

NGU RAPPORT 2016.031

Geologisk modell og fare-
og risikoklassifisering av det ustabile
fjellpartiet Gamanjunni 3 i Manndalen,
Troms

GEOLOGI FOR SAMFUNNET

SIDEN 1858



NORGES
GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE

· NGU ·



Rapport nr.: 2016.031		ISSN: 0800-3416 (trykt) ISSN: 2387-3515 (online)		Gradering: Åpen	
Tittel: Geologisk modell og fare- og risikoklassifisering av det ustabile fjellpartiet Gamanjunni 3 i Manndalen, Troms					
Forfatter: Martina Böhme, Halvor Bunkholt, John Dehls, Thierry Oppikofer, Reginald L. Hermanns, Einar Dalsegg, Lene Kristensen, Tom Rune Lauknes, Harald Øverli Eriksen			Oppdragsgiver: Norges vassdrags og energidirektorat (NVE)		
Fylke: Troms			Kommune: Kåfjord		
Kartblad (M=1:250.000) Nordreisa			Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000) 1633-1 Manndalen		
Forekomstens navn og koordinater: Gamanjunni 3			Sidetall: 63		Pris: 195 NOK
Feltarbeid utført: 08/2009 - 08/2012			Rapportdato: 22.09.2016		Prosjektnr.: 310000
					Ansvarlig: <i>Oystein Nordgulen</i>
Sammendrag: Gamanjunni 3 ligger i en vestvendt skråning, i 1100 meters høyde ovenfor Sommarlia i Manndalen, Kåfjord kommune. Det ustabile fjellpartiet er avgrenset av en fullstendig utviklet bakskrent som viser en forflytning på omtrent 150 m. Bakskrenten er satt sammen av to flater som danner en kile. De laterale grensene kan tolkes som en fortsettelse av begge bakskrentene nedover. Begge flankene er fullt utviklet. Den nedre grensen trer godt frem som en tydelig klippe med høy steinsprangaktivitet, og kan klart avgrenses i satellitt- og bakkebaserte radarinterferometridata. Utglidning er ikke mulig langs de geologiske strukturene målt på overflaten, særlig pga. den flatliggende foliasjonen. Volumet av det ustabile fjellpartiet er estimert til 26 millioner m³ basert på de geologiske strukturene. Både bakkebaserte og satellittbaserte radarmålinger viser et entydig avgrenset område som er i bevegelse. Bortsett fra de store bevegelsene i ura helt nederst på sørsiden, er de største bevegelsene i fast fjell målt på toppen til det ustabile fjellpartiet. Målingene viser bevegelse opptil 5 cm/år mot vest-sørvest med et fall mellom 40 og 50°. Bevegelseshastigheten og fallvinkelen avtar gradvis nedover mot tålinjen. Resultater fra datering av bakskrenten tilsier at bevegelsene startet for omtrent 7100±1800 år siden. Sammenlignes dette med den totale bevegelsen på 150 m gir dette en gjennomsnittlig bevegelsesrate på 2±0.5 cm/år. Dagens hastighet på 5 cm/år indikerer dermed en økning i bevegelseshastigheten. Det finnes en fjellskredavsetning ~3 km lengre nord i Manndalen med en alder på 4250 år. Det er høy steinsprangaktivitet i fronten av det ustabile fjellpartiet og langs den sørlige laterale grensen. Bevegelsesvektorene fra målingene med differensiell GPS viser tydelig at den øverste delen av det ustabile fjellpartiet beveger seg som en kileutglidning langs snittvektoren som dannes av begge bakskrentene. Denne utglidningen har ingen utgående i fjellsiden, og glidningen må derfor gå over til en slakere struktur, for eksempel foliasjonen i de nedre delene. Dette gjenspeiles i en slakere bevegelse ved foten av det ustabile fjellpartiet. Det har ikke blitt definert et ekstra scenario i den nedre delen av det ustabile fjellpartiet, selv om mange sprekker og innsykninger kunne brukes til å avgrense områder rent morfologisk. Mulige mindre scenarioer i den nedre delen ville fått en lavere faregrad pga lavere bevegelseshastigheter nederst. Det kan heller ikke utelukkes at et brudd og kollaps av et mindre scenario ved fronten kan utløse de øvre områdene eller hele det ustabile fjellpartiet. Basert på de geologiske strukturene og de store bevegelsene, er faregraden til det ustabile fjellpartiet Gamanjunni 3 svært høy. Et fjellskred fra Gamanjunni 3 kan krysse Manndalselva og nå noen boliger, fritidsboliger og landbruksbygninger med potensielt flere titals personer innenfor utløpsområdet. Fjellskredet kan også demme opp elva med dambrudd og nedstrøms flom som mulig sekundærvirkning. Oppdemmingsområder, varighet av dammer og flomutsatt område nedstrøms er ikke vurdert. Den høye faregraden og konsekvensene for potensielt tap av menneskeliv gir en høy risiko for det ustabile fjellpartiet Gamanjunni 3. Tar en i betraktning konsekvensen ved dambrudd og flom nedstrøms vil konsekvensene og dermed risikoen være enda høyere.					
Emneord: Ustabilt fjellparti		Fjellskred		Fare- og risikoklassifisering	
Konsekvensanalyse		InSAR			

