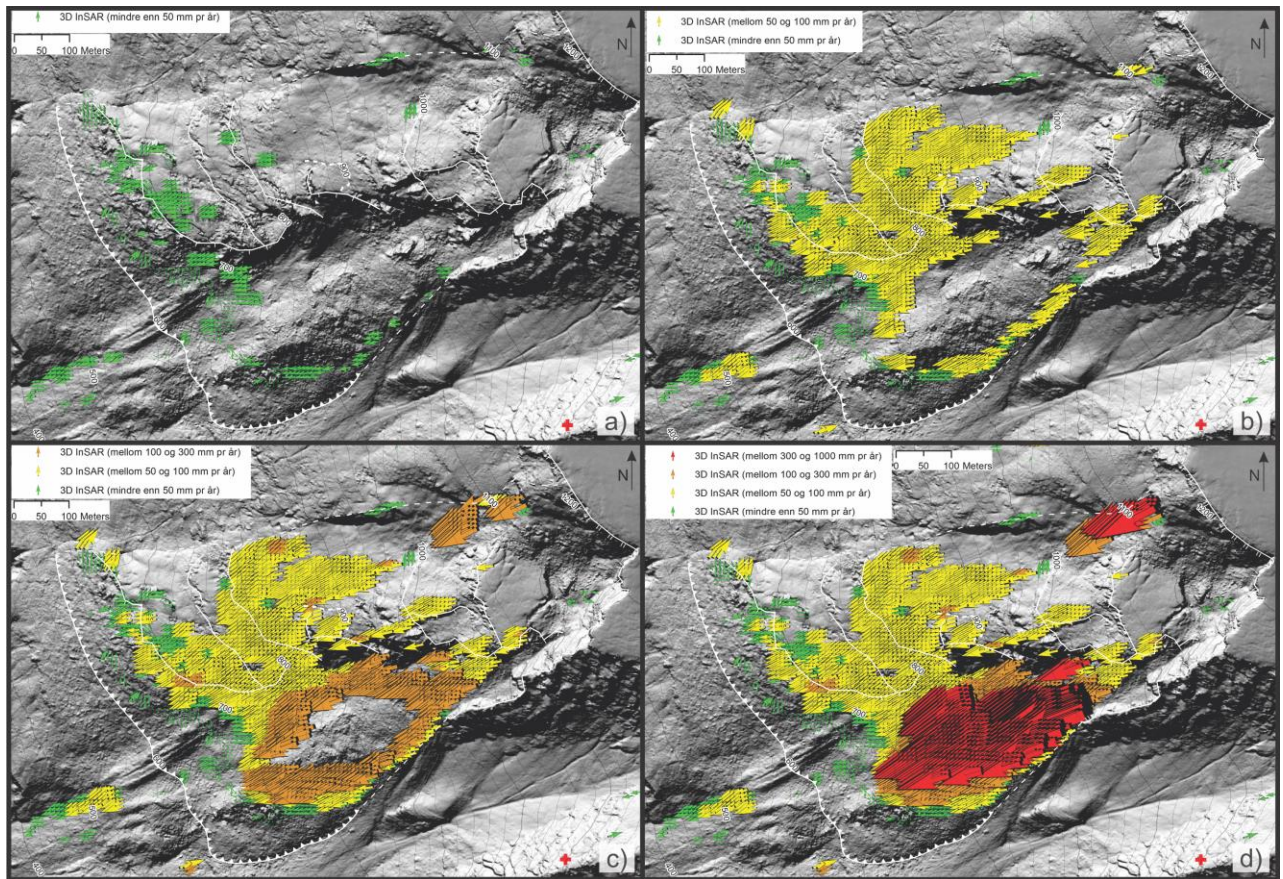
### 1.5.5 3D-bevegelsesmønster fra InSAR

Eriksen et al. (2017a) 3D-prosesserte satellittbasert (TerraSAR-X) og bakkebasert radardata for å beregne 3D-bevegelsesvektorer, som angir Gámanjuni 3's bevegelsesretning og hastighet. Resultatene viser at bevegelsehastigheten til skredet er størst i steinbreen, men bevegelsene i de sentrale delene av Gámanjuni 3 kan nå opp mot 50-100 mm/år (Figur 24) (Eriksen et al., 2017a). Retningen på bevegelsene er primært mot vest og sør, der den vertikale komponenten på bevegelsene er større i sentrale deler av det ustabile fjellpartiet enn i steinbreen (Figur 23). I den nordvestligste delen av det ustabile fjellpartiet viser 3D-InSAR en bevegelsesretning mot NNØ (Eriksen et al., 2017a).

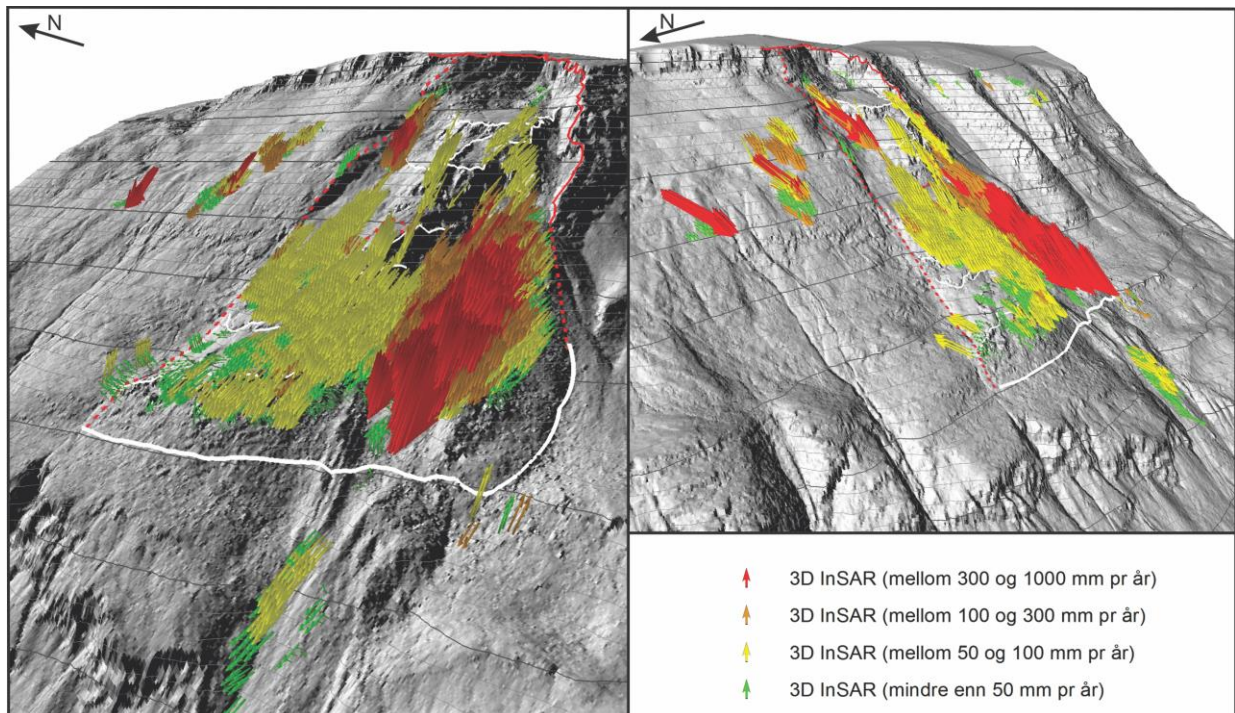
Begrensningene med InSAR dataene er bl.a. at vegeterte områder fører til dårlige interferogrammer med på grunn av dårlig dekning i noen deler av fjellpartiet. For den bakkebaserte radaren skaper de topografiske variasjonene radar-skygge. Det kan også ha oppstått faseutrullingsfeil i områder med store romlige variasjoner i hastigheter. Dette gjelder spesielt for satellittbasert InSAR målinger av steinbreen der hastigheten er så høy og prøveraten (11-55 dager) så lav at resultatene blir underestimert. Den bakkebaserte radaren har høyere prøverate slik at den gir et mer presist bilde over bevegelsehastigheten i steinbreen. I skredet blir bevegelsene fra både satellitt- og bakkebasert radar fanget opp, og bevegelsesmønsteret har dermed større variasjon i skredet enn ved steinbreen (Figur 25). Den bakkebaserte radaren registrerer mest bevegelsene under skrentene der det er mye løsmasser som oppnår høyere hastighet. SB-InSAR tar opp bevegelser over skrenter med lavere hastighet. Dette vil gi et 3D-bevegelsesmønster med overstimulering av 3D-hastighet og for bratt stupning nær skrenter (Eriksen et al., 2017a).



Figur 23: 3D-InSAR stupning på deformasjonsmålingene. Modifisert figur fra Eriksen et al. (2017a).



Figur 24: 3D-bevegelsesvektorer fra InSAR data. a) 3D-InSAR vektorer med bevegelse på mindre enn 50 mm/år. b) 3D-vektorer med vektorer fra a) og vektorer med bevegelse mellom 50 og 100 mm/år. c) 3D-bevegelse med vektorer fra a) og b), i tillegg til vektorer med bevegelse mellom 100 og 300 mm/år. d) 3D-vektorer fra a), b) og c), i tillegg til vektorer med bevegelse mellom 300 og 1000 mm/år. Modifiserte figurer etter Eriksen et al. (2017a).



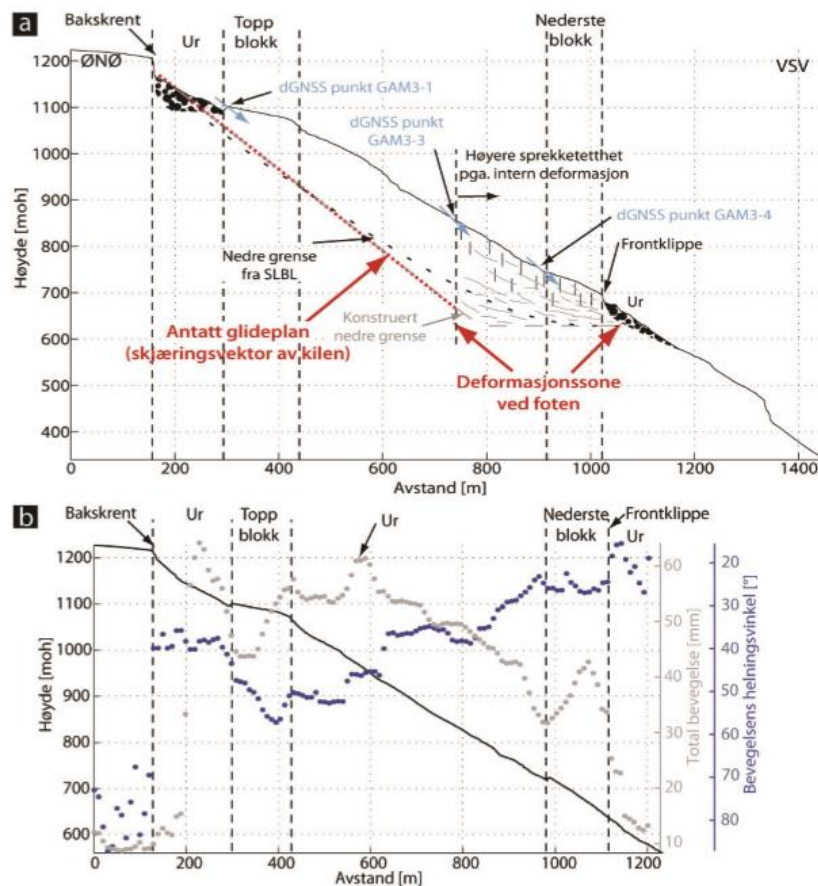
Figur 25: 3D-bevegelsesvektorer fra InSAR data vist i ArcScene. Modifisert figur fra Eriksen et al. (2017a).

## 1.5.6 Skredmodeller

Det er tidligere foreslått skredmodeller for Gámanjuni 3, som baserer seg på geologisk feltarbeid, observasjoner og bevegelsesdata (Böhme et al., 2016; Eriksen et al., 2017c).

### 1.5.6.1 Skredmodell 1: Böhme et al. (2016)

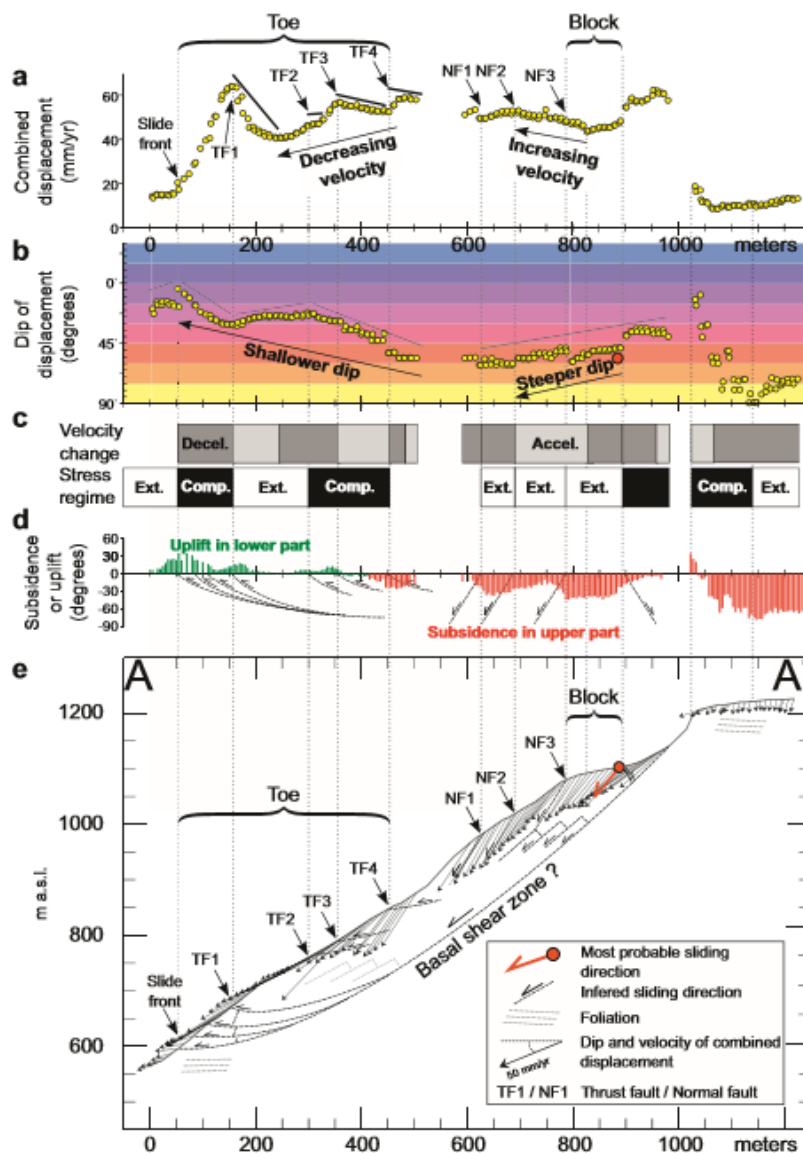
Skredmodellen til Böhme et al. (2016) baserer seg på 2D InSAR data, dGNSS-målinger og feltundersøkelser. Det antas at Gámanjuni 3 i øvre del har hatt en forskyvning på ca. 150 m langs en vektor på  $253/45^\circ$  (Böhme et al., 2016). I nedre del av skredet har ikke denne vektoren noen utadgående bevegelse, og tolkes dermed til at bevegelsen er overført til en slakere deformasjonssone (Figur 26). Disse tolkningene støttes av 2D data og NGU's dGNSS målinger. 2D-InSAR data viser at bevegeshastigheten til skredet avtar også nedover det ustabile området. Dette tolkes til at den høyere hastigheten i øvre del går over til høyere oppsprekking av fast fjell i nedre del. Derfor kan overgangen fra kileutglidning langs et velutviklet glideplan bli overført til mindre bevegelser langs flere ulikt orienterte sprekker i nedre del. Dermed kan den nedre delen virke støttende til de overliggende massene (Böhme et al., 2016).



Figur 26: Geologisk modell utviklet av Böhme et al. (2016). Modellen (a) indikerer bevegelse langs skjæringslinjen til de to bakskrentene, for å bli overført til en slakere utglidning i nedre del med en deformasjonssone. Disse resultatene blir styrket av bevegelsesresultatene vist i b. Figur fra Böhme et al. (2016).

### 1.5.6.2 Skredmodell 2: Eriksen et al. (2017b)

Eriksen et al. (2017b) utviklet en geologisk modell i 2017 av Gámanjunní 3 som baserer seg på 2D-InSAR kombinert hastighetsdata. Fra øvre del til midtre del er det innsynkning, økende hastighet og høyere vinkel på bevegelsene. Det gir et spenningsregime styrt av ekstensjon der glidning foregår langs nedadgående glideplan. Fra midtre del til tåen er det minkende hastigheter og lav vinkel på bevegelsene. Dette blir tolket til å være en overføring til et kompresjonsregime og bevegelser langs sub-horisontale skyveplan i tåen. Ut fra dataresultater og tolkninger i felt, er Gámanjunní 3 styrt av flere skrenter, tolket til å være dannet av normalforkastninger eller skyveforkastninger. De antatte normalforkastningene og skyveforkastningene er vist av lysegrå stiplete linjer i Figur 27 e (Eriksen et al., 2017b).



Figur 27: Geologisk modell utviklet av Eriksen et al. (2017b). Dataresultatene i a, b, c og d har gitt tolkningen av modellen e. Bevegelsene tolkes til å være styrt av normalforkastninger (subsidierring) i øvre del og utgående bevegelse i nedre del tolket som utgående glideplan. Figur hentet fra Eriksen et al. (2017b).

## **2 Teori om fjellskred: definisjoner, årsaker og modeller**

### **2.1 Teori fjellskred**

Et skred blir definert som et fjellskred når skredet har et volum større enn 100 000 m<sup>3</sup>. Det oppstår også tilfeller der mindre steinskred på 10 000 m<sup>3</sup> kan ta med seg store mengder med ur nedenfor, og da gi et samlet volum på over 100 000 m<sup>3</sup>. Det vil da også defineres som et fjellskred (Høst, 2006). Et skred utløses når skjærspenningen blir større en skjærstyrken i bergartsmassen (Braathen et al., 2004).

#### **2.1.1 Fjellskred og bruddmodeller**

##### **2.1.1.1 Internt utløsende årsaker: duktile og sprø strukturer**

Interne, allerede eksisterende strukturer kan være den utløsende årsaken til at et fjellparti blir ustabil. Blant annet kan litologien, allerede eksisterende strukturer som f.eks. duktile deformasjonssoner, foliasjon, folder og reaktivering av sprø strukturer gjøre en fjellside ustabil (Saintot et al., 2011).

En omfattende studie om allerede eksisterende duktile og sprø strukturer kan være årsaken til 72 ustabile fjellpartier på Vestlandet er gjennomført av Saintot et al. (2011). Litologien i området påvirket stabiliteten til fjellsiden. Svake bergarter som amfibolitt, skifer, glimmerskifer, forvitret mafiske og ultramafiske bergarter mot harde bergarter som f.eks. gneiser har en påvirkning på stabiliteten. Det ble påvist at ved 13 ustabile fjellsider var det tilstedeværelse av svake bergarter. Ti av disse hadde ikke tilstedeværelse av allerede eksisterende strukturer, som indikerer at bergartene er mekanisk for svake til å holde seg stabile i bratte skråninger (Saintot et al., 2011).

I harde bergarter (f.eks. gneis) ble det lokalisert 59 ustabile fjellpartier av Saintot et al. (2011). I 54 av disse var det tilstedeværelse av allerede eksisterende strukturer, og ved 37 av de utgjorde én eller flere fremtredende strukturer en stor rolle for ustabiliteten. De fremtredende strukturene kan være regionale kataklastiske forkastninger og/eller folder i 10-100 meters skala (Saintot et al., 2011). Foliasjonen, som enten kan være orientert parallell med skråningen eller med fall ut mot fjorden eller dalen, er også en viktig faktor for ustabilitet da den kan forårsake bunnglidning. I følge Saintot et al. (2011) har de eksisterende strukturene i berggrunnen en rolle i hvor stort volumet til det ustabile fjellpartiet vil bli. Store strukturer i berggrunnen kan være med på å begrense skredet lateralt. Antallet strukturer kan også påvirke volumet; desto flere fremtredende strukturer, desto større volum, gjerne over 1 Mm<sup>3</sup> (Saintot et al., 2011).

Det kan også sees en sammenheng mellom tektoniske strukturer og svekkelse av nærliggende bergarter (Brideau et al., 2009; Brideau & Roberts, 2015). Sprø og duktil deformasjon av bergarter ved forkastningsaktivitet, skjærsoner og folder kan føre til at de mekaniske egenskapene til bergartsmassen blir svakere. Langs de tektoniske strukturene kan vann innfiltrere systemet, føre til en geokjemisk forandring i de leirrike forkastningssonene og føre til svekking av bergarten i sonen. I tillegg fører bevegelsene langs strukturene til økende oppsprekking, og videre svekking av bergarten (Korup, 2004; Brideau et al., 2009). En metode for å finne styrken til en bergart er å beregne den geologiske styrkeindeksen (GSI) i felt. GSI tar for seg overflate og strukturelle forhold til bergartsmassen (Brideau et al., 2009).

### **2.1.1.2 Bruddmodeller**

Det er utviklet flere ulike geometriske modeller for fjellskred (Braathen et al., 2004; Hungr et al., 2014; Brideau & Roberts, 2015). De tre enkleste strukturelle kontrollmekanismene for skred i harde bergarter er planar glidning, kileutglidning og utvelting (Figur 28). Det er også utredet flere, mer sammensatte geometriske/strukturelle modeller for fjellskred (Braathen et al., 2004; Hermanns & Longva, 2012).

#### **Planar utglidning**

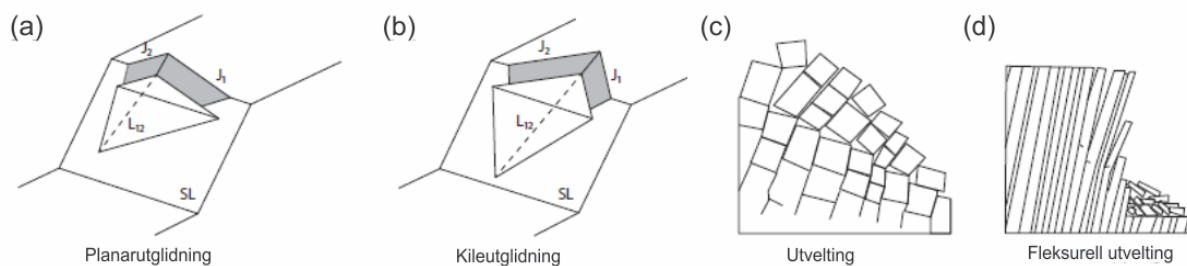
Planar glidning (Figur 28 a) oppstår hvis et ustabil område er styrt av kun en diskontinuitet. Diskontinuiteten må ha en lavere helningsvinkel enn skråningen, slik at strukturen går ut av skråningen. Helningen på diskontinuiteten må også være større enn friksjonsvinkelen til bergartsmassen i skråningen (Brideau & Roberts, 2015). Et annet kriterium for glidning er at forskjellen på orienteringen mellom diskontinuiteten og skråningen ikke kan være mer enn  $20^\circ$ . Grunnen til dette er at blokken ville blitt stabil pga. økende tykkelse av intakt berggrunn på den ene siden av det ustabile området. Den økende tykkelsen vil gi nok styrke til å gjøre hele området stabilt nok fra skred (Wyllie & Mah, 2004; Brideau & Roberts, 2015).

#### **Kileutglidning**

Kileutglidning er utglidning på to ulikt orienterte diskontinuiteter som danner en kile (Figur 28 b). Glidningen foregår parallelt med skjæringslinjen mellom de to planene (Brideau & Roberts, 2015). Lik som ved planarglidning må skjæringslinjen ha et fall slakere enn skråningen slik at strukturen går ut av skråningen. Skjæringslinjen må også ha et brattere fall enn friksjonsvinkelen, og en trend som er innenfor orienteringen av skråningen og orienteringen av planene. Siden det er to plan som danner glideflatene er orienteringsvariasjonen bredere enn for planar glidning (Wyllie & Mah, 2004; Brideau & Roberts, 2015).

## Utvelting

Utvelting oppstår når en eller flere blokker roterer rundt et punkt på et fikset plan (Goodman & Bray, 1976; Brideau & Roberts, 2015). Diskontinuitetene må ha et fall inn mot skråningen der orienteringen er rundt  $10^\circ$  for skråningens orientering (Wyllie & Mah, 2004). Utvelting er delt inn i tre mulige typer, basert på enhetene som fører til stabilitet (Goodman & Bray, 1976; Brideau & Roberts, 2015). Den ene er blokkomvelting som er styrt av orienteringen på diskontinuitetene og på formen på blokkene (Figur 28 c). Den andre typen er fleksurell utvelting, der stabiliteten også er styrt av orienteringen til diskontinuitetene og formen på blokkene, men oppsprekking gjennom intakt berggrunn der det dannes en underliggende glideflate er nødvendig for skred, som vist i Figur 28 d (Goodman & Bray, 1976; Brideau & Roberts, 2015). Den tredje typen er en kombinasjon av de foregående, der formen på blokkene, orienteringen på diskontinuitetene og sprekker i intakt berggrunn er viktig for potensiell utvelting (Brideau & Roberts, 2015).

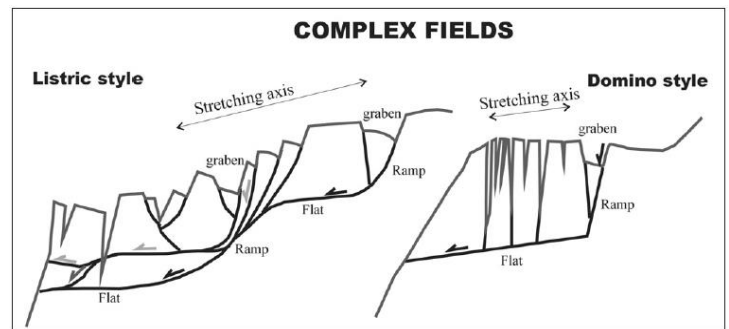


Figur 28: Prinsipielle strukturelle kontrollmekanismer for skred i harde bergarter. a) Planarutglidning, b) Kileutglidning, c) Utvelting og d) Fleksurell utvelting. Modifisert figur fra Brideau & Roberts (2015).



## Komplekse felt

Komplekse felt er ustabile fjellparti kontrollert av flere forkastningsblokker og har en kaotisk og ujevn overflate (Braathen et al., 2004). Størrelsen på komplekse felt kommer ofte over 1 km<sup>2</sup> og dybden varierer fra 20 meter til flere hundre meter. Et potensielt skred fra et komplekst felt kan ha et utløpsområde på flere kilometer og avsette store volum. Glideplanene oppstår ofte av enten ett eller flere løsrevne plan på ulike nivåer i skredet, som skaper et innviklet deformasjonsmønster. Det ustabile fjellpartiet blir ofte delt opp av flere distinkte transformforkastninger, der områder blir deformert uavhengig av områdene ved siden av. Gjentatte forkastningsplan er med på å dele opp skredet i mindre deler, der forkastningsgeometrien (listrisk eller planar; Figur 29) kan ha en betydning for den interne deformasjonen i skredet. Bevegelsene i dybden oppstår av allerede eksisterende lavt vinklende plan (f.eks. foliasjon og allerede eksisterende sprekker). Disse planene kan identifiseres i felt ved at de ofte inneholder forkastningsmel og breksje, i tillegg er utsiving av grunnvann fra planet en god indikator. Deformasjonsmekanismen i et slikt komplekst skred kan både være av blokkglidning, steinsprang og utvelting (Braathen et al., 2004).



Figur 29: Komplekse felt med enten listrisk stil eller domino stil. Figur hentet fra Braathen et al. (2004).

Basert på Braathen et al. (2004) og Glastenbury & Fell (2010) sammensatte Hermanns & Longva (2012) ti strukturelle modeller (Figur 30). Modellene baserer seg på favoriserende strukturer som har ført til ustabile fjellpartier i magmatiske og metamorfe bergarter i Norge (Braathen et al., 2004; Glastenbury & Fell, 2010; Hermanns & Longva, 2012). De ti modellene blir delt inn i to grupper: translasjonsskred (eng: *translational landslides*) (Figur 30 A-D) og internt-skjæret sammensatte skred (eng: *internally sheared compound landslides*) (Figur 30 E-H).

### Translasjonsskred

Skred der glideflaten er strukturelt kontrollert. Strukturene som danner glideflaten er ofte lagdeling eller foliasjon, som har vært tilstede før deformasjonen av skredet oppstod (Glastenbury & Fell, 2010; Andresen, 2018).

En stor blokkglidning (eng: *large rock glide*; Figur 30 A) består av en stor bergartsmasse med høyt normalt stressnivå på en underliggende glideflate. Helningen på glideflaten er lik friksjonsvinkelen til de glidende massene.

Ujevn translasjonsskred (eng: *rough translation slide*; Figur 30 B) vil ha glideflate langs sprekker med helning ut av og/eller parallell med skråningen. I tillegg til interne strukturer som f.eks. foliasjon hellende inn mot skråningen.

Planare translasjonsskred (eng: *planar translational slide*; Figur 30 C) vil den underliggende glideflaten være enten planar lagdeling eller store strukturer med helning ut av skråningen med en vinkel på ca. 20-30°.

Translasjonsskred med knekk i tåa (eng: *toe buckling translation slide*; Figur 30 D) har en knekk i tåen siden helningen på glideflaten er lavere i nedre del av skredet enn i øvre del.

#### Internt-skjæret sammensatte skred

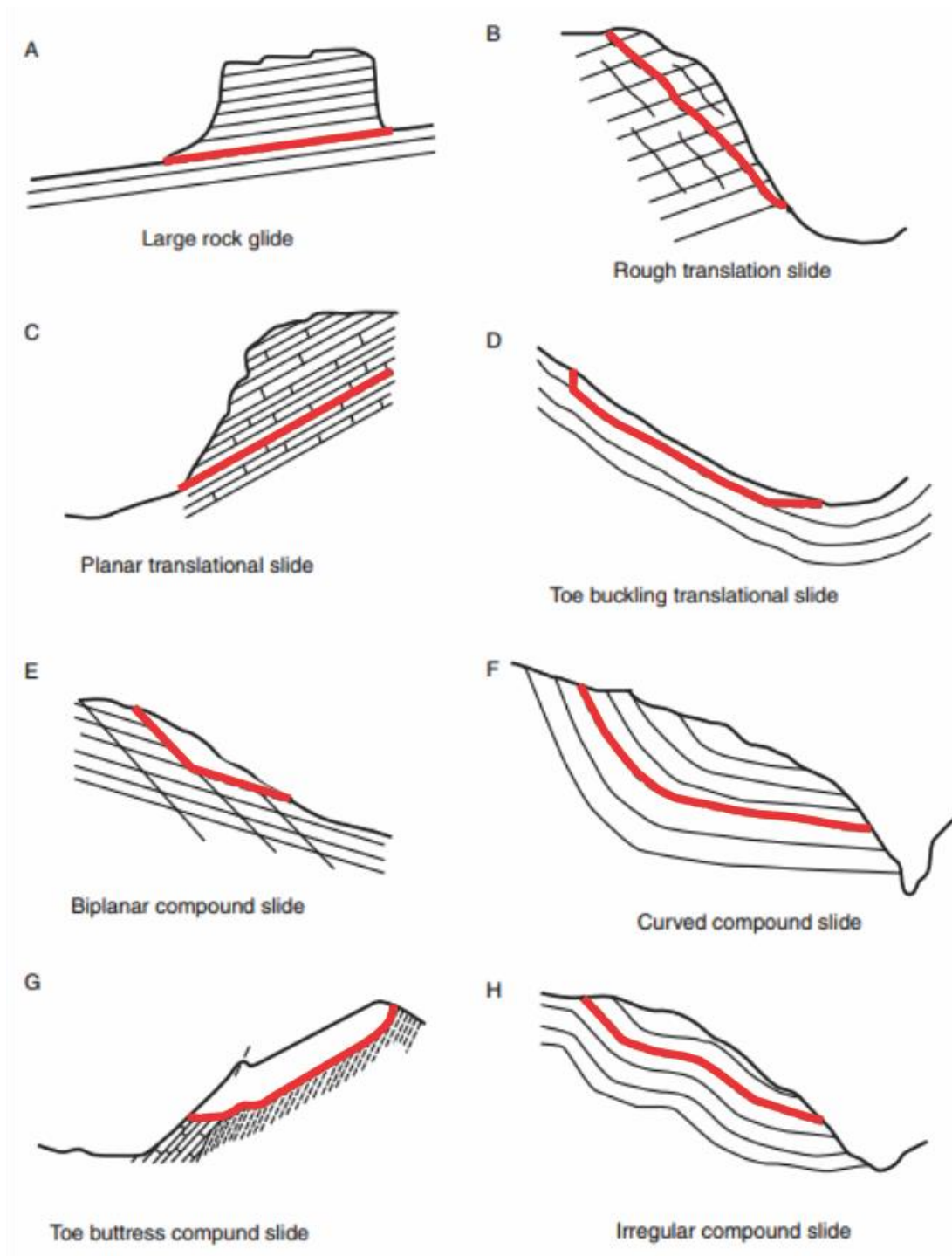
De internt-skjæret sammensatte skredene har ofte defekte eller irregulære glideflater nedover skråningen, ofte dannet av sprekesett eller forkastninger (Glastonbury & Fell, 2010; Andresen, 2018).

Bi-planare sammensatte skred (eng: *biplanar compound slide*; Figur 30 E) består ofte av to dominante strukturer med ulik helning. Strukturene krysses utover mot skråningen, som kan forme en kile der glidningen foregår langs en brattere diskontinuitet i øvre del og krysses med en slakere diskontinuitet i nedre del. Helningen på den nedre glideflaten kan være mindre enn friksjonsvinkelen og glidning vil fremdeles oppstå (Glastonbury & Fell, 2010).

Kurvet sammensatt skred (eng: *curved compound slide*; Figur 30 F) består av en foldet/buet glideflate der helningen på planet er høyere enn friksjonsvinkelen i øvre del, til der helningen er lavere enn friksjonsvinkelen i nedre del.

Tå-støttende sammensatt skred (eng: *toe buttress compound slide*; Figur 30 G) har karakteristikk der glideflaten har en helningsforskjell på 10° brattere i øvre del enn i nedre del av skredet. Bergartsmassene i skredet blir deretter støttet opp i tåen.

Irregulære sammensatte skred (eng: *irregular compound slide*; Figur 30 H) har en irregulær glideflate med store forskjeller i helning, som kan variere mellom 5° til >50°. Den irregulære glideflaten kan være forårsaket av at bergarten er foldet.



Figur 30: Geologiske modeller med favoriserende strukturer som har utviklet ustabile fjellpartier i Norge. Modifisert figur fra Hermanns & Longva (2012).

## **2.2 Eksternt utløsende årsaker for skred og ustabilitet**

I tillegg til de interne allerede eksisterende strukturene, kan flere eksterne faktorer føre til at et fjellparti blir ustabil og til slutt kollapser. Blant annet kan trykkavlastningen etter siste istid, brattere dalsider pga. glasial erosjon, vann og frysing-tiningsprosesser være utløsende faktorer (Blikra & Longva, 1995; Braathen et al., 2004).

### **2.2.1 Glasiasjoner og trykkavlastning**

Gjentatte glasiasjoner og glasial erosjon har ført til dannelsen av daler med bratte sider (Braathen et al., 2004). Trykkavlastningen som oppstår når isbreene trekker seg tilbake og/eller smelter bort kan også være en utløsende mekanisme. Det er dokumentert flere forhistoriske skred der glasial erosjon og trykkavlastning har vært de utløsende faktorene (Ballantyne, 2002; Braathen et al., 2004). Tyngden av isen både mot dalbunnen og mot dalsidene øker den interne spenningen. Når isen forsvinner kan trykkavlastningen føre til frigjørelse av elastisk tøyingsenergi, som kan gi en forplantningseffekt i sprekkennettverket innad i fjellet. Dette kan føre til utløsningen av et skred. Slike skred kan utløses samtidig som isen er tilstede, rett etter eller en lang stund etter (Braathen et al., 2004). Det har blitt fastslått at det har oppstått flere skredhendelser i Nord-Norge rett etter deglasiasjonen, men på Vestlandet har forhistoriske skred blitt utløst de siste 5000 årene (Blikra et al., 2006). Det er ved Gámanjunni observert flere skredarr uten tilstedeværelse av skred-avsetninger. Derfor kan disse tolkes til å ha blitt utløst før eller under en istid (Bunkholt et al., 2011; Böhme et al., 2016).

### **2.2.2 Vann og vanntrykk**

Vann kan ha flere roller som utløsende faktor for skred. Vann kan bryte ned eller føre til vekst av mineraler. Det kan også være med på å smøre mellom to glideflater og være en av de aktive kreftene for skredet (Terzaghi, 1950; Braathen et al., 2004). Vann øker også poretrykket, som igjen fører til reduksjon av den effektive normale skjærspenningen. Variasjoner i vanntrykket i porene, minsker sikkerhetsfaktoren i det ustabile fjellpartiet (Aarhaug, 1992; Braathen et al., 2004). For at vanntrykket skal ha mulighet til å øke må det være delvis eller totalt fanget, slik at vannet ikke renner videre i oppsprukken berggrunn. I et ustabil fjellparti kan f.eks. permafrost eller forkastningsbergarter i det underliggende glideplanet fange vannet innad i skredet og føre til økning i poretrykket (Braathen et al., 2004).

### **2.2.3 Tine- og fryseprosesser**

Gjentatte fryse- og tineprosesser igjennom årene fører til at sprekker utvider seg og at blokker deles opp pga. frostsprengning (Sigmond et al., 2013). Frostsprengning er en av de

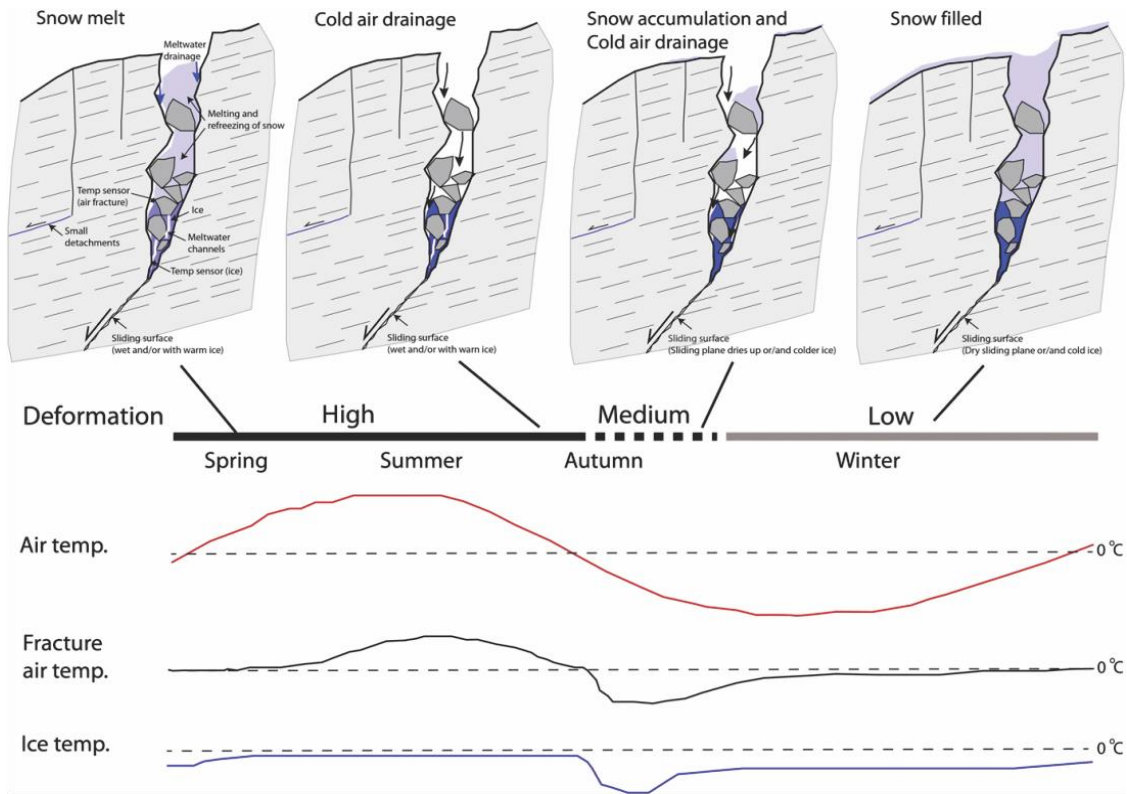
tilstedeværende faktorene til skred og steinsprang (Braathen et al., 2004). Frostsprengning er mest effektivt når temperaturen er under 0 °C, mest sannsynlig under -3 °C og -5 °C (Walder & Hallet, 1985; Braathen et al., 2004). Smeltingen av is i sprekkene vil føre til større mengde vann, og videre føre til at skjærstyrken og friksjonskraften i sprekkene vil minke (Braathen et al., 2004).

#### **2.2.4 Permafrost**

Permafrost oppstår når bakken i et område er frossent året rundt (Sigmond et al., 2013). Flere studier viser at tilstedeværelsen av eller mangelen på permafrost har en betydning for stabiliteten av et fjellområde (Gruber & Haeberli, 2007; Blikra & Christiansen, 2014; Leinauer, 2017).

I Leinauers (2017) masterstudie fra Gámanjuni 3, ble de mekaniske egenskapene til vannmettede frosne og tinte prøver testet. Resultatene viste at den enaksede kompresjonsstyrken til prøvene blir 9 % mindre i tinte prøver. For strekkfastheten var forskjellen mellom de frosne og tinte prøvene på hele 18 %. Numerisk modellering viser at sikkerhetsfaktoren er høyere i en skråning med permafrost, enn en permafrost-fri skråning. Derfor kan små endringer i temperaturforholdene ved Gámanjuni 3 endre de mekaniske parameterne, og føre til utvidelse av det ustabile området og hurtigere deformasjon (Leinauer, 2017).

Blikra og Christiansen (2014) gjennomførte en studie der de undersøkte årstidsvariasjoner i temperatur og bevegelse i det permafrost kontrollerte ustabile fjellpartiet Jettan fra 2007 til 2011 (Blikra & Christiansen, 2014). De kom fram til at det er årstidsvariasjoner som kan sees i sammenheng med temperatur, snødybde og bevegelseshastigheter, som illustrert i Figur 31. De kontrollerende faktorene for deformasjon er topografi, som fører til kald luftsirkulasjon innad i dype sprekkesystemer fra sen-høst til vinter og dreneringen av smeltevann i sprekkene på våren. Disse forholdene fører til sporadiske permafrostforhold, som igjen er en av årsakene til årstidsvariasjonene til deformasjonen i skredet (Blikra & Christiansen, 2014).



Figur 31: Årstidsvariasjoner til deformasjonen i permafrost dominert ustabil fjellparti, som kan sees i sammenheng med temperatur, snødybde og bevegelsehastigheter. Figur fra Christiansen & Blikra (2014).

## **3 Metoder**

### **3.1 Strukturell og geomorfologisk kartlegging**

#### **Regional kartanalyse**

Før feltarbeidet ble det gjennomført både en regional og en lokal geologisk kartlegging av lineamenter i nærheten til Gámanjunni 3 basert på flyfoto med 0,25 m x 0,25 m oppløsning og en høydemodell med 1 m x 1 m oppløsning gitt av Martina Böhme i NGU med georeferering Euref89 UTM33. Dette ble gjennomført i det geografiske informasjonssystemprogrammet ArcMap 10.6.1. Til regional kartlegging ble det brukt ortofoto fra [www.norgebilder.no](http://www.norgebilder.no) kartlag Troms 2016 med georeferering Euref89 UTM33 og oppløsning på 0,25 m x 0,25 m. NGUs berggrunnskart Kåfjord 1634 II M 1:50 000, Manndalen 1633 I M 1:50 000 og Nordreisa M 1:250 000 ble også brukt til regional kartlegging (Zwaan, 1988; Zwaan et al., 2006; Quenardel & Zwaan, 2008)

#### **Feltarbeid**

Sommeren 2019 ble feltarbeid gjennomført gjennom flere dagsturer og sammenhengende dager i felt i regi av NVE. Strukturgeologiske målinger ble gjennomført med Silva Clinometer kompass og høyrehåndsregelen. Det tas forbehold om feilmålinger under feltarbeidet. Posisjonering i felt ble gjort med Garmin GPSMAP 62. I tillegg ble det ustabile området morfologisk kartlagt med fokus på lokalisering av blant annet skrenter, terrasser, forsenkninger, løsmasser og tilstedeværelsen av vann. Dette ble gjennomført ved hjelp av utskrevne flyfoto og skyggelagt høydemodell. Rekognosering og fotografering av fjellskredområdet fra helikopter ble gjennomført med Nikon D810 kamera med vidvinkel linse i regi av NVE. Fotografering ble gjennomført i felt med Panasonic DMC-LX15 kamera.

### **3.2 Rocscience Dips 7.0**

For strukturgeologisk tolkning og fremstilling av stereoplot brukes programmet Dips 7.0 fra Rocscience (Rocscience, 2020b). Dips 7.0 er et stereografisk projeksjonsprogram, der det f.eks. er mulig å fastslå sprekkesett og foliasjon (Rocscience, 2020a). Strukturgeologiske målinger fra feltarbeidet sommer 2019 og feltarbeid av NGU til risikoklassifiseringen i 2016 (Böhme et al., 2016) blir brukt til den strukturgeologiske undersøkelsen, presentert strøk/fall. I stereoplotet er det 383 målinger fra NGU gitt av Martina Böhme (Böhme et al., 2016) og 189 målinger fra feltarbeidet sommer 2019. Til sammen er det 572 strukturgeologiske målinger. Dataene blir

presentert med lik areal (eng. *equal area*) nedre halvkule (eng. *lower hemisphere*) projeksjoner og med Fisher distribusjon (Fisher, 1953).

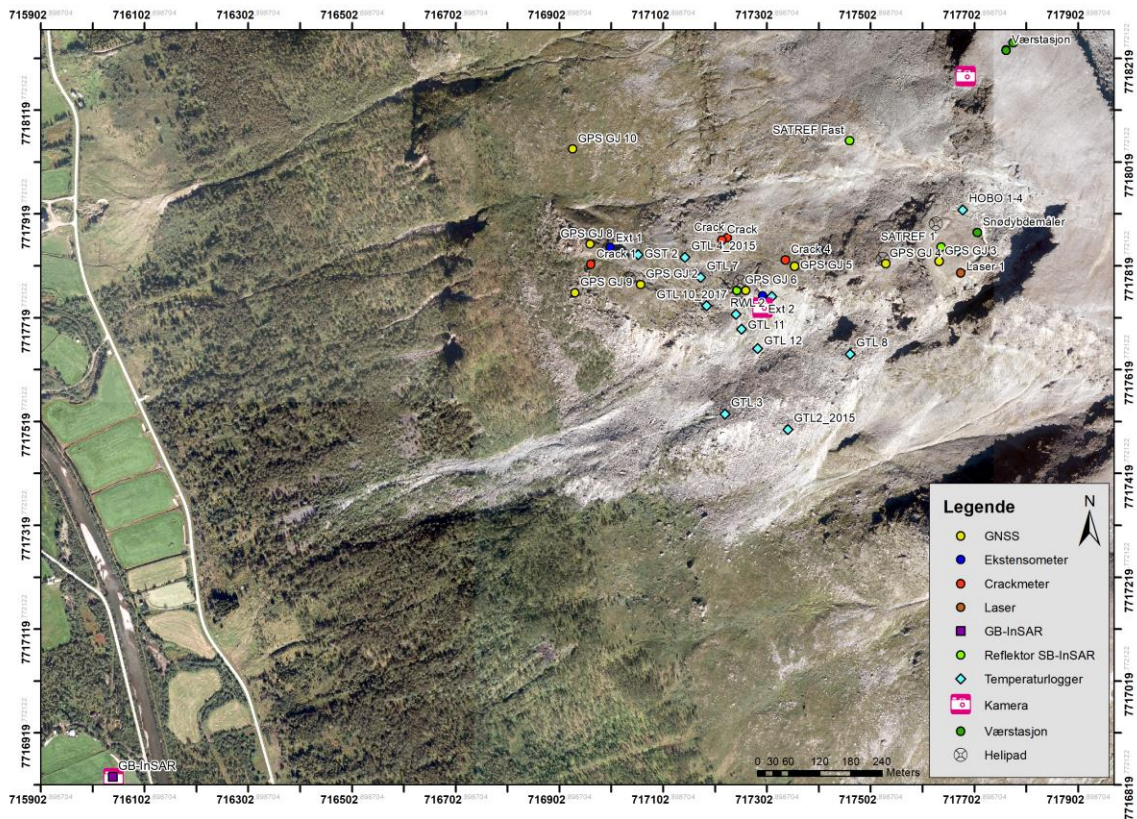
### **3.3 Overvåkingsplattform - Pronoia**

Pronoia Early Warning & Monitoring system ©2019 er NVE's overvåkingsplattform utviklet av NVE Seksjon for Fjellskred Kåfjord. Der blir måleresultater fra overvåkingsutstyr på Gámanjuni 3 kontinuerlig registrert. Overvåkingsutstyret oppkoblet til Pronoia er alle nevnt i kapittel 3.3.1. GB-InSAR, SB-InSAR (foruten refleksjonsplatene) og data fra temperaturloggere er ikke tilgjengelig i overvåkingsplattformen. En værstasjon gir også kontinuerlig informasjon om været på toppen av Gámanjuni (1236 moh.). De kontinuerlige målingene registrert i Pronoia gjør det mulig ha kontroll på bevegelsene ved Gámanjuni 3 til enhver tid. Hvis bevegelsene i skredet blir registrert over NVEs satte grenser (detaljert beskrevet i rapporten «*Nasjonal beredskapsplan for fjellskred*» (NVE, 2015)) vil NVE ha mulighet til å varsle og evakuere menneskene og husdyrene i direkte fare for skredmassene i god tid før kollaps.

#### **3.3.1 Måleinstrumenter**

Det er installert flere måleinstrumenter av NVE på Gámanjuni 3 etter at fjellet ble risikoklassifisert i 2016 (Böhme et al., 2016). Det er ved enhver tid en geolog og en teknisk vakt fra NVE Seksjon for fjellskred, som har kontroll på måledataene og tilstanden til måleinstrumentene. Alle måleinstrumentene montert på Gámanjuni 3 er vist i Figur 32. Det gikk et snøskred 12. januar 2019. Skredet førte til at flere instrumenter ble satt ut av drift. Dette er GPS GJ 7 og strekkstagene 2 og 3 (markert kun som crack i Figur 32).





Figur 32: Kart over overvåkingsutstyr montert i Gámanjuni 3. Ortofoto fra NGU.

### 3.3.1.1 GNSS

Det er montert 9 GNSS mottakere i ulike deler av det ustabile fjellpartiet Gámanjuni 3 av NVE, som markert i Figur 32 GNSS (*Global Navigation Satellite Systems*) står for alle satellittbaserte navigasjonssystemer og posisjonering med global dekning (Forssell, 2019). GNSS systemet ved Gámanjuni 3 er av typen Trimble NetR9, som er en GNSS mottaker som kan motta flere frekvenser. Den har mulighet til å motta signaler fra alle GPS og GLONASS konstellasjoner (Trimble-Inc., 2013-2017). For relativ orientering av GNSS-stasjonene montert i det ustabile området, er det montert en stasjon utenfor det ustabile fjellpartiet (referansepunkt) markert som GPS GJ 10 i Figur 32.

Målinger registreres hver 5. minutt i Pronoia. Disse dataene er ikke prosessert og kommer direkte fra GNSS stasjonene. Data fra GNSS mottakerne blir også prosessert med 4 timers og 12 timers intervall. Disse målingene er mer presise enn de målingen som blir registrert hvert 5. minutt. Presisjonen på GNSS målingene kan komme ned på 1 mm i horisontalen og 0,5 mm i vertikalen. Begrensningene ved GNSS målinger er at målingene er kun ved ett fast punkt. Derfor gir ikke målingene et helhetlig bilde på bevegelsesmønsteret til hele skredet. Stasjonene

i det ustabile fjellpartiet er også avhengige av at referansepunktet (GJ10) ikke beveger på seg, da dette kan gi feilmålinger (Forssell & Kjerstad, 2020).

3D-bevegelsesvektorer fra GNSS deformasjonsmålingene blir illustrert ved hjelp av programmet ArcGIS Pro. Ved å på forhånd ha beregnet deformasjonsmengden i XYZ-retning, kan retning og stupning på bevegelsene kalkuleres ved vektorregning. Alle beregninger er gjennomført på forhånd, og resultatene visualisert ved bruk av ArcGIS Pro i etterkant (Vick, pers. medd.).

### 3.3.1.2 Lasermålinger

Det er montert en laser av typen Dimetix FLS-C i den NV-hellende bakskrenten (Figur 32) (Dimetix, ukjent publiseringsår). Hver time sender laseren ut en laserstråle med synlig rødt lys fra den øverste bevegde blokken mot bakskrenten, slik som vist i Figur 33. Laserstrålen treffer en refleksjonsplate, som reflekterer laserstrålen tilbake til laseren. Siden man vet hastigheten til lyset, er det mulig å beregne to-veis-reisetid (eng. *TWT=Two-Way-Traveltime*) og distansen mellom laseren og reflektoren bestemmes. Distansen mellom laseren og refleksjonsplaten kan være fra 0,5 til 500 m. Nøyaktigheten på målingene kan være ned på  $\pm 1$  mm (Dimetix, ukjent publiseringsår).

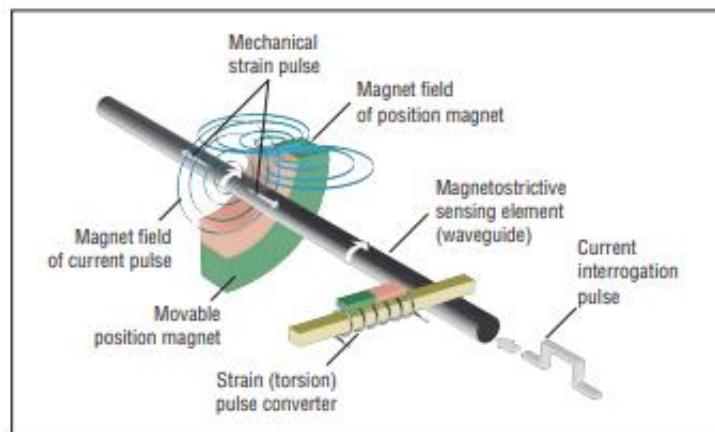
Distansen mellom laseren og refleksjonsplaten på Gámanjuni 3 er ca. 103,9 meter. Kvaliteten på refleksjonen fra platen må ha en høy verdi for å kunne registreres som en god måling. Dermed er det flere faktorer som kan påvirke refleksjonskvaliteten til laserstrålen. Blant annet kan snø eller fuktighet på refleksjonsplaten føre til dårlig refleksjon eller ingen refleksjon. Siden det er synlig lys kan snø og/eller regnvær i tillegg til tåke føre til at laserstrålen ikke rekker til refleksjonsplaten (Dimetix-AG, ukjent publiseringsår).



Figur 33: Laser montert på øverste bevegde blokk, med siktevinkel (oransje stiptet linje) mot NV-hellende bakskrent.

### 3.3.1.3 Ekstensometer

Et ekstensometer er en strekkstag, som blir montert på begge sider av en sprekke. Hvis sprekken enten utvider seg eller presses sammen, blir det registrert av ekstensometeret. Ved Gámanjinni 3 er det ett ekstensometer i drift, punkt Ext 1 i Figur 32. Ext 2 har ikke vært i drift siden sommeren 2019. Ekstensometeret er av typen Temposonica MTS Sensors R-serie (MTS-Systems-Corporation, 2014). Prinsippet går ut på at sensoren i ekstensometeret har et ferromagnetisk måleelement (bølgeleder), og en bevegelig posisjonsmagnet som genererer et magnetisk felt i bølgelederen, som vist i Figur 34. Når en strøm eller en signalpuls går igjennom bølgelederen, blir et sekundært magnetfelt dannet radielt rundt bølgelederen. Interaksjonen mellom magnetfeltet dannet av posisjonsmagneten og magnetfeltet rundt bølgelederen, dannes det en deformasjonspuls som beveger seg ved en konstant hastighet fra målepunktet til enden av bølgelederen. I enden av bølgelederen er det en sensor hvor deformasjonspulsen blir transformert til en elektrisk puls. Denne blir prosessert i Temponics sensoren, der den elektriske pulsen blir gjort om til en bevegelse i mm presisjon (MTS-Systems-Corporation, 2014).



Figur 34: Illustrasjon av hvordan ekstensometeret fra MTS-sensor Temposonics R-series fungerer. Figur hentet fra MTS Systems Corporation (MTS-Systems-Corporation, 2014).

### 3.3.1.4 Strekkstag (eng.; crackmeter)

Det er montert fire strekkstag i mindre sprekker i det ustabile fjellpartiet, de er markert i Figur 32. Det blir brukt VW Crackmeter med VW Displacement Sensor fra Slope Indicator (Slope-Indicator-Company, 2003; Durham-Geo-Enterprises, 2017). Strekkstag brukes av samme grunn som ekstensometerne, men er av mindre størrelse og passer bedre til mindre, ikke så velutviklede sprekker. Prinsippet er at en strekkstag blir boltet fast på hver sin side av sprekken, vist i Figur 35. Hvis det oppstår en lateral bevegelse, vil en vibrerende metalltråd-sensor sende en frekvens gjennom en stram metalltråd og en elektromagnetisk spole. Det mottatte signalet

blir videregitt til en logger. Frekvenssignalet blir kalibrert og konvertert til en distanse i mm (Durham-Geo-Enterprises, 2017), og senere registrert direkte i Pronoia.



Figur 35: Illustrasjon av hvordan en VW Crackmeter er montert på hver side av en sprekk. Figur hentet fra Slope Indicator Company (2003).

### 3.3.1.5 Interferometrisk Syntetisk Apertur-Radar – InSAR

Bruken av både bakkebasert (GB) og satellittbasert (SB) Interferometrisk Syntetisk Apertur-Radar (InSAR) til studier av deformasjonen til fjellsider har økt de siste årene (Lauknes, 2011; Monserrat et al., 2014; Skrede & Kristensen, 2016; Eriksen, 2017). Mye grunnet at syntetisk apertur radar kan brukes under alle værforhold og målinger kan mottas hver dag.

InSAR teknikken går ut på at to radarbilder blir tatt ved ulike tidspunkt fra samme sensorposisjon (Petley, 2012). Hver måling danner et radarbilde med flere piksler. Det er to egenskaper som blir målt for hver piksel: den radiometriske amplituden og fasesignalet. Hvis det har oppstått forandringer i distansen mellom sikteretningen til radaren (eng: *Line Of Sight*=LOS) og målepunktet, vil det oppstå en forandring i fasen (interferogram) til den returnerte radarbølgen (Ellegi-srl, 2010). Det er mulig å fastslå deformasjonen i terrenget i millimeter forandring, siden bølgelengden til radarstrålen er kjent og det er mulig å måle faseforskjellen (Petley, 2012; Eriksen, 2017).

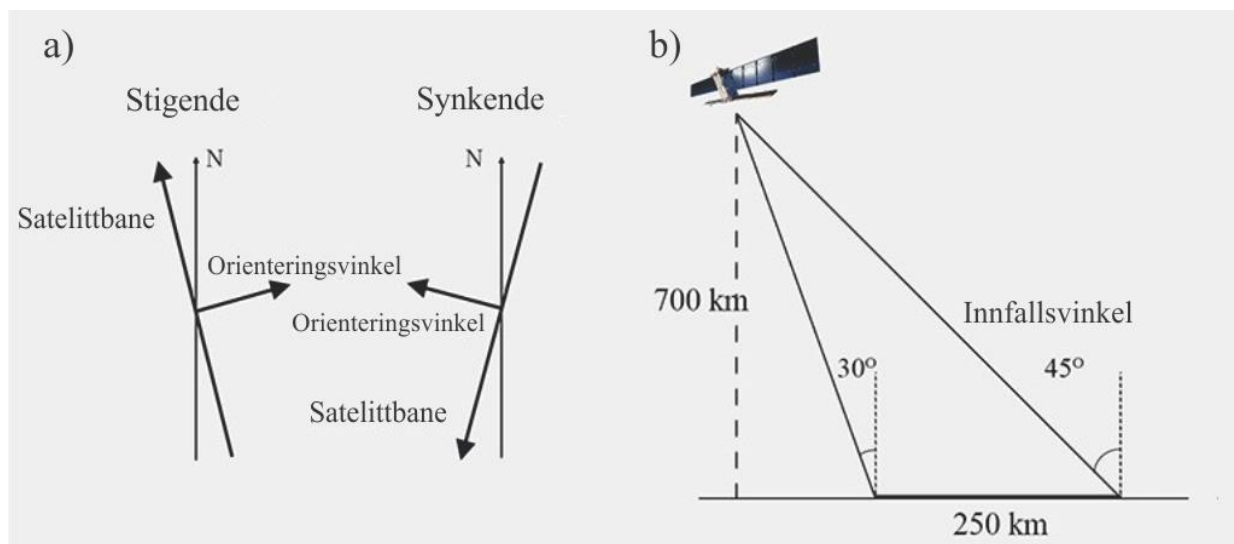
Radarmålinger kan gjennomføres i all slags vær siden skyer og tåke blir gjennomtrengt av den elektromagnetiske strålingen (Petley, 2012; Skrede & Kristensen, 2016). Det er derimot noen begrensinger i bruken av InSAR til deformasjonsmålinger av ustabile fjellpartier: for eksempel hvis bevegelsen i det studerte området er ulikt enn radarens sikteretning (LOS). Da vil bevegelsene bli undervurdert, eller ikke oppdaget i det hele hvis bevegelsene er vinkelrett på sikteretningen til radaren (Rosen et al., 2000; Eriksen, 2017). Andre feilkilder er endringer i overflaten pga. snø og is eller at vegetasjon fører til støy på målingene. I tillegg kan atmosfærisk stratifisering føre til støy og feilmåling. Varierende topografi kan føre til begrensninger som skyggelegging og forsinkelser i signal (Skrede & Kristensen, 2016; Eriksen, 2017).

### **Bakkebasert InSAR (GB-InSAR)**

Norges vassdrags- og energidirektorat har en bakkebasert radar som gjør kontinuerlige målinger av Gámanjunni 3 fra midten av Manndalen. Plasseringen til radaren er vist i Figur 32. Fordelene ved bruk av GB-InSAR er at det er mulig å bestemme sikteretningen (LOS) til radaren. I tillegg kan hastigheten mellom målingene bestemmes. Radaren som brukes av NVE er av typen LiSA LAB GB-InSAR fra Ellegi srl (LiSALab-srl., 2003-2006). Radaren tar bilder med en vinkel på  $30^\circ$  mot Gámanjunni 3 hvert 10. minutt. Dataen blir prosessert av NVE i dataprogrammet LiSA mobile fra samme produsent som radaren Ellegi srl (Ellegi-srl, 2010). Under prosesseringen blir flere bilder i snitt sammensatt for å øke kvaliteten på bildene. Radarmålingene i resultatene fra den snøfrie perioden fra 01.06.2019 til 30.08.2019 er prosessert og gitt av Ingrid Skrede i NVE.

### **Satelittbasert InSAR (SB-InSAR)**

Ved SB-InSAR kan en motta deformasjonsmålinger uten å ha instrumentering i fjellssidene for å motta målinger. Med SB-InSAR man også mulighet til å dekke store områder og ved høyere breddegrader motta målinger nesten daglig (Eriksen, 2017). Til denne oppgaven brukes deformasjonsmålinger fra to satellittreflektorer (Figur 32) og deformasjonsmålinger fra NGUs nettjeneste InSAR Norge (NGU, 2018b). Satellittreflektorene gjør det mulig å motta troverdige deformasjonsmålinger i Pronoia fra SB-InSAR selv i vinterhalvåret siden reflektoren er fri for snø. Dataene til InSAR Norge stammer fra de to satellittene Sentinel-1A og Sentinel-1B fra EUs program Copernicus (NGU, 2018a). Data fra satellittene blir delt inn i fire: to stigende (eng: ascending) og to synkende (eng: descending) datasett, dette er styrt av om satellittene går mot nord eller sør. Siden det er to landsdekkende datasett for stigende og synkende er det mulig å fastslå kvaliteten på signalet i programmet. Hvis en deformasjonsmåling kan registreres i begge synkende og/eller stigende datasett, vil det kunne styrke påliteligheten til målingen (NGU, 2018a). Radarinstrumentet sikter mot høyre for satellittens bevegelsesretning. Orienteringsvinkelen på radaren er  $90^\circ$  på satellittbanen vist i Figur 36 a). Radaren skanner en 250 km bred stripe av jordoverflaten ved hver overflyvning. Innfallsvinkelen til radaren mot jordoverflaten er  $30^\circ$  nærmest satellitten og  $45^\circ$  lengst fra satellitten, som vist i Figur 36 b).



Figur 36: a) Retning på stigende og synkende satellittbane til Sentinel1 A-B og orienteringsvinkelen til radarstrålen. b) Innfallsvinkelen til radaren til satellitten Sentinel1 A-B. Modifisert figur fra NGU (NGU, 2018a).

### 3.3.1.6 Temperaturloggere

Det ble i 2013 startet en temperaturkampanje av Harald Ø. Eriksen (Eriksen, 2018). Flere temperaturloggere er plassert i ulike deler av skredet. 15 er plassert i det ustabile fjellpartiet og tre er plassert i steinbreen sør for det ustabile fjellpartiet (Figur 32). Temperaturloggerne er plassert både i åpne sprekker og porerom mellom blokker (GTL), i grunne borehull på blokker (RWL), rett under bakkenivå (GST) og i åpne porerom i den SV-hellende bakskrenten (HOBO). GTL, RWL, og GST loggerne er av typen GeoPrecision M-Log5W-CABLE og M-Log5W-SIMPLE. GeoPrecision loggerne tar en måling hver hele time, og har kapasitet til å lagre 400 000 målinger (Eriksen, 2018). HOBO loggeren er av typen 4-Channel External Data Logger fra Onset der det er fire temperatursensorer koblet til loggeren. HOBO-loggerne tar måling hver fjerde time (Eriksen, 2018). Temperaturloggerne er med på å gi et innblikk i det termale regimet i ulike deler av skredet. Fra 2017 ble ansvaret for styring og tømning av loggerne overtatt av NVE. Loggerne ble sist tømt i august 2019.

### 3.3.1.7 Værstasjon

I 2017 ble en værstasjon installert av Instrumenttjenesten AS på oppdrag fra NVE ved 1236 moh. vist i Figur 32 (Instrumenttjenesten-AS, 2017). En Campbell CR1000- basert værstasjon gjør kontinuerlige målinger av lufttemperatur, luftfuktighet, barometrisk trykk, nedbør, snødybde, vindhastighet, vindretning, strålingsbalanse, soltid og jordtemperatur. Lufttemperatur- og fuktighetssensoren er av typen Vaisala HMP155 (Vaisala, 2012). En lufttemperatursensor av typen PT100 1/10 DIN er også installert på værstasjonen. Temperatur-

og fuktighetsmålingene blir målt hvert sekund (Instrumenttjenesten-AS, 2017). Målingen av atmosfæretrykket blir gjort av en RM Young 61302V trykksensor, der målinger gjennomføres hver time. Vindhastighet- og vindretningen blir målt av en RM Young 5108-45-30 Alpine sensor og en Lufft VENTUS ultrasonisk vindsensor (R.M.-Young-Company, 2014; Instrumenttjenesten-AS, 2017), der vindhastigheten og retningen blir gjort hvert sekund og hvert femte sekund. Hvert sekund blir netto kort- og langbølge stråling målt av en Apogee SN-500 strålingsbalansesensor (Instrumenttjenesten-AS, 2017). Antall soltimer blir målt av en Kipp & Zonen CSD 3 soltimesensor, der målinger gjennomføres hvert sekund og lagring av data hver time.

Nedbøren måles av en Geonor T200B nedbørssensor med kapasitet på 1000 mm, målinger på nedbørsmengde gjennomføres hvert sekund (Campbell-Scientific-(Canada)-Corp., 2016). Ved værstasjonen på 1236 moh. og på den øverste bevegede blokken (Figur 32) er det montert en snødybdemåler fra Lufft SHM 30 snødybdesensor. Snødybdemåleren sender ut en laserstråle som reflekteres og regner deretter ut distansen mellom laseren og snøoverflaten (Geonor & Lufft, ukjent publiseringsår). Værstasjonens meteorologiske målinger gjør det mulig å kontinuerlig holde kontroll på værforholdene når det for eksempel planlegges arbeid i felt der det kreves helikoptertransport. Det er også mulig å se tilbake til hvordan de meteorologiske forholdene var, f.eks. i forhold til plutselige endringer i bevegelsesmønster og hastigheter i fjellpartiet.

### **3.3.1.8 Webkamera**

I tillegg til alle de tekniske og nøyaktige bevegelsesmålingene, blir Gámanjunni 3 overvåket visuelt av tre webkamera, disse er markert med kamerasymbol i Figur 32. Kameraene er med på å overvåke de visuelle forandringene i det ustabile området over tid. I tillegg brukes kameraene til å overvåke personell i felt (HMS), undersøke værforhold, snøakkumulering og på instrumentene montert i felt. Et kamera er plassert nede i dalsiden ved radarhuset til den bakkebaserte radaren. Kameraet er av typen AXIS Q6044-E nettverkskamera, med oppløsning på HDTV 720p og 30x zoom (Axis-Communications-AB, 2014-2016). Kameraet har synsvinkelen opp mot det ustabile fjellpartiet, og tar bilde av fjellpartiet daglig på samme tid. Midt i fjellpartiet er det plassert et webkamera med synsvinkel mot GPS GJ 6 og har steinbreen på motsatt side. Kameraet er av typen AXIS Q6155-E nettverkskamera med hurtig laserfokus, oppløsning på HDTV 1080p og 30x optisk zoom (Axis-Communications-AB, 2016-2019a). Kameraet tar bilder av nedre-, midtre- og øvre del av steinbreen til samme tid hver dag. Den øvre delen blir visuelt overvåket av et kamera plassert på 1236 moh. like ved værstasjonen.

Kameraet er av typen AXIS Q6055-E PTZ nettverkskamera med oppløsning på 1080p og 32 x optisk zoom (Axis-Communications-AB, 2016-2019b). Kameraet har synsvinkel nedover hele det ustabile fjellpartiet og tar bilde av den øverste bevegde blokken hver dag.

### **3.4 Laser-scanning (CloudCompare)**

Det er blitt gjennomført en skanning av baks-krentene med LiDAR. LiDAR er en fjernmålingsmetode der et apparat skanner et område, og dataene kan brukes til å danne 3D-punktskyer i .las filer. Dataen fra baks-krentene ble prosessert og gitt av Benjamin Jacobs fra det Tekniske Universitetet i München. CloudCompare er et 3D-punktsky prosesserings og redigeringsprogram (CloudCompare, 2015). Ved å importere laserskanning-filen til CloudCompare er det mulig å gjenkjenne og lokalisere sprekkesett i baks-krenten. I denne oppgaven vil funksjonen Facets (Dewez et al., 2016) fra plugIn menyen brukes for å hente ut flater i baks-krenten. Flatene blir visualisert i forskjellige farger etter hvilken fallretning flatene har i visualiseringsvinduet. Det er mulig å få visualisert fallretningen og fallet flatene har i stereoplot, der høyere tetthet av flater med samme orientering gir sterkere farger i stereoplottet. De lokaliserte sprekkesettene/flatene kan også eksporteres som .csv fil, og videre tolkes i det stereografiske programmet Dips 7.0 nevnt i kapittel 3.2.

### **3.5 Beregning av bergartsegenskaper**

For den ingeniørgeologiske modelleringen av skredet, blir skredet delt inn i 4 bergartsenheter. To enheter for de to litologiske enhetene (glimmerskifer med mer muskovitt enn biotitt og glimmerskifer med mer biotitt enn muskovitt), én enhet representerer tåa til fjellpartiet og den siste representerer den store ura med steinbreen. Styrkeindeksen til enhetene blir basert på observasjoner gjort i etterkant av felt ved bruk av bilder og beskrivelser av litologien. Videre vil hver enhet beskrives med fokus på antall diskontinuiteter, forvitningsgrad, mellomrom mellom diskontinuitetene og utstrekning til diskontinuitetene. I tillegg vil enhetene bli gitt en verdi for intakt styrkeverdi, GSI og ruhet, basert på håndbøker og tidligere studier (ISRM, 1978; Hoek & Brown, 1997; Marinos & Hoek, 2000; NGI, 2013). Beregningene og beskrivelsen av enhetene skal gi en indikasjon på de mekaniske egenskapene til litologien innad i skredet.



### 3.6 3D-modellering (LeapFrog Works)

For 3D-modelleringen av Gámanjunní 3 brukes 3D-modelleringsprogrammet Leapfrog Works fra Seequent. I Leapfrog Works vil digitale høydemodeller importeres for å videre kunne lage 3D-geologisk modell, der det er mulig å legge inn GIS-data, strukturdata, de litologiske enhetene og store strukturer. Geofysiske profiler (GeoExpert-AG, 2016; Hoyer et al., 2016) settes inn som vertikale plan i omtrentlig samme orientering som de originale profillinjene. 2D-profiler fra kapittel 5.7.1 legges også inn langs profillinjene.

En egen modell vil bli utviklet for de de litologiske, mekanisk ulike, enhetene lokalisert i fjellpartiet. Hele skredtåa vil bli registrert som et polygon for den rustne sonen (enhet 3; kapittel 4.2.2; Tabell 1). Steinbreen/skredavsetningene vil også få en egen polygon (enhet 4). Grensene mellom de to litologiske enhetene (muskovitt- og biotittglimmerskifer) visualiseres ved å bruke GIS-data fra NGUs berggrunnskart (NGU, 2016). For å visualisere forflytningen av de litologiske grensene (illustrert av Bunkholt et al. (2011)), forkastes den geologiske modellen i mindre biter. Forkastningene får samme orientering som baks-krentene. Plan, som registreres som litologiske grenser, plasseres langs bergartsgrensene registrert av NGU i hver forkastningsblokk.

For å visualisere de strukturgeologiske enhetene som kontrollerer Gámanjunní 3, legges det inn tre hovedplan, de to baks-krentene og det utgående planet. Planene blir formet av manuelt konstruerte linjer slik at de passer med morfologien og de laterale grensene i nord og sør. I tillegg blir planene bøyd av i undergrunnen mot øst. De konstruerte linjene danner sammen et rammeverk av fjellpartiet, der flatene blir satt sammen for å konstruere avgrensingene av skredet i topografien og undergrunnen. Det blir utviklet tre ulike geologiske modeller der de ulike flatene har ulikt fall og stupning. Leapfrog kalkulerer volumet ut fra massen som omhandler fjellpartiet, mot massene rundt. Et mindre avgrenset område (diskutert i kapittel 5.6 og 5.7.2) blir dannet innad i det ustabile område ved bruk av planare flater med orienteringsdata fra felt.

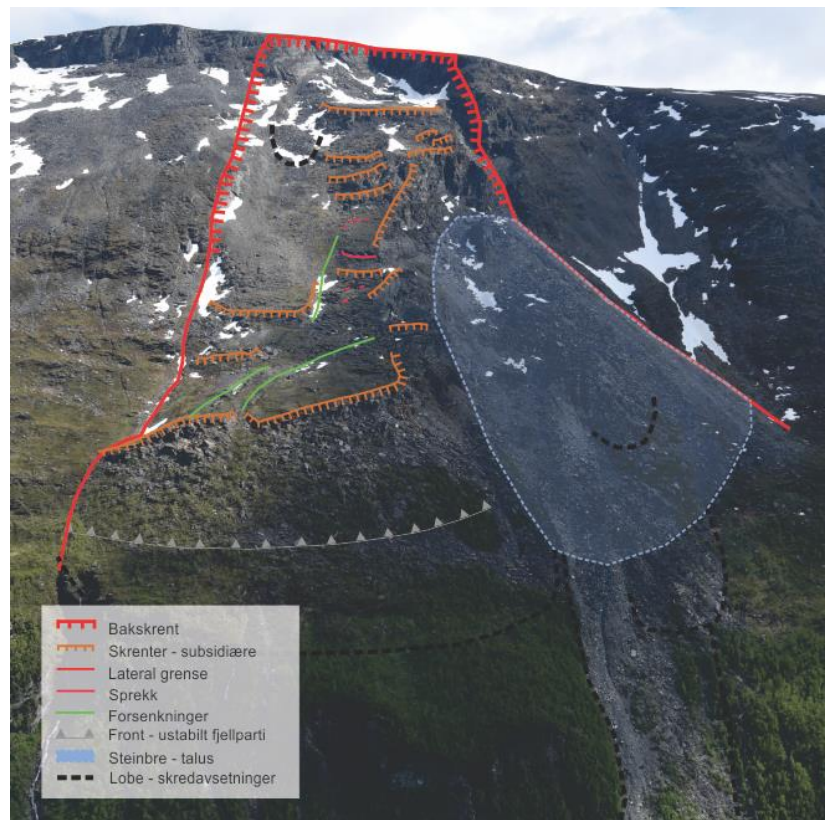
Til slutt eksporteres den litologiske modellen, de geologiske skredmodellene, modell med mindre avgrenset område, modell med geofysiske profiler, modell med 2D-profiler, modell med GIS-data på topografien og modell med strukturmålinger til Leapfrog Viewer fil. Filen er mulig å visualisere selv, ved å laste ned programvaren og filen lagt i Vedlegg 4.

## 4 Resultater

I dette kapitlet vil resultatene fra den regionale kartleggingen bli presentert. Først vil det gis en generell oversikt over det ustabile fjellpartiet, deretter følger en omtale av lineamentene lokalisert ved bruk av digitale høydemodeller og flyfoto. Videre skal bergartene (litologiene) i skredområdet som er observert under feltarbeidet beskrives, sammen med resultatene fra den strukturgeologiske og morfologiske kartleggingen av fjellpartiet. Bevegelsesmålinger registrert fra instrumenter montert i fjellskredet og fra både bakke- og satellittbasert InSAR, samt temperaturdata fra loggere og temperaturstreng vil bli presentert, og sammenliknet med bevegelsesdata for å lokalisere variasjoner i bevegelseshastighet etter årstidene.

### 4.1 Generell omtale av det ustabile skredområdet

Gámanjunní 3 er et tydelig avgrenset fjellparti med en horisontal lengde på rett over 1 km fra øst til vest. Bredden på skredet fra nord til sør er opp mot 700 meter. Det ustabile fjellpartiet befinner seg mellom 1220 moh. og 560 moh. Helningsgraden på skredet varierer. I øvre del fra 1070 moh. til ca. 780 moh. eksisterer helninger opp mot 37° og høyere. Fra 780 moh. til 670 moh. er helningen på skredet redusert til å være fra ca. 7° opp mot 31° og høyere. Fjellpartiet er avgrenset i øst, nord og sør av store skrenter. Innad i fjellpartiet er det flere subsidiære skrenter, terrasser, forsenkninger, terrasser, forsenkninger, steinbre og løsmasser (Figur 37).



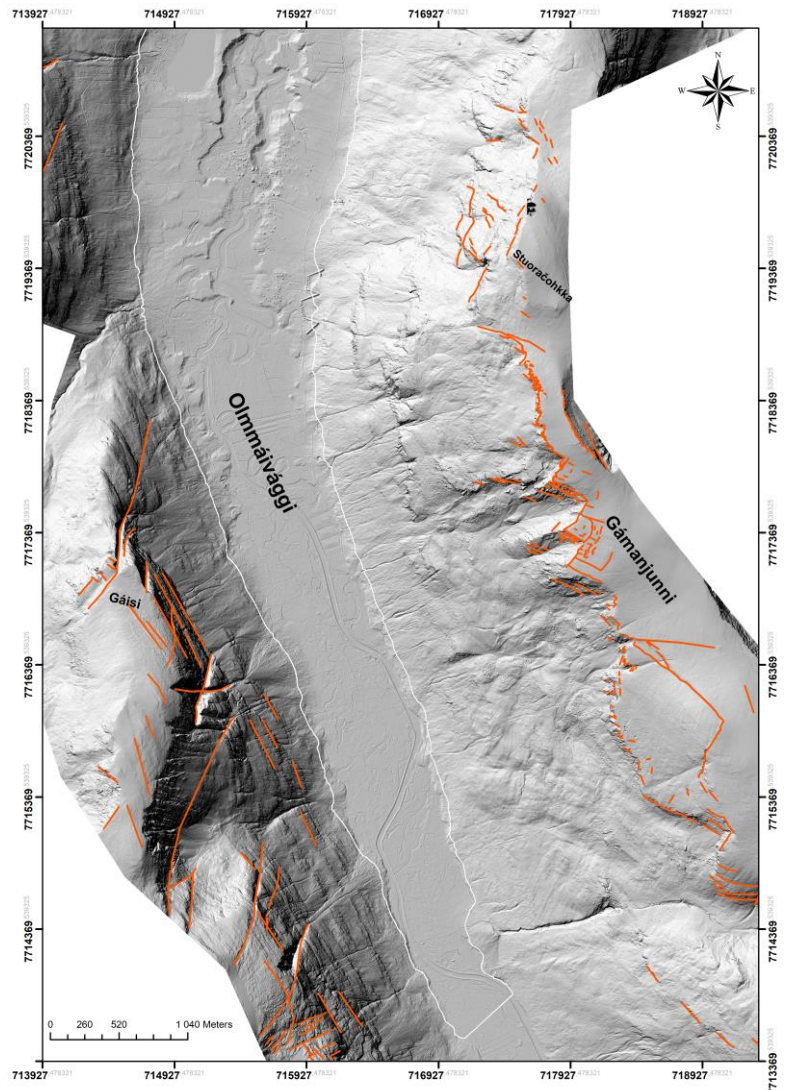
Figur 37: Oversiktsfoto over Gámanjunní 3 der viktige strukturer og geomorfologiske elementer er markert.

## 4.2 Berggrunnens oppbygging

### 4.2.1 Regionale lineamenter

Det er mulig å observere flere lineamenter i terrenget fra flybilder og digitale høydemodeller ([www.norgebilder.no](http://www.norgebilder.no)), som i felt kan være tektoniske strukturer. Regionalt i Kåfjord og

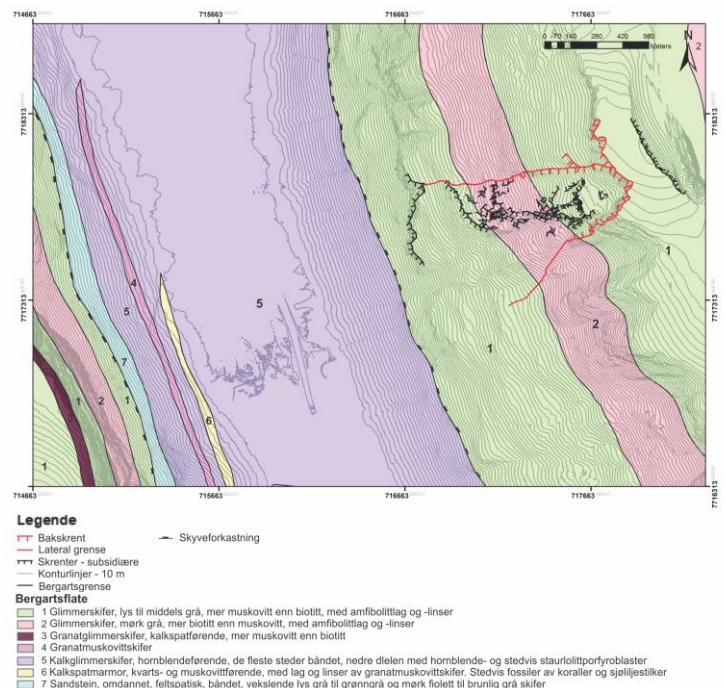
Lyngenfjorden er det påvist flere lineamenter, som stryker både VNV-ØSØ, NV-SØ og NØ-SV. På den østlige siden av Olmmáivággi (norsk: Mandalen) ved Gámanjunki stryker de dominerende lineamentene NV-SØ og NØ-SV (Figur 38), og disse sammenfaller ofte med skredkantene på topplatået (se senere diskusjon). Ved Stuoračohkka (norsk: Storhaugen) stryker lineamentene NNØ-SSV og NV-SØ. På motsatt side av Gámanjunki ved fjellet Gáisi er orienteringene på lineamentene NNV-SSØ og NØ-SV, også vist i Figur 38.



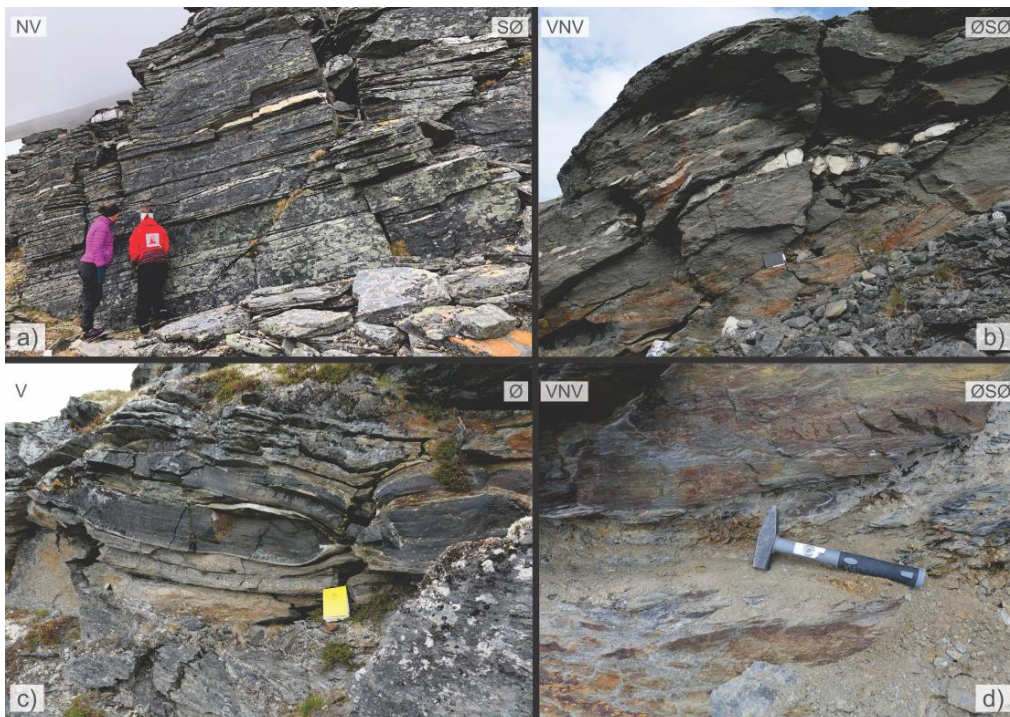
Figur 38: Lineamenter kartlagt i nærområdet til Gámanjunki 3.

## 4.2.2 Litologier i skredområdet

Bergartene ved Gámanjuni 3 er dominert av folierte glimmerskifer, meta-psammitter og kalkglimmerskifer med ulikt innhold av enten muskovitt eller biotitt, der grensen mellom bergartene er vist i Figur 39. Foliasjonen er velutviklet i store deler av det ustabile fjellpartiet, men der glimmerskiferen har mer biotittinnhold enn muskovittinnhold er det observert mindre tydelig foliasjon (Figur 40 a) vs. b). Innholdet av granater varierer innad i enhetene. Det er tilstedeværelse av foliasjonsparallele lag, linser og pølsestrukturer av både kvartsitt (Figur 40 b) og amfibolitt (Figur 40 c) fra øvre til nedre del av skredet. Duktile skjærsoner med mylonittisk tekstur og sterk grad av forvitring (knusing) (Figur 40 d) er utbredt særlig i nedre deler av skredområdet.

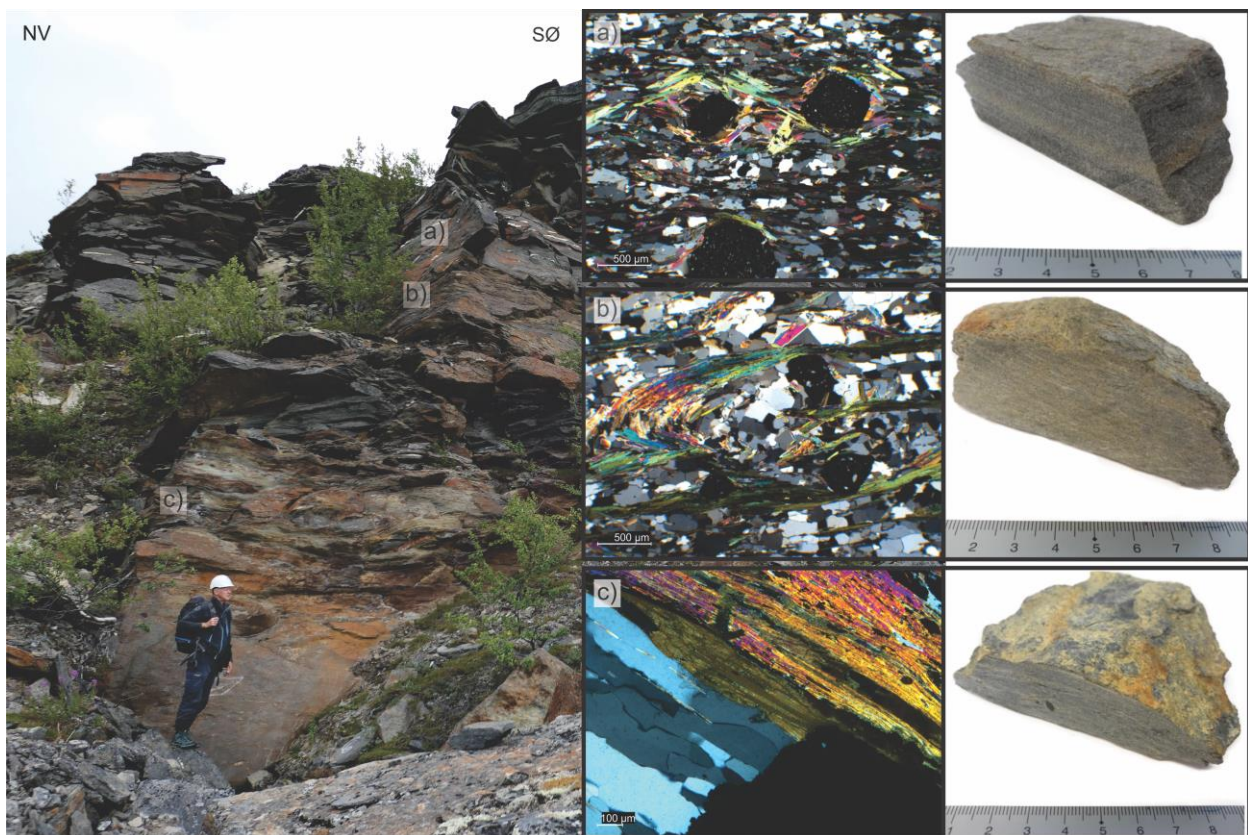


Figur 39: Berggrunnskart fra NGU, med bakskrent, lateral grense og subsidiære skrenter kartlagt ved Gámanjuni 3.



Figur 40: Litologi ved Gámanjuni 3. a) Velutviklet foliasjon i muskovittrik glimmerskifer, foto: Steffen Bergh. b) Lite velutviklet foliasjon i biotittrik glimmerskifer med kvartsittlinser. c) Pølsestrukturer av amfibolitt i glimmerskiferen. d) Sterkt oppsprukket materiale i rusten sone i tåa.

Nederst mot tåa er det lagvise litologiske variasjoner i berggrunnen, der ble det tatt 3 steinprøver (Figur 41). Øverste delen (Figur 41 a) er glimmerskifer med høyt innhold av biotitt, muskovitt, kvarts og granat. Videre kommer en rusten glimmerskifer-sone med muskovitt, biotitt, amfibol, kvarts og granat (Figur 41 b), og i tillegg brune oksidasjonsbånd (FeOH). Videre kommer det en smal sone på ca. 40 cm med sterkt forvitret materiale (Figur 40 d); Figur 41 c). Sonen er tolket til å være en retrogradert mylonittisk glimmerskifer fra en mulig kaledonsk duktil skjærsone, hvor glimmermineraller og granat er omvandlet til henholdsvis serisitt og kloritt, som følge av grønnskiferfacies regionalmetamorfose. Tynnslipet (Figur 41 c) viser store mengder med muskovitt, kvarts, granater og biotitt. I tillegg er det belter av store ertsmineraller, sannsynligvis oksider med opptil mm størrelse. Rustbåndet observert i tynnslipet i Figur 41 c) er tolket til å være enten FeOH eller rustutfelling fra omvandling av magnetitt til hematitt, nå anriket sammen med finkornet muskovitt (serisitt) (Bergh, pers. meddel.).