INNHold

1.	INNLEDNING	7
2.	BAKGRUNN OG OMRÅDEBESKRIVELSE	7
2.1	Geografisk og geologisk ramme	7
2.1.1	Befolkning og arealbruk	9
2.1.2	Manndalselva	9
2.1.3	Geomorfologi og geologi	9
2.2	Tidligere skredhendelser	10
2.3	Beskrivelse av det ustabile fjellpartiet	12
3.	METODER	13
3.1	Strukturgeologiske og kinematiske analyser	13
3.2	Geofysiske målinger	14
3.3	Bevegelsesmålinger	14
3.3.1	Differensiell globalt satellittnavigasjonssystem (dGNSS)	14
3.3.2	Satellitbasert radarinterferometri (InSAR)	15
3.3.3	Bakkebasert radarinterferometri (InSAR)	15
3.3.4	Bakkebasert laserskanning	16
3.4	Dateringer	16
3.5	Volumberegning	17
3.6	Utløpsanalyse	18
3.6.1	FlowR	18
3.6.2	DAN3D	18
3.7	Fare- og risikoklassifisering	19
3.7.1	Fareklassifisering	19
3.7.2	Konsekvensanalyse	19
3.7.3	Risikoklassifisering	20
4.	RESULTATER AV GEOLOGISKE UNDERSØKELSER	20
4.1	Strukturgeologiske målinger	20
4.2	Geofysiske målinger	21
4.3	Bevegelsesmålinger	22
4.3.1	Differensial globalt satellittbasert navigeringssystem (dGNSS)	22
4.3.2	Satellitbasert radarinterferometri (InSAR)	23
4.3.3	Bakkebasert radarinterferometri (InSAR)	26
4.3.4	Bakkebasert laserskanning	28
4.4	Dateringer	29
4.5	Utløpsanalyse	30

4.5.1	FlowR	30
4.5.2	DAN3D	31
5.	TOLKNING AV GEOLOGISKE RESULTATER.....	32
5.1	Definisjon av forskjellige scenarioer	32
5.2	Kinematisk analyse.....	32
5.3	Geologisk modell.....	34
6.	FARE- OG RISIKOKLASSIFISERING	36
6.1	Fareklassifisering.....	36
6.2	Konsekvensanalyse.....	36
6.3	Risikoklassifisering	37
6.4	Oppsummering av fare- og risikoklassifiseringen.....	37
7.	KONKLUSJONER	38
	Takksigelse.....	39
	Referanser.....	39
	Vedlegg A: Geofysiske målinger på Gamanjunni 3.....	43
	Vedlegg B: Differensial globalt satellittbasert navigeringssystem (dGNSS)	51
	Vedlegg C: Farevurdering for det ustabile fjellpartiet Gamanjunni 3.....	61