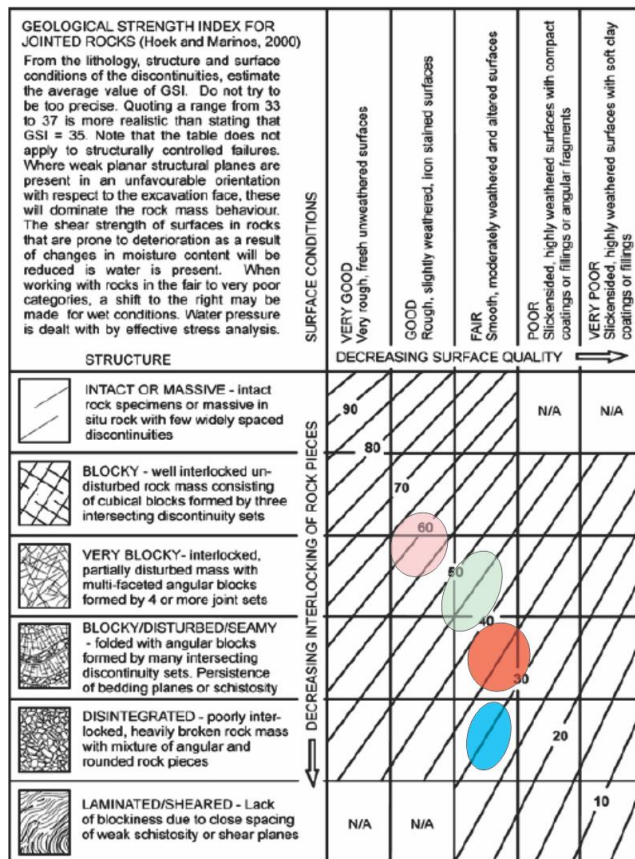


Figur 41: Rusten sone i tåa. a) Tynnslip og steinprøve fra glimmerskifer uten rust. b) Tynnslip og steinprøve fra glimmerskifer med rustutfelling. c) Tynnslip og steinprøve fra mylonittisk glimmerskifer, vist i Figur 40 d). Foto steinprøver: Ellen T. Skogen.

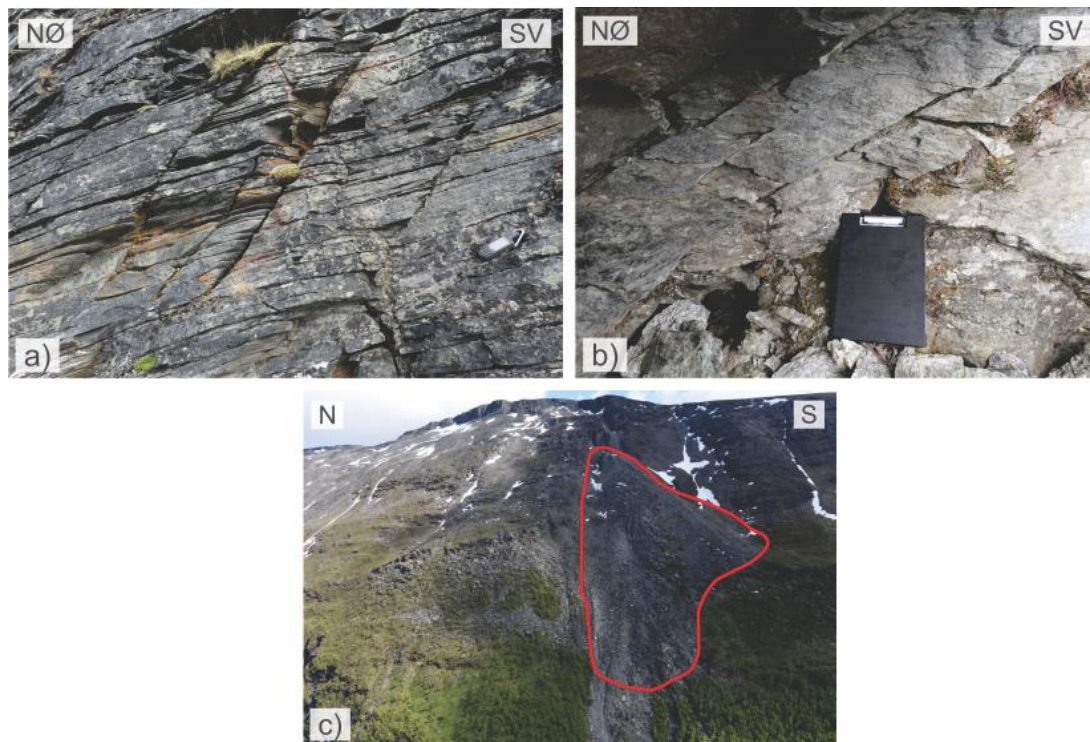
For å bedre forstå de mekaniske egenskapene til de ulike bergartsmassene ved Gámanjunní 3, ble fire bergartsenheter studert i detalj, der mineralogi og tekstur er beskrevet (Figur 40 d; Figur 41; Figur 43). Tabell 1 viser beskrivelsene og beregningen av de mekaniske egenskapene til de ulike bergartene tilstede ved Gámanjunní 3. Resultatene viser at det er forskjeller i oppsprekingsgrad og ruhet til de ulike enhetene. Forvittringsgraden er også ulik mellom de litologiske enhetene (enhet 1 og 2) og tåa (enhet 3), som for eksempel har en mye lavere GSI verdi (Figur 42). Den geologiske styrke indeksen til hver enhet er vist i Figur 42.

Tabell 1: Egenskapene til de fire ulike enhetene ved Gámanjunní 3. Resultater basert på observasjoner i etterkant av felt, handbøker og tidligere studier.

ENHET	ENHET 1: STERKT FOLIERT SKIFER	ENHET 2: MODERAT FOLIERT SKIFER	ENHET 3: DEFORMERT/FORVITRET SKIFER	ENHET 4: OPPDELT SKIFER (URA)
<b>LITOLOGI</b>	Muskovitt-rik glimmerskifer	Biotitt-rik glimmerskifer	Muskovitt-rik glimmerskifer	Litologi til enhet 1, 2 og 3.
<b>FOTO</b>	Figur 43	Figur 43	Figur 40 d) & Figur 41	Figur 43
<b>BESKRIVELSE</b>	Lys til medium grå. Mer muskovitt enn biotitt. Inneholder linser av amfibolitt og kvartsitt opptil 50 cm størrelse.	Mørk til medium grå. Mer biotitt enn muskovitt. Inneholder linser av amfibolitt og kvartsitt opptil 40 cm størrelse.	Medium grå, blir rød-brun nedover sekvensen. Inneholder linser av amfibolitt og kvartsitt. Lag av knust materiale og jord <20 cm tykkelse.	Sterkt oppsprukket materiale til talus.
<b>INTAKT STYRKEVERDI (HOEK &amp; BROWN, 1997)</b>	50-100 MPa	50-100 MPa	-	-
<b>FORVITTRINGSGRAD</b>	Litt forvitret – noe misfarging langs diskontinuiteter.	Litt forvitret – noe misfarging langs diskontinuiteter og linser av forvitret materiale.	Moderat forvitret -betydelig misfarging, inneholder linser av knust materiale og finkornet løsmasse.	Litt forvitret til moderat forvitret.
<b>SYNLIGE SPREKKER</b>	Mer foliert, tilstedeværelse av flere sprekker	Større avstand mellom foliasjonsplan. Mer sprekker	Betydelig mengde sprekker	Betydelig oppsprukken bergartsmasse
<b>GSI (FIGUR 42) (MARINOS &amp; HOEK, MELLOMROM DISKONTINUITETER)</b>	45	60	35	30
	Foliasjon: fra 2-3 cm til 10-30 cm  Sprekker: 10 cm opp til 1-2 m.	Foliasjon: 20 cm til 1 m  Sprekker: 10 cm opp til 1-2 m	Foliasjon: 10-30 cm  Sprekker fra 10 cm til 50 cm  Til helt knust sammensatt materiale	Knust løs materiale med mellomrom fra cm til 2-3 m skala.
<b>UTSTREKNING TIL DISKONTINUITETER</b>	Medium til veldig lange (3->10 m), med noen korte <3 m	Medium til veldig lange (3->10 m), med noen korte <3 m	Medium til veldig lange (3->10 m), med noen korte <3 m	Kort <3 m
<b>RUHET (NGI, 2013)</b>	Foliasjon: plan ru  Sprekker: bølgete glatt	Foliasjon: hakkete ru  Sprekker: hakkete glatt	Foliasjon: plan til bølgete ru  Sprekker: bølgete ru	Plan til bølgete ru



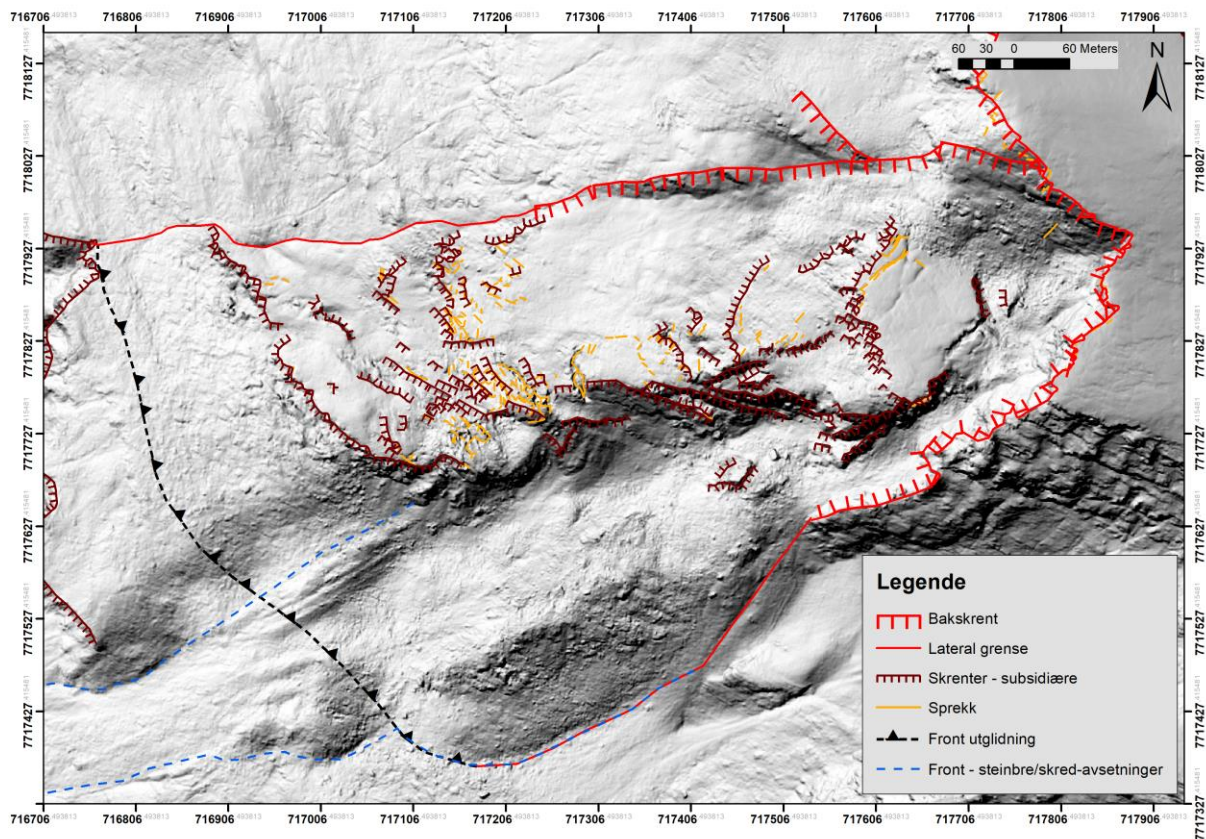
Figur 42: GSI (geologisk styrke indeks) til de fire ulike enhetene tilstede ved Gámanjunní 3. Lys rosa: enhet 1, lys grønn: enhet 2, rød: enhet 3 og blå: enhet 4. Figur fra Hoek & Marinos (2002).



Figur 43: Feltpoto som viser tre av de fire geologiske enhetene beskrevet i tabell 1. a) Enhet 1: Sterkt plan foliert glimmerskifer. b) Enhet 2: Moderat foliert meta-psammittisk skifer. c) Ur med talus og steinbre-materiale definert som enhet 4 (markert med rødt område).

### 4.3 Strukturgeologi Gámanjuni 3: Duktile og sprø strukturer

Strukturgeologisk kartlegging ble gjennomført i felt 2019 og i forkant/etterkant ved bruk av flybilder og skyggelagt DEM. Strukturgeologiske orienteringsdata presentert i kapitlene under er sammensatt av felldata fra 2019 og fra NGU's kartlegging av Gámanjuni 3 (Böhme et al., 2016). Det er flere ulike strukturgeologiske elementer i skredområdet, delt inn i to hovedgrupper, henholdsvis duktile kaledonske strukturer (foliasjon, mylonittiske skjærsoner, folder og boudinerte linser) og sprø post-kaledonske strukturer (forkastninger, sprekker og sprekkerelaterte skrenter). Figur 44 viser de viktigste og mest markerte skrentene, sprekken og plasseringen av det postulerede utgående glideplanet. I delkapitlene videre vil de ulike strukturelementene bli beskrevet i detalj.

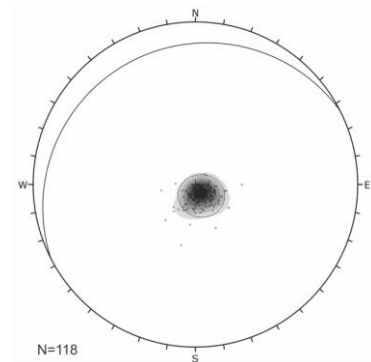


Figur 44: Strukturgeologisk kart over Gámanjuni 3 med bakskrent, subsidiære skrenter, sprekker, front utglidning og front av steinbreavsetninger.



### 4.3.1 Duktile strukturer: Foliasjon, folder, skjærsoner og boudinerte linsjer

Foliasjonen er som nevnt i kapittel 4.2.2 velutviklet i store deler av skredet. I de delene av skredet der innholdet av biotitt er relativt høyt, er foliasjonen mindre velutviklet. Foliasjonen i både stabilt og ustabil område har tilnærmet konstant orientering NØ-SV strøk og slakt fall mot NV med en gjennomsnittlig orientering på ca.  $243/9^{\circ} \pm 10^{\circ}$  (Figur 45). Det er derimot noen små endringer i foliasjonen, f.eks. i nedre del av skredet har foliasjonen ofte en slak helning mot Ø. Ofte er foliasjonen også sub-horisontal og vanskelig å estimere orientering på.



Figur 45: Orientering av foliasjonen ved Gámanjuni 3. Strukturdata fra Böhme et al. (2016) og feltarbeid 2019.

Det er observert småskala folding i berggrunnen ved Gámanjuni 3 (Figur 46). Geometrien på foldene tilsvarer chevron folder, med både spisse og butte hengselssoner. Foldegeometrien er opprett (dvs. tilnærmet vertikalt akseplan og horisontal foldeakse) og med foldeakser som stuper slakt mot NØ. Akseplanet har strøk  $218^{\circ}$  med fall på rundt  $60^{\circ}$  mot NV. Vinkelen mellom foldeflankene er alt fra åpen ( $180-120^{\circ}$ ) til tett ( $70-30^{\circ}$ ).

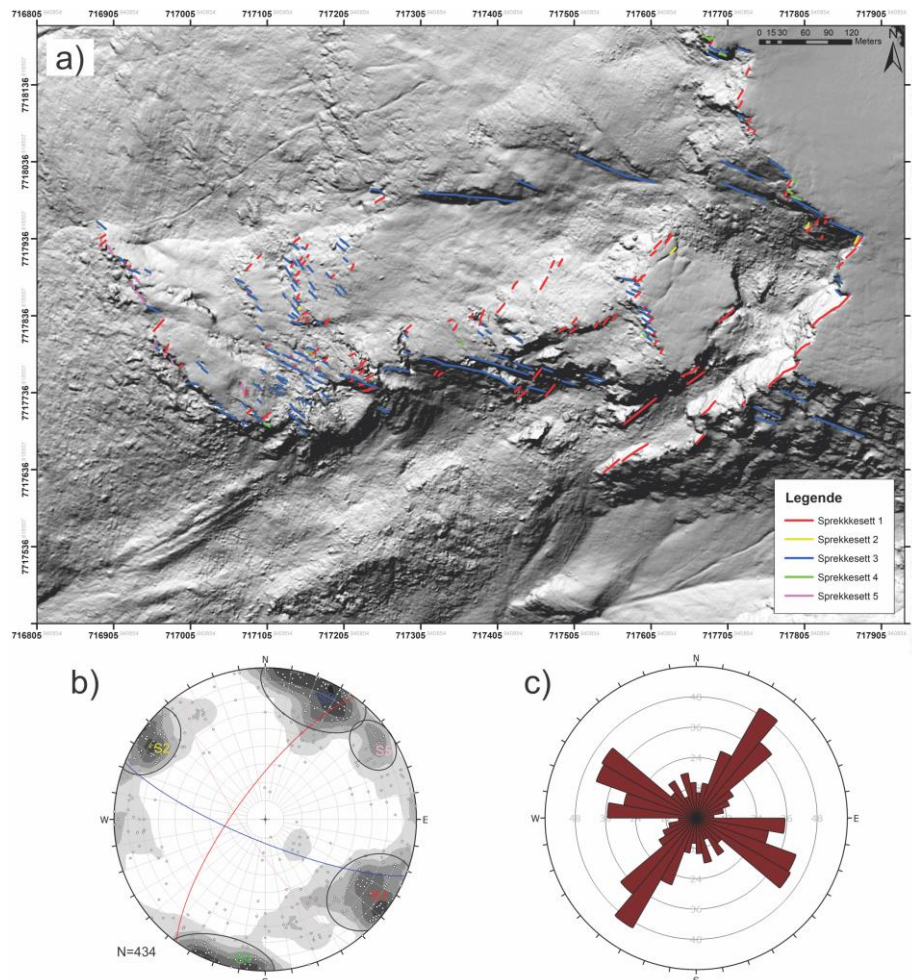


Figur 46: Småskala asymmetriske folder i muskovittrik glimmerskifer i SV-strykende skrent. Røde linjer følger den foldete foliasjonen. Gule stiplede linjer representerer akseplanet.

Den duktile skjærsonen observert i tåa (omtalt i kapittel 4.2.2) og de boudinerte linsene av amfibolitt og kvartsitt er foliasjonsparallele. De duktile strukturelementene viser samme deformasjonsellipse (Fossen, 2016) som foldene, der den lengste akse (X-aksen) stryker fra NV mot SØ (f.eks. vist i Figur 40 c). De boudinerte linsene kan oppnå en størrelse på 60 cm.

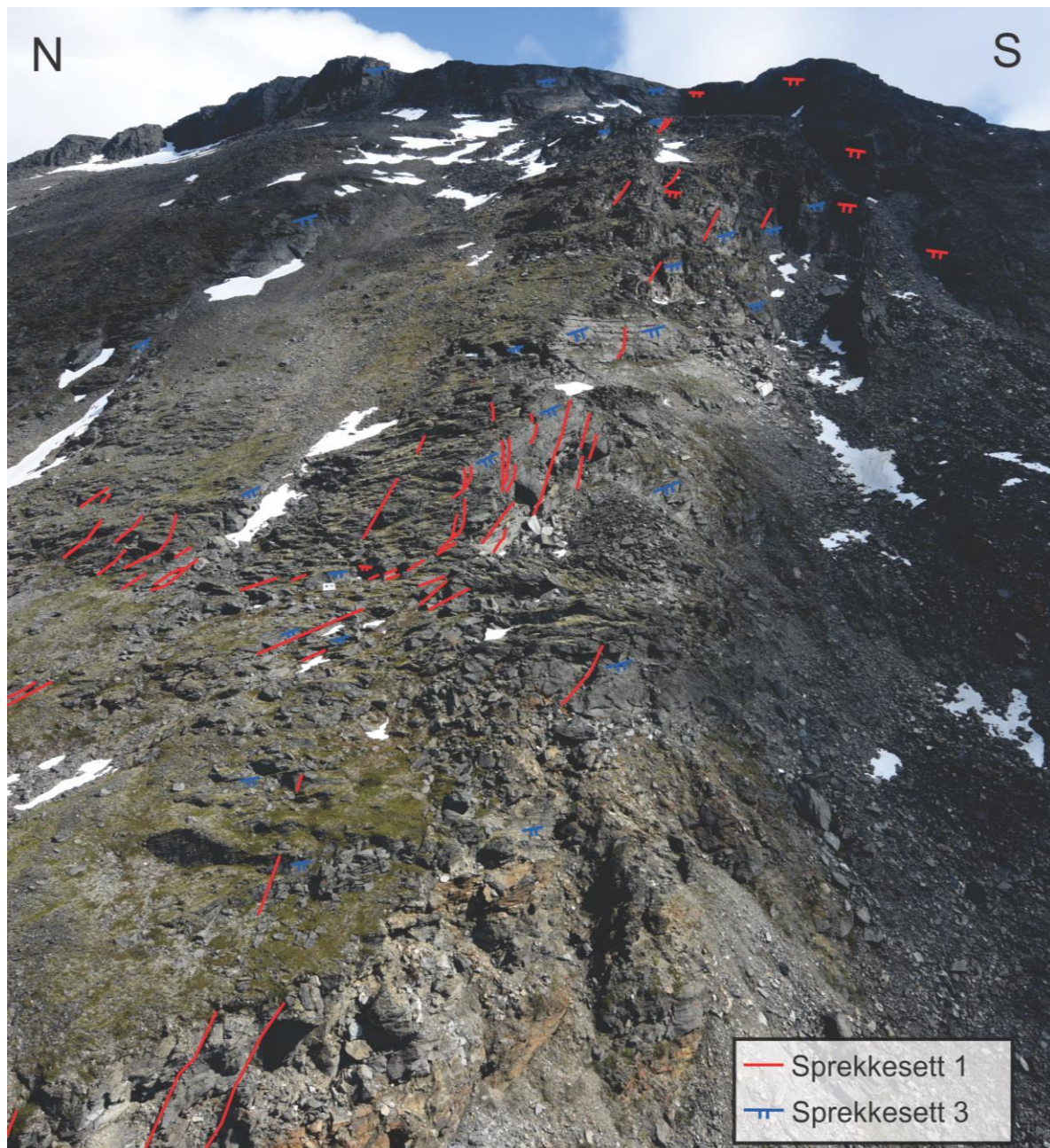
### 4.3.2 Sprø strukturer: sprekker og bruddplan

Det er i hovedsak to dominerende konjugerte sprekkesett som kutter den slake, sub-horisontale foliasjonen i berggrunnen med både høy og lav vinkel. Sprekkesett 1 (S1) har strøk ca. NØ-SV og fall mot NV med gjennomsnittlig orientering på  $216/74^{\circ} \pm 13^{\circ}$ , og sprekkesett 3 (S3) som stryker VNV-ØSØ og fall mot SV og har en gjennomsnittlig orientering på  $113/78^{\circ} \pm 14^{\circ}$ . Sprekkesett 1 og 3 har steilt fall mot NV og SV i øvre del, i nedre del eksisterer sprekkesettet også med langt slakere fall rundt  $20^{\circ}$  (S1) og  $40^{\circ}$  (S3). Skjæringslinjen mellom de to sprekkesettene har en orientering på ca.  $262/67^{\circ}$ . De to sprekkesettene har også hvert sitt subsidiære, mulige konjugerte sett med en orientering på ca.  $33/79^{\circ}$  (Sprekkesett 2, S2) og  $284/84^{\circ}$  (Sprekkesett 4, S4) (Figur 47). Et siste sprekkesett 5 er trolig roterte bruddplan av sprekkesett 3. Konturert stereoplot av poler til de ulike sprekkesettene, samt rosedigram og digital høydemodell over Gámanjunní 3 med markerte sprekkesett er vist i Figur 47.



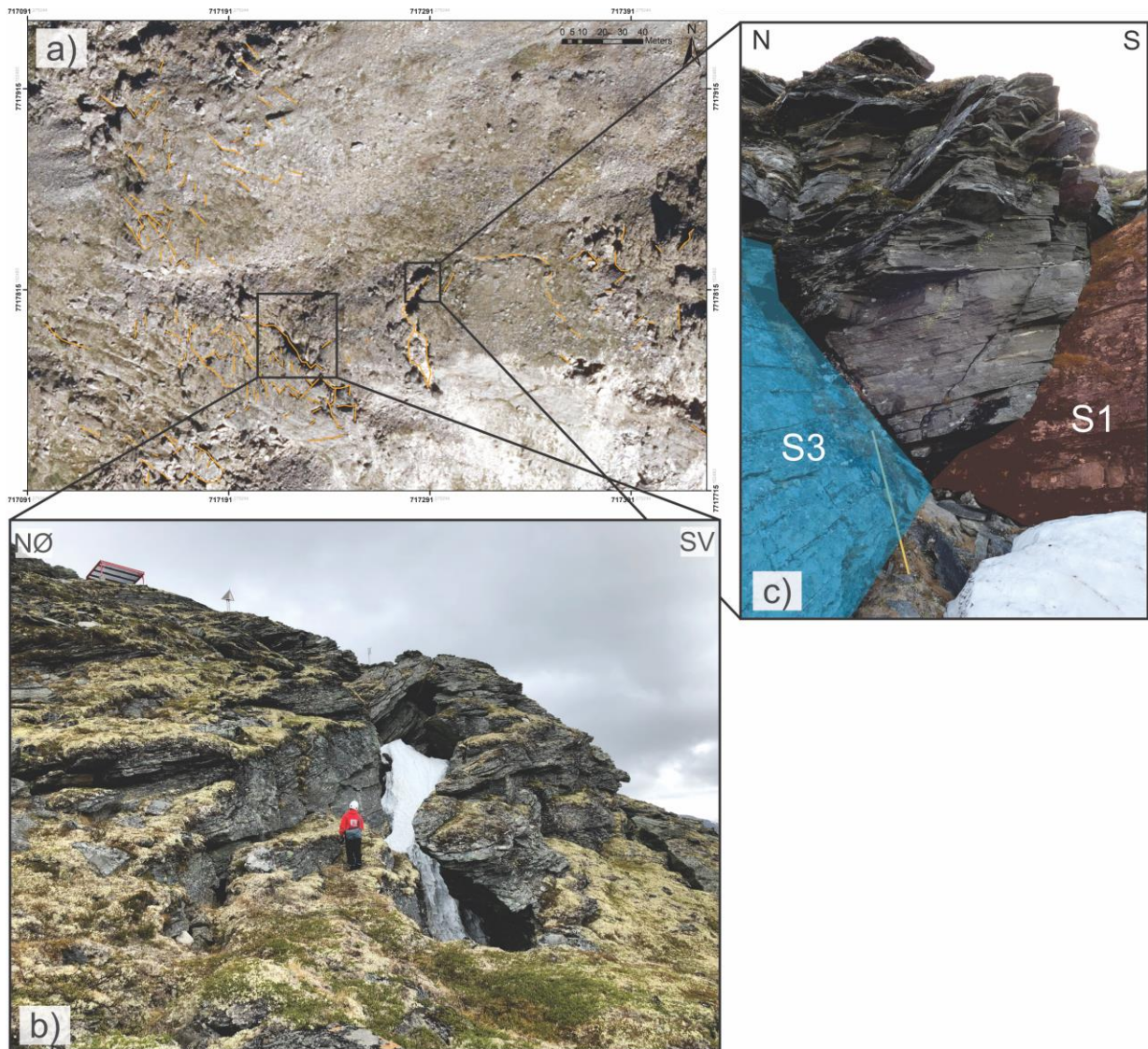
Figur 47: a) Kart som viser lokalisering og orienteringsdata for sprekker observert på flater i det ustabile fjellpartiet markert som f.eks. blå (sprekkesett 1) og rød (sprekkesett 3). b) Stereografisk projeksjon (Schmidt nett) av undre halvkule som viser konturerte poler til sprekkesett 1-5, samt storsirkel med gjennomsnittlig orientering til sprekkesett 1, 3 og 5. Rød: sprekkesett 1, blå: sprekkesett 3 og rosa: sprekkesett 5. c) Rosediagram som viser strøkretningen til sprekkesettene i fjellpartiet.

I øvre del av skredområdet er det lokalisert åpne sprekker på den øverste utraste blokken nedenfor bakskrentene, og i skrenten vest for den øverste blokken. Videre nedover er det lokalisert få åpne sprekker inntil ca. 860 moh. der sprekkefrekvensen i området økes. I fra 860 moh. til ca. 745 moh. er det et stort antall sprekker og subsidiære sprekke-skrenter. Orienteringen på de fleste subsidiære skrentene samsvarer med sprekkesett 3, mens sprekkesett 1 blir ofte observert innad i skrentene orientert mot NV, men også som egne skrenter (Figur 48).



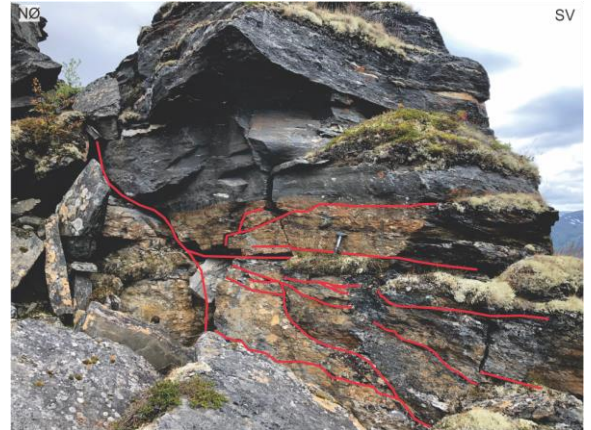
Figur 48: Oversiktsfoto som viser sprekker og skrenter som samsvarer med sprekkesettene er markert. Sprekkesett 1 er ofte observert innad i sprekkesett 3, og sprekkesett 3 er ofte observert som skrenter.

Det observeres både små sprekker med ingen eller liten åpning (cm skala), til store sprekker (Figur 49 a) med flere meters mellomrom (Figur 49 b). Det er observert både snø og is i en stor andel av sprekkene i august 2019. Flere mindre kiler (broer mellom åpne sprekker) er observert mellom sprekkesett 1 og 3 ved flere ulike deler av det ustabile fjellpartiet (Figur 49 c).



Figur 49: a) Store åpne sprekker i midtre del av Gámanjunní 3, flyfoto fra NGU. b) Stor åpen sprekk med flere meters utvidelse, foto: Steffen Bergh. c) Sprekkesett 1 og 3 som danner en kile innad i stor sprekk.

Nederst i skredet, i tåa ved ca. 670 moh., er det observert et sprekkesystem med uregelmessig geometri. Der sprekkeene endrer fallvinkel fra steil til slak og som ender i flere sub-horisontale sprekker. Sprekkeene er parallell med den svakt vest-hellende foliasjonen i de rustne glimmerskifrene i området (Figur 50). Dette mønsteret kan tolkes som rampe flate geometri (Butler, 1987).

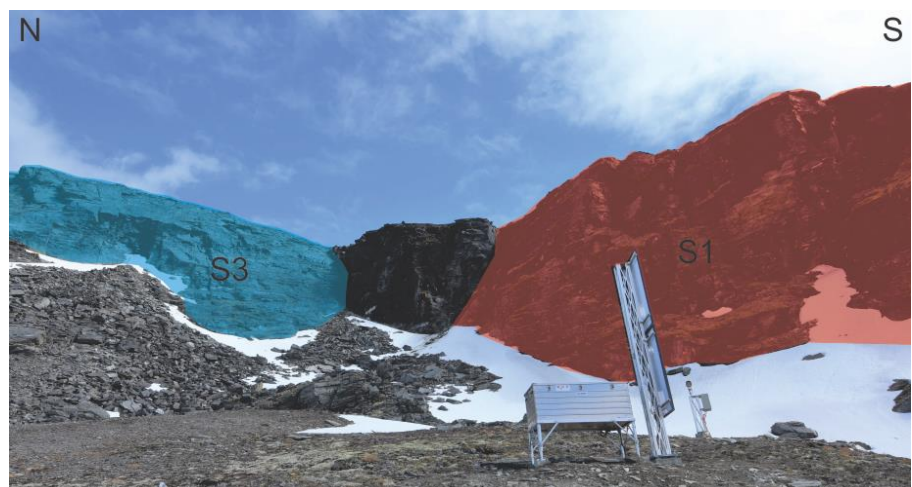


Figur 50: Sub-horisontale sprekker utviklet i den rustne sonen i tåa. Foto: Steffen Bergh.

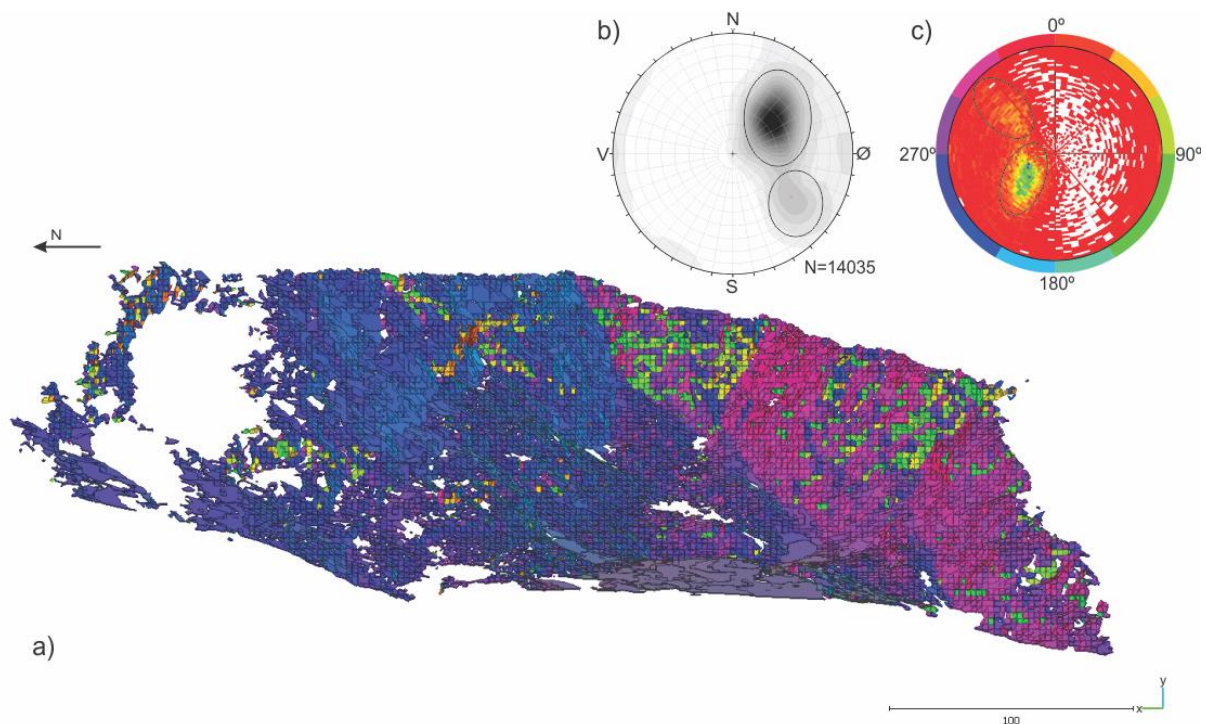
### 4.3.3 Sprekkerelaterte skrenter

#### Bakskrentene

De to distinkte bakskrentene til det ustabile fjellpartiet har samme orientering som sprekkesettene 1 og 3 (Figur 51; Figur 47). Strukturdataene viser en gjennomsnittlig fallretning på den ene bakskrenten mot SV, med gjennomsnittlig strøk og fall  $113/65^\circ$ . Bakskrenten endrer strøketretning nordover (Figur 38) fra NV-SØ til N-S, der fallet også blir brattere nordover langs skrenten. Den andre bakskrenten har en fallretning mot NV, og gjennomsnittlig orientering på  $231/64^\circ$ . For å sammenligne egne målte data med digitalt utarbeidete orienteringsdata, ble resultatene fra laserskanning av bakskrenten (kapittel 3.4), importert til CloudCompare. Resultatet fra Facets er vist i Figur 52 der stereoplottet (Figur 52 c) viser fargekoden til de ulike fallretningene registrert for flatene. Stereoplottet (Figur 52 b) viser at den største andelen av flater registrert i punktskyen har fallretning mot SV og samsvarer med sprekkesett 3, med strøk og fall ca.  $139/38^\circ$  (blå i Figur 52 a). Den andre andelen av flater har fallretning mot NV, i samsvar med sprekkesett 1, med strøk og fall ca.  $216/54^\circ$  (rosa i Figur 52 a). De konjugerte sprekkesettene kan sees som flater i oransje og grønt i Figur 52 a).



Figur 51: De to distinkte bakskrentene. NV-hellende bakskrent som samsvarer med S1 og SV-hellende bakskrent som samsvarer med sprekkesett 3.



Figur 52: Resultater fra CloudCompare Facets funksjon. a) Flater registrert i bakskretnene. b) Stereoplot over alle flatene fra a), vist som poler til sprekkeplan. c) Stereoplot med fargeindeks for flatene.

### Subsidiære sprekke-relaterte skrenter

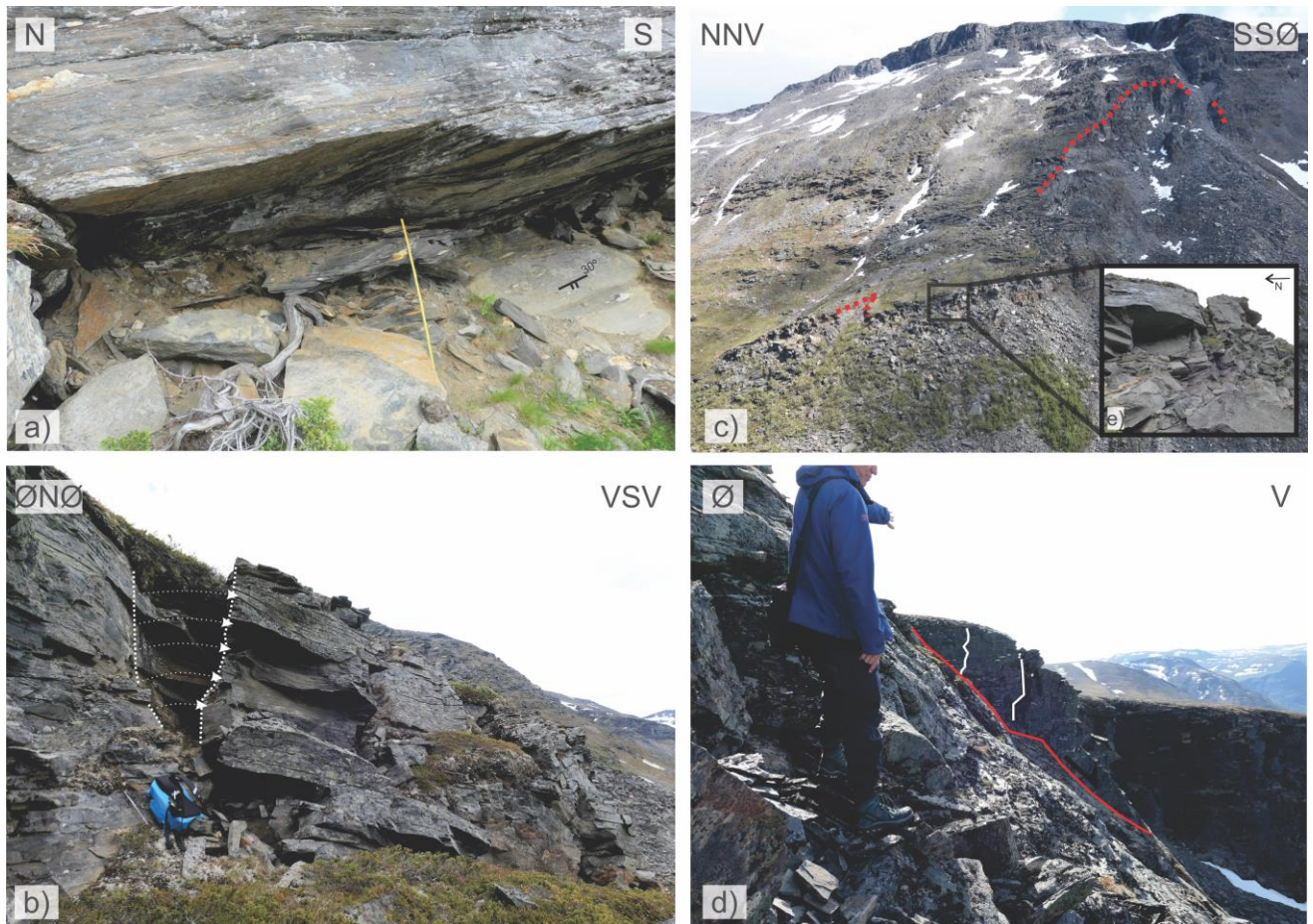
I avgrensningen av skredet både i nord og sør er det lokalisert flere store og mindre sammensatte skrenter, med fall mot SV. Flere av de største skrentene er eksponert i opp mot 20-30 meters høyder. I sør blir skredet avgrenset av en SV-hellende skrent med en helning fra ca.  $90^\circ$  til  $45^\circ$ , der fallvinkelen minker nedover langs flaten (Figur 53). Høyere opp i skrenten er fallvinkelen på den eksponerte flaten nesten vertikal ( $80-90^\circ$ ). Endringen av helningsvinkelen fra en helning på rundt  $90^\circ$  til en helning på  $50^\circ$ , kan indikere at flaten har listrisk geometri (Fossen, 2016). Nedenfor skrenten er det en stor beveget blokk der foliasjonen har helning inn mot skrenten (Figur 53). Geometrien på skrentene og fallretningen på foliasjonen i den store bevegede blokken tyder på sprekkeflaten blokken har rotert inn mot planet, og at det er snakk om en rotert forkastningsblokk (Fossen, 2016) (se diskusjon kapittel 5.1.3.2). Skrenten som avgrenser skredet i sør har fallretning mot NV og viser også tydelig endring i helningsgrad. Samme trend er også observert i mindre subsidiære skrenter innad i skredet. Skrentene er morfologiske elementer og blir beskrevet i kapittel 4.4.1.



Figur 53: Stor SV orientert skrent sør i skredet. Skrenten viser listrisk geometri, der utrast blokk har foliasjon orientert inn mot skrenten. Sprekkesett 1 vises også som tydelig motstående skrenter.

#### 4.3.4 Deltolkning: skredmekanismer langs strukturer

Det er observert flere typer av steinsprangområder og potensielle glideflater i fjellpartiet. Det tyder på et aktivt ustabil fjellparti der det oppstår flere mindre interne utglidninger i tillegg til de store bevegelsene i hele fjellpartiet. I planfolierte glimmerskifre fra ca. 640-650 moh. under GNSS stasjon GJ9 og under skrenten med GNSS GJ8 stasjonen (Figur 32; Figur 41) er det observert soner med sterkt forvitret og oppkjust materiale (Figur 54 a). Over sonen er det et utgående foliasjonsplan med strøk og fall 290/20°, under det utgående planet er det en flate med strøk og fall 155/30°. Ved den nederste skrenten, som definerer starten på tåa, er det observert utvelting av store blokker (Figur 54 b). Utvelting oppstår fra flater tilhørende sprekksett 3 og dens konjugerte sprekksett 4, sammen med foliasjonen. Som nevnt tidligere er det observert flere mindre kileformede strukturer i det ustabile fjellpartiet der det har oppstått mindre utglidninger/skred (skredarr i Figur 54 c). Det er også områder der det ikke observeres store motgående strukturer (f.eks. ved sørlig skrent Figur 53), her er det observert strukturer som indikerer planar glidning og direkte blokkfall fra skrenten (også vist i SV-hellende baks skrent; Figur 54 d) (se diskusjon kapittel 5.1.3.3). Det er også observert direkte fall av store blokker fra utstikkende foliasjonsplan i skrenter der blokkene ikke støttes i underkant (Figur 54 e).

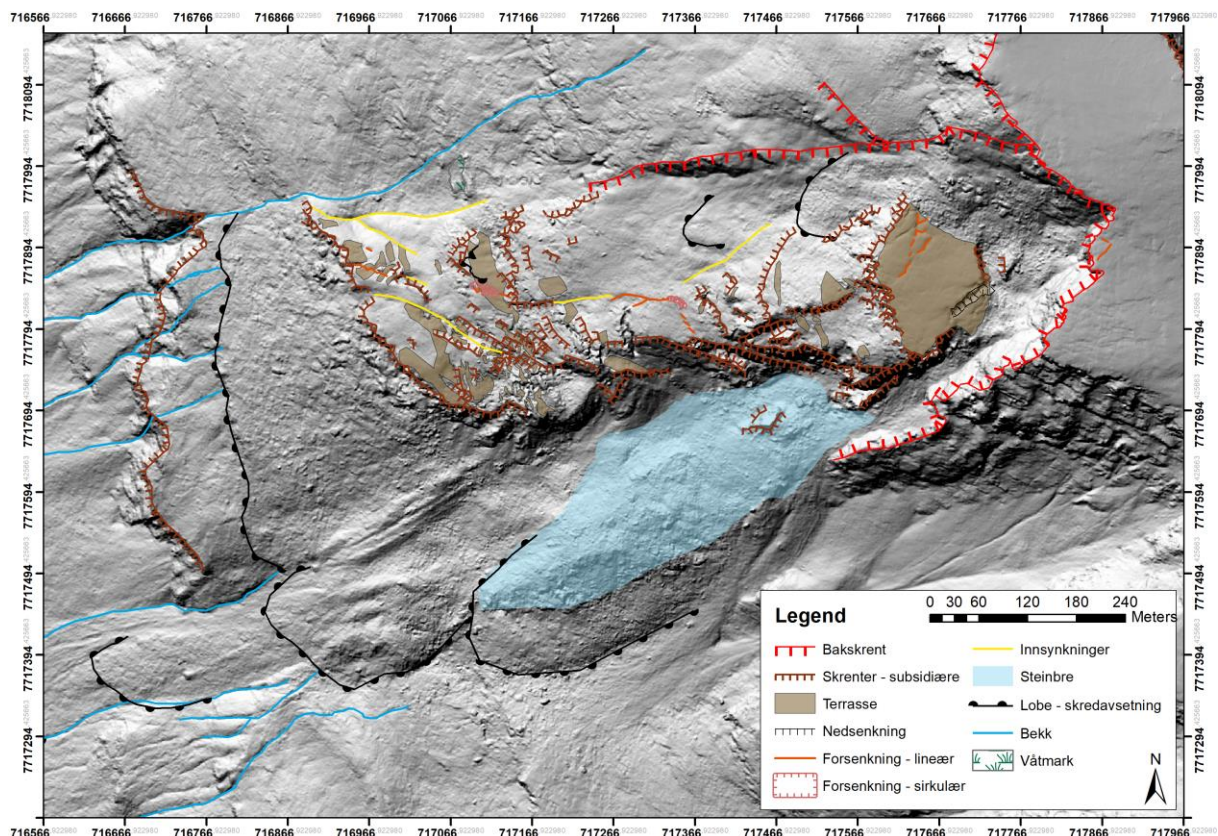


Figur 54: Foto som viser strukturer i berggrunnen knyttet til foliasjon og sprekker, og som kan indikere skredmekanismer ved Gámanjunní 3. a) Oppknust materiale i underkant av utgående foliasjon i tåa. b) Utvelting langs sprekkesett 3 og 4 i tåa. c) Rød stiplede linjer markerer skredarr etter forhistoriske skred. d) Planar glidning og utvelting langs sprekkesett 3 og 4 i SV-hellende baks trent. e) Blokkutfall langs foliasjonsplan i tåa.



## 4.4 Geomorfologiske elementer i Gámanjunni 3

Morfologisk kartlegging i felt og tolkninger ved bruk av skyggelagte høydemodeller og flyfoto fra NGU og [www.norgebilder.no](http://www.norgebilder.no) har gjort det mulig å lage et geomorfologisk kart over Gámanjunni 3, vist i Figur 55. Morfologien til Gámanjunni 3 består av flere store og små skrenter, terrasser, forsenkninger, steinbreer og løsmasser. I delkapitlene under blir de morfologiske elementene beskrevet i detalj, og et eget løsmassekart vil bli presentert i delkapittel 4.4.4.

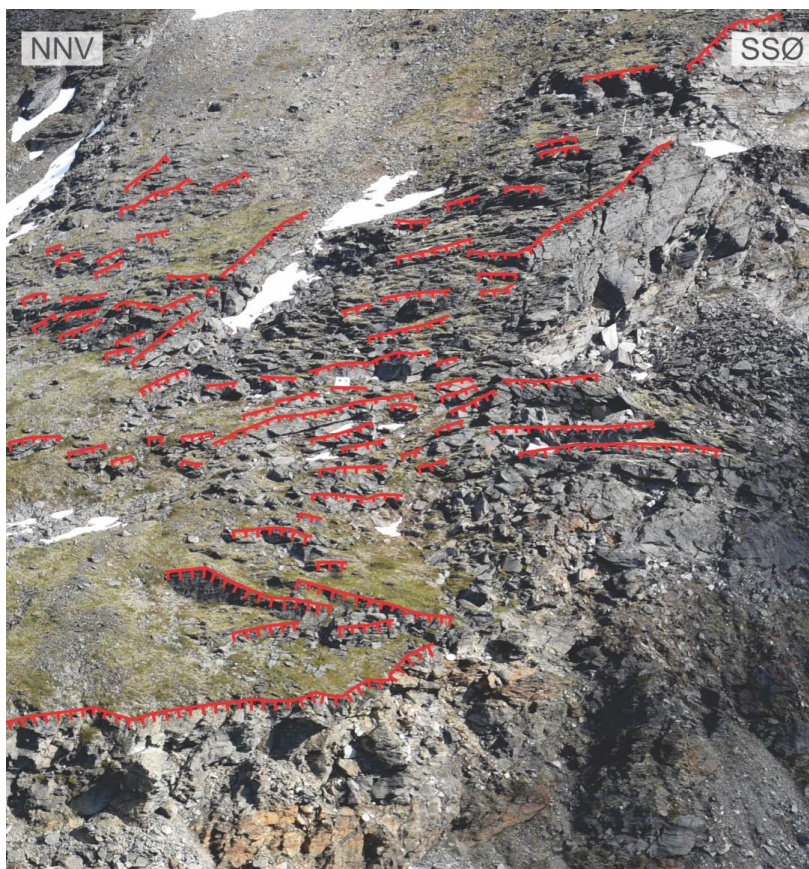


Figur 55: Morfologisk kart med markerte skrenter, terrasser, avsetnings-lober, forsenkninger, steinbre og bekker.

#### 4.4.1 Skrenter

Skredet avgrenses i øst av de to distinkte bakskrentene (se kapittel 4.3.3), som tydelig er knyttet opp mot sprekker i berggrunnen. Skrentene er morfologisk velutviklede med en utstrekning opptil 1 km. Den vertikale distansen mellom topp-plataet og den øverste utraste blokken er ca. 150 m (Böhme et al., 2016). Den NV-hellende bakskrenten kan følges mot SV ned til steinbreen sør i skredet (Figur 55). Den nordlige bakskrenten med fallretning mot SV, er velutviklet i den østligste delen av skredet, der den også videre kan følges mot nord. Videre dukker det opp en SV-hellende skrent midt i det ustabile fjellpartiet mot nord, skrenten blir markert som bakskrent siden den er med å begrense skredet (Figur 55).

Nedover i skredet er det gjentakende subsidiære skrenter. Flere subsidiære skrenter sør i skredet er velutviklet med høyde opp mot titalls meter (f.eks. skrent i Figur 53). Frekvensen av skrenter i midten av skredet øker nedover skråningen. Disse har relativt lik orientering og er ikke like velutviklet og høye som skrentene sør i skredet. I nedre del av skredet er tåa til det ustabile fjellpartiet tydelig markert med en velutviklet skrent på ca. 400 meter utbredelse med høyde opp mot 25 meter. Skrenten sees tydelig i Figur 56 i nedre del av Gámanjuni 3.



Figur 56: Subsidiære skrenter og terrasser fra midtre til nedre del av Gámanjuni 3. Se hvit brakke i midten av fotoet for målestokk.

#### 4.4.2 Terrasser

Det er lokalisert flere svakt hellende terrasser i Gámanjunni 3 (Figur 55). Det beste eksemplet er mellom de to bakskrentene, hvor en større vegetasjonsdekket terrasse med en helning på rundt  $15^\circ$  mot vest, som markerer det øverste utraste fjellområdet (Figur 55). Bredden på terrassen er 136 m x 200 m. Terrassen er avgrenset av bakskrentene i NØ og SØ, imens i vest blir terrassen avgrenset av subsidiære skrenter (Figur 57). Det er gjentakende skrenter med små terrasser mellom skrentene nedover fjellpartiet. Helningen på terrassene i øvre del av skredet er utover fra fjellpartiet.

I nedre del av skredet oppstår det flere mindre terrasser mellom de gjentakende subsidiære skrentene mellom 770 moh. og 700 moh. Skrentene er markert i Figur 55 og Figur 56. Frekvensen av skrenter har økt i forhold til øvre del av skredet, som har gitt flere mindre terrasser mellom skrentene. Terrassene i nedre del har både helning inn mot skråningen og ut av skråningen.



Figur 57: Bakskrentene og subsidiære skrenter med mellomliggende terrasser. Oransje piler peker på terrasse nedover skråningen.

### 4.4.3 Forsenkninger

Både i de øvre delene av skredet og i de nedre delene av skredet er det lineære og sirkulære forsenkninger, disse er markert i Figur 55, og vist med eksempler i Figur 58. Forsenkningene er særlig utbredt i toppen av skredet og i nedre del av skredet og sammenfaller ofte med retningen til subsidiære skrenter og sprekker. Dette antyder at forsenkningene kan være forårsaket av underliggende sprekker og/eller sprekkesett (se diskusjon kapittel 5.2.2). Noen av forsenkningene er vegetasjonsdekket, mens ved andre forsenkninger har bevegelsen vært så stor at vegetasjonen er brutt og åpne sprekker er synlig (Figur 58 a). Lengden og dybden på forsenkningene varierer. De fleste av forsenkningene er opp mot meter-skala. Noen av forsenkningene er sirkulære og har diameter på opp mot én meter og mer. Det er også større innsynkninger i ulike deler av skredet (gule linjer i Figur 55). Disse kan oftest sees i sammenheng med andre forsenkninger, skrenter, sprekker og/eller være et resultat av den laterale avgrensningen av skredet.



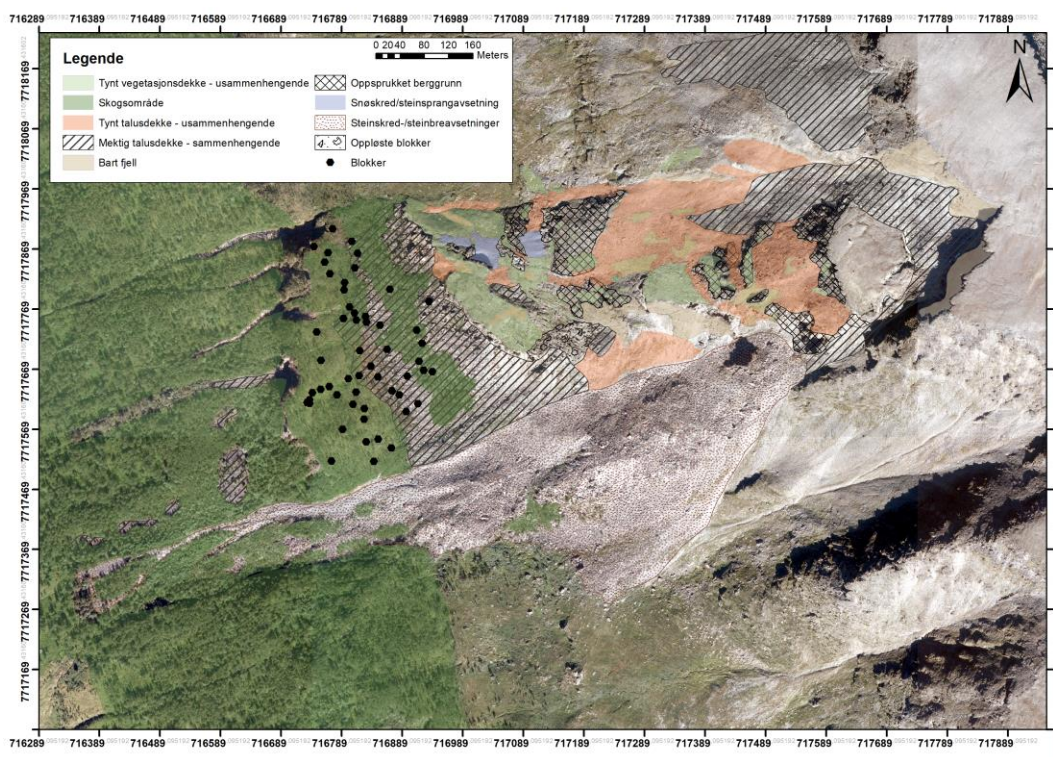
Figur 58: Sirkulære a) og lineære b) forsenkninger lokalisert i midtre og nedre del av Gámanjuni 3.

### 4.4.4 Løsmasser og bevegede blokker

Fra toppen til bunnen av skredet er det store mengder med løsmasser (Figur 59), og disse er inndelt i flere kategorier. Det er alt fra talus, til løse blokker og vegetasjonsdekte områder. Løsmassene er av alle kornstørrelser, fra små leir/silt-partikler til blokker på flere meter. Talus og oppsprukket berggrunn er lokalisert i underkant av bakskrentene og de subsidiære skrentene (kapittel 4.3.3), spesielt i øvre del, sørlige deler av skredet og under den nederste skrenten i tåa. I øverste del av skredet er det et massivt talusdekke lokalisert bak og på hver side av den øverste bevegede blokken (Figur 48). De store urene under bakskrentene og i sør er relativt løs med lite vegetasjon på blokkene. I tåa er det både tilstedeværelse av løs og mer fast ur, og det er blokker

mer vegeterte og tilstedeværelse av trær. I midtpartiet av skredet er løsmassene oftest lokalisert under skrenter. Steiner og mindre blokker har også blitt forflyttet og avsatt av snøskred i små vifter og ansamlet i forsenkinger i terrenget (Figur 59). Mellom de mektig talusdekte områdene er det ofte tynt vegetasjonsdekke, som kan tolkes til å være av tynn morenemateriale etter den siste istiden.

I den store sørlige ura er det lokalisert en steinbre (Figur 55; Figur 59) som hele tiden mates av steinsprang/utrasning fra skrentene i bakkant. I underkant av steinbreen opptrer flere talus-lober nedover fjellsiden. Fra steinbreen og ned til dalbunnen er det en mektig talus-lobe, denne kan tolkes til å vær et resultat av steinbreen eller et forhistorisk skred (se diskusjon kapittel 5.1.3.3).



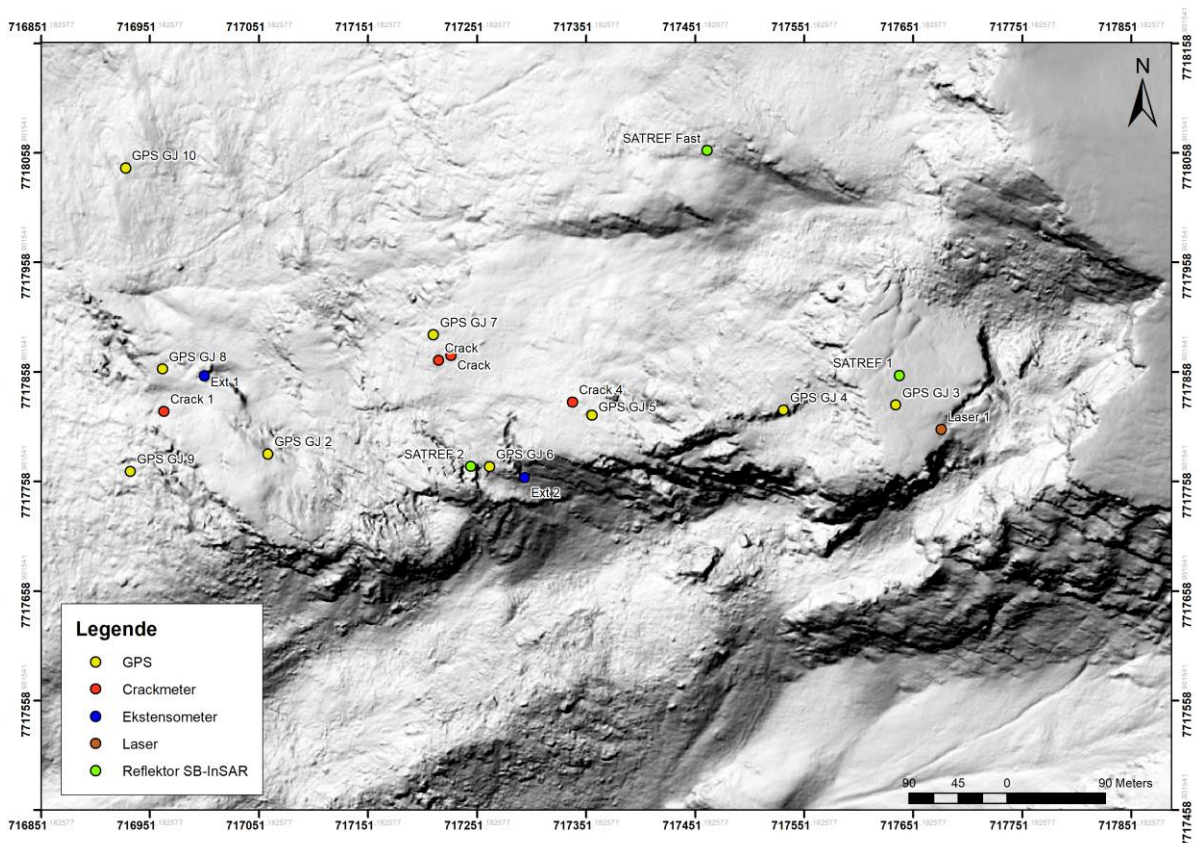
Figur 59: Kart over distribusjonen av løsmasser og vegetasjon ved Gámanjuni 3. Ortofoto fra NGU.

## 4.5 Vannkilder

Det er ikke lokalisert store vannkilder i sentrale deler av skredet, heller ingen observasjon av vannkilder strømmende direkte inn i skredet fra toppen av fjellet. I begge bakskrentene er det observert utsiving av vann, men mengdene er ikke store. Observasjonen ble gjort i snøsmeltingsperioder, derfor kan vannet komme fra snøsmeltingen i fjellet. Nord for det ustabile området er det en liten vannkilde der det også er observert våtmark. Flere bekker med større vannmengder har utspring i fronten til det ustabile fjellpartiet. Alle registrerte bekker og våtmark er vist i Figur 55.

## 4.6 Bevegelsesdata

I dette delkapitlet vil resultater av deformasjonsmålingene fra de 9 GNSS stasjonene, laseren, ekstensometeret, 2 strekkstag og de 2 satellitreflektorene montert av NVE presenteres (Figur 60), som vil senere diskuteres og tolkes i sammenheng med felldata (kapittel 5.6). Deformasjonsmålingene viser at det er til dels store endringer i bevegelsesstørrelse og retning i ulike deler av det ustabile fjellpartiet.



Figur 60: Deformasjonssensorer montert i det ustabile fjellpartiet av NVE.

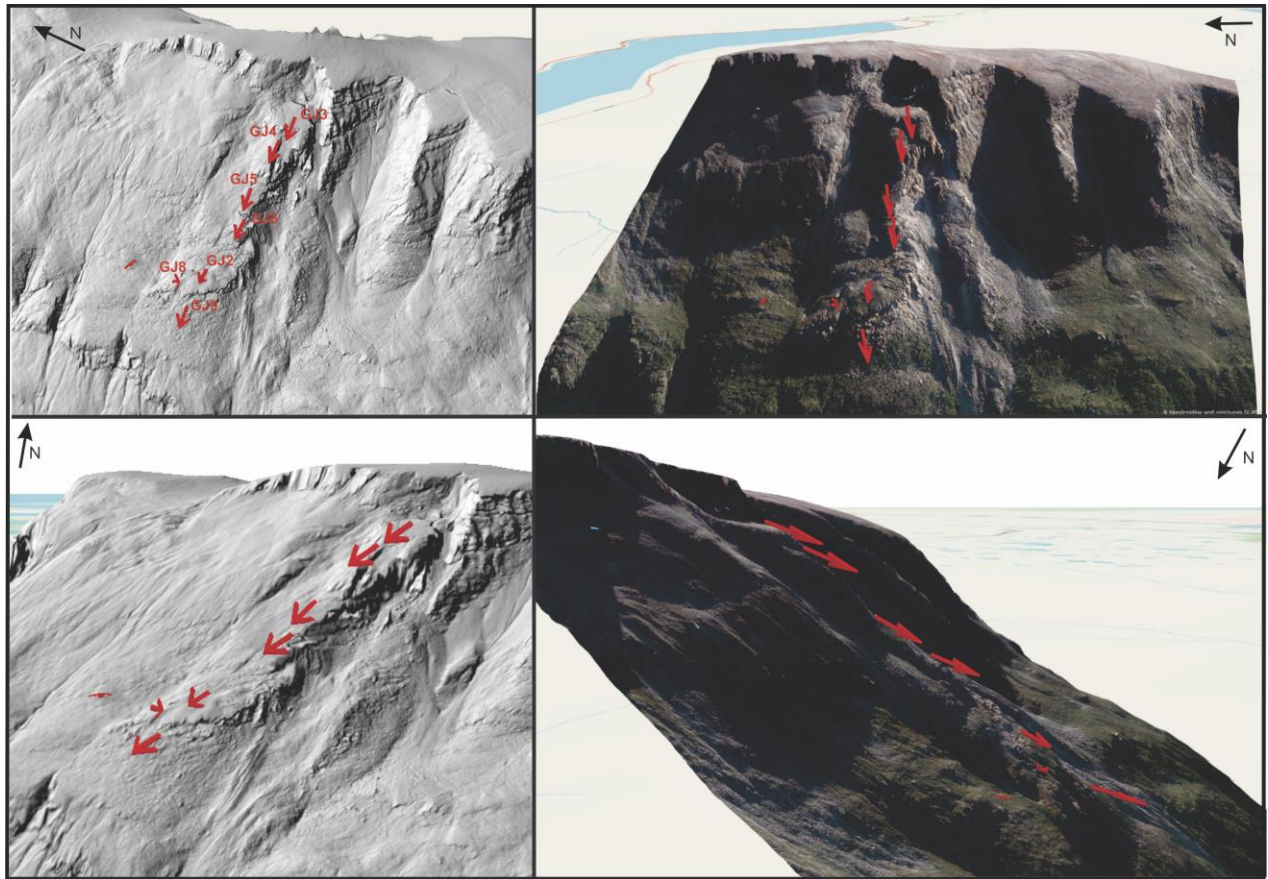
### GNSS-deformasjonsmålinger

Resultatene for bevegeshastighetene til GNSS stasjonene er listet i Tabell 2, og vist i Figur 61, Figur 62 og Figur 63. Resultatet baserer seg på de bevegelsesmålingene som prosesseres hver 12. time, da disse er mer nøyaktige. Resultatene viser at GNSS stasjonen GJ3, lokalisert øverst i skredområdet på den bevegede blokken under bakskrentene, har høyest bevegeshastighet. Imens stasjon GJ8, lokalisert NV i nedre del av fjellpartiet, har lavest bevegeshastighet. De fleste stasjonene viser en retning på bevegelsene ned mot VSV, som tolkes til å knyttes til strukturer og morfologiske elementer i området (se diskusjon kapittel 5.6).

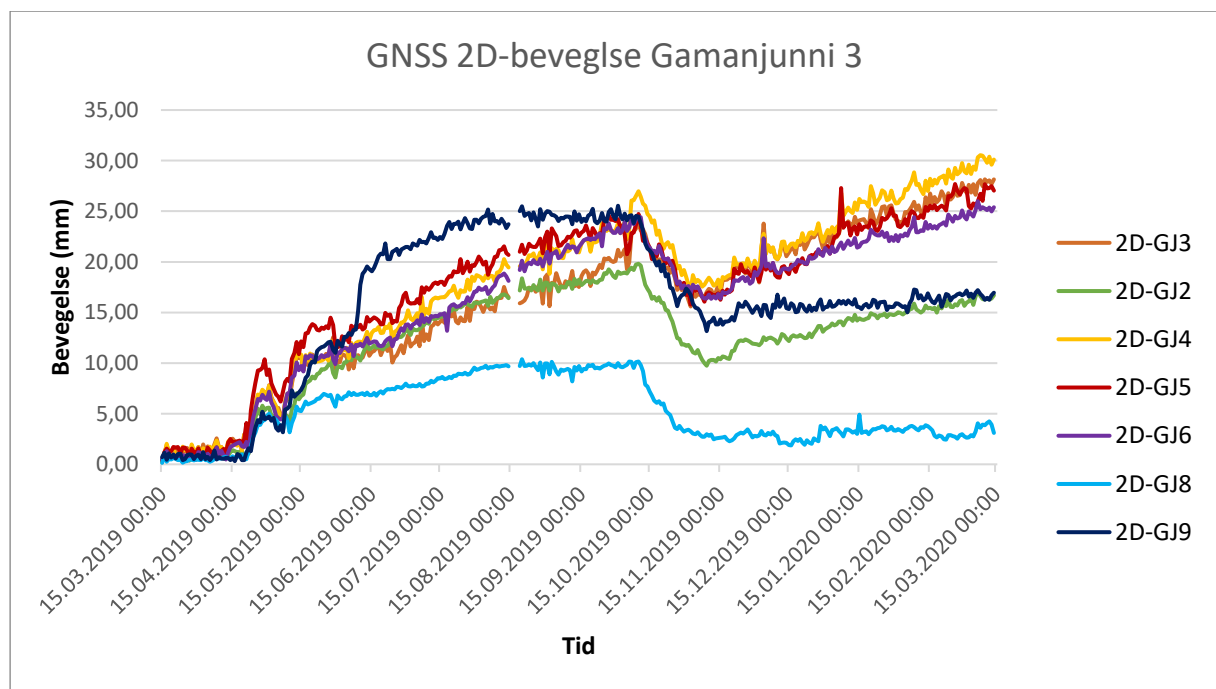
I oktober 2019 bevegde GNSS stasjonene seg rundt 1-1,5 cm mot øst (Figur 62 og Figur 63), noe som vises på 2D- og 3D-grafene ved en markant knekk. Denne bevegelsesretningen har også tiltrådd i 2018 (Figur 79), der det oppstår samme bevegelsestrend mot NØ.

Tabell 2: Bevegelsesresultater fra GNSS-stasjonene ved Gámanjuni 3 for år 2019-2020 (GJ7 fra 2018-2019). Under kolonne N/S-akse (y-akse) og E/W-akse (x-akse) betyr positiv verdi N og E retning, mens negativ verdi betyr S og W retning. Høyde viser deformasjon i z-retning (vertikalen) og 3D-bevegelse viser deformasjon i xyz-retning.

GNSS	Tidsperiode	N/S-Akse (mm)	Ø/V-Akse (mm)	Høyde (mm)	3D-bevegelse (mm)	Stupning	Retning
GJ2	19.02.19- 20.02.20	-7,65	-14,93	-7,73	18,47	-25,9°	245°
GJ3	19.02.19- 20.02.20	-14,66	-21,90	-32,86	42,12	-44,2°	242°
GJ4	19.02.19- 20.02.20	-16,80	-22,82	-25,82	38,34	-37,5°	243°
GJ5	19.02.19- 20.02.20	-12,02	-24,11	-23,45	35,72	-35,3°	237°
GJ6	19.02.19- 20.02.20	-10,21	-22,84	-20,56	32,38	-37,8°	245°
GJ7	12.01.18- 12.01.19	-7,16	-19,26	-2,42	16,47	-8,5°	245°
GJ8	19.02.19- 20.02.20	2,09	-2,98	-2,67	4,52	-38,7°	249°
GJ9	19.02.19- 20.02.20	-8,49	-14,12	-25,60	30,44	-57,3°	240°

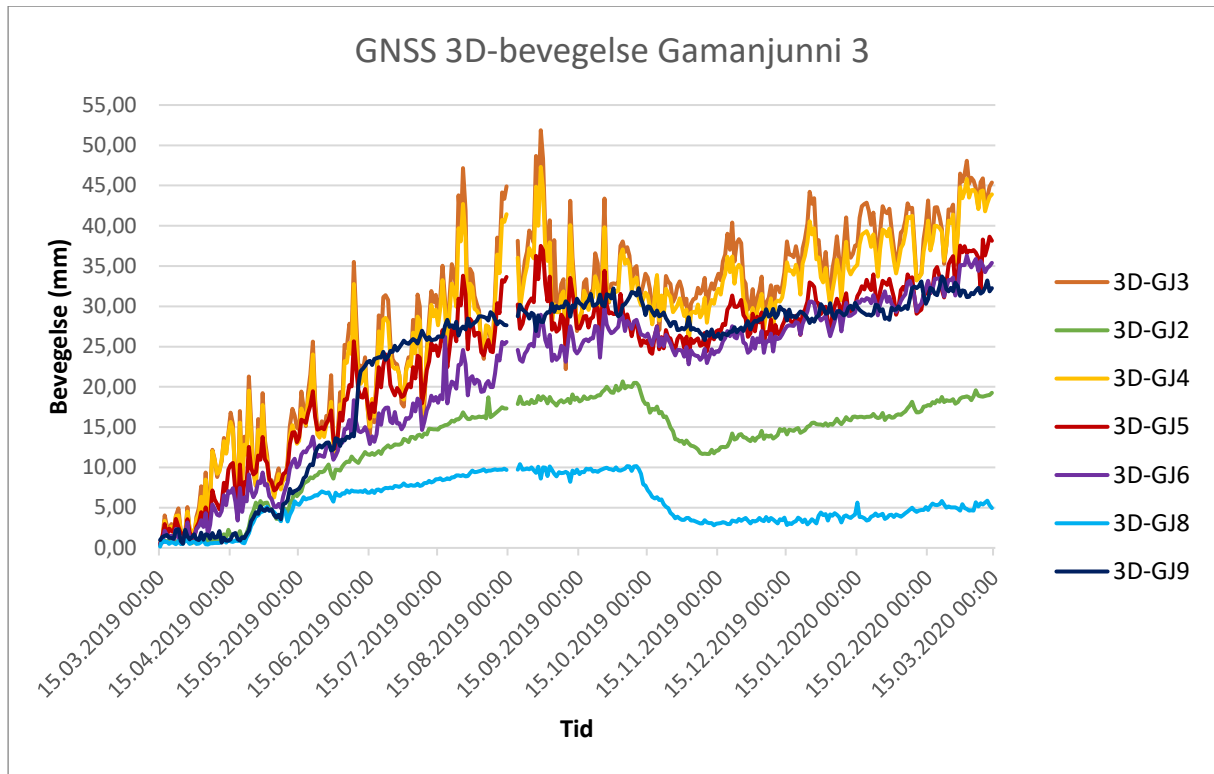


Figur 61: Beregnede 3D-bevegelsesvektorer (røde piler) til de 8 fungerende GNSS stasjonene ved Gámanjuni 3. Bevegelsene er fra perioden 25.04.19-24.04.20. Modifiserte figurer generert av Louise Mary Vick.



Figur 62: Deformasjonsmålinger i N/S-akse og Ø-V-akse for alle aktive GNSS stasjoner (2D horisontal bevegelse).





Figur 63: Deformasjonsmålinger for alle aktive GNSS-stasjoner i 3 dimensjoner.

## Laser-målinger

Tabell 3 viser resultatene for forandring i distansen mellom laseren og refleksjonsplaten i den NV-hellende bakskrenten. På grunn av snø og is som dekker refleksjonsplaten, er det ikke registrert bevegesmålinger siden 03.01.20. Dermed kan verdiene være høyere enn oppgitt, dette gjelder spesielt resultatet fra 2019 til 2020.

Tabell 3: Forandring i distanse mellom laseren og NV-hellende bakskrent siden 2018.

Laser 1	Forandring i distanse mellom laser og reflektor (absolutt verdi) (mm)
20.02.19-20.02.20	~30,0 (ingen registrerte målinger siden 03.01.20)
14.09.18-29.12.19	49,3

## Ekstensometer-målinger

I ekstensometeret montert i en av de nederste sprekkene i skredområdet (Figur 60 og Figur 44) har sensoren innad i ekstensometeret registrert en utvidelse av sprekken på 1,2 mm siden den ble montert i april 2019 (Tabell 4).

Tabell 4: Utvidelse av ekstensometer 1 siden 04.19 til 02.20.

Ekstensometer 1	Utvidelse (absolutt verdi) (mm)
11.04.19-20.02.20	1,2

## Strekkestag-målinger (eng: crackmeter)

De totale deformasjonsmålingene til de ulike strekkstagene installert på Gámanjuni 3 (Figur 60) er listet opp i Tabell 5. Resultatene viser at det er registrert størst utvidelse i strekkstagen crack 4. Crackmeter 2 og 3 i midtpartiet til Gámanjuni 3 er ikke med pga. manglede målinger siden 01.19.

Tabell 5: Utvidelse av crackmetrene siden 07-18 til 02.20.

Crack nr.	Tidsperiode	Utvidelse (mm)
Crack 1	06.07.18-20.02.20	3,9
Crack 4	11.07.18-20.02.20	8,0

## Satellitreflektorer

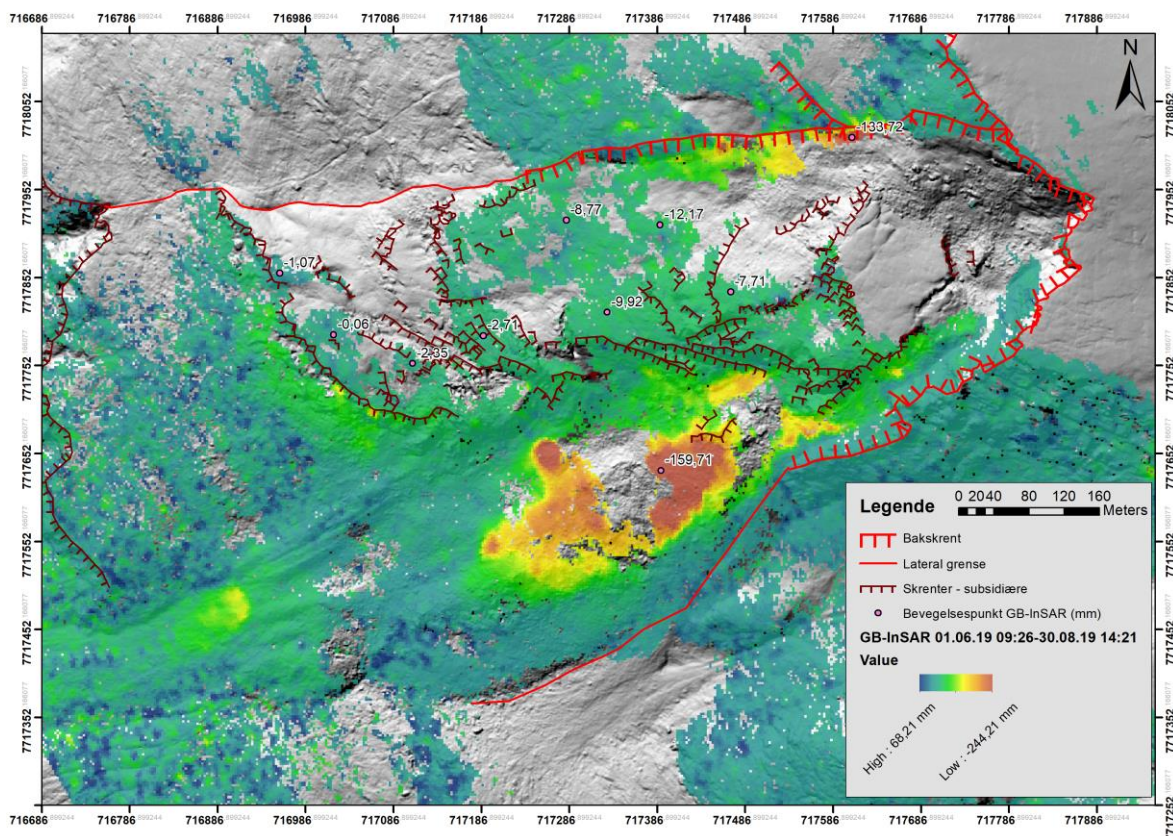
To satellitreflektorer har registrert ulikhetene i distansen mellom satellitten og sikteretningen mot skredet (LOS) siden 2015. Det blir registrert 3 ulike verdier for hver satellitreflektor (to er vist i Figur 80), der Tabell 6 viser den gjennomsnittlige verdien til målingene. Resultatene viser at den øverste satellitreflektoren har hatt størst endring i distanse til satellittens sikteretning.

Tabell 6: Registrerte endringer i distanse mellom reflektorene og satellittens LOS.

Reflektor	Tidsperiode	LOS bevegelsesmålinger (mm)
GAMA2 descending (SATREF 1)	Fra 23-25. feb. 2019 til 13- 18. feb. 2020	49,6 (gjennomsnittlig verdi)
GAMA3 descending (SATREF 2)	Fra 23-25. feb. 2019 til 13- 18. feb. 2020	31,5 (gjennomsnittlig verdi)

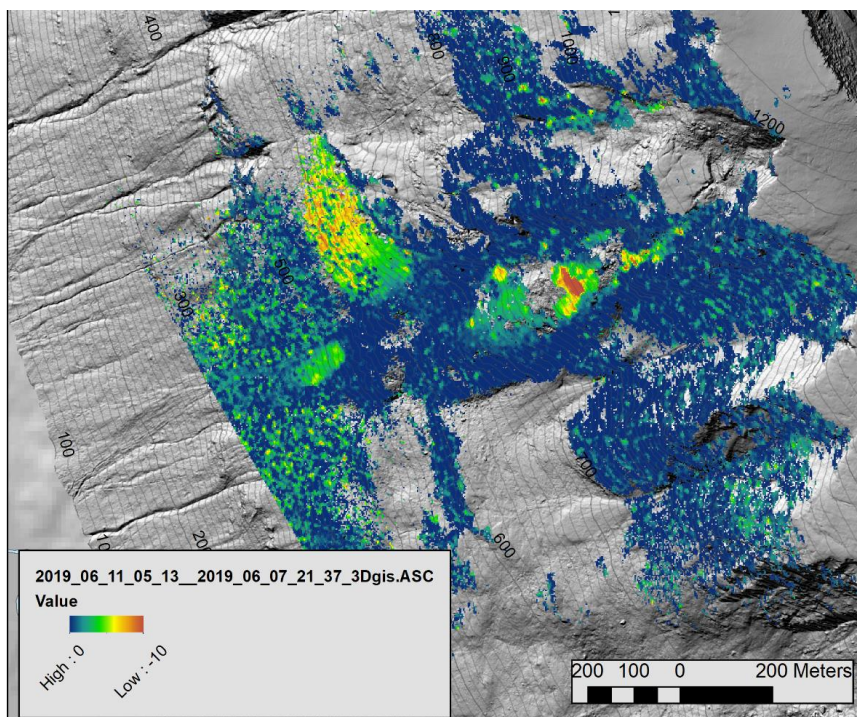
## Bakkebasert InSAR (GB-InSAR)

Denne studien har benyttet måleresultatene for registrerte bevegelser fra den bakkebaserte radaren kun i snøfrie perioder (juni-august/september) for å unngå støy forårsaket av snø. Dataene er prosessert og gitt av Ingrid Skrede i NVE. Deformasjonsmålingene til GB-InSAR i den snøfrie perioden i 2019 er vist i Figur 64. Resultatene viser at det er størst bevegelse i steinbreen lengst sør i skredområdet, og rett i underkant av den SV-hellende bakskrenten. Under den nederste skrenten, som er starten på tåa, er det også registrert store bevegelser. Punktene markert i Figur 64 viser at deformasjonen er størst i steinbreen (opp mot 160 mm langs radarens LOS) og i løsmassene under skrentene. Bevegelseshastigheten i sentrale deler av det ustabile fjellpartiet er varierende. Punktet med høyest hastighet er -12.17 mm, og laveste hastighet nede i -0,06 mm i den snøfrie perioden i 2019.



Figur 64: Resultater av bevegelsesdata fra bakkebasert radar i den snøfrie perioden i 2019. Negative verdier betyr bevegelse mot radarens siktelinje og positive verdier betyr bevegelse fra radarens siktelinje.

Fra den 07.06.19 til 11.06.19 oppsto det en større bevegelse i tåa av Gámanjuni 3 (stort grønt/oransje område ved 500-600 moh. i Figur 65). Disse bakkebaserte InSAR målingene har vært bakgrunn for fastsettelsen av det postulerte utgående glideplanet beskrevet i kapittel 4.3. Temperaturen i denne perioden og perioden før bevegelsene var opp mot 14 °C og nedbør var på det maksimale opp mot 16.0 mm på én dag.

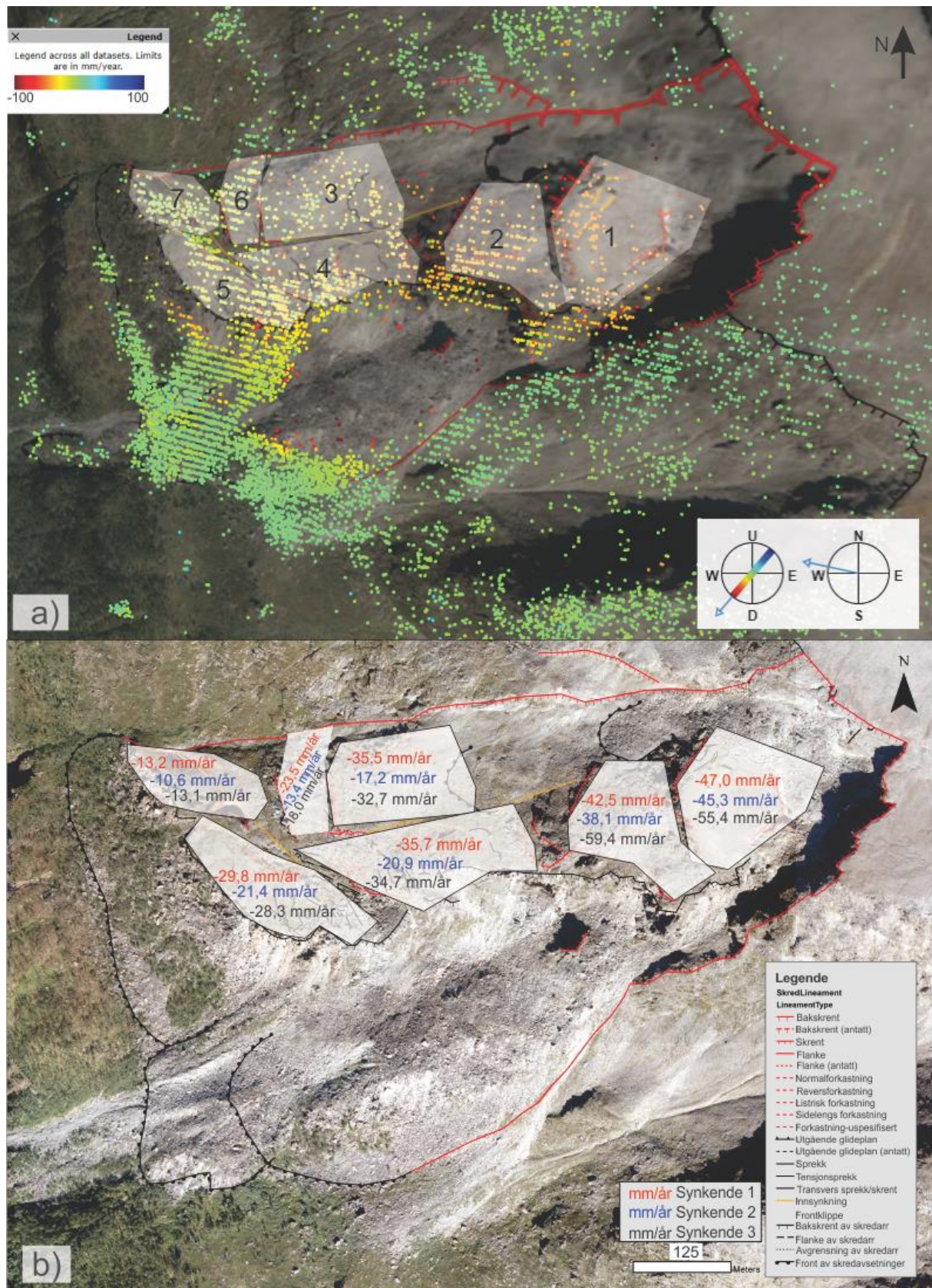


Figur 65: Bakkebaserte radar resultater som viser store bevegelser i tåa til fjellpartiet i løpet av kort tidsperiode. Negative verdier betyr bevegelse mot radarens siktelinje og positive verdier betyr bevegelse fra radarens siktelinje. Figur gitt av NVE Seksjon for fjellskred.

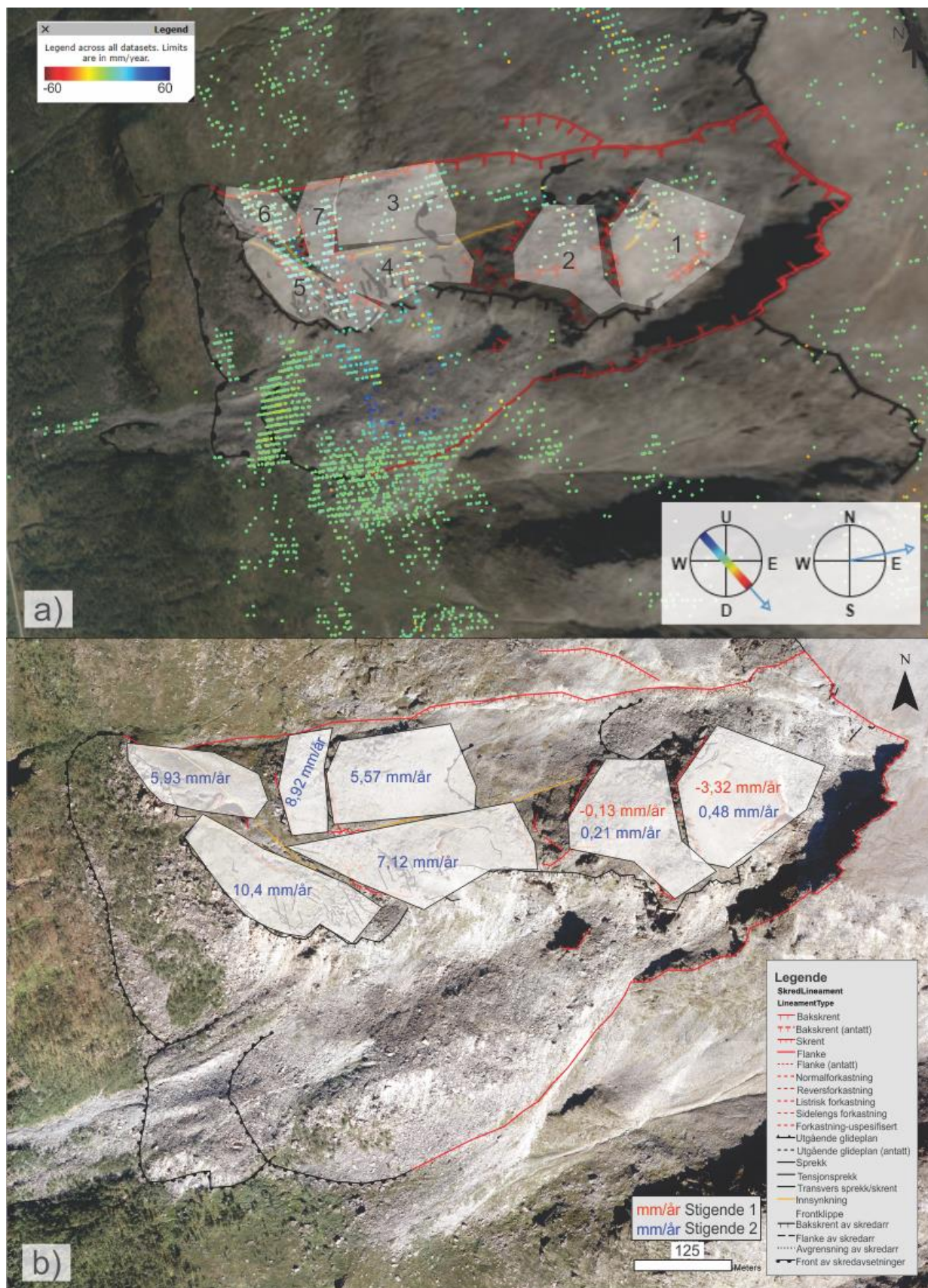
### Satellittbasert InSAR (SB-InSAR)

Det er registrert deformasjonsmålinger fra tre synkende baner til Sentinel-1 satellitten (Figur 66 b). Nullpunktet for dataseriene i NGU InSAR Norge er satt til en tilfeldig dato sommeren 2017. Fjellpartiet er blitt delt inn i syv områder (Figur 66 a), der den gjennomsnittlige årlige hastigheten på deformasjonsmålingene er registrert. Trenden viser at område 1 og 2 har høyest hastighet fra radarens siktelinje og område 7 har registrert lavere hastighet langs radarens siktelinje enn de andre områdene. Trenden i gjennomsnittlig hastighet for de ulike synkende banene viser at den andre synkende banen (Descending 2) gir betraktelig lavere hastighet enn synkende 1 og 3.