1. INNLEDNING

Norges geologiske undersøkelse (NGU) utfører systematisk kartlegging av ustabile fjellpartier i Norge. Kartleggingen inngår i den nasjonale planen for kartlegging av ustabile fjellpartier i Norge, og har siden 2009 vært finansiert av NVE (Devoli m.fl., 2011, Øydvin m.fl., 2011). Den systematiske kartleggingen omhandler ustabile fjellpartier som kan forårsake fjellskred og alvorlige sekundærvirkninger, for eksempel flodbølger eller oppdemning av elver (Devoli m.fl., 2011). Fjellpartier undersøkt av NGU har derfor et stort volum, som spenner fra hundretusen til flere millioner kubikkmeter. Den katastrofale og plutselige svikten av et slikt fjellparti kan danne et fjellskred med en mye lengre utløpsdistanse enn steinsprang og steinskred (Øydvin m.fl., 2011). Begrepet "ustabilt fjellparti" er en fellesbetegnelse for skredutsatte lokaliteter som er studert under den systematiske kartleggingen (for definisjonen se Devoli m.fl., 2011).

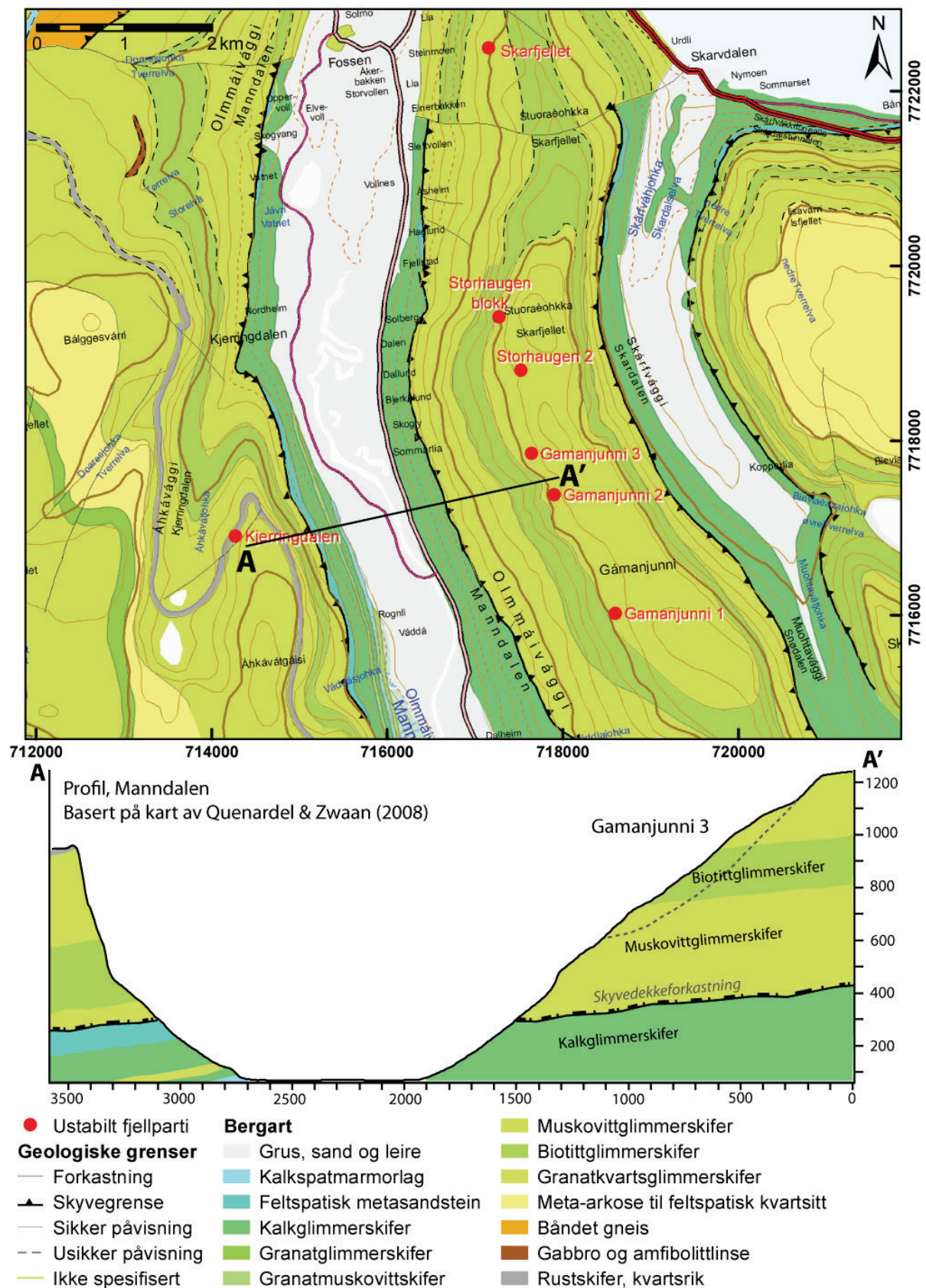
Det ustabile fjellpartiet Gamanjunni 3 ble oppdaget og kartlagt som et resultat av kartleggingsprogrammet i Troms. Gamanjunni 3 ble først identifisert under feltarbeid i 2009 (Henderson m.fl., 2010), og deretter kartlagt og strukturelt beskrevet av Bunkholt m.fl. (2011, 2012). Geologisk feltarbeid har pågått på lokaliteten i feltsesongene 2009, 2010, 2011 og 2012. Bakskrenten ble prøvetatt for kosmogene nuklider datering i 2011. Geofysiske målinger (2D resistivitet og induert polarisasjon) ble utført