Det er også registrert deformasjonsmålinger for to stigende baner til Sentinel-1 satellitten (Figur 67), stigende 1 og 2. Deformasjonsmålingene viser at det ikke er store bevegelser i det ustabile fjellpartiet i siktevinkelen til radarene i stigende banene. Det er registrert størst bevegelse i område 5 (Figur 67 a), og minst bevegelse i område 1 og 2.



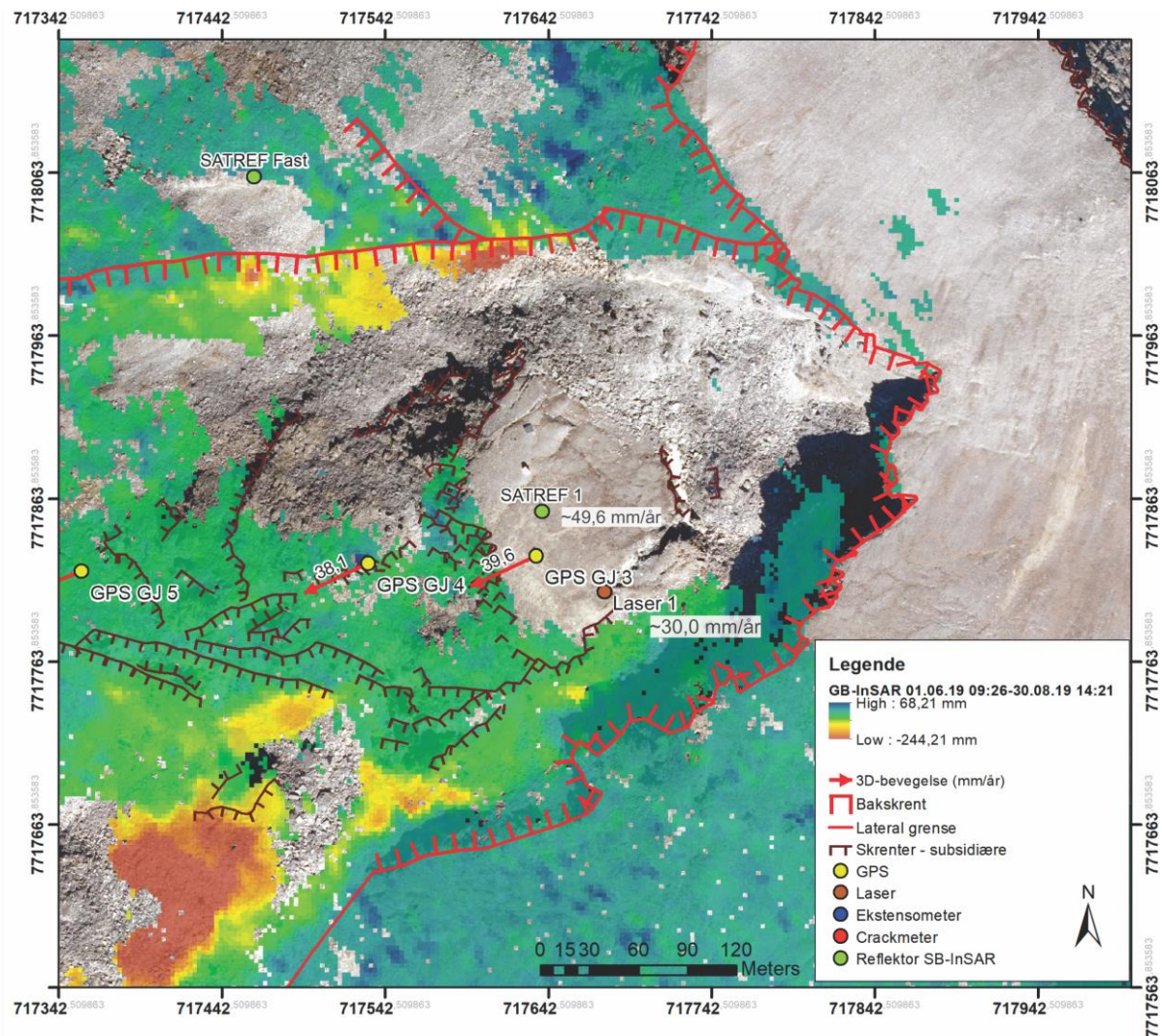
Figur 66: SB-InSAR resultater fra synkende bane til Sentinel-1 fra NGUs InSAR Norge. a) Fra NGU InSAR Norges webside med markerte polygoner for gjennomsnittsberegninger og satellittens sikteretning. b) De registrerte bevegelsehastighetene for de 3 synkende s satellittbanene til Sentinel 1. Ortofoto og legende fra NGU.



Figur 67: SB-InSAR resultater for stigende bane til Sentinel-1 satellitten. a) Deformasjonsmålinger registrert i NGU InSAR Norge, med markerte områder og satellittens sikteretning. b) Registrerte deformasjonshastigheter til hvert delområde. Ortofoto og legende fra NGU.

#### 4.6.1 Oppsummering av bevegelsesdata

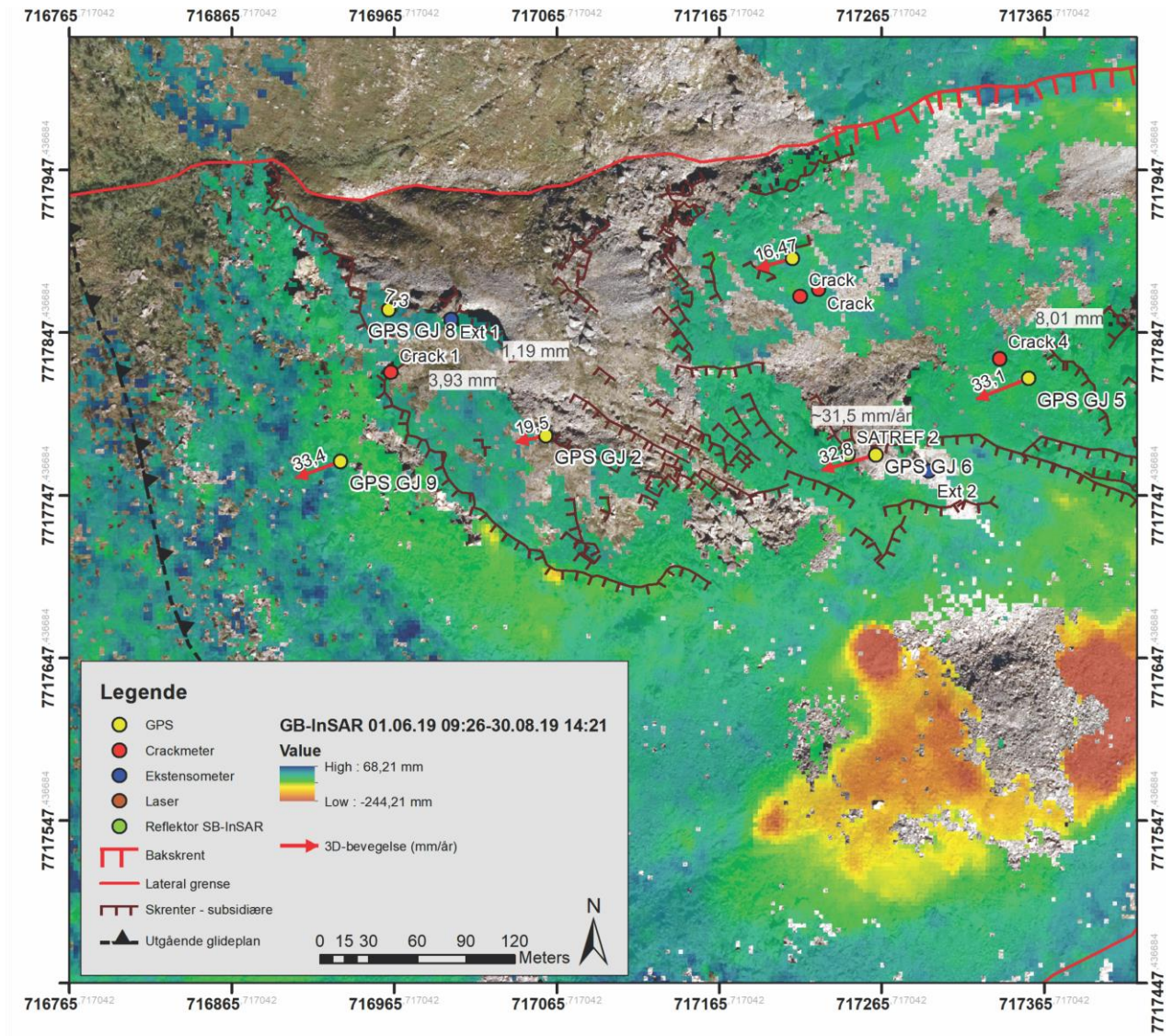
Resultatene av bevegelsesdata viser at hastigheten, retningen og stupningen på bevegelsene varierer i ulike deler av skredet. I øvre del (Figur 68) er det registrert de største bevegelsene i hele fjellpartiet. GNSS stasjonene GJ3 og GJ4 oppnår hastigheter opp mot 50 mm/år, det samme gjelder deformasjonsmålingene fra SB-InSAR i synkende bane (Figur 66).



Figur 68: Oversikt over deformasjonsmålinger fra fastmonterte instrumenter i øvre del av Gámanjunní 3. Resultatene viser bevegelser opp mot 40-50 mm/år. Ortofoto fra NGU.

I den midterste delen av fjellpartiet er de registrerte deformasjonsmålingene og stupningen på bevegelsene lavere enn i den øvre delen Figur 69. GNSS stasjonene (GJ5 og GJ6), satellitreflektoren SATREF 2 sammen med deformasjonsmålingene fra SB-InSAR i synkende bane viser bevegelsehastigheter opp mot 35 mm/år. I den nederste delen av fjellpartiet er de laveste deformasjonsmålingene registrert (Figur 69). Med GNSS stasjonen GJ8 er kun registrert deformasjonshastighet på rundt 4,5 mm/år. Det samme viser deformasjonsmålingene fra SB-

InSAR over området rundt GJ8. Området rundt GNSS stasjon GJ2 viser deformasjonshastigheter fra 20 til 30 mm/år. I tåen har GNSS stasjon GJ9 deformasjonsmålinger helt opp mot 30 mm/år. GB-InSAR viser også at hastigheten under den nederste skrenten er høyere enn over skrenten.



Figur 69: Oversikt over deformasjonsmålinger i fastmontert overvåkingsutstyr i nedre del av Gámanjunní 3. Resultatene viser bevegelser fra 30 mm/år ned til 7 mm/år. Ortofoto fra NGU.



## 4.7 Temperaturdata

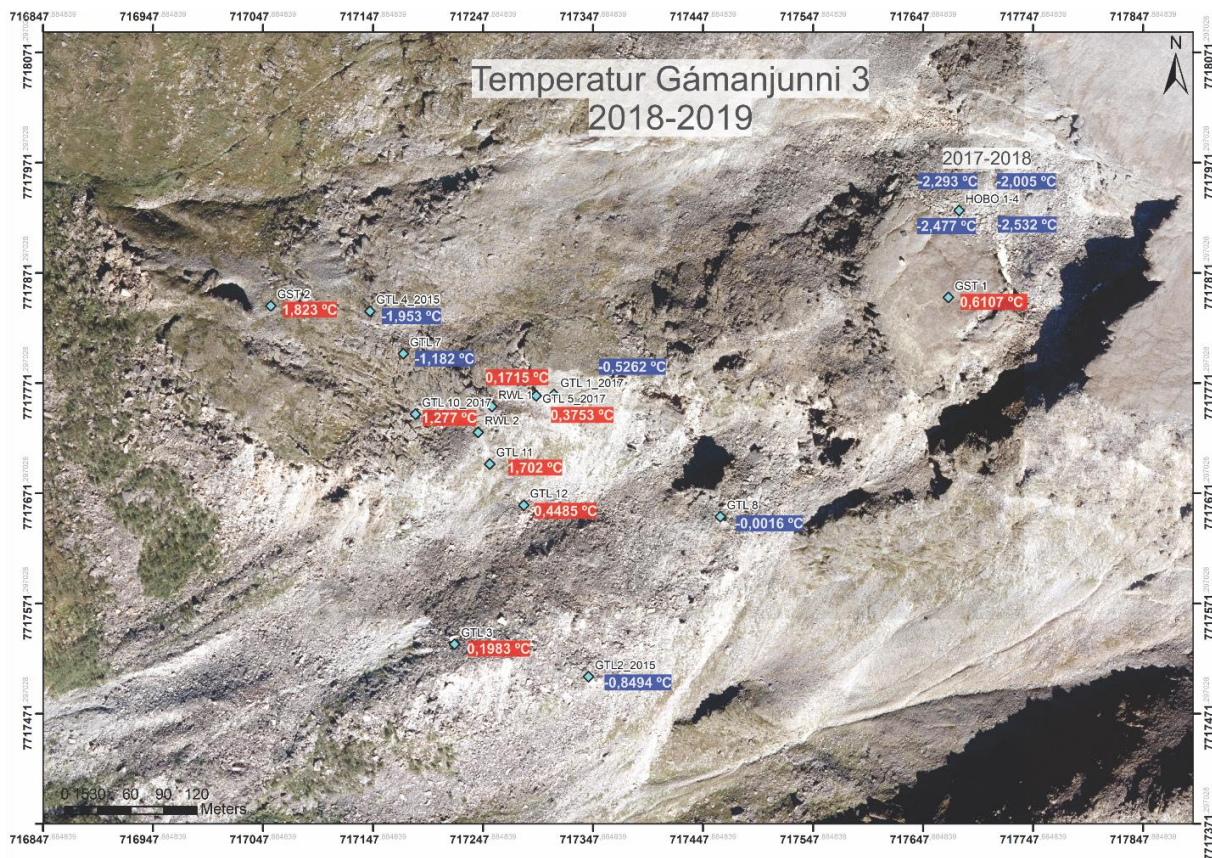
### Temperaturloggere

De ulike temperaturdataene innhentet fra temperaturloggere installert av Eriksen (2018) i Gámanjuni 3 er delt inn i 5 deler (Tabell 7). E del representerer temperaturloggere i sprekker og åpne porerom i mindre del av skredet (grønn i Tabell 7; Figur 71). Temperaturdata innhentet fra temperaturloggere i åpne porerom i talus ved steinbreen er vist i Figur 72 (blå i Tabell 7). Resultatene fra temperaturloggerne som gjennomfører målinger noen cm under overflaten er vist i Figur 73 (oransje i Tabell 7). Det var ikke mulig å lokalisere loggeren RWL 2 i felt, så det er kun data hentet fra det grunne borehullet RWL 1 (Figur 74) (grå i Tabell 7).

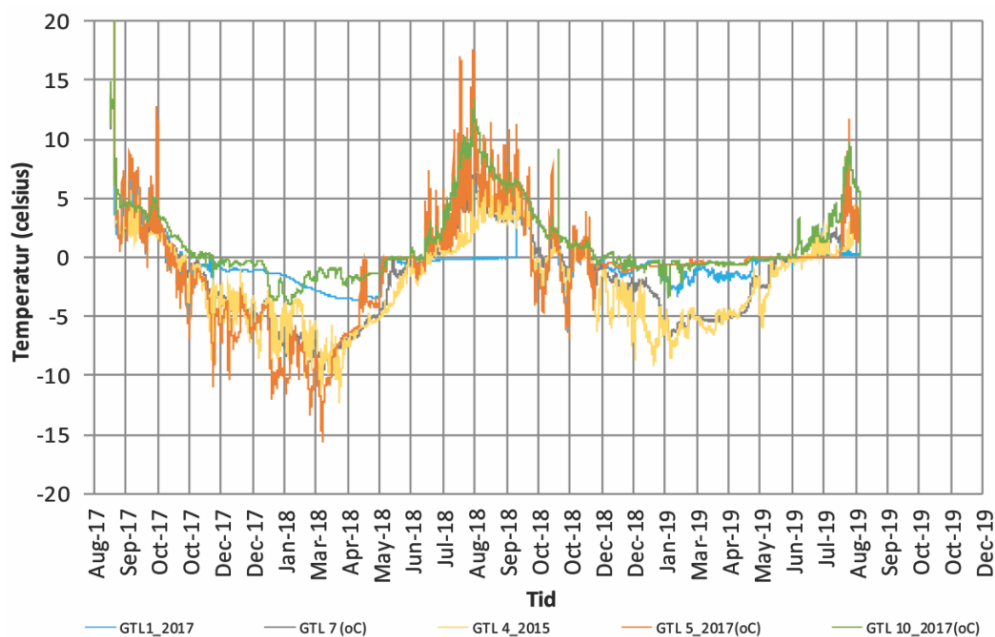
En oversikt over temperaturresultatene og lokalisering av loggerne i skredet er vist i Figur 70. Tabell 7 og Tabell 8 viser en økende temperaturtrend fra 2017-2018 til 2018-2019 med noen unntak. Noen av temperaturloggerne viser en gjennomsnittlig temperaturøkning på opp mot 2 °C (f.eks. GST 1 og 2), imens andre loggerne har ikke en større endring enn 0,1 °C (f.eks. GTL1\_2017 og GTL2\_2015).

Tabell 7: Temperaturdata for temperaturloggere montert i ulike deler av det ustabile fjellpartiet, data fra 2017-2019. Plassering av temp. loggerne og deres temperaturresultater er også visualisert i Figur 70.

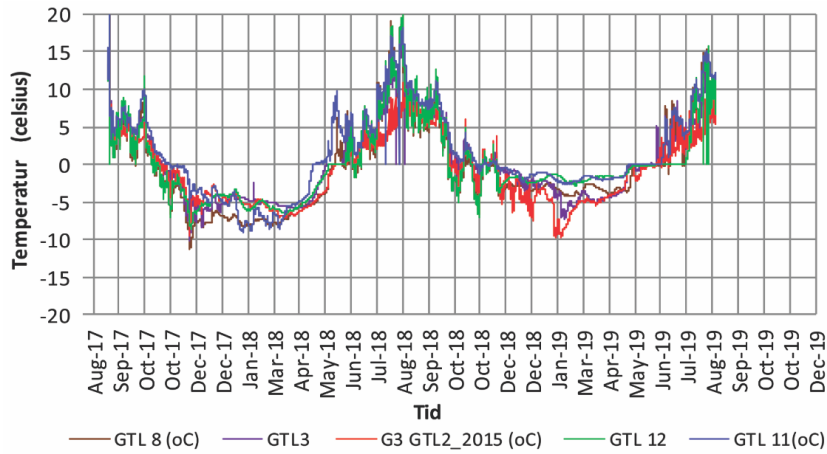
Temperaturlogger	Gj.snitt 19.08.17-18.08.18 (°C)	Gj.snitt 19.08.18-06.08.19 (°C)	Gj.snitt 2017-2019 (°C)
GTL1_2017	-0,6404	-0,5262	-0,5688
GTL7	-1,972	-1,182	-1,567
GTL4_2015	-2,332	-1,953	-2,127
GTL5_2017	-1,892	0,3753	-0,7625
GTL10_2017	1,178	1,277	1,240
GTL8	-1,205	-0,0016	-0,5981
GTL3	-0,1224	0,1983	0,0499
GTL2_2015	-0,9736	-0,8494	-0,8964
GTL11	1,052	1,702	1,385
GTL12	-0,2144	0,4495	0,1261
GST1	-1,405	0,6107	-0,3990
GST2	0,5793	1,823	1,204
RWL1	0,4004	0,1715	0,3032



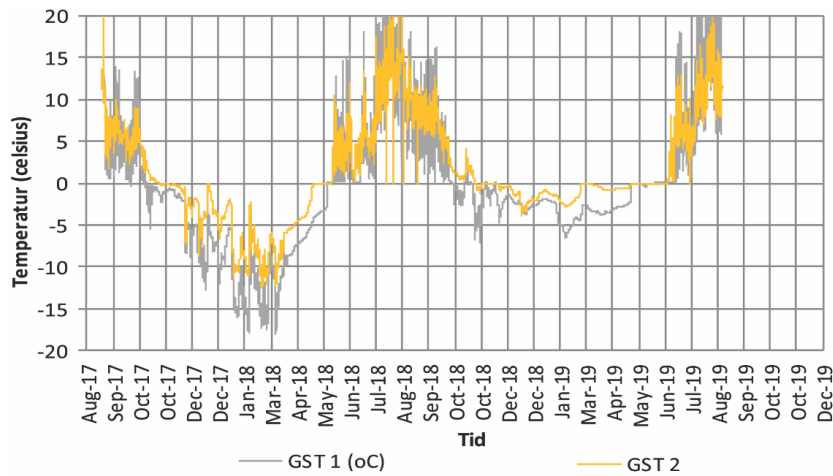
Figur 70: Oversiktskart som viser lokalisering og verdier for temperaturdata for 2017-2018 (HOBO loggerne) og 2018-2019 i temperaturloggerne ved Gámanjinni 3. Røde nummer viser gjennomsnittlig temperaturresultat over 0°C, blå viser resultater under 0°C. Ortofoto fra NGU.



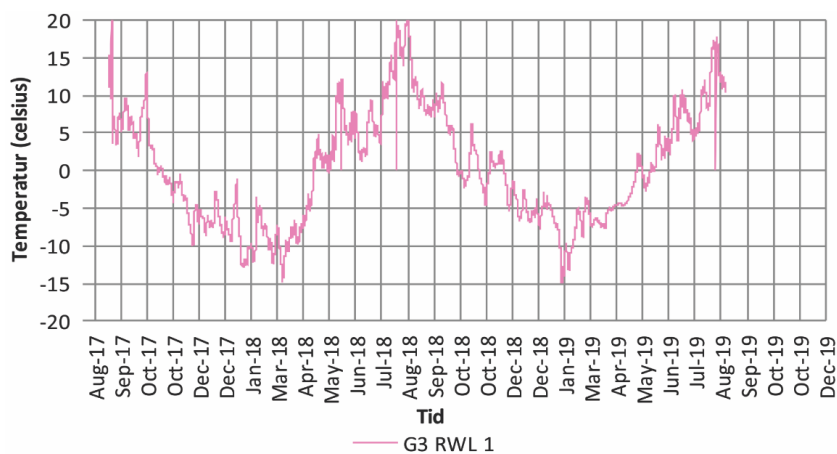
Figur 71: Temperaturdata for loggere i sprekker og åpne porerom i sentrale deler av fjellpartiet.



Figur 72: Temperaturdata for loggere i ulike deler av ura ved steinbreen.



Figur 73: Temperaturdata for loggere rett under jordoverflaten på toppen og i nedre del av fjellpartiet.

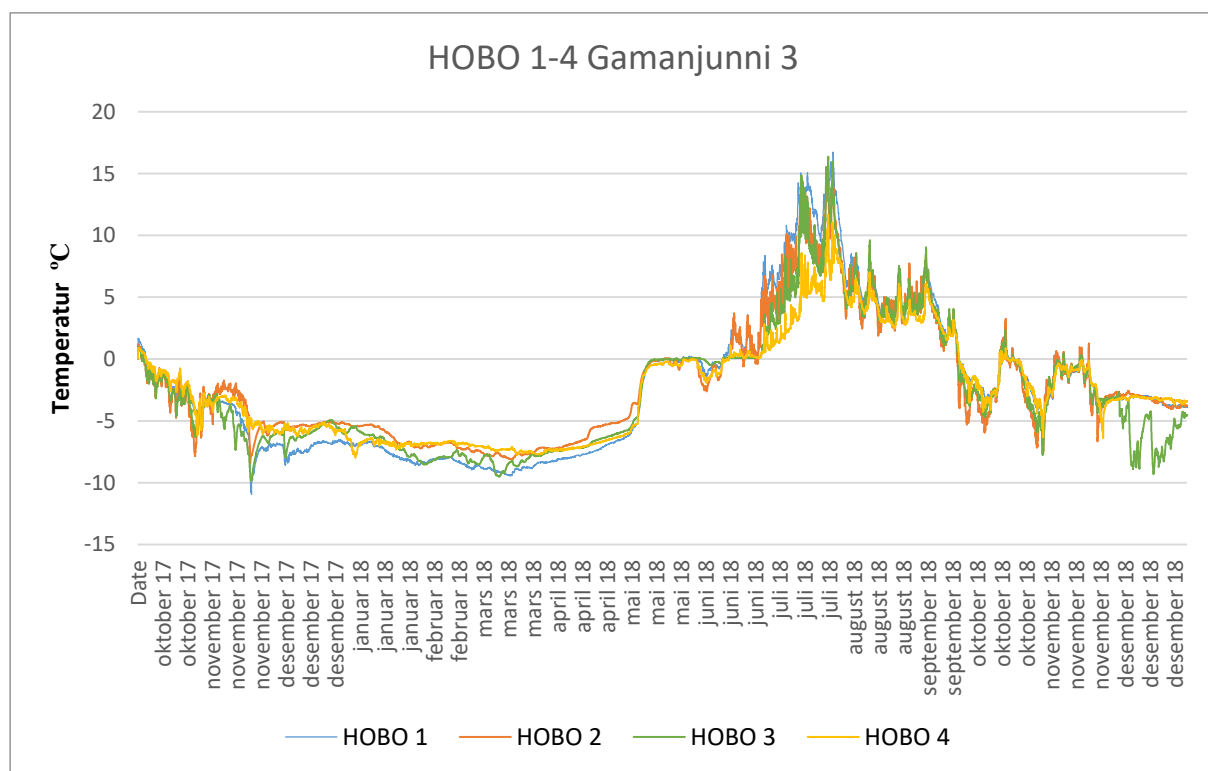


Figur 74: Temperaturdata for logger montert i et grunt borehull i en blokk i midtre del av fjellpartiet.

De fire HOBO loggerne har temperatursensorer i fire ulike porerom/åpne sprekker i den SV-hellende bakskrenten. HOBO loggeren har gjennomført målinger til 01.01.19. Resultatene fra HOBO loggeren er vist i Figur 75. Den gjennomsnittlige temperaturen fra oktober 2017 til januar 2019 er fra -2,13 °C til -2,67 °C (Tabell 8).

Tabell 8: Temperaturresultater for de fire HOBO-loggerne monter i åpne porerom i den SV-orienterte bakskrenten.

HOBO-logger	Gj.snitt 06.10.17-05.10.18 (°C)	Gj.snitt 06.10.18-01.01.19 (°C)	Gj.snitt 06.10.17-01.01.19 (°C)
HOBO 1	-2,29	-2,39	-2,31
HOBO 2	-2,01	-2,61	-2,13
HOBO 3	-2,48	-3,47	-2,67
HOBO 4	-2,53	-2,38	-2,50



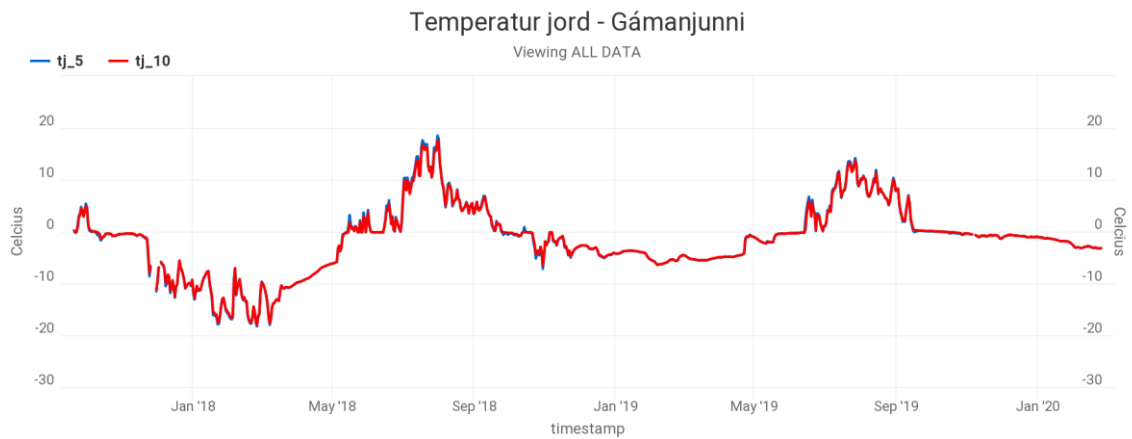
Figur 75: Graf over temperaturdata fra HOBO-loggerne i bakskrenten.

## Kontinuerlige temperaturmålinger

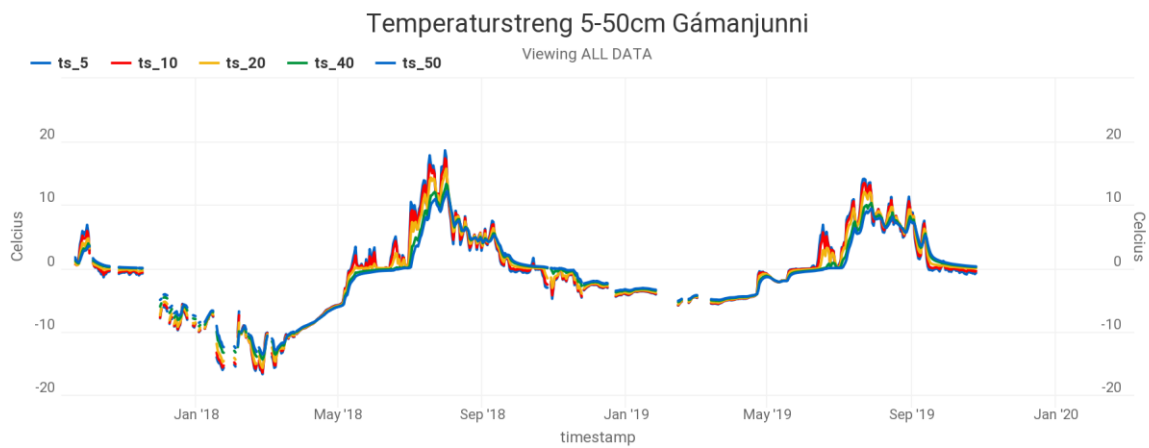
Kontinuerlige temperaturmålinger blir målt i en jord-temperaturmåler med sensorer plassert 5 og 10 cm under jordoverflaten (Figur 76) og en temperaturstreng med sensorer plassert fra 5 til 50 cm og fra 80 til 200 cm under bakken (Figur 77 og Figur 78). Temperaturmåleren er montert ved siden av klimastasjonen på plataet på toppen av Gámanjunni ved 1237 moh. (Figur 32). Dataene viser at de gjennomsnittlige temperaturverdiene varierer fra -2,83 °C til 2,27 °C fra 2017-2018, 2018-2019 og 2019-2020 (Tabell 9). Temperaturstrengen har ikke gitt resultater siden slutten av oktober 2019, i tillegg til å kun gi sporadiske målinger for de dypeste temperatursensorene spesielt i vintersesongen siden temperaturstrengen ble innstallert i 2017 (Figur 78). De kontinuerlige temperaturmålingene viser også en varmere trend over tid i jordtemperaturmåleren. Temperaturstrengen fra 5-200 cm viser også en temperaturstignings trend fra 2017-2018 til 2018-2019 (Figur 77 og Figur 78), men siden data fra de kaldere periodene mangler i flere perioder, kan ikke resultatene fra temperaturstrengen settes lit til.

Tabell 9: Temperaturresultater for den kontinuerlige temperaturmålingen ved klimastasjonen. Data er fra 2017-2020.

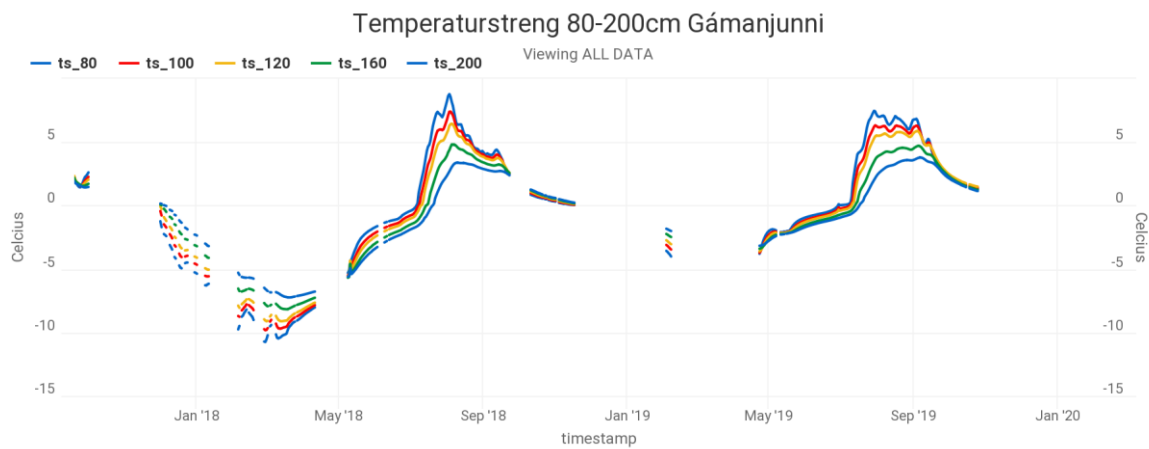
Temperatur jord	Gj.snitt 19.09.17-18.09.18 (°C)	Gj.snitt 19.09.18-18.09.19 (°C)	Gj.snitt 19.09.19-25.02.20 (°C)
TJ 5 cm	-2,83	-0,53	-1,16
TJ 10 cm	-2,86	-0,53	-1,14
Temperaturstreng	Gj.snitt 19.09.17-18.09.18 (°C)	Gj.snitt 19.09.18-18.09.19 (°C)	Gj.snitt 19.09.19-25.10.19 (°C)
TS 5 cm	-1,82	0,13	-0,35
TS 10 cm	-1,88	0,14	-0,12
TS 20 cm	-1,99	0,11	0,22
TS 40 cm	-2,10	0,03	0,55
TS 50 cm	-2,12	-0,02	0,71
TS 80 cm	-1,28	1,77	1,97
TS 100 cm	-1,41	1,49	1,40
TS 120 cm	-1,49	1,29	2,27
TS 160 cm	-1,67	0,80	2,06
TS 200 cm	-1,79	0,40	1,95



Figur 76: Temperaturreultater for temperaturmålinger 5-10 cm under jordoverflaten.



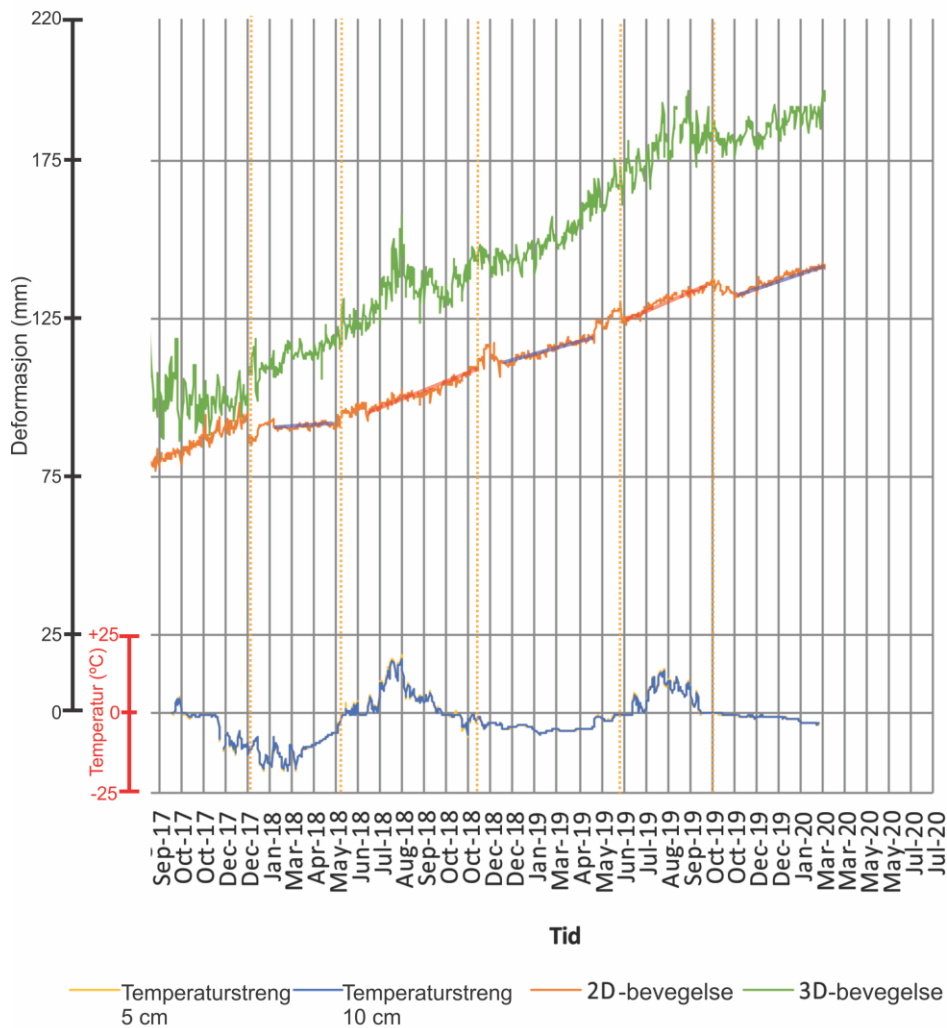
Figur 77: Temperaturreultater for temperaturmålinger fra 5-50 cm under jordoverflaten.



Figur 78: Temperaturreultater for temperaturmålinger gjennomført fra 80-200 cm under jordoverflaten.

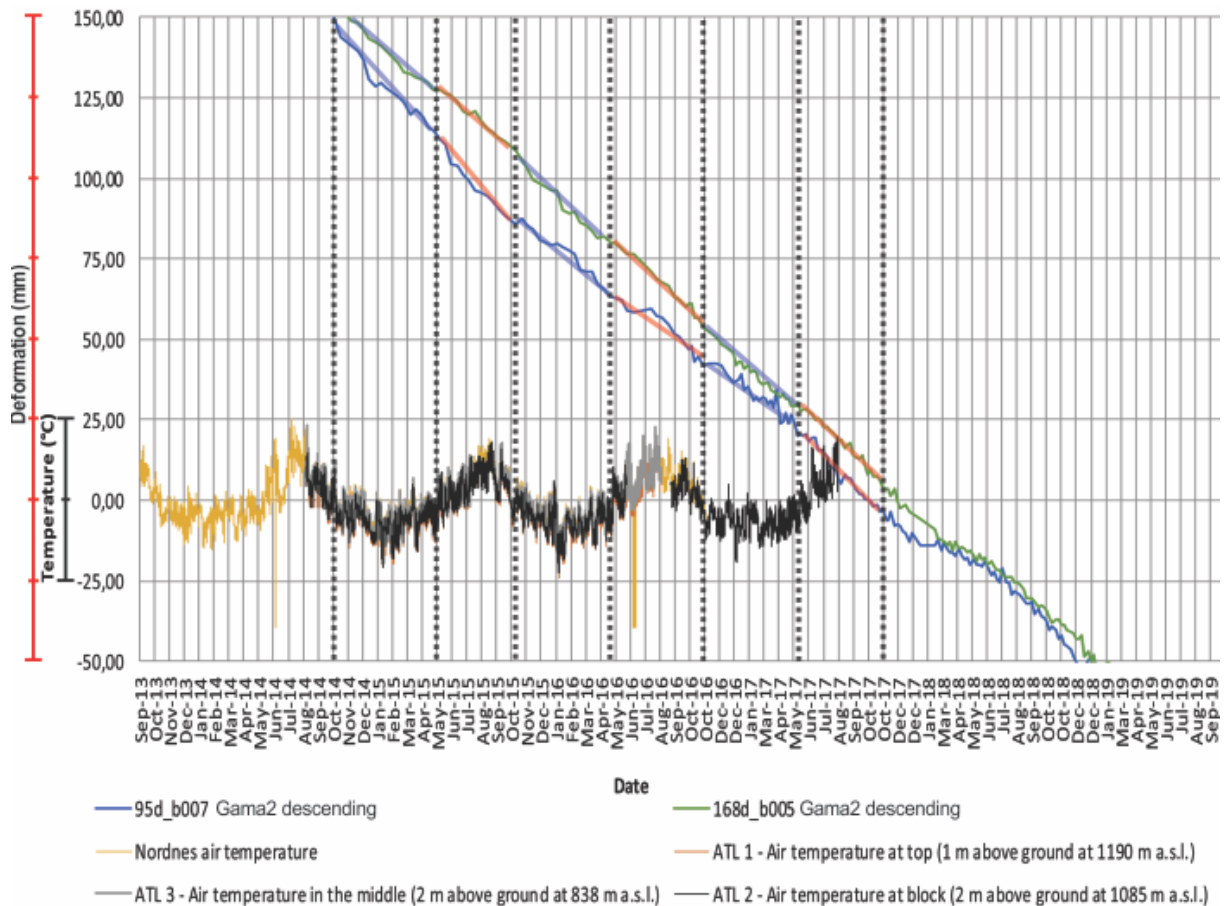
## 4.8 Sesongvariasjoner i bevegelsesdata

Ved å sammenlikne registrerte temperaturdata fra temperaturstrengen (blå og gul graf, Figur 79) med deformasjonsmålinger fra den nærmeste GNSS stasjon til temperaturstrengen (GNSS GJ 3, grønn og oransje graf Figur 79), er det mulig å observere sesongvariasjoner i deformasjonen. Stiplede oransje linjer markerer endringer i temperaturforhold og endringer i bevegelseshastighet. Bevegelsestrenden er markert med enten blå- (vinter/kald-periode) eller rød linje (sommer/varm-periode). Resultatene viser at bevegelsene avtar litt i vinterhalvåret kontra sommerhalvåret. Årlig oppstår det i overgangen mellom sesongene større bevegelser i det ustabile fjellpartiet, enten mot vest (vinter til vår) eller mot øst (høst-vinter). Fra oktober til november 2019 (Figur 62) bevegde det ustabile fjellpartiet seg opp mot 1 cm mot NØ (se diskusjon kapittel 5.3 og 5.4).



Figur 79: Sammenlikning av bevegelsesdata fra GNSS stasjon GJ3 med registrerte temperaturmålinger fra 5-10 cm dybde under jorden. Sammenstillingen viser at det er endringer i bevegelseshastighet etter temperaturforholdene.

Endringer i bevegeshastigheter observeres også ved å kombinere temperaturresultatene til overflatetemperaturen fra Eriksens (2018) kampanje fra 2014-2017 og bevegelsesresultatene fra satellitreflektoren Gaman2 på den øverste bevegde blokken/terrassen (Figur 80). Det observeres en liten endring i bevegeshastighet, der hastigheten er størst fra mai-oktober og minst fra november-desember til april. Det observeres ikke tydelige årlige gjentakende deformasjonsmønstre, slik man kan gjøre i GNSS-resultatene.

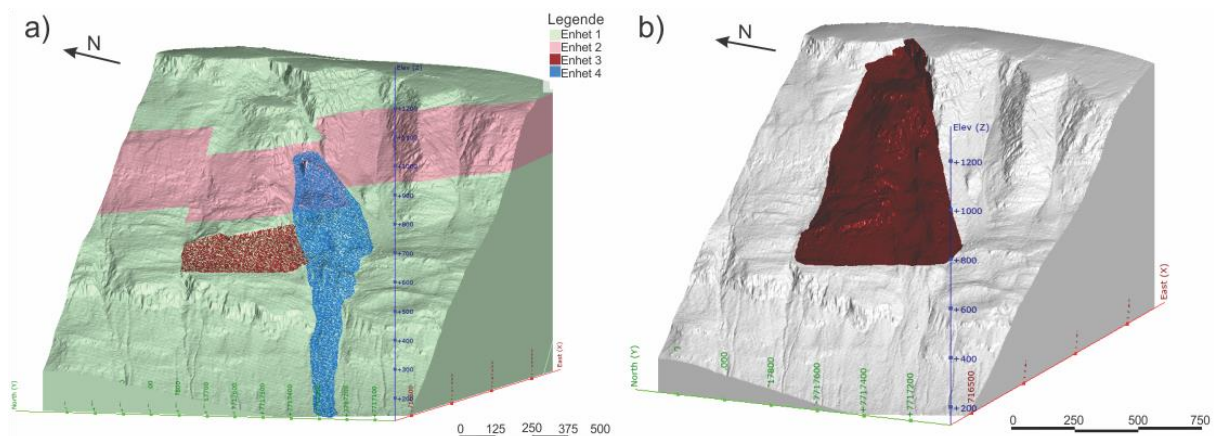


Figur 80: Sammenlikning av temperaturdata (Eriksen, 2018) og bevegelsesdata fra satellitreflektoren Gaman2.



## 4.9 3D-geologisk modell

Flere geologiske modeller er utviklet ved bruk av innhentede strukturdata, litologiske data fra NGU (Bunkholt et al., 2011; Böhme et al., 2016; NGU, 2016) og geofysiske data (Böhme et al., 2016; GeoExpert-AG, 2016; Hoyer et al., 2016). Den litologiske modellen har utgangspunkt i litologiske data fra NGU, og blir forkastet langs NV-hellende og SV-hellende forkastningsplan (Figur 81 a). Det er utviklet fire ulike strukturelle modeller, der det er laget ulike geometriske former og orientering på de styrende strukturene (se kapittel 5.7.2), som er de to bakskrentene (se kapittel 4.3.3 for orienteringsdata) og det utgående glideplanet (Figur 81 b). Modellene vil bli diskutert i detalj i kapittel 5.7. I tillegg er det visualisert 2D-profiler (kapittel 5.7.1) i samråd med 3D-modell, geofysiske profiler i samråd med 3D-modell, GIS-strukturdata fra felt (fra kapittel 4.3.2) og modell med mindre segment (diskutert i kapittel 5.6) (se Vedlegg 4)



Figur 81: Geologisk 3D-modell over Gámanjuni 3. a) Litologisk modell basert på NGUs litologiske data. b) Strukturgeologisk modell, basert på feltdata.

## 5 Diskusjon

I dette kapitlet vil resultatene presentert i kapittel 4 diskuteres og bli satt i sammenheng med teori (kapittel 2) og resultater fra tidligere studier ved Gámanjuni 3 (kapittel 1.5). Først vil berggrunnens oppbygning og de ulike litologiene diskuteres med fokus på dens forhold til stabiliteten i området. Videre vil de kartlagte og beskrevne struktureologiske og morfologiske elementene og resultatene fra feltarbeidet diskuteres med særlig fokus på deres virkning på bevegelsesmønsteret til Gámanjuni 3. Videre vil bevegelsesdataene diskuteres med vekt på bevegelsesmønster, der de også vil bli satt i sammenheng med tidligere studier av bevegelsesdata. Det vil bli argumentert for å dele det ustabile fjellpartiet inn i flere mindre området eller segmenter basert på sammenstilling av strukturdata og bevegelsesdataen. Videre vil temperaturdataen diskuteres og sammenliknes med bevegelsesdataen for å finne eventuelle årsaker til sesongvariasjoner i bevegelseshastighet. Det vil også diskuteres om hva de kontrollerende faktorene for at Gámanjuni 3 er blitt et ustabil fjellparti er, og hva som kan forårsake den kontinuerlige deformasjonen i fjellet.

Resultatene fra struktureologien, morfologien, bevegelsesdataen og tolkningen fra diskusjonen vil bli sammensatt til en helhetlig geologisk modell i 2D og 3D, som vurderes i lys av tidligere foreslåtte modeller (se kapittel 1.5.6; Böhme et al. (2016); Eriksen et al. (2017b)) Siden det ikke er blitt gjennomført boring ved Gámanjuni 3, må de geofysiske resultatene fra ERT (Hoyer et al., 2016) og seismikk (GeoExpert-AG, 2016) også legges til grunn for tolkningen av de geologiske forholdene i undergrunnen for modellene.

### 5.1 Berggrunngesologiske og struktureologiske elementer i Gámanjuni 3

#### 5.1.1 Berggrunnens kontroll av Gámanjuni 3

De kaledonske bergartene ved Gámanjuni 3 ble omdannet og deformert under den kaledonske fjellkjededannelsen (Ramberg et al., 2007), og senere gjennomtrengt av VNV-ØSØ, NV-SØ og NØ-SV orienterte post-kaledonske sprø riftstrukturer (Indrevær et al., 2013). Disse hendelsene som har formet flere duktile og sprø strukturer har uten tvil hatt en kontrollerende rolle for at Gámanjuni 3 ble ustabil.

Den kaledonske fjellkjededannelsen omdannet berggrunnen ved Gámanjuni 3 til høygrads metamorfe glimmerskifre og meta-psammitter med utpreget foliasjon og varierende innhold av muskovitt og biotitt (Ramberg et al., 2007; Quenardel & Zwaan, 2008). Bergarter med tett

foliasjon og høyt glimmerinnhold (kapittel 4.2.2) er generelt mekanisk svake (Saintot et al., 2011; Brideau & Roberts, 2015) der det lett kan oppstå ustabilitet selv ved fravær av allerede eksisterende strukturer. Derfor kan de svake duktilt folierte bergartene tilstede ved Gámanjuni 3 være en av de kontrollerende faktorene for ustabilitet.

I tåa til skredområdet er det påvist rust-soner sammen med mulige mylonittiske duktile skjærsoner, som stedvis er retrogradert og sterkt vitret/oppknust til leirpartikkelstørrelse. Tynnslip viser at slike soner har et høyere innhold av oksider. Den oppsprukne sonen kan være en del av et større duktilt skjærsonesystem (skyveforkastninger) i bergmassene i nedre del av fjellpartiet, der vann lett drenerer igjennom. Vannet kan i tillegg ha forårsaket geokjemisk forandring i det knuste glimmermaterialet, som kan svekke de mekaniske egenskapene til bergmassen (Korup, 2004; Brideau et al., 2009). Det er usikkert hvor stor utbredelse de reaktiverte skyveforkastningene har, men dette er noe videre studier må avklare. Derfor er det usikkert i hvor stor grad slike skjærsoner er en av årsakene til at fjellet er ustabil og har rast delvis ut. Det kan tolkes at den observerte skjærsonen nær fronten for utglidning er del av et større skjærsonesystem, for eksempel Cappis-skyveforkastningen (se kapittel 1.4.3) (Andresen, 1988).

Den post kaledonske sprø-rifthendelsen ble forårsaket av en periode med ekstensjon og åpning av Norske-Grønlandshavet, og har dannet flere store normal- og sideforkastninger, samt sprekker og bruddplan, i vestlige Troms (inkludert Kåfjordområdet) (Indrevær et al., 2013). Disse sprø strukturerne vises i dag som lineamenter med varierende strøk fra VNV-ØSØ, NV-SØ og NØ-SV, som ofte danner ett sikksakk mønster langs fjellsiden til Gámanjuni. Ved Gámanjuni 3 kan de viktigste lineamentene knyttes til de to distinkte bakskrentene, andre ustabile fjellparti ved Gámanjuni (Figur 2 c) og skredarene etter forhistoriske skred langs fjellet Gámanjuni (Figur 38). I tillegg samsvarer orienteringen på lineamentene med de to hoved-sprekkesettene kartlagt i fjellpartiet (se kapittel 4.3.2). Siden lineamentene har slike dimensjoner og med et gjentakende mønster, kan det tyde på at det er et regionalt mønster. Siden det eksisterer forhistoriske skredarr og flere ustabile fjellparti (Storhaugen 2, Gámanjuni 1 og 2; (Figur 2 c) (Bunkholt et al., 2011)) med bakskreter med samme orientering som de regionale lineamentene, kan det tyde på at de store post-kaledonske sprø strukturerne også påvirket bergartene i studieområdet, og kan ha ført til utviklingen av flere ustabile fjellpartier som helt eller delvis har kollapset. Langs pre-eksisterende tektoniske strukturer i berggrunnen er det ofte lokalisert svakhetsplan (Korup, 2004; Brideau et al., 2009; Brideau & Roberts, 2015), og tilstedeværelse av allerede eksisterende strukturer benevnes av Saintot et al. (2011) som et

av de viktigste kontrollerende faktorene for at fjellparti blir ustabil. Derfor har den duktile kaledonske deformasjonen og den post-kaledonske sprø-riftingen som dannet en rekke komplekse, både duktile og sprø strukturer i berggrunnen i studieområdet utvilsomt hatt en kontrollerende effekt på at Gámanjuni 3 ble ustabil.

### 5.1.2 Litologisk kontroll i Gámanjuni 3

De litologiske enhetene i Gámanjuni 3 er en del av Kåfjorddekket i de kaledonske skyvedekkene (Böhme et al., 2016). Den duktile deformasjonen under orogenesis har vært med på å danne blant annet foliasjonen i bergartene, som generelt veksler mellom glimmerskifre og meta-psammitter. Den kanskje viktigste faktoren er en endring i innholdet av glimmermineralet muskovitt og biotitt i bergartene innad i fjellpartiet. Det observeres at sonen med mer biotitt enn muskovitt ikke har like velutviklet foliasjon, sammenliknet med øverste og nederste del av skredet med høyt muskovittinnhold (Figur 43 a; b). Sprekkesetettheten og antall skrenter øker også i området med mindre muskovitt og velutviklet foliasjon. GSI verdiene til bergartene er ulike, der biotitt-glimmerskiferen har lavere styrke enn muskovitt-glimmerskiferen. Dette kan være forårsaket av ulik mineralinnhold og tilstedeværelsen av diskontinuiteter, som ofte er knyttet til mineralogien og styrken til bergartene. Glimmerskifer med amfibolittlinser er også et av de typisk svake bergartene der ustabile fjellpartier oppstår (Saintot et al., 2011). Siden det er tilstedeværelse av både amfibol linser/pølsestrukturer og glimmerskifer, kan litologien være en av grunnene til at Gámanjuni 3 ble ustabil, særlig langs kontaktene mellom de ulike litologiene.

Rustsonene som er observert nederst i tåa (Figur 41, nevnt i 5.1.1) med flere meters tykkelse, kan være et tegn på kanalisering av vann i soner med sterk forvitring og oppknusing (Vick et al., 2020). Innad i slike påviste soner er det dessuten lokalisert ca. 40 cm brede mylonittiske duktile skjærsoner (Kapittel 4.2.2; Figur 40; Figur 41 c). Sonene har lav GSI verdi (Tabell 1; Figur 42), som tyder på at sonene har lavere styrke enn enhet 1 og 2. Det er observert høyt innhold av knust glimmermateriale med leirpartikler i sonen, som indikerer at det først har vært duktil skjærbevegelse, deretter tektonisk knusing langs disse svakhetsplanene. Materialet i sonen har også belegg av ukjent materiale, som kan være tegn på tilstedeværelse av vann i sonen. Vannet har videre reagert med glimmermineralene og gitt for eksempel FeOH fra omdannet magnetitt til hematitt. Tilstedeværelsen av vann i det finkornete glimmer-sonene kan ha medført økte poretrykk, som videre gir en reduksjon i sikkerhetsfaktoren (Aarhaug, 1992; Braathen et al., 2004; Korup, 2004; Brideau et al., 2009). Den retrograderte duktile skjærsonen

kan derfor ha fungert som et svakhetsplan og dermed også et utgående glideplan i det ustabile fjellpartiet (Brideau et al., 2009). Som nevnt i 5.1.1 er det usikkert hvor stor utbredelse rustsonen har, men at den tolkes til å være en del av et større skjærsonesystem, der det trolig er flere mylonittiske skjærsoner nedover i sekvensen.

### **5.1.3 Kontrollerende strukturer i Gámanjuni 3**

Det er kartlagt flere ulike strukturgeologiske enheter ved Gámanjuni 3. Det er tilstedeværelse av både duktile og sprø strukturer i fjellpartiet. De ulike strukturelementene kan ha hver sin kontrollerende rolle for deformasjonen i Gámanjuni 3.

#### **5.1.3.1 Duktile strukturer**

##### **Foliasjon**

Foliasjonen er velutviklet i bergartene i øvre og nedre del av skredet, særlig der det er høyt muskovittinnhold. I stabile områder har foliasjonen en konstant og slak helning mot NV, men i mange områder innad i det ustabile fjellområdet har foliasjonen varierende fall, både moderat hellende, sub-horisontal til horisontal fall og dermed vanskelig å måle. I den nederste skrenten ved skredtåa er det observert at foliasjonen har en slak helning inn i skråningen mot øst, til å ha en tilnærmet horisontal orientering. Siden foliasjonen igjennom hele det ustabile fjellpartiet ikke har blitt observert med helning ut av skråningen, vil foliasjonen trolig ikke være en av de mest styrende strukturene for at Gámanjuni 3 ble ustabil. Det er derimot trolig at det har foregått, og eventuelt også foregår bevegelse i tåa langs foliasjonsplan, som for eksempel er parallell med de duktile skjærsonene (kapittel 5.1.1) (Brideau et al., 2009). Blant annet er det observert bevegelse langs foliasjonsplan i overkant av knusningssoner (kapittel 4.3.4; Figur 54), der resultat av utgående bevegelse er observert i form av løst, nylig utrast blokkmateriale fra foliasjonsplan som heller inn mot skråningen.

For at utglidninger av masser skal kunne oppstå langs de svakt hellende foliasjonsplanene, må kreftene fra massene over være så høy at skjærfastheten og friksjonsvinkelen overstiges så glidning kan oppstå langs planene (Glastonbury & Fell, 2010). Det er utviklet flere geologiske modeller der utglidningen foregår langs svakt hellende plan, blant annet av Glastonbury & Fell (2010), Hermanns & Longva (2012), Stead & Eberhardt (2013), Böhme et al. (2016) og Vick et al. (2020). Forfatterne argumenterer for at gravitasjonskreftene fra de overliggende massene kan være store nok til at glidning oppstår, selv om helningen på de underliggende planene er lavere enn friksjonsvinkelen. Det kan derfor konkluderes med at mulig utglidning kan ha foregått og foregår langs foliasjonsplan i distinkte deler av Gámanjuni 3, selv om orienteringen

og helningen på planene ikke er gunstig for utglidning. Mest trolig vil bevegelsene langs foliasjonsplanene foregå fra fronten av utglidning, opp til den øverste skrenten som definerer starten på tåa (Figur 44).

### **Folder og boudinerte linser**

Den duktile deformasjonen under den kaledonske fjellkjededannelsen omfattet også større folde- og skyvestrukturer (Butler, 1987). Eksempler er kjent fra områder i Kåfjorden nær Oksfjellet (Bredal, 2016). Innskyvningen var forårsaket av skorpeforkortning og trykk fra overliggende dekker, som presset berggrunnen også vertikal, og dannet boudinerte linser i lagrekke. Skyvesoner ble dannet når de kaledonske skyvedekken ble skyvet mot SØ inn over det fennoskandiske skjoldet (Roberts et al., 2007). I Gámanjuni 3 er det kun observert folder i småskala (cm størrelse) med foldeakse mot NØ. Folden er overbikket, SØ-vergerende og viser at det har vært kompresjon i retning fra NV-SØ. Akseplanet til foldene har strøkretning NØ-SV, med fall mot NV, som blant annet samsvarer med orienteringen til sprekkesett 1. Det kan derfor ikke utelukkes at noen av strukturene registrert som sprekkesett 3 har en sammenheng med kaledonske foldeflanker i større skala. Dette støttes av at fjellpartiet Ádjít i Skibotn, lengre sør for Manndalen i Lyngenfjorden, lokalt er styrt av favorabelt hellende foldeflanker (Bakkhaug, 2015; Nopper, 2015). Foldene, *boudinage*-strukturene og linsene av amfibolitt og kvartsitt kan sees i sammenheng med samme duktile deformasjon, blant annet viser *boudinage*-strukturene strekningsakse (x-akse) fra NV mot SØ. Av stor betydning for skredområdet er at vann ofte drenerer og infiltrerer systemet langs duktile strukturer og fører til svakhetsplan i fjellpartiet (Brideau et al. 2009). I tillegg kan de mindre strukturene, som småskala folder, være tegn på at det også eksisterer makro-skala folder i området, hvor større svakhetsplan ofte kan opptre ifølge Saintot et al. (2011). Ved Gámanjuni 3 kan slike svakhetsplan være knyttet til sprekkesett 1, som i så fall har oppstått langs steile akseplan til foldene.

### 5.1.3.2 Sprø strukturer

#### Sprekker

De sprø dominerende sprekkeseettene ved Gámanjunni 3 samsvarer med regionale lineamenter beskrevet i kapittel 4.2.1 og diskutert i 5.1.1. Sprekkeseett 1 har et steilt fall mot NV med en listrisk geometri der fallet blir slakere nedover planet. Indrevær et al. (2013) sine resultater viser at Troms-Finnmark forkastningskomplekset er et NØ-SV strykende normalforkastninger med listrisk geometri og fall mot NV og SØ. Dette kan tyde på at strukturene med fall mot NV kan være en del av forkastningskomplekset, og være forårsaket av post-kaledonisk sprø rifting og skorpe-ekstensjon. Sprekkeseett 3 er det motstående sprekkeseettet til sprekkeseett 1 med et relativt steilt fall mot SV, også observert med listrisk geometri. Den listriske geometrien på sprekkeseettene gjør det mulig for flatene å utgå i dagen og føre til kollaps av overliggende masse.

Geometrien og frekvensen av åpne sprekker innad i det ustabile fjellpartiet endrer seg nedover fjellpartiet (kapittel 4.3.2). For eksempel, i øvre del er det observert sprekker både i selve bakskrentene, i den øverste bevegde blokken (Figur 57) og innad i skrentene under den øverste utraste blokken. Videre er det lav sprekkedefrekvens ned til GNSS stasjon GJ5 (Figur 60), der det observeres flere ferske sprekker. Fra GJ5 til GJ2 er det relativt tett sprekketetthet (Figur 44), som også detektert av resultatene fra 4-fase modellering (Figur 19; Figur 20) (Hauck & Hilbich, 2018). Årsakene til endringene i sprekkedefrekvensen kan være flere. Böhme et al (2016) mener at sprekkedefrekvensen øker i midtre til nedre deler siden de ligger over sonen det antas at bevegelsen overføres fra kilebevegelse og høy hastighet til slakere bevegelse langs horisontale plan med lavere hastighet og knyttet til en større deformasjonssone. Området der bevegelsen endrer seg fra høy hastighet med høy helningsgrad, til lav hastighet med lav vinkel på bevegelsene blir omtalt som en sone med stor belastning og mye deformasjon av bergmassene (Vick et al., 2020). En annen potensiell årsak til endringer i sprekkedefrekvensen kan skyldes ulike litologier. Dette fordi de mekaniske egenskapene er ulik mellom glimmerskiferne, meta-psammitter og amfibolittlinsene (som vist i tabell 1). Biotitt-glimmerskiferen kan være mekanisk svakere slik at den sprekker lettere opp enn muskovitt-glimmerskiferen.

Nede i tåa blir det observert en sprekk med bratt helning med rampe-flate geometri, som utvikler seg til flere sub-horisontale sprekker i den rustne sonen (kapittel 4.3.2; Figur 50). Denne strukturen ble ikke observert i in-situ, men i en beveget blokk med tilsynelatende lite rotasjon. Derfor kan sprekkene være forårsaket av tilfeldig oppsprekking på grunn av høy

bevegelseshastighet i den løsrevne blokken. Observasjonen kan likevel tyde på at det er endringer i de mekaniske egenskapene mellom bergmassen uten rust og bergmassen med rust. De sub-horisontale sprekkene sammen med foliasjonen kan fungere som mindre interne glideflater. Dette støttes av Böhme et al. (2016) sin modell, som går ut på at bevegelsen oppstår langs flere sub-horisontale sprekker i nedre del av skredet, disse sprekkene kan ha fungert som mindre utgående glideplan i samråd med foliasjonen.

## **Skrenter**

Sprekkesettene som er observert samsvarer med orienteringen til de to distinkte bakskrentene, og viser dermed at begge bakskrentene i skredområdet er styrt av underliggende sprekker. Der slike sprekkesett krysser hverandre, er det dannet i mindre skala sikksakk-mønster langs hele fjellsiden til fjellet Gámanjunni (Figur 38). Den SV-hellende bakskrenten har ved Gámanjunni 3 strøkretning NV-SØ, men utvikler seg nordover til å ha en mer N-S strøkretning og tilnærmet vertikalt fall. Dette tolkes som at skrenten bøyes av og blir steilere nordover, trolig som resultat av endringer i regionale berggrunnsgeologiske forhold. For eksempel observeres det at orienteringen på dalen Manndalen endrer seg fra å ha en mer NV-SØ strøkretning i sørlige deler, til å bøyes av til en mer N-S strøkretning ved samme området som Gámanjunni 3 (Figur 2 b). Den kryssende, NV-hellende bakskrenten er mulig å følge langs den laterale avgrensingen til skredet mot sør-vest. Bakskrentene definerer den bakre bruddflaten for det ustabile fjellpartiet og er trolig det underliggende glideplanet i den øvre delen av fjellpartiet (se modell i kapittel 5.7). Dette underbygges av bevegelsesdata, der retningen på bevegelse har samme retning som skjæringslinjen til de to bakskrentene. I tillegg har den øverste bevegde blokken nesten upåvirket bevegde seg ca. 150 m langs de to bakskrentene (Böhme et al., 2016).

De mindre subsidiære skrentene har samme strøk og fall som de to hoved-sprekkesettene og de to bakskrentene, og antas derfor å være dannet samtidig og styrt skredutviklingen i større og mindre deler. Velutviklede subsidiære skrenter med fall mot SV forskyvning på opptil flere titalls meter (Figur 53) samsvarer med sprekkesett 3. Sprekkesett 1 blir ofte observert innad i de SV-hellende skrentene som sprekker med forskyvning i cm skala (Figur 48) eller som motgående (antitetiske) skrenter der de sammen danner mindre kiler. Den store SV-hellende subsidiære skrenten (Figur 53) har mye talus-materiale og løse blokker i front og i underkant av skrenten. Observasjonen av løsblokker og steinbre antyder at det har foregått, og fortsatt finner sted aktiv og kontinuerlig utrasning i form av mindre og/eller større steinsprang fra skrenten i bakkant av steinbreen. Dette gjør det mulig for steinbreen å holde seg aktiv. Frekvensen av subsidiære skrenter i sentrale deler av skredet øker fra GNSS stasjon GJ6 til GJ9



(Figur 44; Figur 60), som kan være tegn på høyere ekstensjon i området. De subsidiære skrentene viser tegn til å være mindre interne glideflater innad i skredet, fordi det har vært tydelig forflytning langs skrentene i større og mindre grad. Den store SV-hellende skrenten og motgående NV-hellende laterale grensen sør i skredet (Figur 53) er også tolket som glideplan til et mindre forhistorisk skred (stort skredarr i Figur 54 d), som dannet den lange utstrakte ura og kan være grunnlaget for dannelsen og bevegelsene til den aktive steinbreen. Derfor kan de mindre subsidiære skrentene ha virket og fremdeles virke som mindre interne glideplan, der bevegelser har oppstått og kan føre til mindre interne skred fra fjellpartiet i framtiden.

### **5.1.3.3 Utglidning forårsaket av strukturer**

Det er observert flere strukturer i berggrunnen i det ustabile fjellpartiet, som kan gi indikasjoner på ulike kategorier av strukturstyrte skredmekanismer langs strukturer ved Gámanjunni 3 (jfr. Kapittel 2.1.1). For eksempel; i hele skredet er det observert utruste/avgrensede blokker som antyder mindre bevegelser langs mindre kileformete strukturer dannet ved skjæringspunktene mellom de to hoved-sprekkesettene 1 og 3 (Figur 47; Figur 49 c). Dette indikerer at massene mellom de to strukturene ofte har rast ut som følge av kileutglidning, slik som beskrevet av Wyllie & Mah (2004) og Brideau & Roberts (2015) (Figur 28 b). Forhistorisk har dette oppstått langs den store SV-hellende subsidiære skrenten og den NV-hellende laterale grensen sør i skredet (nevnt i kapittel 5.1.3.2; Figur 54 c). Det har også trolig oppstått et mindre skred langs blokken med GJ2 og området med GJ8 (Figur 54 c).

I områder der det er stor distanse mellom de to motstående diskontinuitetene (sprekkesett 1 og 3) er det strukturelle indikasjoner i form av gjentakende parallelle strukturer i skrenter (f.eks. Figur 54 d), som antyder planar utglidning (Figur 28 a), langs enten sprekkesett 1 eller 3 (Wyllie & Mah, 2004; Brideau & Roberts, 2015). Planar utglidning er mest observert langs sprekkesett 3, og har ofte gitt roterte blokker i underkant av skrentene. I skrentene til tå-området, i bakskrentene og i den store sørlige SV orienterte skrenten er det observert bevegelse i form av utvelting (Figur 28 c) (Wyllie & Mah, 2004; Brideau & Roberts, 2015). Utvelting er kun observert i underkant av bratte skrenter, og ikke i de sentrale delene av det ustabile fjellpartiet (eksempel Figur 54 c). Rotasjonen foregår langs sprekkesett 3 og dens konjugerte sprekkesett (sprekkesett 4) og langs den sub-horisontale foliasjonen. Det er også i tåa og langs bratte skrenter observert direkte blokkfall langs velutviklede foliasjonsplan (Figur 54 d). Dette oppstår trolig når det er manglende masser i underkant av blokker.

I den nedre delen er det observert lav vinklede utgående plan og duktile skjærplan med knust materiale (mulig kataklastisk breksje) og mylonittisk tekstur i underkant av planet eller i planet (Figur 54 a; Figur 40 d). En mulig tolkning er at det knuste materialet er reaktivert kataklasitt eller sprø forkastningsmel, og knyttes til bevegelsene i fjellpartiet. En slik tolkning støttes av Braathen et al. (2004), som poengterer at en måte å påvise mulige lavtvinklede glideplan i felt, er ved observasjon av breksje eller forkastningsmel. Disse sonene er trolig svakhetsplan i tåa der det kan foregå utglidning (Brideau et al., 2009). Slike plan er observert flere steder i skredtåa, ved ulike høydemeter, og kan derfor indikere at det er et system av flere mindre utgående glideplan i tåa. En slik tolkning underbygges ved at sonene/planene er foliasjonsparelle, og med samme fall som foliasjonen i området, dvs. svakt hellende mot NNØ. Som diskutert i kapittel 5.1.3.1 kan glidning langs foliasjonen kun oppstå hvis helningen på foliasjonen er enten ut av planet eller parallelt med skråningen (Saintot et al., 2011). Andre forfattere (f.eks. Glastonbury & Fell (2010)), mener derimot at glidning også kan skje langs plan der helningen er lavere enn friksjonsvinkelen, og at glidning fremdeles kan oppstå pga. vekten fra overliggende masser

En kinematisk analyse (Böhme et al., 2016) av strukturene tilstede ved Gámanjuni 3, viser at ingen av strukturene kan utløses kinematisk. Antageligvis består Gámanjuni dermed ikke bare av en gjennomgående kile, der bevegelsene derfor må overføres til andre strukturer gjennom det ustabile fjellpartiet (Böhme et al., 2016). En mulighet er at de steile bakskrentene endrer fall langs planene (pga. listrisk geometri), og ender opp med å knyttes sammen med den duktile foliasjonen eller omvandles til nesten horisontale sprekker (som diskutert i kapittel 5.1.3.1 og 5.1.3.2). Trolig utløses heller ikke strukturene rent kinematisk siden det er tilstedeværelse av så mange ulike utglidninger (som diskutert over).

## **5.2 Sammenheng mellom geomorfologi og strukturer**

Det er en tydelig sammenheng mellom morfologiske elementer og underliggende strukturer i det ustabile fjellpartiet. Det underbygges ved å sammenligne de kartlagte geomorfologiske elementene (Figur 55; Figur 59) og strukturer (Figur 44). Resultatene viser at de morfologiske elementene i stor grad overlapper med de kartlagte strukturelementene ved Gámanjuni 3. Kartene viser samlet at det er snakk om et komplisert sammensatt skred med markerte, slakt hellende terrasser avgrenset av steile skrenter, som inneholder forsenkninger, mye løst

blokkmateriale og aktivt bevegde blokker, alle sterkt knyttet til underliggende strukturelementer.

### **5.2.1 Skrenter og terrasser**

De morfologiske skrentene og terrassene er mulig å observere gjennom hele det ustabile fjellpartiet (Figur 55), og har en klar sammenheng med sprekkesystemene og skrentene diskutert i kapittel 5.1.3.2. De største og viktigste skrentene har gjennomgående samme orientering som sprekkesett 1 og 3, der terrassene oppstår mellom skrentene og avgrensner de. Skrentene har trolig oppstått ved bevegeøser langs underliggende sprekker (som glideplan) og/eller ved innsynkning langs allerede eksisterende sprø strukturer (sprekkesett 1 og 3). Mellom strukturene opptrer det intakte terrasser. Den største terrassen er den øverste blokken (Figur 57), som har beveget seg ca. 150 m ned mot V, nesten upåvirket langs de to bakskrentene. Helningen på terrassen er ut av skråningen, som tyder på at bakskrentene subsidierer terrassen langs steilt hellende planare glideplan.

I nedre del av skredet er det lokalisert flere mindre skrenter og terrasser enn i øvre del (Figur 55; Figur 56). Siden frekvensen av subsidiære skrenter er høy fra GNSS stasjon GJ6 og GJ2, kan det indikere at det er flere roterte blokker i et større ekstensjonssystem, dvs. større grad av ekstensjon i denne delen av skredet (vil bli diskutert i kapittel 5.6). Hvis helningen på terrassen samsvarer med helningen på foliasjonen i de bevegde blokkene, kan de gi en indikasjon på geometrien til skrentene. For eksempel har noen terrasser helning inn mot skrenten. Det kan være et tegn på at de subsidiære skrentene har en listrisk geometri, der terrassene/blokkene blir rotert inn mot glideplanet, og helningen på foliasjonen kan være mål på graden av rotasjon (Fossen, 2016). Derimot har den øverste blokken (Figur 57) helning ut av skråningen, som kan indikere at blokken beveger seg langs steile planare plan. Derimot er helningen på platået også slakt ut mot vest, og kan derfor ha påvirket orienteringen på foliasjonen på den utraste blokken.

### **5.2.2 Forsenkninger**

Forsenkninger er ofte lokalisert på hellende terrasser like over underliggende sprekkesystemer, som ikke er åpne nok til å ødelegge den overliggende vegetasjonen (Henderson et al., 2011). Ved Gámanjuni 3 er det mulig å se sammenheng mellom forsenkninger og allerede velutviklede skrenter og sprekker i området, noe som støttes i stor grad av overlapping mellom elementene (Figur 55). For eksempel er de sirkulære forsenkningene over Crack 4 (Figur 60), dannet i skjæringspunktet til to sprekker, i et tidlig stadium av utviklingen av større åpne sprekker (Figur 58 a). Det er også store innsynkninger i terrenget til det ustabile området (Figur

55). Innsynkningene er ofte bredere og lengre enn de lineære forsenkningene, og er antageligvis knyttet til større strukturer. De store innsynkningene er trolig en forlengelse av store skrenter, og en del av å definere den laterale grensen til det ustabile fjellpartiet. Både forsenkninger og kløfter er mest sannsynligvis morfologiske elementer som indikerer avgrensinger av mindre deler av det store fjellpartiet.

### **5.2.3 Løsmasser og bevegde blokker**

Det er lokalisert mye løsmasser og oppløste blokker i det ustabile fjellpartiet. Det er store urer under begge bakkrentene, som kan følges nedover fjellsiden fra begge sidene av den øverste bevegde blokken. Siden det er tilstedeværelse av blokker med lite vegetasjon i den sørlige og nord-østlige ura, tyder dette på at ura er relativt ung og at det er en aktiv ur med mye steinsprang fra skrenter i nærheten. I tåa over fronten for utglidning er det større blokker og talus med relativt ung alder uten vegetasjon og blokker med mer vegetasjon. Dette kan indikere at det er mindre steinsprangs-aktivitet i nedre del av ura, eller at blokkene beveger seg med mindre rotasjon.

I den største ura i sør er det utviklet en steinbre med de største bevegelseshastighetene i hele fjellpartiet. Den svært aktive steinbreen fører til forflytning av store mengder med løsmasser nedover fjellsiden. Steinbreen holder seg trolig i live ved at skrentene i bakkant av breen har stor steinsprang-aktivitet som påfyller breen med løsmasser. Steinbreen er lokalisert over grensen for tilstedeværelsen av diskontinuerlig og sporadisk permafrost og er trolig et resultat over at det er tilstedeværelse av store mengder løsmasser og permafrost (Gisnås et al., 2017; Andresen, 2018). Områder med ikke like mye løsmasser, markert som f.eks. vegetasjonsdekt, tynt talusdekke (Figur 59), er trolig områder med mindre steinsprangs-aktivitet. Derimot kan en årsak til mangel på løsmasser være snøskredaktivitet om vinteren. Snøskredavsetninger er lokalisert i felt (Figur 59), og det finnes flere dokumenterte snøskredhendelser deriblant der overvåkingsutstyr ble tatt med.

Mengden av løsmasser antyder at Gámanjunni 3 er et veldig aktivt ustabil fjellparti med steinsprang og bevegelse av blokker. Løsmassene ligger ofte i underkant av skrenter, som kan tyde på at det er orienteringen på skrentene (kapittel 5.1.3.2) og strukturer innad i skrentene som fører til mindre utglidninger, slik som diskutert i kapittel 5.1.3.3. Store blokker kan ha løsrevet seg fra skrentene enten ved å gli langs (planar, Figur 28 a), mellom to antitetiske

skrenter (kile, Figur 28 b) eller ved utvelting langs steile skrenter og svakt hellende foliasjonsplan (utvelting, Figur 28 c) som beskrevet i kapittel 2.1.1.2.

### 5.3 Bevegelsesdata

Siden 2016 har bevegelsesdata målt deformasjonsmengden i Gámanjinni 3. Resultatet fra overvåkingsutstyret og InSAR data viser at bevegelseshastigheten og mønsteret endrer seg tydelig nedover i skredområdet (Figur 68 og Figur 69). Det er for eksempel påvist markerte endringer i bevegelseshastighet og retning gjennom skredet, som gir indikasjoner på et komplekst bevegelsesmønster til det ustabile fjellpartiet. I dette kapitlet vil endringer mellom ulike GNSS-stasjoner og områder (InSAR) bli sammenlignet og brukt til å knytte sammen tilstedeværende strukturer som kan ha kontrollert og/eller forårsaket endringene i bevegelsene. Det vil også diskuteres viktige feilkilder, som kan ha stor innvirkning på troverdigheten til deformasjonsmålingene.

#### GNSS

GNSS stasjonene viser tydelige endringer i både deformasjon, retning og stupning nedover fjellpartiet (vist i Figur 62). Deformasjonsmengden (Tabell 2) er størst i øvre del (opp mot 40 mm/år ved GJ3 og GJ4), middels i midtre del (opp mot 33 mm/år ved GJ5 og GJ6) og minst deformasjonshastighet i nedre del (18 mm ved GJ2 og ca. 5 mm/år ved GJ8). Helt nederst i tåa beveger derimot GJ9 seg med en hastighet opp mot 30 mm/år. De store ulikhetene i deformasjonshastighet i tåa kan derfor være påvirket av lokale bevegelsestrender styrt av strukturer (diskuteres videre i kapittel 5.6).

Orienteringen på bevegelsene er oftest mot VSV, men i perioder forekommer det mer bevegelse mot vest, enn mot sør. Retningen på bevegelsene synes dermed å passe godt med hovedretningen for bevegelsene bestemt av Böhme et al. (2016), dvs. langs skjæringslinjen til bakskrenten og sprekkesettene. Stasjon GJ8 har i motsetning til de andre stasjonene en bevegelse inn mot skråningen, men er en av de stasjonene som beveger seg minst og som viser stor variasjon i retning på bevegelsene. Dessuten har resultatene fra Eriksen et al. (2017a) sine 3D-InSAR bevegelsesvektorer (Figur 24; Figur 25) vist at bevegelsene ved GJ8 og nordover har en NNØ-lig trend. Det betyr at det nordlige området av tåa har en annen bevegelsesretning enn de andre delene av skredet. Dette vil bli diskutert videre i kapittel 5.6.

Stupningen på bevegelserne endrer seg også nedover skråningen (Tabell 2; Figur 61), fra høy stupning til lavere i nedre del. Stupningen i øvre del er opp mot  $44^\circ$  (GJ3) og  $26^\circ$  i nedre del (GJ2). Endringen i helningen på bevegelserne kan ha en sammenheng med variasjon i geometri til strukturer, fra bratte strukturer i øvre del til sub-horisontale lavtvinklede strukturer i nedre del. Dette underbygges av feltobservasjoner av lavtvinklede duktile skjærsoner og utgående bevegelse langs foliasjonsplan i de nederste delene av fjellpartiet (kapittel 5.1.3.1 og 5.1.3.3). Derimot beveger GNSS stasjonen GJ9 i tåa seg med høy stupning ( $57^\circ$ ). Siden GJ9 beveger seg med en slik stor helningsgrad, kan det stilles i tvil til opptreden av et lavt-vinklet underliggende glideplan, langs f.eks. foliasjonen i tåa. En viktig begrensning med resultatene fra GNSS stasjonene, er at det kun gir målinger fra ett enkelt, gitt punkt, og gir derfor ikke alltid et helhetlig bilde av bevegelserne til et område. GJ9 er for eksempel montert i et område med høy andel av løsrevne blokker, og kan derfor være montert på en løsrevet blokk, som kan gi høyere hastighet og brattere stupning enn den virkelige bevegelsen til området.

I oktober 2019 (Figur 62; Figur 63) beveget alle GNSS stasjonene flere mm i motsatt retning, mot Ø. Denne bevegelsen kan være forårsaket av at fastpunktet (GJ10) beveget seg 1-1,5 cm mot vest i den samme tidsperioden, ifølge prosessering av Cautus (leverandør av GNSS stasjoner). Dette kan ha ført til at de andre GNSS stasjonene i det ustabile fjellpartiet går mot øst i samme størrelse. Det er usikkert om høydeaksen også har blitt påvirket av dette, siden sesongvariasjonene er store grunnet troposfæren. En slik feil kan ha ført til at de registrerte bevegelsesmålingene ikke samsvarer med den virkelige bevegelsesretningen og deformasjonsmengden i fjellpartiet (Kjerstad, 2020). Derfor kan de registrerte deformasjonsmengdene vist i Tabell 2 være høyere, og fjellpartiet kan ha beveget seg flere cm mer mot vest enn det som er registrert. I tillegg kan dette ha betydning for den kalkulerede stupningen til bevegelserne. Hvis for eksempel deformasjonsmengden til GNSS stasjon GJ2 er mer lik resultatene fra SB-InSAR, ville deformasjonsmengden langs Ø-V planet vært ca. 25-30 mm/år. Hvis deformasjonsmengden i høyden er lik GNSS resultatene, ville stupningen på bevegelserne være nede i  $16,5^\circ$ , framfor  $25,9^\circ$  (Tabell 2)

### **Laser, ekstensometer og strekkstag**

Avstanden mellom laseren og den NV-hellende bakskrenten (Figur 33) har økt med flere cm siden laseren ble montert i september 2018. En mulig feilkilde til laseren er at deformasjonsmålingene kun blir gjennomført mellom sikteretningen til laseren og refleksjonsplaten. Hvis laseren hadde hatt en annen orientering på sikteretningen, kunne det

oppstått enten lavere eller høyere verdier for deformasjonen. Dette beror på om det gjenspeiler bevegelsesretningen til den øverste bevegde blokken eller ikke.

Ekstensometer 1 (Figur 60) har hatt liten utvidelse siden den ble montert i april 2019 (Tabell 4). Det kan være flere årsaker til at det. En av grunnene kan være at det er montert i et område med generelt liten bevegelse (ved GNSS stasjon GJ8 og polygon 7 (Figur 61; Figur 66) og at det dermed er lite deformasjon i området. En annen grunn kan være at vinkelen ekstensometeret er montert i, ikke samsvarer med orienteringen på bevegelsene til sprekken den er montert mellom. Det vil kunne gi lavere verdier enn det som er reelt.

Det er kun to strekkstag i aktivitet fra høst 2018-2020, der crack 4 (Figur 60) har hatt størst utvidelse på nesten 8 mm. Deformasjonsmålingene til strekkstagene viser ingen variasjoner beroende på sesong (vinter/sommer), og utvidelsen kan derfor være forårsaket av tine/fryseprosesser eller at en av sidene i sprekken utvider seg pga. deformasjonen i fjellpartiet. Feilkilder til resultatene fra strekkstag og ekstensometrene er trolig de samme. De er begge avhengig av at vinkelen de er montert i skal være i samme retning som bevegelsesretningen mellom for eksempel to sprekkeflater. Ekstern støy eller problemer med måleinstrumentet kan forårsake feil i målingene. I tillegg kan store snømengder på vinteren føre til feilaktig utvidelse av strekkstagen.

## **InSAR**

### **Bakkebasert InSAR (GB-InSAR)**

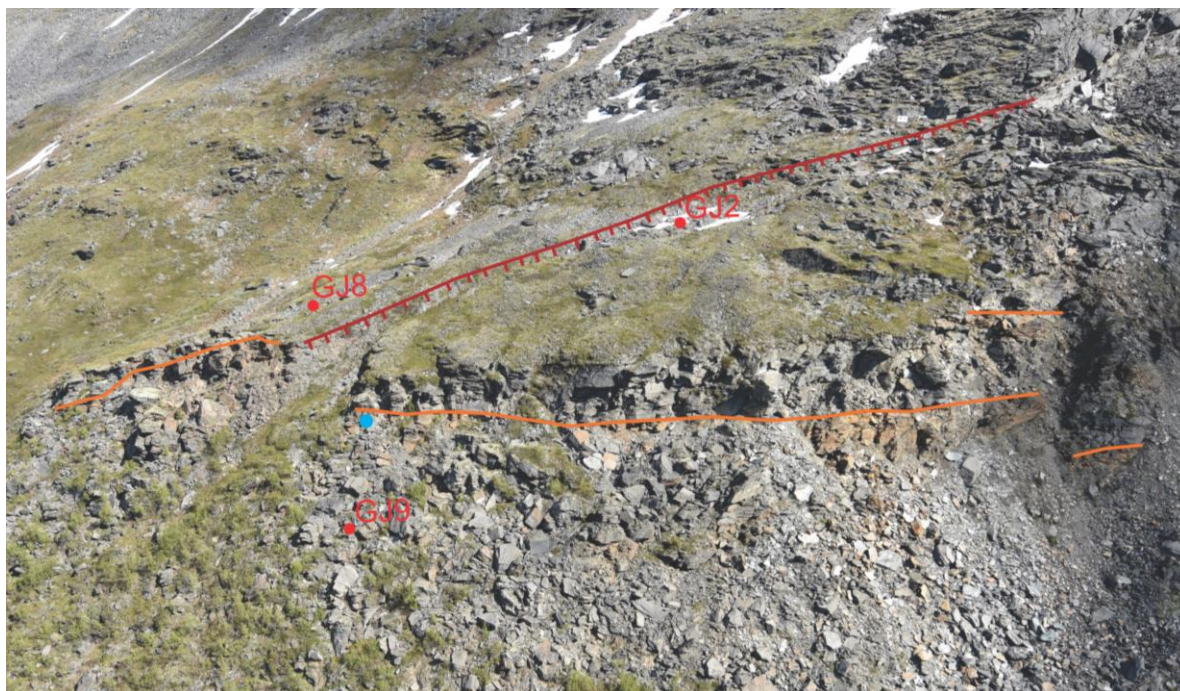
Resultatene fra den bakkebaserte radaren viser at det er tydelig størst bevegelse i steinbreen, i ura rett under den SV-hellende bakskrenten (Figur 64; Figur 68; Figur 69). De høye verdiene til deformasjonsmålingene i underkant av skrentene og i steinbreen tolkes som resultat av stor bevegelse av talus-materiale og løsblokker mot radarens siktelinje. Markerte punkter innad i skredet viser bevegelse på rundt 1 cm i måleperioden på tre måneder. Begrensningene med resultatet fra den bakkebaserte radaren er blant annet at store områder av øvre del og nedre del er i skyggeområdet til radaren, og gir derfor ingen resultater. En annen feilkilde til resultatene er at deformasjonsmålingene er kun langs radarens siktelinje (beskrevet i kapittel 3.3.1.5). Den bakkebaserte radaren er plassert SV for det ustabile fjellpartiet, og siden bevegelsene er mer mot VSV kan bevegelsesresultatene være mindre enn virkeligheten. Dette gjelder spesielt for selve fjellpartiet, mens resultatene trolig er mer presise for steinbreen som er godt eksponert for radaren.

Radaren har imidlertid fanget opp store bevegelser i tåa fra 07.-11. juni 2019 (Figur 65). Målingene viste store bevegelser på kort tid nede i tåa. En så stor bevegelse i hele tåa er ikke blitt dokumentert tidligere, og kom i etterkant av en periode med mye regn og høye temperaturer. Tidligere har Böhme et al. (2016) og Eriksen et al. (2017b) plassert det utgående glideplanet ved ca. 600 moh. Bevegelse fra den bakkebaserte radaren ble registrert helt nede til 570 moh. Dette er dermed en indikasjon at bevegelsen ved Gámanjunni kan være lokalisert ca. 30 m lavere enn tidligere antatt. Et lavere utgående glideplan passer også godt med resultatene fra de geofysiske resultatene som viser sterkt oppsprukket berggrunn i undergrunnen i fjellpartiet (GeoExpert-AG, 2016).

### **Satellittbasert InSAR (SB-InSAR)**

Det kan sees en sammenheng mellom GNSS resultatene og resultatene fra satellittreflektorene og synkende SB-InSAR data (Figur 66; Figur 67). Resultatene stemmer godt overens med resultatene til GNSS stasjonene, der de største bevegelsene blir registrert i øvre del av fjellpartiet, for å videre avta nedover skråningen. Unntaket er området rundt GNSS stasjon GJ7 der resultatene fra synkende bane 1 og 3 i SB-InSAR gir opp mot 15-16 mm høyere bevegelseshastighet i året. Det må poengteres at resultatene for GJ7 er fra 2018-2019, mens synkende SB-InSAR er fra 2019-2020, derfor kan hastigheten være lavere pga. mindre bevegelse året før. Videre er det også viktig å poengtere at det er like stor forskjell i bevegelseshastighet mellom områdene rundt GNSS GJ2 og GJ8, som det er mellom polygonene i synkende SB-InSAR (Figur 66). Resultatene styrker derfor troverdigheten i at det er det reelle bevegelsesmønsteret og mengden som er visualisert i området, og ikke bare tilfeldigheter med tanke på plasseringen av GNSS stasjonene (slik som diskutert tidligere). Eriksen et al. (2017a; 2017b) sine resultater fra 2D-InSAR og 3D-InSAR viser den samme trenden med høyere bevegelseshastighet i øvre del og minkende hastighet i nedre del. Resultatene viste også at stupningen på bevegelsene minket nedover skråningen. Ulikhetene i bevegelseshastighet i tåa vises tydelig i Figur 82, der den rustne sonen i underkant av GJ8 er mye høyere i topografien enn den rustne sonen til GJ2. Det er derfor tydelig at det foregår ulike bevegelseshastigheter mellom de to områdene avgrenset av den SV-hellende skrenten/morfologiske kløften (diskutert videre i 5.6).