på Gamanjunni 3 i 2012. Data fra satellittbasert radarinterferometri (InSAR) er tilgjengelig fra to satellitter, og datasettet strekker seg over flere år. I tillegg ble det installert tre hjørnereflektorer på Gamanjunni 3 i 2012 for å sikre InSAR data gjennom hele året. I 2011 ble det installert to punkter for globalt satellittbasert navigeringssystem (GNSS) på det ustabile fjellpartiet og et fastpunkt på antatt stabilt fjell. Nettet ble utvidet med to punkter på hjørnereflektorene i 2013, og videre to punkter lengre ned på skråningen i 2014. Videre ble det samlet inn bakkebaserte radarmålinger med et radarsystem fra LisaLab gjennom Åknes/Tafjord Beredskap IKS (nå NVE) i 2011. Dertil utførte Norut innmålinger med en bakkebasert radarskanner fra Gamma GmbH i 2012 og 2014, men i betydelig kortere perioder enn de første målingene fra Åknes/Tafjord Beredskap IKS. Området ble skannet med en bakkebasert laserskanner fra toppen av plåtået fra 2010 og fra dalbunnen fra 2012. Høsten 2015 ble det installert to permanente GNSS-antenner på det ustabile fjellpartiet og NVE utfører nå bakkebaserte radarmålinger permanent. Detaljerte beskrivelser for de brukte metodene og resultatene er presentert i denne rapporten.

2. BAKGRUNN OG OMRÅDEBESKRIVELSE

2.1 Geografisk og geologisk ramme

Gamanjunni 3 er et ustabilt fjellparti som ligger vestvendt i Manndalen i Kåfjord kommune. Manndalen ligger nord-sør og er en U-dal med bratte fjellvegger på begge sider. Manndalselva renner sentralt gjennom dalen.