Figur 82: Foto over tåa til Gámanjuni 3, med markerte GNSS stasjoner (rød sirkel). Den øvre grensen til rusten sone (oransje linje) (kap. 5.1.2) er også fulgt og den avgrensede SV-hellende strukturen (se diskusjon kap. 5.6) i bakkant av GJ2 er også markert i mørkerødt. Blå sirkel markerer lokasjon for steinprøver (Figur 41).

Stigende SB-InSAR resultater viser at bevegelser mot satellittens sikteretning ikke er tilstede i den øvre delen av fjellpartiet, eller at de høye bakskrentene fører til skyggelegging av det øvre området (omtalt i kapittel 3.3.1.5). Videre viser det seg at de nedre delene har en liten bevegelse mot satellittens sikteretning mot NV. Den største feilkilden til de stigende og synkende SB-InSAR resultatene er at de er et gjennomsnitt av en polygon. For eksempel; internt i hvert område/polygon kan det være løsmasser med mye større bevegelsehastighet enn selve fjellpartiet, noe som gjør de gjennomsnittlige resultatene høyere enn i virkeligheten.

### 5.3.1 Temperaturmålinger

En økning i temperatur vil kunne påvirke deformasjonen ved Gámanjuni 3 på flere måter (videre diskutert i kapittel 5.5.2). Temperaturmålingene fra temperaturloggere viser at temperaturregimet på Gámanjuni 3 var varmere i 2018-2019 enn i 2017-2018 (Tabell 7; Tabell 8; Tabell 9). Tidligere studier av Eriksen (2018) viste også tilsvarende endringer i temperaturen, basert på temperaturloggerne fra 2013-2017. Sommeren 2018 var veldig varm med temperaturer opp mot 22° i juli (yr.no) ved 1237 moh., der sommeren 2019 ikke nådde like høye temperaturer med maks temperatur i juli på 16,8° (yr.no). En potensiell årsak til at gjennomsnittstemperaturen har økt kan man se på grafene i kapittel 4.7 (f.eks. Figur 71; Figur

73; Figur 76), der de fleste temperaturloggerne og de kontinuerlige temperaturmålingene viser at vinteren 2017-2018 var kaldere enn vinteren 2018-2019. For eksempel kan sesongvise variasjoner i drenering langs strukturer i skredområdet forårsake endringer i temperaturforhold i porerom og sprekker fra år til år. Trolig er også økningen av det termale regimet et resultat av den globale temperaturøkningen forårsaket av klimaendringene (Miljødirektoratet, ukjent år)

En av de store feilkildene til de kontinuerlige temperaturmålingene er at det ikke registreres temperaturmålinger ved de dypeste sensorene om vinteren når de kaldeste temperaturene. Det kan få gjennomsnittstemperaturen til å bli høyere enn det den i virkeligheten er, og gi et feilaktig bilde av det termale regimet. Derfor er ikke de dypeste sensorene til den kontinuerlige termometeren med i betraktningen av det termale regimet.

## **5.4 Bevegelsesmønster og sesongvariasjoner**

Det observeres noen gjentakende bevegelsesmønster i GNSS resultatene. I overgangen mellom varmeperiode og kuldeperiode (og vice versa) oppstår spontane endringer i hastighet og retning på bevegelsene. I overgangen fra vinter til vår gir en økning av bevegelsene mot vest. Dette er trolig forårsaket av økt tilførsel av vann i systemet (smelting av snø), som fører til økt deformasjon. Fra sommerperiode og over til vinterperiode ser ut til å gi et bevegelsesmønster der fjellpartiet trekker seg tilbake mot øst og nord. Dette kan være forårsaket av feil i referansesystemet (nevnt i kapittel 5.3), men kan også være forårsaket av eksterne forhold. En teori kan være at vannet som fryser til is i sprekkesystemene fører til utviding av sprekke på vinteren, og senere i slutten av tineperioden smelte og føre til at fjellpartiet trekker seg tilbake mot øst. Dette er lite sannsynlig siden det er detektert feil i referansesystemet, som trolig er årsaken til den store bevegelsen mot øst i oktober 2019.

Ved å sammenlikne bevegelsesmålinger til GNSS stasjon GJ3 med termometermålinger fra den grunn temperaturstrengen var det mulig å lokalisere noen forandringer i bevegeshastigheter gjennom året. Den samme trenden sees også i de andre GNSS stasjonene i ulik grad. Deformasjonshastigheten registrert av satellitreflektoren viser også at det er endringer i hastighet fra vår-sommerperiode til høst-vinterperiode. Bevegeshastigheten er høyere i sommerhalvåret (mai-september), enn vinterhalvåret (oktober-april). Braathen et al. (2004) nevnte at snøsmelting, økende temperatur og vanninnhold kan føre til minking av skjærstyrke og friksjonskraft i sprekkesystemene. Tilførselen av vann gjennom snøsmelting og økende

mengde regn er trolig en av de viktigste faktorene for endringer i bevegelseshastighet fra vårsommer til vinter perioden. Siden om vinteren vil nedbør komme som kald snø som dekker sprekkene og vannet i sprekkene vil være fryst til is. Friksjonskraften og skjærstyrken vil øke, og deformasjonsmengden i skredet vil minke. Denne trenden er detektert i et annet permafrost kontrollert ustabil fjellparti, Jettan i Kåfjord kommune. Blikra & Christiansen (2014) sine resultater viste at deformasjonsmengden er kontrollert av temperatur og snødybde. Situasjonen ved Gámanjuni 3 kan være lik Jettan, siden de er lokalisert ved samme breddegrad og begge har påvist permafrost.

## **5.5 Eksternt kontrollerende faktorer for deformasjon**

Deformasjonen ved Gámanjuni 3 initierte rundt holosens klimaoptimum (Böhme et al., 2019). Der varmere klima kan ha virket som utløsende faktorer for deformasjon.

Trykkavlastningen og frigjøringen av tøyingsenergi etter deglasiasjonen kan også ha vært initierende for deformasjonen ved Gámanjuni 3 (Ballantyne, 2002; Braathen et al., 2004). I nåtiden kan eksternt kontrollerende faktorer ved Gámanjuni 3 knyttes mest til hydrologiske, meteorologiske og klimatiske forhold, men etterslep av frigjøring av tøyingsenergi kan fremdeles kontrollere det ustabile fjellpartiet.

### **5.5.1 Vann som kontrollerende faktor**

Gámanjuni 3 har ikke store vannkilder lokalisert i sentrale deler av skredet. I øvre del blir det observert vannsivning fra begge baks-krentene. Vannet kan komme fra enten direkte snøsmelting fra toppen av fjellet, eller fra vann infiltrert i sprekkesystemene 1 og 3, som har høy frekvens av også mindre sprekker i begge baks-krentene. Større vannmengder observeres drenerende ut av de nedre delene av det ustabile fjellpartiet og i ura under den nederste skrenten som definerer starten på tåa (Figur 55). Dette gjelder også for steinbreen, der vann drenerer ut fra bakken ved samme høydemeter som i tåa. Siden det er lite vann i de sentrale delene av fjellpartiet, men store vannmengder som drenerer ut fra bakken i nedre del av fjellpartiet, kan det tyde på at vannet strømmer gjennom skredet langs favorable, interne strukturer. Eksempler på vanngjennomstrømmende strukturer er underliggende glideplan, foliasjonsplan og/eller sprekkesystemer som har fulgt hverandre i dyp og komme ut der glideplanene går ut i dagen. Ved Gámanjuni kan det være den misfargede sonen i tåa, der det er lokalisert flere svakhetsplan og sprekker (diskutert i kapittel 5.1.2). I følge Terzaghi (1951) og Braathen et al. (2004) kan drenering av store vannmengder påvirke det ustabile fjellpartiet på flere måter, blant

annet ved å gi tilvekst eller fremskynde nedbryting av mineraler, fungere som smøremiddel mellom to glideflater, øke poretrykket og minke sikkerhetsfaktoren langs glideplanet.

Ved å sammenlikne med bevegelsesdataene (f.eks. økt bevegelse i tåa 07.-11. juni 19; Figur 65) med meteorologiske statistikker fra denne tidsperioden, ser man at perioder med mye nedbør ofte fører til spontant hurtigere deformasjon ved Gámanjuni. Dette kan også sammenliknes med temperaturdata og sesongvariasjoner. Perioder med mye smeltevann fører til plutselig økning i deformasjonshastighet. Vannet kan da virke som smøringsmiddel mellom diskontinuiteter i skredet, og videre redusere friksjonskraften. I tillegg kan vann som infiltrerer systemet reagere med mineraler innad i bergartene og føre til kjemisk forvitring. Slike prosesser kan ha virket langs de mylonittiske skjærsonene ved tå-området i skredet (Figur 41) og forårsaket oppknusing og kollaps av bindinger i glimmermineralene. Forvitringen kan også ha ført til at de mekaniske egenskapene som f.eks. skjærstyrken er svekket i de mylonittiske bergartene (Evans et al., 1997; Korup, 2004), noe som støtter hypotesen om at foliasjonsparallele duktile skjærsoner har fungert som utgående glideplan. Siden det spås at mengden med regn vil øke sammen med den globale oppvarmingen, vil det kunne føre til oftere tilstedeværelse av vann i sprekkesystemene og oftere perioder med hurtig deformasjon i fjellpartiet (Braathen et al., 2004)

### **5.5.2 Temperatur og permafrost som kontrollerende faktorer**

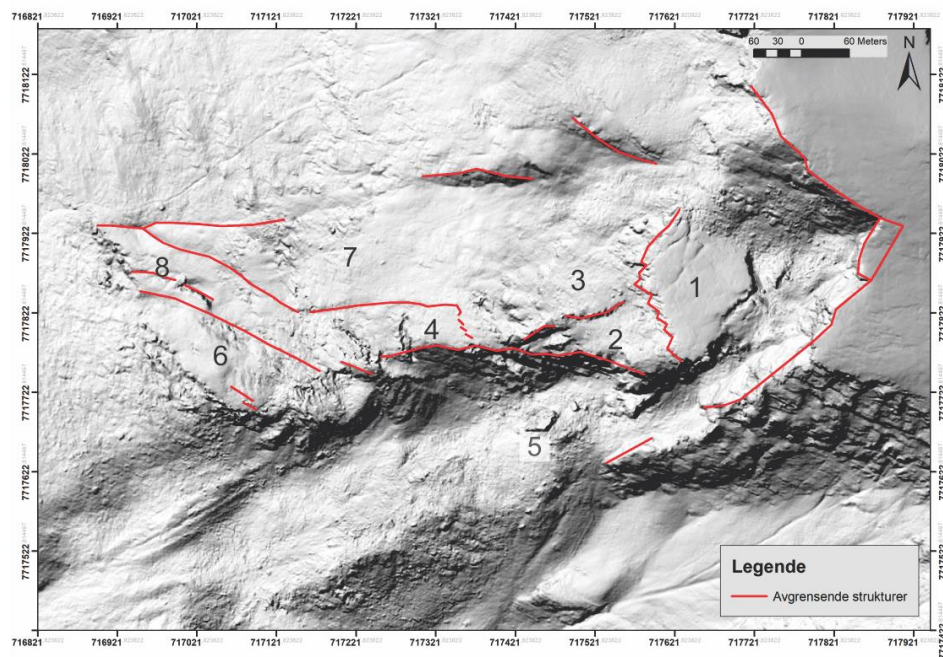
Böhme et al. (2019) konstaterte at hastigheten til Gámanjuni 3 har vært like høy eller høyere under det holosene klimaoptimum der temperaturen var 1 °C høyere enn det er i dag. FNs klimapanel (IPCC) konstaterer i deres nye klimarapport (Miljødirektoratet, ukjent år) at den globale temperaturen vil øke med 1,5 grad innen 2040 hvis ikke klimagassutslippene kuttes betraktelig. En høyere temperatur ved Gámanjuni 3 i fremtiden kan føre til en økning i deformasjonshastighet. Varmere termalt regime ved Gámanjuni 3 kan gi kortere perioder med is i sprekkesystemene, og lengre perioder med åpne sprekker der vann lett trenger inn. En annen temperaturavhengig stabilitetsfaktor er permafrosten i Gámanjuni 3.

Permafrosten ble lokalisert av Böhme et al. (2016), Eriksen (2018) og Maging et al. (2019) ved bruk av resistivitetsundersøkelser og BTS-verdier fra temperaturdata. En økning i temperatur kan føre til at permafrosten i fjellet tiner, som videre kan påvirke stabiliteten til fjellet. Leinauers (2017) resultater viste at sikkerhetsfaktoren i skråninger er mindre i permafrostfrie skråninger enn i permafrostskråninger. Dermed kan deformasjonen ved Gámanjuni 3 øke i fremtiden hvis temperaturøkningen globalt fortsetter. En tining i permafrost

kan også gjøre det mulig for at det ustabile fjellpartiet utvider seg (Leinauer, 2017). Hvis permafrosten lokalisert i bakskrentene (Magning et al., 2019) tiner, kan Gámanjunni 3 utvikle seg bakover og føre til en utvidelse av fjellpartiet både mot øst, nord og sør. Antageligvis vil tining av permafrost også påvirke deformasjonen i steinbreen, dette ble blant annet konstatert etter studier av steinbreen til Ádjít (Eriksen et al., 2018). De konstaterte at deformasjonen kan øke betraktelig eller føre til en total kollaps av steinbreen hvis permafrosten forsvinner.

## **5.6 Oppdeling av det ustabile fjellpartiet**

Sammenlikning av de strukturelle, morfologiske og overvåkingsdataene viser at Gámanjunni 3 er et komplekst sammensatt ustabil fjellparti. Det er også klart at ulike skredmekanismer har virket i større og mindre deler av området, og at bevegelsene har variert mye både i hastighet, retning og stupning (kapittel 5.3). I dette kapitlet vil dataene bli brukt til å postulere og argumentere for segmentering av det ustabile fjellpartiet i domener med ulike strukturer og bevegelsesmønstre. Flere av de kartlagte strukturene (Figur 44) og morfologiske elementene (Figur 55) ved Gámanjunni 3 viser variasjon i f.eks. geometri, orientering og dimensjoner, som indikerer at skredet er delt inn i flere mindre segmenter. Større forsenkninger, store skrenter og store åpne sprekker har vært med på å avgrense slike segmenter. I tillegg kan endringer i bevegelseshastighet og retning også være tegn på at det eksisterer mindre bevegende deler som beveger seg uavhengig av den store skred massen. Figur 83 viser et forslag til inndeling i segmenter, basert på markerte strukturer og morfologiske elementer som deler fjellpartiet i mindre deler. Områdene det er snakk om, og som er delt opp av slike sentrale strukturer, er markert med tall fra én til åtte (Figur 83).



Figur 83: Kart med markerte avgrensede morfologiske og strukturgeologiske elementer. Områdeinndelinger markert med tall fra én til åtte.

Ved Gámanjunki 3 har både feltobservasjoner og overvåkingsdata vist at bevegelsesretningen til de fleste områdene er dominerende ned mot VNV, dvs. langs retningen til den omtrentlige skjæringslinjen mellom de to baks-krentene (jfr. Böhme et al. (2016)). Et unntak er område 8, nederst i skredet, som har lavere bevegeshastighet og annen retning på bevegelse enn de andre områdene. Dette underbygges av GNSS (Figur 61) og SB-InSAR resultater (Figur 66). Årsaken til at segmentet beveger seg mindre er usikkert, men kan f.eks. være frontale plassproblemer. Det kan oppstå der strukturer i forkant eller på sidene fører til begrensninger i bevegelsesfrihet, eller fører til at området presses mot NNØ. Siden område 6 ligger framfor og beveger seg hurtigere enn område 8, kan dette føre til plassproblemer for område 8. En motstående struktur mot område 8 (for eksempel NV-hellende antitetisk skrent fra skredarr i Figur 54 d) kan også ha en bremsende effekt for området.

Den morfologiske avgrensede blokken, markert som område 6 (Figur 83), har beveget seg betraktelig mer enn område 8 (Figur 82). Område 6 blir tydelig avgrenset av en detektert steil vannførende sone fra geofysiske resultater (Böhme et al., 2016; Hauck & Hilbich, 2018). Den avgrensede skrenten til område 6 (Figur 82) har en motskrent (Figur 44), som tyder på at område 6 beveger seg i form av blokkrotasjon langs et listrisk plan. Område 6 (Figur 83) er trolig dominert av subsidiering langs sekundære skrenter orientert lik sprekkesett 3 (Figur 82), der en motstående NV-hellende struktur kan virke bremsende (se Figur 90). Siden området har påvist en vannførende sone i bakkant, kan vannet lans det interne glideplanet til område 6 være en av

årsakene til at område 6 beveger seg raskere enn andre områder. I tillegg har skredet som resulterte i steinbreen (område 5) gitt strukturene ved område 6 større bevegelsesfrihet.

De store SV-hellende og motstående NV-hellende sekundære skrentene sør i skredet er også tolket til viktige avgrensede strukturer, der det tidligere har oppstått et mindre skred (område 5, Figur 83). Den SV-hellende skrenten kan, hvis favorable strukturer aktiveres, utvikle seg bakover mot NØ i framtiden, med planar glidning langs skrenten og utvelting fra de steile delene av skrenten. Område 1-4 har samme geometriske oppbygging, der de blir avgrenset av strukturer hellende mot NV og SV. Område 1 er styrt av de to bakskrentene, der bevegelsesretning og stupning til området er knyttet til skjæringslinjen mellom de, og beveger seg dermed trolig som en kile (Figur 28 b) (Wyllie & Mah, 2004). Område 2 blir begrenset av den NV-hellende laterale grensen i sør, og SV-hellende steile skrenter i nord. Område 3 er styrt av den SV-hellende laterale grensen i nord og den avgrensede NV-hellende skrenten sør for området. Glideplanet til området er trolig mest styrt av den SV-hellende laterale grensen (vist som glideplan i Figur 86), der den antitetiske NV-hellende skrenten virker bremsende/fører segmentet til å bevege seg som en kile mot VSV framfør mot SV. Område 4 er trolig styrt av sprekkene i bakkant og Ø-V strykende sprekker og morfologiske innsynkninger (Figur 44; Figur 55), som trolig er resultat av bedre plass i etterkant av det forhistoriske skredet (område 5). De Ø-V strykende sprekkene kan føre til at område 4 beveger seg lateralt ned mot V.

Bevegelsene fra 3D-InSAR (Figur 24; Figur 25) (Eriksen et al., 2017a) viser at område 1, 2, 3, 4 og 7 har alle bevegelse mot VSV. Hvilket tyder på at alle områdene enten beveger seg langs samme glideplan, eller langs mindre interne glideplan dannet av antitetiske sprekkesett 1 og 3, der skjæringslinjen mellom de gir bevegelsesvektor langs kiler mot VSV (Wyllie & Mah, 2004). De styrende bevegelsene ved Gámanjunni 3 er trolig subsidiering langs skjæringslinjen til bakskrentene i øvre del. I tillegg til mindre subsidiering langs flere mindre kileformete strukturer, dannet av subsidiære skrenter i fra øvre del til midtre del av fjellet.

Böhme et al. (2016) og Eriksen et al. (2017b) gjennomførte sine modeller basert på at Gámanjunni 3 beveger seg som en stor sammenhengende blokk. Böhme et al. (2016) anerkjenner at skredet kan ha blitt delt opp i mindre deler, men disse forfatterne antyder kun to segmenter; ett område nedenfor den øverste bevegde blokken (område 2 og 3, Figur 83) og ett nede med tåa (område 6, Figur 83). Disse ble sett bort fra i risikoklassifiseringen, siden de største bevegelsene er i øvre del. Område 6 har tydelig beveget seg uavhengig og med større hastighet enn den andre delen av tåa (område 8), hvilket støtter min tolkning av at område 6 er

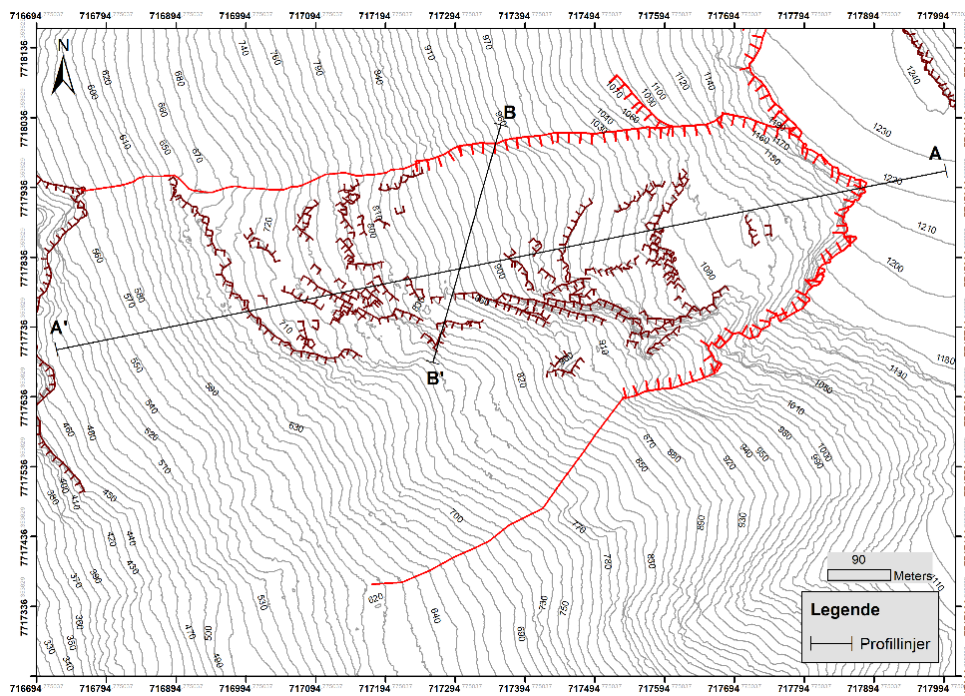
ett eget segment, og kan kollapse uavhengig av om resterende masser kollapser. Flere områder (område 1, 3, delvis 4 og 7) blir trolig bremsset ned av de underliggende områdene 6 og 8. Derfor kan en kollaps av område 6 føre til økning i hastighet av de overliggende områdene og område 8, som også er poengtert av Böhme et al. (2016).

## 5.7 Geologisk skredmodell

Med bakgrunn i beskrevne og diskuterte resultater fra felt, overvåkingsdata med vekt på bevegelsesdata, og tidligere studier (Böhme et al., 2016; GeoExpert-AG, 2016; Hoyer et al., 2016; Eriksen et al., 2017b) er det tolket to geologiske profiler i 2D gjennom skredet i Gámanjuni 3 (Figur 84). Dataene og profilene danner grunnlaget for en helhetlig geologisk skredmodell i 3D. For tolkning av forholdene i undergrunnen er det også benyttet de geofysiske resultater fra GeoExpert (2016) og Hoyer et al. (2016).

### 5.7.1 2D-modell

To profiler er tolket langs profillinjene vist i Figur 84. Strukturdataene er fra dette arbeidet (kapittel 4.3), mens litologiske grenser er hentet fra NGUs GIS-tjeneste for berggrunns kart (NGU, 2016). De mekaniske egenskapene til litologiene og rust-sonen i tåa er vist i tabell 1.



Figur 84: Kartoversikt med inntegnede profillinjer A-A' og B-B'.



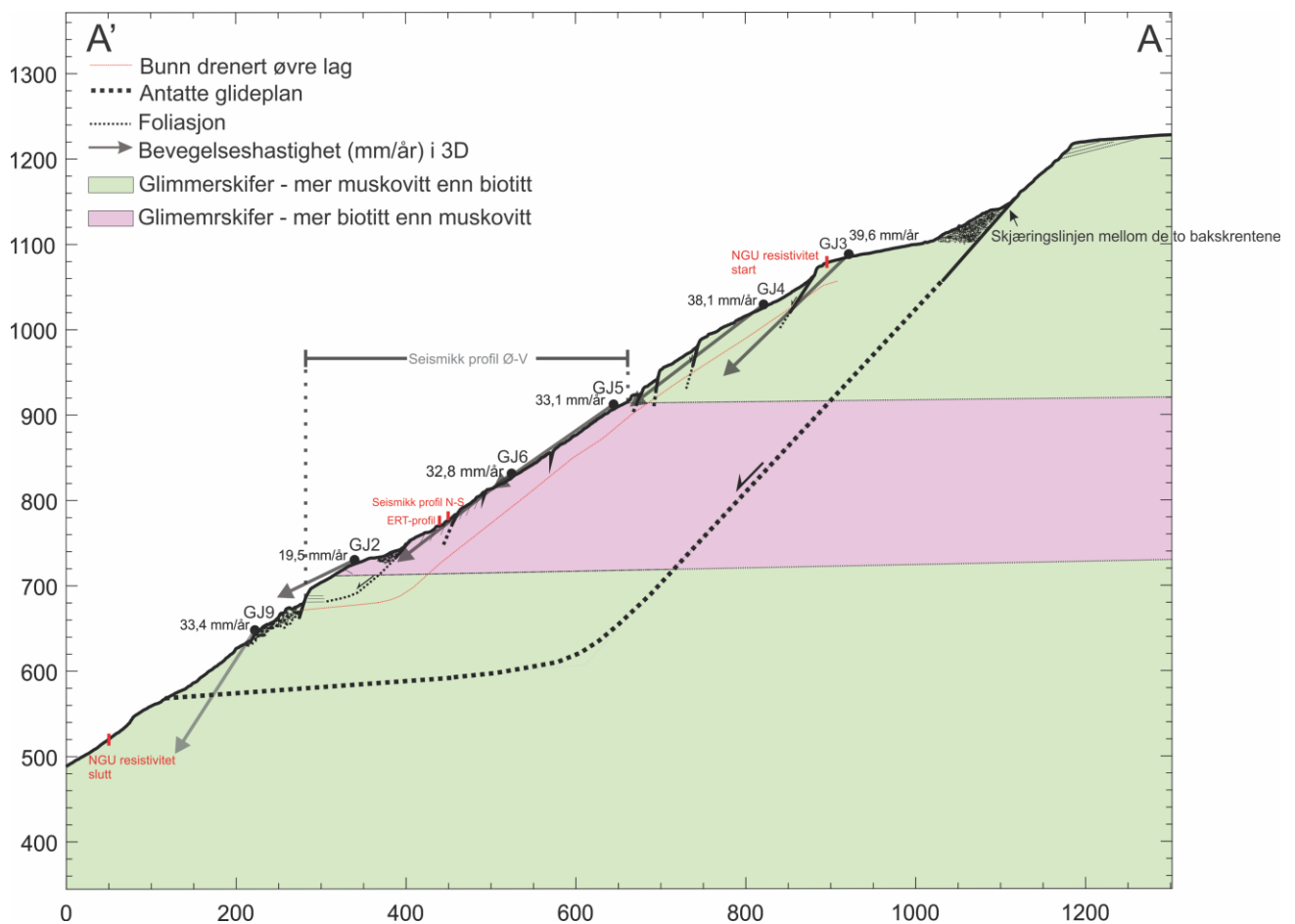
Profil A-A' (Figur 85) er utarbeidet langs en Ø-V linje parallelt med den antatte hovedbevegelsesretningen til flere GNSS stasjoner ved Gámanjunní 3. Hoved-glideplanene er langs bakskrentene (diskutert i kapittel 5.1.3.2), der retningen og stupningen på bevegelsene langs planene samsvarer med retning og stupning til skjæringslinjen til bakskrentene. Mindre subsidiære skrenter innad i fjellpartiet har trolig samme trend/strøk som bakskrentene, og utviklingen av de mindre skrentene i undergrunnen vil trolig også være lik.

Eriksen et al. (2017b) sin modell har utadgående bevegelse ved ca. 880 moh., selv om bevegelsene fra 2D-InSAR tilsier subsidiering framfor utgående bevegelser. Feltundersøkelsene og bevegelsesresultatene fra dette studiet tyder på at tegn til utgående bevegelse ikke oppstår før ved ca. 770 moh., der sprekksett 1 presser seg ut av skrentene (sprekkesett 3), som lavtvinklede utgående plan (Figur 48). De utgående bevegelsene skjer trolig ved flere ulike høyder, slik som Böhme et al. (2016) og Eriksen et al. (2017b) har utviklet i sine modeller.

Det tolkede profilet A-A' viser at et mulig underliggende regionalt glideplan, dersom det eksisterer, bør ha strøk tilnærmet vinkelrett på bevegelsesvektoren. Det er usikkert hvordan overgangen fra de steile bevegelsene langs bevegelsesvektoren til bakskrentene, blir overført til nesten horisontale slakt hellende plan i nedre del kan forklares strukturelt. En mulighet er at bevegelsene i den øvre delen er en kombinasjon av bevegelse langs de to steile sprekkesettene 1 og 3, mens bevegelsene i nedre del er tatt opp i den slakt vest-hellende foliasjonen, og har trigget bevegelse langs, for eksempel reaktiverte mylonittiske skjærsoner. Böhme et al. (2016) har en skarp overgang i bevegelsene mellom øvre og nedre deler av skredet. I profilet (Figur 85) er det valgt en buet overgang, fordi det er observert listriske buete sprekkgeometrier i felt, samt at der underliggende glideplan er dannet bergbroer mellom foliasjonen og skjæringslinjen til bakskrentene. Derimot er observasjonen i den rustne sonen, der et steilt plan går over til horisontale plan (Figur 50), relativt skarp og kan også representere overgangen til foliasjonsparell bevegelse.

Plasseringen av et utgående glideplan ved ca. 570 moh. kan underbygges av resultatene fra bakkebasert InSAR, seismikk og resistivitet, som viser deformasjon kun ned mot 570 moh. Det er også lokalisert drenert og oppsprukket materiale ved store dyp (Böhme et al., 2016; GeoExpert-AG, 2016; Hoyer et al., 2016; Hauck & Hilbich, 2018). Vinkelen på det utgående glideplanet er blitt tolket ulikt i tidligere studier, blant annet har Böhme et al. (2016) laget et tilnærmet horisontalt utgående glideplan. Eriksen et al. (2017b) sin modell har et mer kurvet

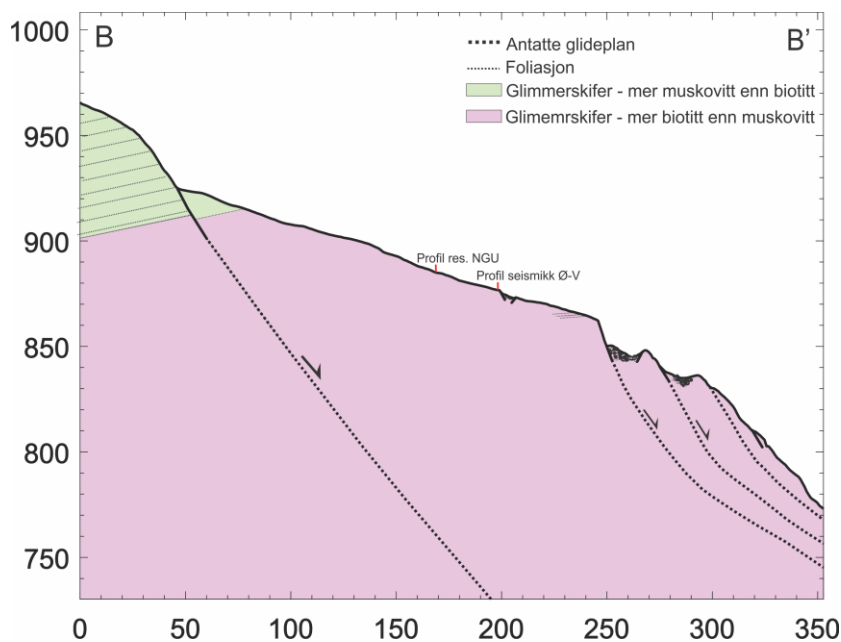
underliggende glideplan, der det utgående planet har fall inn mot skråningen. Mine feltobservasjoner viser at helningen på foliasjonen er slakt ut av skråningen i noen deler av tåa, der andre deler er svakt hellende inn mot skråningen eller mot NNV. De sub-horisontale sprekkene observert i Figur 50, har et slakt fall ut av skråningen. I tillegg viser terrenget i nedre deler av forhistoriske skred-arr (mellom Gámanjunní 1, 2 og 3 i Figur 2 c) sør for Gámanjunní en slak helning mot V. Derfor får det underliggende glideplanet en svak helning ut av skråningen kontra et nesten horisontalt plan slik Böhme et al. (2016) eller plan hellende inn mot skråningen slik som Eriksen et al. (2017b). Derimot kan det ikke utelukkes at det både foregår utglidning langs horisontale plan, slakt hellende plan mot vest eller slakt hellende plan mot øst, siden alle de tre orienteringene er observert i skredtåa i mer eller mindre grad.



Figur 85: Geologisk profil A-A' fra Ø-V over Gámanjunní 3. Med markerte geofysiske grenser, GNSS 3D-bevegelsesdata og kontrollerte strukturer til skredet. Litologigrenser fra NGUs berggrunnskart.

Profil B-B' (Figur 86) er tolket langs en NØ-SV retning, som er mer internt og på skrå av den antatte hoved-bevegelsesretningen, og inkluderer segmentene 7,4 og delvis 6 (Figur 83). I

profilet tolkes segmentene til å utgjøre større og mindre roterte forkastningsblokker avgrenset av bruddplan som faller sammen med sprekkeseett 3. Profilet er tolket slik at den SV-hellende laterale grensen fremtrer, men er vinkelrett på alle strukturer som samsvarer med sprekkeseett 3. Det underliggende glideplanet i profilet er tenkt å være den SV-hellende nordlige laterale grensen av skredet, altså parallelt med strøket til sprekkeseett 3. Skrenten som kan observeres i dagen har en listrisk geometri som trolig følges nedover i dypet. De sekundære skrentene SSV i profilet er observert i felt med listrisk geometri, der det i tillegg foregår mindre planare utglidninger langs skrentene.



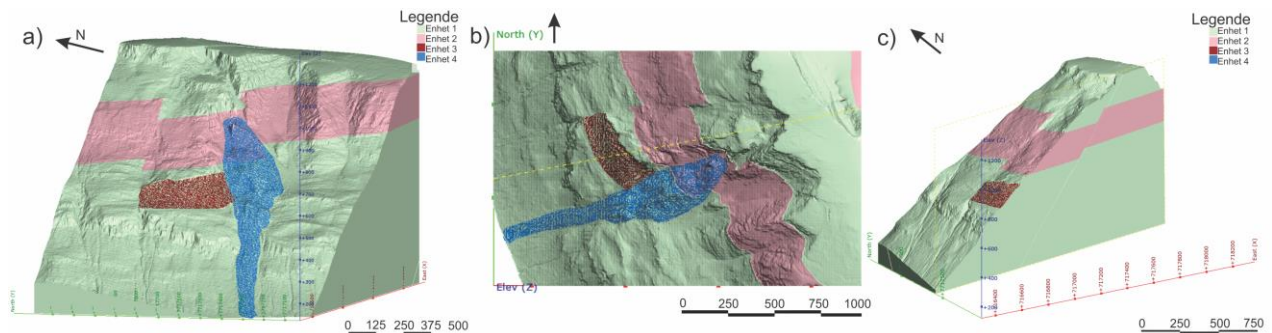
Figur 86: Geologisk profil B-B' fra NNØ-SSV. Markerte litologiske grenser, geofysiske profiler og styrende strukturer over profilet.

### 5.7.2 3D-modell

Det er utviklet 3D-geologiske modeller av Gámanjunní 3 basert på strukturell data, litologiske data fra NGU og geofysiske data. I dette kapitlet vil den litologiske modellen, strukturmodeller og visualiseringen av geofysikken vises. Videre er det laget scene med GIS-feltdata over sprø strukturer og morfologisk avgrensede strukturer lagt over DEM topografikart. I tillegg til geologisk modell der det er mulig å sammenlikne 2D-modell (kapittel 5.7.1) med 3D-modell. Link til nedlasting av gratis programvare og alle filene til modellen er i Vedlegg 4.

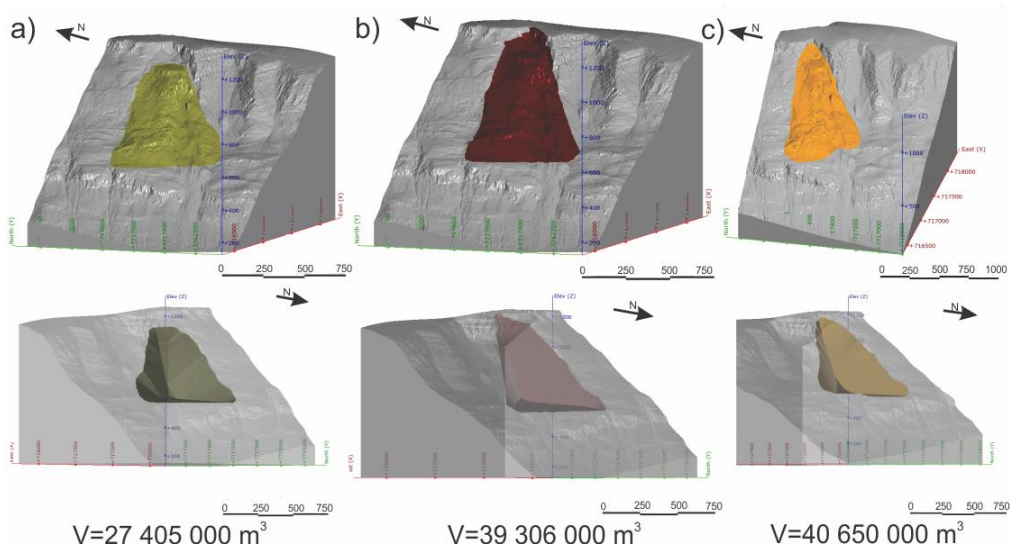
Den litologiske modellen baserer seg på enhetene beskrevet i Tabell 1 (Figur 87). De fire enhetene representerer de to litologiene, muskovitt-glimmerskifer og biotitt-glimmerskifer, den

rustne sonen i tåa og ura med steinbreen. NV-hellende og SV-hellende forkastninger har forskjøvet litologien langs de to baks-krentene. De fire enhetene har ulike mekaniske egenskaper, der de ulike egenskapene kan føre til ulike reaksjoner på deformasjonen i fjellpartiet (se diskusjon kapittel 5.1.2). For eksempel kan den misfargede tåa (enhet 3, Figur 87) være en oppsprukket sone der vann lett kan drenere gjennom. Sonene er i området der det postuleres at de utgående glideplanene er plassert, derfor er det trolig en sammenheng mellom den rustne sonen i tåa og utglidningen i skredtåa.



Figur 87: Litologisk modell over Gámanjunní 3. a) Modell med alle enhetene. b) Litologisk modell sett ovenfra og ned. c) Oppdelt litologisk modell langs gul stiplede linje i b), som viser forskyvingen av litologiene.

Det er videre utviklet tre modeller som tar for seg strukturene som styrer skredet (Figur 88). Strukturene som styrer modellene er de to baks-krentene og det utgående foliasjonsparallele glideplanet i skredtåa. Orienteringen og fallet på de ulike planene er ulik i de tre modellene, og som gir ulik volum og form. Høyden der det underliggende glideplanet går ut i dagen er likt i alle modellene, basert på bevegelsesmålingene fra den bakkebaserte radaren (Figur 65).

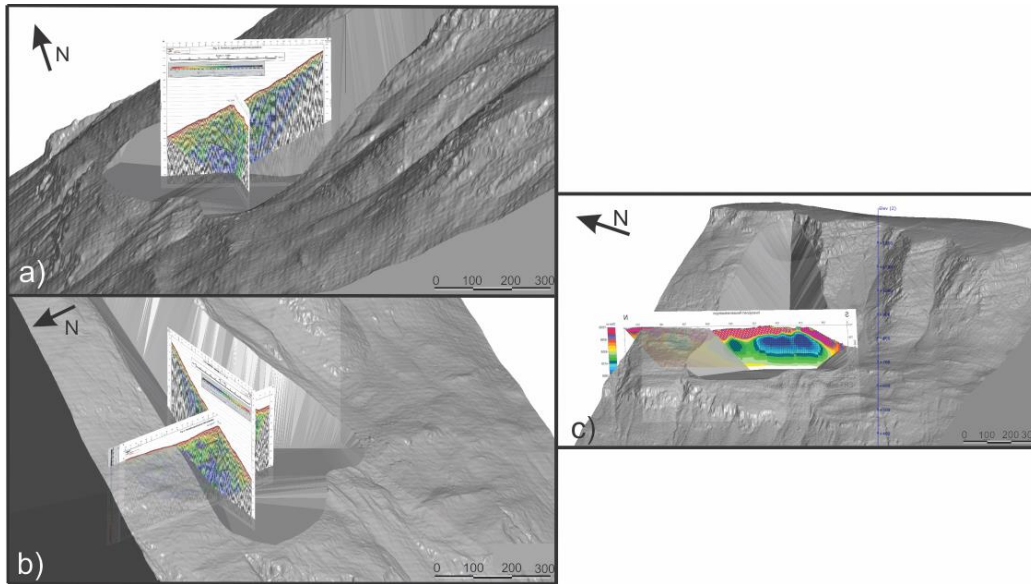


Figur 88: Geologiske skredmodeller med ulik geometri på kontrollerende strukturer. a) Lite fjellparti med slak stupning på skjæringslinjen, baks-krentene og underliggende glideplanet. b) Større modellert fjellparti med steilere fall på strukturene. c) Størst modellert fjellparti med steilest fall og dypest glideplan og størst volum.

Modell 1 (Figur 88 a) er den minste modellen, der avgrensingene av skredet er i bakkant av den øverste blokken, som dermed ikke inkluderer talus-materialet i underkant av bakskrentene. Modellen har en slak stupning på skjæringslinjen til bakskrentene, som gir slakere helning på de to bakskrentene. Det utgående glideplanet har også slak helning i modell 1. Ved å sammenlikne med seismiske profiler har modellen for slak helning på de to bakskrentene for å kunne samsvare med deres resultater. Dette gir tvil sannsynligheten at de to bakskrentene har en slik slak helning i undergrunnen. Volumet til modellen på 27,4 millioner m<sup>3</sup> (Figur 88 a) er relativt lik volumet estimert av Böhme et al. (2016) på 26 millioner m<sup>3</sup>, sammenliknet med de to andre modellene (Figur 88 b og c).

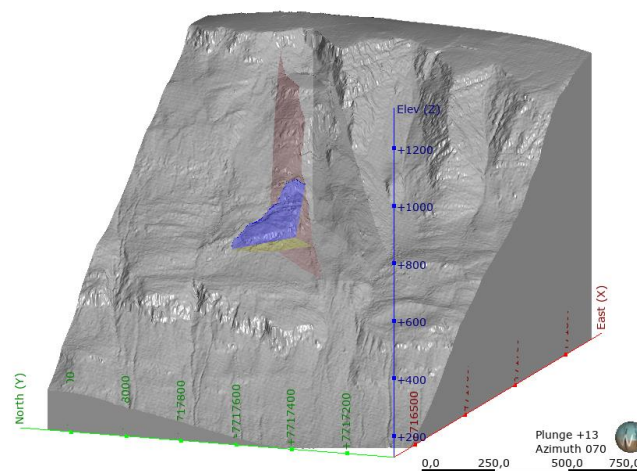
Modell 2 har større lateral utvidelse, der den avgrensede blokken mellom de to bakskrentene er inkludert, men ikke hele utspringet av talus-materialet ved steinbreen (Figur 88 b). Stupningen og orienteringen er lik skjæringslinjen til de to bakskrentene og helningen på bakskrentene er omtrent lik feltnålinger. Derimot er stupningen på det underliggende glideplanet brattere enn i modell 1. Hvis man sammenlikner modell 2 med geofysiske resultater, viser det at stupningen er for bratt på det underliggende glideplanet for at det skal passe med deres resultater. Volumet til modell 2 er ca. 11,9 millioner m<sup>2</sup> større enn modell 1s volum. Det kan tyde på at volumet til Gámanjunni 3 kan være større enn først antatt av Böhme et al. (2016). Mulig dette kan være forårsaket av at det utgående glideplanet er plassert ved lavere høydemetre, som gir større volum. Dette er også en modell utviklet av mer dynamiske former, der avbøyningen av den SV-hellende bakskrenten er tatt med og det er en bøyd overgang fra bakskrentene til det underliggende glideplanet.

Modell 3 er en kombinasjon av modell 1 og 2, der ura under de to bakskrentene er med på avgrensingen av skredet (Figur 88 c). Der skjæringslinjen samsvarer med orienteringen til de to bakskrentene lokalisert i felt og en relativ slak helning på det underliggende glideplanet. Modellen er den som passer best med de geofysiske resultatene, der den tolkede grensen for oppsprukket materiale i seismikken er rett over det postulerte underliggende glideplanet (Figur 89). Volumet på modell 3 er størst av de tre modellene, hele 40,65 millioner m<sup>3</sup>. Det er hele 14,6 millioner m<sup>3</sup> mer enn NGU's volum resultater. Ut i fra dette kan det virke som om mindre endringer i orientering og helning på de styrende planene, kan gi store utslag på volumet til det ustabile fjellpartiet, der det ansees som sannsynlig at volumet er større enn det som er beregnet av Böhme et al. (2016).



Figur 89: Geofysiske profiler sammen med 3D-geologisk modell 3. a) og b) N-S og Ø-V seismiske profiler sammen med modell 3 (c). c) ERT-resistivitetsresultater sammen med modell 3. Geofysiske profiler fra (GeoExpert-AG, 2016; Hoyer et al., 2016).

I tillegg til hovedstrukturene er det lagt inn en SV-hellende forkastning bak den morfologiske avgrensede blokken (område 6, Figur 83). En utstrakt motgående NV-hellende struktur går fra den sørlige delen av område 6 og helt opp til den øverste bevegede blokken. Denne strukturen kan være en av grunnene til at område 6 ikke har rast ut enda. Den avgrensede blokken kan komme ut i dagen ved det underliggende glideplanet, eller ut fra et av de høyere anliggende glideplanene (diskutert i kapittel 5.7.1). I Figur 90 er det utgående glideplanet til blokken plassert i overkant av hoved-glideplanet. Dette kan være det reelle tilfellet siden det er lokalisert knusningssoner i overkant av det underliggende glideplanet. Segmentene omtalt i kapittel 5.6, kan også være styrt av hvert sitt enkelte glideplan.



Figur 90: Geologisk 3D-modell med avgrenset blokk (område 6, kap. ). Gul flate er postulert utgående plan, rød er utstrakt struktur med helning mot NV og blå flate er trolig listrisk SV-hellende glideflate.

Slik som nevnt i kapittel 5.1.3.3 utløses ikke strukturene ved Gámanjuni 3 kinematisk, og strukturene som fører til ustabilitet må endre seg igjennom fjellpartiet (Böhme et al., 2016). Gámanjuni 3 kan passe med den geometriske modellen bi-planar sammensatt skred (Figur 30 E) (Glastonbury & Fell, 2010; Hermanns & Longva, 2012), der bevegelsene i skredet foregår langs to ulike strukturer. Ved Gámanjuni 3 er de avgrensede strukturene i bakkanten bakskrentene. Mot sør og nord blir skredet også avgrenset av store NV- og SV-hellende strukturer. Det er observert listrisk geometri i de NV- og SV-hellende strukturene. Hvis de store bakskrentene har listrisk geometri, kan de også være en del av overgangen fra steil bevegelse i øvre del, til slak bevegelse i nedre del. Da kan modellen til Gámanjuni 3 være mer lik kurvet sammensatt skred (Figur 30 F) utviklet av Glastonbury & Fells (2010).

Gámanjuni 3 kan også betegnes som et listrisk kompleks felt etter Braathen et al. (2004) (Figur 29), siden Gámanjuni 3 har flere av karakteristikkene. Blant annet er det observert flere ulike deformasjonsmekanismer, som f.eks. kileutglidning, planar utglidning og utvelting (kapittel 5.1.3.3). I tillegg er det mulig å dele opp Gámanjuni 3 basert på store strukturer internt i fjellpartiet, for eksempel den store sørlige skrenten (område 5, Figur 83) og den morfologisk avgrensede blokken (område 6, Figur 83). Bevegelsene oppstår også langs allerede eksisterende planare strukturer i undergrunnen. Ved Gámanjuni 3 kan det være den sub-horisontale foliasjonen eller langs flere sub-horisontale sprekker (Figur 50). Som nevnt over er det også en mulighet at de underliggende glideplanene er den nedre delen av de listriske bakskrentene, og kan derifra ha fått en slakere helning på bevegelsene.

## 6 Konklusjoner

Hovedmålet med dette studiet var å sammenfatte felldata, overvåkingsdata og geofysiske data til en helhetlig geologisk modell over Gámanjuni 3. Målet var å få en bedre forståelse for styrende strukturer, bevegelsesmønster, sesongvariasjoner og utløsende faktorer. Hovedfunnene ved studiet er listet under:

- Berggrunnen til Gámanjuni 3 ble omdannet til høygrads metamorfe muskovitt- og biotitt-glimmerskifre under den kaledonske fjellkjededannelsen. De duktile kaledonske skyvedekkenene ble gjennomtrengt av post-kaledonske sprø-riftstrukturer orientert VNV-ØSØ, NV-SØ og NØ-SV. De sprø-riftstrukturene har en tydelig sammenheng med sprekkeseettene ved Gámanjuni 3.
- De duktilt omdannede glimmerskifrene er folierte med orientering  $243/9^{\circ} \pm 10^{\circ}$ , med ulike mekaniske egenskaper. Biotitt-glimmerskiferen har større oppsprekking enn den mer folierte muskovitt-glimmerskiferen.
- Den rustne sonen i tåa med en 40 cm tykk mylonittisk duktil skjærsone kan ha innvirkning for stabiliteten ved Gámanjuni 3, siden sonen kan være en potensiell svakhetszone der vann kan lett strømme gjennom.
- Det er to hoved-sprekkesett ved Gámanjuni 3, én med orientering  $216/74^{\circ} \pm 13^{\circ}$  (sprekkesett 1) og den andre med orientering  $113/78^{\circ} \pm 14^{\circ}$  (sprekkesett 3). Sprekkesettene samsvarer med både bakskretnene og de subsidiære skrentene i fjellpartiet.
- Sprekkesettene endrer seg nedover fjellpartiet, der det er høy oppsprekking i biotitt-glimmerskiferen i midtre del. Kan være forårsaket av at området har høy deformasjons pga. endringer i stupning og hastighet til bevegelsene eller på grunn av ulike mekaniske egenskaper mellom litologiene.
- Hoved-sprekkesettene ved Gámanjuni 3 favoriserer kileutglidning, men forekommer planar glidning og utvelting lokalt i fjellpartiet.
- De geomorfologiske landformene i fjellpartiet har en tydelig sammenheng til de strukturgeologiske enhetene, for eksempel dannes skrenter langs sprekkeseettene der terrasser avgrensar skrentene. Forsenkninger og kløfter observeres i samråd med skrenter, sprekker eller den laterale grensen. Store mengder talus, bevegde blokker og aktiv steinbre tyder bla. på stor steinsprangaktivitet ved det ustabile fjellpartiet.
- Deformasjonsmålinger viser størst bevegelse i øvre del, med minkende hastighet nedover fjellpartiet. Retningen på bevegelsene er mot VSV og stupningen på



bevegelsene går fra opp mot 45° i øvre del, ned mot 10° i nedre del ifølge GNSS målinger og 3D-InSAR (Eriksen et al., 2017a). GJ8 nederst i skredet har lavest hastighet og ulik retning på bevegelsene enn de andre GNSS stasjonene.

- Det er tegn til hurtigere deformasjon i vår-sommer perioden kontra høst-vinter perioden. Dette kan knyttes til høyere temperatur og større mengder vann i sprekkesystemene som fører til økt glidning i vår-sommerhalvåret.
- Vann fra smeltevann, kilder og regn infiltrerer sprekkesystemet til Gámanjunni 3 og drenerer ut ved fronten for utglidning i tåa. Vann i sprekkesystemet og langs glideplanene øker deformasjonen i fjellpartiet, der blant annet regnperioder har ført til spontane bevegelser i skredtåa.
- Temperaturregimet har hatt en forvarmende trend siden 2017. En økning av termale forhold kan hurtigere deformasjon, grunnet lengre perioder med tinte sprekker der vann kan trenge inn. I tillegg vil økning av temperatur føre til tining av permafrost, som gir økning i deformasjon (Leinauer, 2017).
- Det kan eksistere opp mot 8 ulike segmenter avgrenset av strukturer og morfologiske enheter. Segmentene kan bevege seg langs interne sekundære strukturer i tillegg til bevegelse langs bakskrentene, spesielt område 6 (Figur 83), som viser ulik hastighet og mengde ekstensjon enn område 8.
- Den geologiske modellen til Gámanjunni 3 er en kilemodell i øvre del langs de to bakskrentene, som går over til bevegelse langs slak duktil foliasjon/skjærsoner og/eller sprø bruddplan i nedre del. Modellen kan tolkes til å være en bi-planar sammensatt skred i et ellers kompleks fjellskred med interne listriske glideplan som kan bevege seg uavhengig av hverandre.

## 7 Referanser

- Aarhaug, O. (1992). Geoteknikk. 1. utg. Oslo: NKI forlag.
- Ambrosi, C. & Crosta, G. B. (2006). Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps. *Engineering Geology*, 83 (1-3), 183-200.
- Andersland, O. B. & Ladanyi, B. (2003). *Frozen ground engineering*. John Wiley & Sons.
- Andresen, A., Fareth, E., Bergh, S., Kristensen, S. & Krogh, E. (1985). Review of Caledonian lithotectonic units in Troms, north Norway. *The Caledonide Orogen-Scandinavia and related areas*. John Wiley, New York, 569-578.
- Andresen, A. (1988). Caledonian terranes of northern Norway and their characteristics. *Trabajos de geología*, 17, 103-117.
- Andresen, M. L. (2018). *Regional structural analysis of rock slope failure types, mechanisms and controlling bedrock structures in Kåfjorden, Troms*: UiT Norges arktiske universitet.
- Axis-Communications-AB. (2014-2016). *AXIS Q6044-E PTZ DOME Network Camera*. Communications, A. red.
- Axis-Communications-AB. (2016-2019a). *AXIS Q155-E*. Communications, A. red.
- Axis-Communications-AB. (2016-2019b). *AXIS Q6055-E PTZ Dome Network Camera*. Communications, A. red.
- Bakkhaug, I. (2015). *Undersøkelse av ustabil fjellparti ved Adjet, Storfjord, Troms. Betydningen av ulike kategorier av glideplan i berggrunnen og mekanismer for utglidning*: UiT Norges arktiske universitet.
- Ballantyne, C. K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21 (18-19), 1935-2017.
- Bergh, S. G., Eig, K., Kløvjan, O. S., Henningsen, T., Olesen, O. & Hansen, J.-A. (2007). The Lofoten-Vesterålen continental margin: a multiphase Mesozoic-Palaeogene rifted shelf as shown by offshore-onshore brittle fault-fracture analysis. *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 87.
- 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. I: *Landslides from massive rock slope failure*, s. 475-496: Springer.
- Blikra, L. H. & Longva, O. (1995). Frost-shattered debris facies of Younger Dryas age in the coastal sedimentary successions in western Norway: palaeoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 118 (1-2), 89-110.
- Blikra, L. H. & Christiansen, H. H. (2014). A field-based model of permafrost-controlled rockslide deformation in northern Norway. *Geomorphology*, 208, 34-49.
- Braathen, A., Blikra, L. H., Berg, S. S. & Karlsen, F. (2004). Rock-slope failures in Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability. *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 84 (1).
- Bredal, M. (2016). *A structural, geomorphological and InSAR study of the unstable rock slope in Oksfjellet, Kåfjord, Troms*: UiT Norges arktiske universitet.
- 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.
- Brideau, M.-A. & Roberts, N. J. (2015). Mass movement in bedrock. I: *Landslide Hazards, Risks and Disasters*, s. 43-90: Elsevier.
- Bunkholt, H., Osmundsen, P., Redfield, T., Oppikofer, T., Eiken, T., L'Heureux, J., Hermanns, R. & Lauknes, T. (2011). ROS Fjellskred i Troms: status og analyser etter feltarbeid 2010. *NGU rapport*, 135.

- Butler, R. (1987). Thrust sequences. *Journal of the Geological Society*, 144 (4), 619-634.
- Böhme, M., Bunkholt, H., Dehls, J., Oppikofer, T., Hermanns, R., Dalsegg, E., Kristensen, L., Lauknes, T. & Eriksen, H. (2016). Geologisk modell og fare-og risikoklassifisering av det ustabile fjellpartiet Gamanjuni 3 i Manndalen, Troms. *NGU Rapport*, 64.
- Böhme, M., Hermanns, R., Gosse, J., Hilger, P., Eiken, T., Lauknes, T. & Dehls, J. (2019). Comparison of monitoring data with paleo-slip rates: Cosmogenic nuclide dating detects acceleration of a rockslide. *Geology*, 47 (4), 339-342.
- Campbell-Scientific-(Canada)-Corp. (2016). *Geonor T-200B - Series Precipitation Gauges. Instruction manual.* . Canada.
- CloudCompare. (2015). *Introduction*. CloudCompareWiki. Tilgjengelig fra: <https://www.cloudcompare.org/doc/wiki/index.php?title=Introduction> [Lest 29.01.20].
- Dannevig, P. (2019). *Troms - klima*: Store Norske Leksikon. Tilgjengelig fra: [https://snl.no/Troms - klima](https://snl.no/Troms_-_klima) [Lest 11.11.19].
- Dewez, T., Girardeau-Montaut, D., Allanic, C. & Rohmer, J. (2016). *Facets: A cloudcompare plugin to extract geological planes from unstructured 3d point clouds*.
- Dimetix-AG. (ukjent publiseringsår). *Distance Laser Sensor - Technical Reference Manual*. Switzerland: Dimetix AG.
- Dimetix. (ukjent publiseringsår). *Distance measuring - contactless and reliable. FLS-C - for fast measurements and unique accuracy*. AG, D. red. Switzerland.
- Durham-Geo-Enterprises. (2017). *VW Displacement Sensor*. Indicator, S. red. USA.
- Eilertsen, R. S., Hansen, L. & Olsen, L. (2012). Kvartærgeologisk kartlegging av Manndalen, Kåfjord, Troms, 2011.068. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. 24 s. [Lest 23.01.12].
- Ellegi-srl. (2010). *User's Guide for the software Main LiSAMobile Release 5.7.2*. srl, e. red. Italy.
- H., Rouyet, L., Lauknes, T., Berthling, I., Isaksen, K., Hindberg, H., Larsen, Y. & Corner, G. (2018). Recent acceleration of a rock glacier complex, Adjet, Norway, documented by 62 years of remote sensing observations. *Geophysical Research Letters*, 45 (16), 8314-8323.
- Eriksen, H. Ø. (2017). *Combining Satellite and Terrestrial Interferometric Radar Data to Investigate Surface Displacement in the Storffjord and Kåfjord Area, Northern Norway* Tromsø: The Arctic University of Tromsø, Department of geosciences.
- Eriksen, H. Ø., Larsen, Y., Hindberg, H. & Lauknes, T. R. (2017a). Kartlegging av 3D-bevegelsesmønstre på Gámanjuni 3, Kåfjord, Troms. Tromsø: Norut. 25 s.
- Eriksen, H. Ø., Lauknes, T. R., Larsen, Y., Corner, G. D., Bergh, S. G., Dehls, J. & Kierulf, H. P. (2017b). Visualizing and interpreting surface displacement patterns on unstable slopes using multi-geometry satellite SAR interferometry (2D InSAR). 191, 297-312. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2016.12.024>
- Eriksen, H. Ø. (2018). Instrumentation and temperature data (2013-2017), Gamanjuni 3 rockslide and rock glacier, Manndalen, Troms. Tromsø: Norut Northern Research Institute. 59 s.
- Evans, J. P., Forster, C. B. & Goddard, J. V. (1997). Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. *Journal of structural Geology*, 19 (11), 1393-1404.
- Faleide, J. I., Tsikalas, F., Breivik, A. J., Mjelde, R., Ritzmann, O., Engen, O., Wilson, J. & Eldholm, O. (2008). Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea. *Episodes*, 31 (1), 82-91.
- Fisher, R. A. (1953). Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 217 (1130), 295-305.
- Forsell, B. (2019). GNSS. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/GNSS> [Lest 15.01.20].

- Forssell, B. & Kjerstad, N. (2020). *GPS: Store norske leksikon*. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/GPS> [Lest 10.05.20].
- Fossen, H. (2016). *Structural geology*. Cambridge University Press.
- Gabrielsen, R. H., Braathen, A., Dehls, J. & Roberts, D. (2002). Tectonic lineaments of Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 82 (3), 153-174.
- Ganerød, G. (2013). Geological logging of drill core from borehole NN-01-12 at Jettan, Nordnes mountain in Troms county, Northern Norway. *Norges geologiske undersøkelse Report 2013.042*.
- GeoExpert-AG. (2016). Gamanjunni Rock Mass Movement Site / Kåfjord, Norway. Hybrid Seismic Mapping of the Subsurface Structures. 22.
- Geonor & Lufft. (ukjent publiseringsår). *Lufft SHM 30 Snow Depth Sensor*. Jenoptik, M. i. G. b. red.
- Gisnås, K., Etzelmüller, B., Lussana, C., Hjort, J., Sannel, A. B. K., Isaksen, K., Westermann, S., Kuhry, P., Christiansen, H. H. & Frampton, A. (2017). Permafrost map for Norway, Sweden and Finland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28 (2), 359-378.
- Glastonbury, J. & Fell, R. (2010). Geotechnical characteristics of large rapid rock slides. *Canadian geotechnical journal*, 47 (1), 116-132.
- Goodman, R. & Bray, J. (1976). *Toppling of Rock Slopes*. Proceedings of the Specialty Conference on Rock Engineering for Foundations and Slopes. 201-234 s.
- Gruber, S. & Haeberli, W. (2007). Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature - related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112 (F2).
- Hansen, J.-A., Bergh, S. G. & Henningsen, T. (2011). Mesozoic rifting and basin evolution on the Lofoten and Vesterålen Margin, North-Norway; time constraints and regional implications. *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 91 (4).
- Hanssen-Bauer, I., Førland, E., Haddeland, I., Hisdal, H., Mayer, S., Nesje, A., Nilsen, J., Sandven, S., Sandø, A. & Sorteberg, A. J. N. r., NCCS, Oslo, Norway. (2015). Klima i Norge 2100 Kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert i 2015. 203.
- Hauck, C., Böttcher, M. & Maurer, H. (2011). A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets. *The Cryosphere*, 5 (2), 453-468.
- Hauck, C. & Hilbich, C. (2018). 4-PHASE MODEL SIMULATIONS GAMANJUNNI, NORWAY, 2018.
- Henderson, I., Osmundsen, P. & Redfield, T. (2009). ROS Fjellskred i Troms: Status og planer. *Report 2009.023, Geological Survey of Norway*.
- Henderson, I., Lauknes, T., Osmundsen, P., Dehls, J., Larsen, Y. & Redfield, T. (2011). A structural, geomorphological and InSAR study of an active rock slope failure development. *Geological Society, London, Special Publications*, 351 (1), 185-199.
- Hermanns, R. L. & Longva, O. (2012). Rapid rock-slope failures. *Landslides: types, mechanisms and modeling*, 59-70.
- Hermanns, R. L., Oppikofer, T., Dahle, H., Eiken, T., Ivy-Ochs, S. & Blikra, L. H. (2013). *Understanding long-term slope deformation for stability assessment of rock slopes: the case of the Oppstadhornet rockslide, Norway*. International Conference on Vajont–1963–2013, edited by: Genevois, R. and Prestininzi, A., Italian J. Eng. Geol. Environ., Book Ser. 255-264 s.
- Hernes, I. (2014). *Fjellskred ved Indre Nordnes, Nordnesfjellet, Lyngen, Troms-Berggrunnens indre struktur og bevegelsesmekanismer basert på strukturell analyse og overvåkingsdata: UiT Norges arktiske universitet*.
- Hoek, E. & Brown, E. T. (1997). Practical estimates of rock mass strength. *International journal of rock mechanics and mining sciences*, 34 (8), 1165-1186.

- Horton, P., Jaboyedoff, M., Rudaz, B. e., al & Zimmermann, M. (2013). Flow-R, a model for susceptibility mapping of debris flows and other gravitational hazards at a regional scale. *Natural hazards and earth system sciences*, 13 (4), 869-885.
- Hoyer, S., Römer, A. & Supper, R. (2016). Electrical Resistivity Tomography at Gamanjuni, Troms, Norway.
- Hughes, A. L., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. (2016). The last Eurasian ice sheets—a chronological database and time - slice reconstruction, DATED - 1. *Boreas*, 45 (1), 1-45.
- Hungr, O. & McDougall, S. (2009). Two numerical models for landslide dynamic analysis. *Computers & Geosciences*, 35 (5), 978-992.
- Hungr, O., Leroueil, S. & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11 (2), 167-194.
- Høst, J. (2006). Store fjellskred i Norge. *Utredning for LMD på vegne av*, 6.
- Indrevær, K., Bergh, S. G., Koehl, J.-B., Hansen, J.-A., Schermer, E. R. & Ingebrigtsen, A. (2013). Post-Caledonian brittle fault zones on the hyperextended SW Barents Sea margin: New insights into onshore and offshore margin architecture. *Norwegian Journal of Geology*, 93 (3-4).
- Instrumenttjenesten-AS. (2017). *CR1000 dokumentasjon klimalogger Gámanjuni*.
- ISRM, I. (1978). Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. *Commission on the standardization of Laboratory and Field Tests in Rock Mechanics, ISRM*.
- Iversen, T., Bentsen, M., Bethke, I., Debernard, J., Kirkevåg, A., Seland, Ø., Drange, H., Kristjánsson, J., Medhaug, I. & Sand, M. (2012). The Norwegian earth system model, NorESM1-M—Part 2: Climate response and scenario projections. *Geosci. Model Dev. Discuss*, 5 (3), 2933-2998.
- Jaboyedoff, M., Baillifard, F., Couture, R., Locat, J., Locat, P. & Rouiller, J. (2004). Toward preliminary hazard assessment using DEM topographic analysis and simple mechanic modeling. *Landslides evaluation and stabilization. Balkema, Rotterdam*, 191-197.
- Jaboyedoff, M., Couture, R. & Locat, P. (2009). Structural analysis of Turtle Mountain (Alberta) using digital elevation model: toward a progressive failure. *Geomorphology*, 103 (1), 5-16.
- Jaboyedoff, M., Derron, M., Rudaz, B., Oppikofer, T., Penna, I. & Daicz, S. (2015). *A review of geometrical methods for determination of landslide volume and failure surface geometry*. Proceedings of the 68th Canadian Geotechnical Conference GEOQuébec 2015-Challenges from North to South.
- Kjerstad, B. F. N. (2020). *GPS: Store norske leksikon*. Tilgjengelig fra: <https://snl.no/GPS> [Lest 10.05.20].
- Korup, O. (2004). Geomorphic implications of fault zone weakening: slope instability along the Alpine Fault, South Westland to Fiordland. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 47 (2), 257-267.
- Lauknes, T. R. (2011). *Rockslide mapping in Norway by means of interferometric SAR time series analysis* Tromsø: University of Tromsø, Department of Physics and Technology.
- Leinauer, J. (2017). *Ursachen des Versagens permafrostbeeinflusst. Felshänge am Beispiel Gamanjuni (Norwegen) (ger.) Controls of permafrost-related rock slope instabilities exemplified at the Gamanjuni (Norway) (eng.)*. [Master] München: Technische Universität München, Lehrstuhl für Ingenieurgeologie. 83 s. [Lest 30.10.17].

- Lilleøren, K. S., Etzelmüller, B., Schuler, T. V., Gisnås, K. & Humlum, O. (2012). The relative age of mountain permafrost—estimation of Holocene permafrost limits in Norway. *Global and Planetary Change*, 92, 209-223.
- LiSALab-srl. (2003-2006). *GBInSAR LiSALab*. Italy: Ellegi srl. Tilgjengelig fra: <http://www.lisalab.com/engl/default.asp?seze=6> [Lest 28.01.20].
- Magning, F., Ravanel, L. & Duvillard, P.-A. (2019). *ERT Feltarbeid på Gammanjuni*. [Upublisert materiale]: EDYTEM Lab., CNRS.
- Marinos, P. & Hoek, E. (2000). *GSI: a geologically friendly tool for rock mass strength estimation*. ISRM international symposium: International Society for Rock Mechanics and Rock Engineering.
- Meteorologisk-Institutt. (2019). *Løkvollen*. Yr.no. Tilgjengelig fra: <https://www.yr.no/en/forecast/daily-table/1-309065/Norway/Troms/K%C3%A5fjord/L%C3%B8kvollen> [Lest 12.11.19].
- Miljødirektoratet. (ukjent år). *Spesialrapport om 1,5 graders global oppvarming*. Trondheim: Miljødirektoratet. Tilgjengelig fra: <https://www.miljodirektoratet.no/ansvarsomrader/klima/fns-klimapanel-ipcc/rapporter-og-faktaark/sjette-hovedrapport/spesialrapporten-om-15-grader/> [Lest 25.03.20].
- Monserrat, O., Crosetto, M. & Luzi, G. (2014). A review of ground-based SAR interferometry for deformation measurement. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 93, 40-48.
- MTS-Systems-Corporation. (2014). *Data Sheet R-Series POWERLINK*. USA.
- NGI. (2013). *Bruk av Q-systemet-Håndbok*: Oslo: NGI.
- NGU. (2014). *Fjellskred i Norge*. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/emne/fjellskred-i-norge> [Lest 06.11.19].
- NGU. (2015). *Troms*. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/emne/troms> [Lest 07.11.19].
- NGU. (2016). *Produktark: Berggrunn N50: Norges Geologiske Undersøkelse*. Tilgjengelig fra: [https://register.geonorge.no/data/documents/Produktark\\_Berggrunn%20N50\\_v2\\_produktark-berggrunn50-ngu\\_.pdf](https://register.geonorge.no/data/documents/Produktark_Berggrunn%20N50_v2_produktark-berggrunn50-ngu_.pdf) [Lest 06.02.20].
- NGU. (2018a). *Informasjon om karttjenesten InSAR Norge*: NGU. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/emne/informasjon-om-karttjenesten> [Lest 28.01.20].
- NGU. (2018b). *InSAR Norge*: NGU. Tilgjengelig fra: <https://www.ngu.no/emne/insar-norge> [Lest 28.01.20].
- NGU. (ukjent publiseringsår). *Ustabile fjellparti*: Norges Geologiske Undersøkelse. Tilgjengelig fra: [http://geo.ngu.no/kart/ustabilefjellparti\\_mobil/](http://geo.ngu.no/kart/ustabilefjellparti_mobil/) [Lest 06.11.19].
- Nopper, H. (2015). *Geomorphological study of the rock-slope failure at Adjet, Storffjord, Troms*: UiT Norges arktiske universitet.
- NVE. (2009). *206/1 Manddalselva (Olmmaiváteatnu)*. Tilgjengelig fra: <https://www.nve.no/vann-vassdrag-og-miljo/verneplan-for-vassdrag/troms/206-1-manddalselva-olmmaivateatnu/> [Lest 11.11.19].
- NVE. (2015). *Nasjonal beredskapsplan for fjellskred*. I: Eikenæs, O. red., 44/2015. Oslo: Norges vassdrag- og energidirektorat. 36 s.
- Olesen, O., Torsvik, T. H. & Tveten, E. (1997). Basement structure of the continental margin in the Lofoten-Lopphavet area, northern Norway: constraints from potential field data, on-land structural mapping and palaeomagnetic data. *Oceanographic Literature Review*, 12 (44), 1478.
- Oppikofer, T., Böhme, M., Nicolet, P., Penna, I. & Hermanns, R. (2016). Metodikk for konsekvensanalyse av fjellskred. *NGU Report 2016.047*.

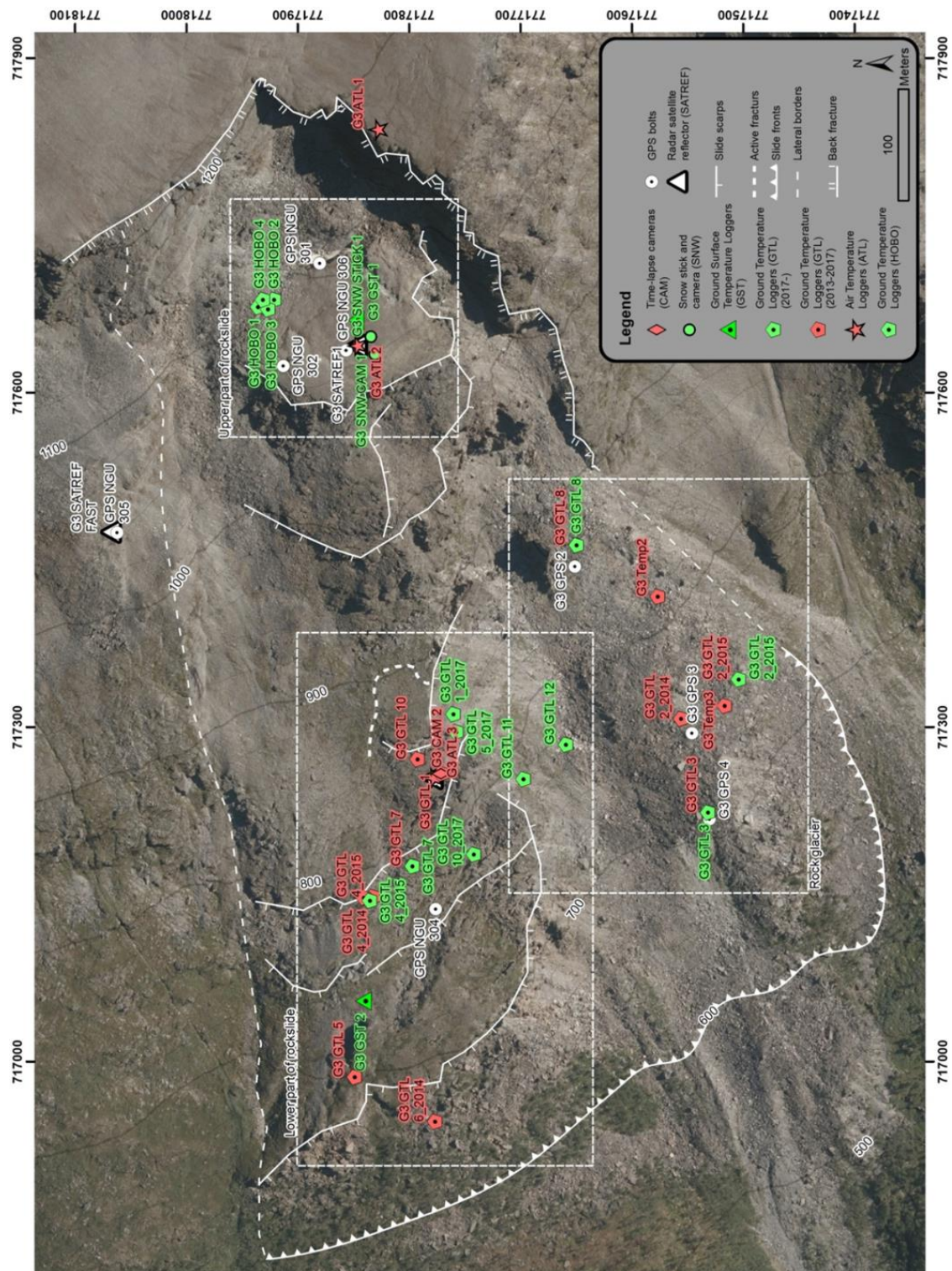
- Osmundsen, P., Redfield, T., Hendriks, B., Bergh, S., Hansen, J.-a., Henderson, I., Dehls, J., Lauknes, T., Larsen, Y. & Anda, E. (2010). Fault-controlled alpine topography in Norway. *Journal of the Geological Society*, 167 (1), 83-98.
- Pedersen, I. (2015). *Kæm e vi?* Tilgjengelig fra: <http://www.manndalen.no/kaem-e-vi.358479.no.html> [Lest 11.11.19].
- Petley, D. (2012). 14 Remote sensing techniques and landslides. *Landslides: Types, Mechanisms and Modeling*, 159.
- Quenardel, J. & Zwaan, K. (2008). Berggrunnskart Manndalen 1633 I, M 1: 50000. *Foreløpig utgave. Norges Geologiske Undersøkelse*.
- R.M.-Young-Company. (2014). *Heavy Duty Wind Sensor. Young Model 05108 Wind Monitor HD*. USA.
- Ramberg, I. B., Bryhni, I. & Nøttvedt, A. (2007). *Landet blir til: Norges geologi*. Norsk geologisk forening.
- Roberts, D., Nordgulen, O. & Melezhik, V. (2007). The Uppermost Allochthon in the Scandinavian Caledonides: From a Laurentian ancestry through Taconian orogeny to Scandian crustal growth on Baltica. *MEMOIRS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 200, 357.
- Rocscience. (2020a). *Dips*: Rocscience. Tilgjengelig fra: <https://www.rocscience.com/software/dips> [Lest 28.01.20].
- Rocscience. (2020b). *Dips Graphical and Statistical Analysis of Orientation Data*: Rocscience. Tilgjengelig fra: <https://www.rocscience.com/assets/resources/products/Dips-Product-Sheet.pdf> [Lest 28.01.20].
- Rosen, P. A., Hensley, S., Joughin, I. R., Li, F. K., Madsen, S. N., Rodriguez, E. & Goldstein, R. M. (2000). Synthetic aperture radar interferometry. *Proceedings of the IEEE*, 88 (3), 333-382.
- Rønning, J., Dalsegg, E., Heincke, B., Juliussen, H. & Tønnesen, J. (2008). Geofysiske målinger på Nordnesfjellet sommeren 2007. I: *Geological Survey of Norway Report 2008.024, (in Norwegian)*, s. 1-28.
- 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., Bryhni, I. & Jorde, K. (2013). *Norsk geologisk ordbok: med engelsk-norsk ordliste*. Akademika.
- Skrede, I. (2013). *Jettan, Nordnesfjellet, Kåffjord, Troms–indre geometri og struktur, kinematikk og styrande faktorer av eit ustabilt fjellparti, basert på strukturellanalyse, geomorfologi og overvakingsdata*: UiT Norges arktiske universitet.
- Skrede, I. & Kristensen, L. (2016). Måling med bakkebasert radar (InSAR) av Stavbrekka, Skjåk kommune.
- Slope-Indicator-Company. (2003). *VW Crackmeter 52636099*. USA.
- Stroeven, A. P., Hättestrand, C., Kleman, J., Heyman, J., Fabel, D., Fredin, O., Goodfellow, B. W., Harbor, J. M., Jansen, J. D. & Olsen, L. (2016). Deglaciation of fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, 147, 91-121.
- Terzaghi, K. (1950). Mechanism of landslides. *Application of geology to engineering practice, Geol. Soc. Am*, 83-123.
- Trimble-Inc. (2013-2017). *NetR9 GNSS reference receiver series*. Westminster, CO, USA: Trimble.
- Vaisala. (2012). *User's Guide Vaisala HUMICAP Humidity and Temperature Probe HMP155*. Oyj, V. red. Helsinki, Finland.

- Vick, L. M., Böhme, M., Rouyet, L., Bergh, S. G., Corner, G. D. & Lauknes, T. R. (2020). Structurally controlled rock slope deformation in northern Norway. <https://doi.org/10.1007/s10346-020-01421-7>
- Walder, J. & Hallet, B. (1985). A theoretical model of the fracture of rock during freezing. *Geological Society of America Bulletin*, 96 (3), 336-346.
- Wyllie, D. & Mah, C. (2004). *Rock slope engineering 4th Edition*: London, Spon Press.
- Zwaan, K. (1988). Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Nordreisa, M 1: 250 000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Zwaan, K., Dangla, P. & Quenardel, J. (2006). Berggrunnskart Kåfjord 1634 II, M 1: 50,000. *Norges geologiske undersøkelse*.



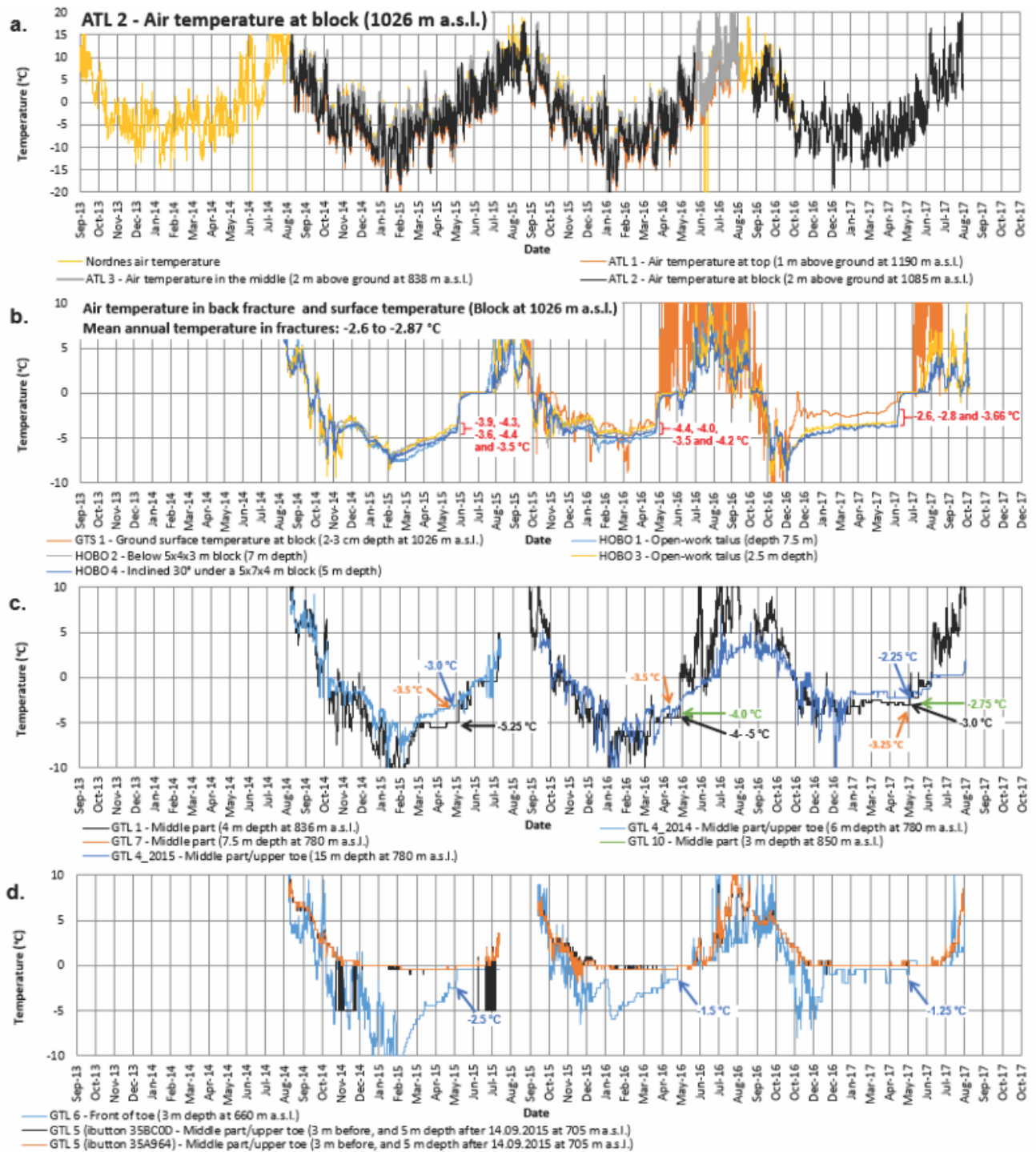
# Vedlegg

## Vedlegg 1: Temperaturlokaliteter Gámanjinni 3 Eriksen (2018)



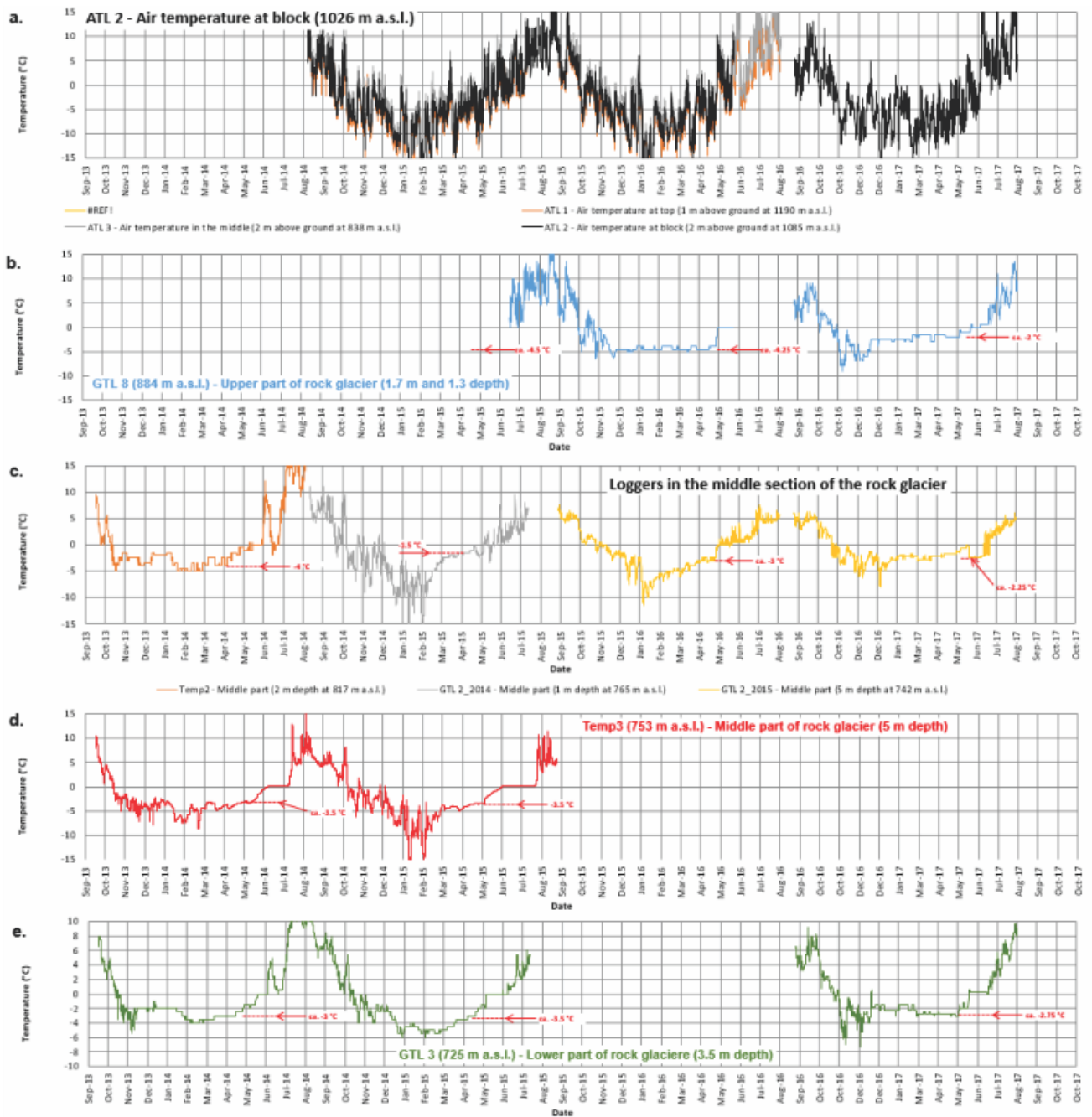
Oversiktskart over fungerende og utgåtte temperaturloggere fra Eriksen (2018)

## Vedlegg 2: Temperaturdata Gámanjuni 3 (2013-2017)



Temperaturgrafer fra temperaturloggere installert i de sentrale delene av Gámanjuni 3, måleperioder fra 2013-2017. Modifisert figur fra Eriksen (2018)

### Vedlegg 3: Temperaturdata steinbre (2013-2017)



*Temperaturgrafer fra temperaturloggere installert i steinbreen ved Gámanjunn  
 3. Måleperiode fra 2013-2017. Modifisert figur fra Eriksen (2018)*

## Vedlegg 4: Leapfrog Viewer

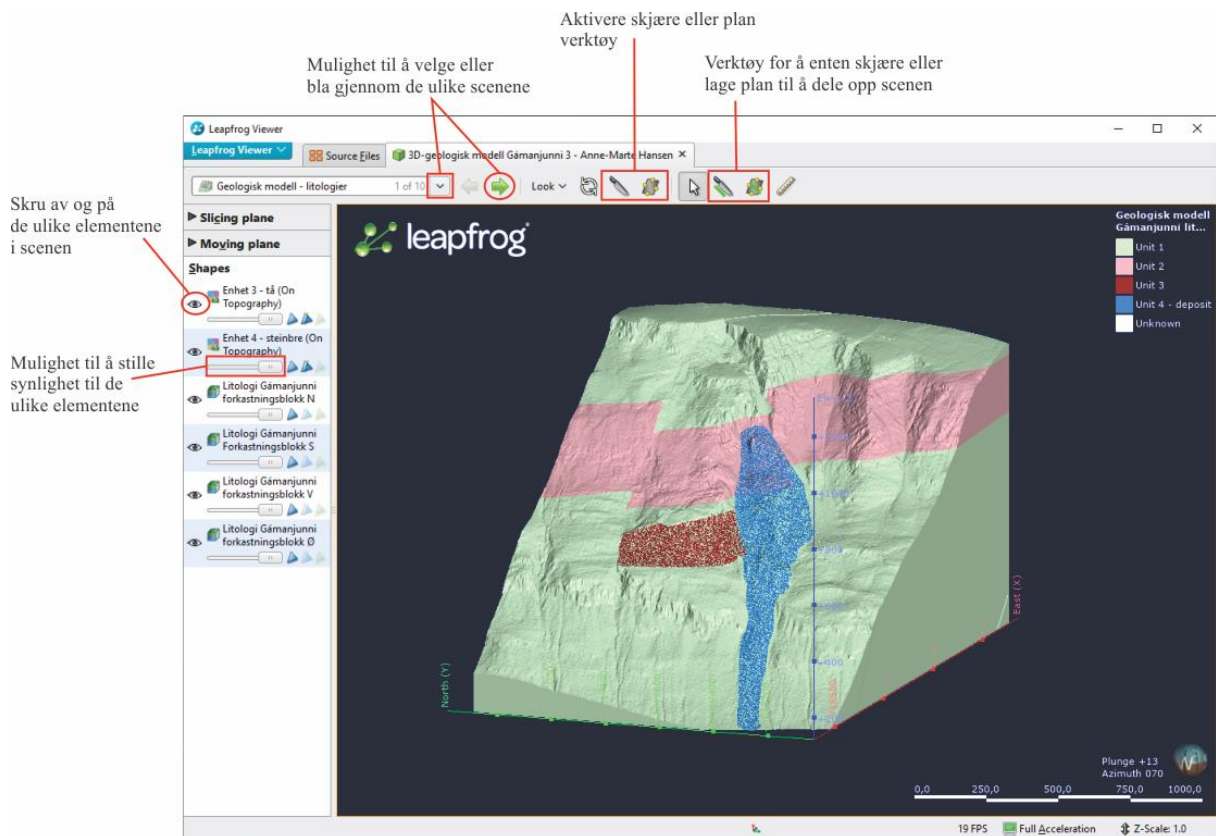
For å visualisere 3D-modell over Gámanjunní 3, må programvaren Leapfrog Viewer 4.14 lastes ned. Nedlasting av programvaren vil starte ved å trykke på linken:

<https://downloads.leapfrog3d.com/Releases/19.3/LeapfrogViewer4.14.0Setup.exe>

Fil med 3D-modellene til Gámanjunní 3 kan lastes ned fra Dropbox:

<https://www.dropbox.com/sh/xfrgm2qo4zvwu7w/AACPDIk9AetoxB8fPh1svyPQa?dl=0>

Når programmet er åpnet, velges Viewer-fila hentet fra Dropbox, og vinduet vist i figuren nedenfor kommer opp. Der vil det være mulig å skifte mellom ulike scener, i tillegg til ulike verktøy som gjør det mulig å dele opp modellene.



*Guide til bruk av Leapfrog Viewer. Der viktige verktøy og funksjoner er markert.*