Dalen har en rekke store og mellomstore ustabile fjellpartier (Figur 1), oppdaget gjennom flyfototolkning og satellittbasert radarinterferometri (Bunkholt m.fl., 2011, Bunkholt m.fl., 2013 og Böhme m.fl., 2015). Gamanjunni 3 er både det mest aktive ustabile fjellpartiet i Manndalen og blant de mest aktive ustabile fjellpartiene i landet, med en bevegelse på opptil 5 cm/år.



Figur 1: Geologisk kart og profil for Mandalen (Quenardel og Zwaan, 2008, Zwaan m.fl., 2006). En forenklet angivelse av det ustabile området er også indikert i profil ved grå stiplet linje.

2.1.1 Befolkning og arealbruk

Det er bosatt omtrent 600 personer i Manndalen (Kristiansen, 2001). Bebyggelsen i dalføret er mest konsentrert ved utløpet av Manndalselva i Kåfjorden og fem kilometer opp dalføret til Kjerringdalen, med delvis tett bebyggelse. Herfra er det spredt jordbruksbebyggelse. Manndalen er den største jordbruksbygda i Kåfjord kommune med omtrent 60 % av det totale jordbruksarealet. Jordbruksarealene dominerer dalbunnen fra utløpet av Manndalselva og opp til Sætran. Herfra og oppover er det kulturbeite.

2.1.2 Manndalselva

Manndalselva renner sentralt gjennom dalen, og begynner sin nedkutting i landskapet ved 1316 meters høyde over havet ved elva Vuopmegeasjohka, og ved om lag 840 meters høyde ved en ikke navnsatt elv i Statens Kartverk sin N50 serie. Disse to elvene eroderer nordover på henholdsvis østlige og vestlige side av fjellet Davit, og møtes og danner Manndalselva (samisk: Olmmáiváteen) øverst i Manndalen. Manndalselva har utløp i Kåfjorden ved tettstedet Løkvoll. Total lengde er om lag 23 km, og nedbørsfeltet er på 207 km² (NVE, 2016). Middelvannføringen er på 4,9 m³/s. Hovedsakelig dominerer vårflommene i vassdraget, mens høstflommer er sjeldne. Dette har sin bakgrunn i avsmeltingen av snø etter vinteren, og spesielt nedbørens fordeling gjennom året. Avrenningen vinterstid er ekstremt lav sammenlignet med maritimt pregede målestasjoner i kyststrøkene av Troms. Omtrent 80 % av årsavrenningen foregår i perioden medio mai til oktober. Vårflommene opptrer som regel i siste halvdel av juni. Anslått middelflom er beregnet til 60 m³/s. Storflom med gjentakintervall på 50 år er beregnet til 98 m³/s, mens ekstremflom med 100 års gjentakintervall er anslått til 107 m³/s (Kristiansen, 2001).

2.1.3 Geomorfologi og geologi

Terrenget i Nord-Troms er karakterisert ved dype fjorder omkranset av høye alpine fjell på over 1800 moh. De indre delene av Nord-Troms, som inkluderer Gamanjunni 3, har et mer avrundet topografisk relieff og viser deler av den paleiske, dvs. gamle, føristidige overflaten på platåene. Denne overflaten har tidligere blitt datert å være eldre enn 100 000 år (Niedermann m.fl., 2014, Doege, 2014). Topografien i studieområdet er sterkt påvirket av de kvartære istidene. Lange U-formede daler og dype fjorder med bratte skråninger er dominerende landformer. Dalene var sannsynligvis isfrie for rundt 12-11 000 år siden (Hughes m.fl., 2016, Stroeve m.fl., i trykk). Løsmassene i dalen er dominert av elveavsetninger i midten av dalen, mens det mot dalsidene er hovedsakelig skredmateriale, morenemateriale og breelvavsetninger (Eilertsen m.fl., 2012)

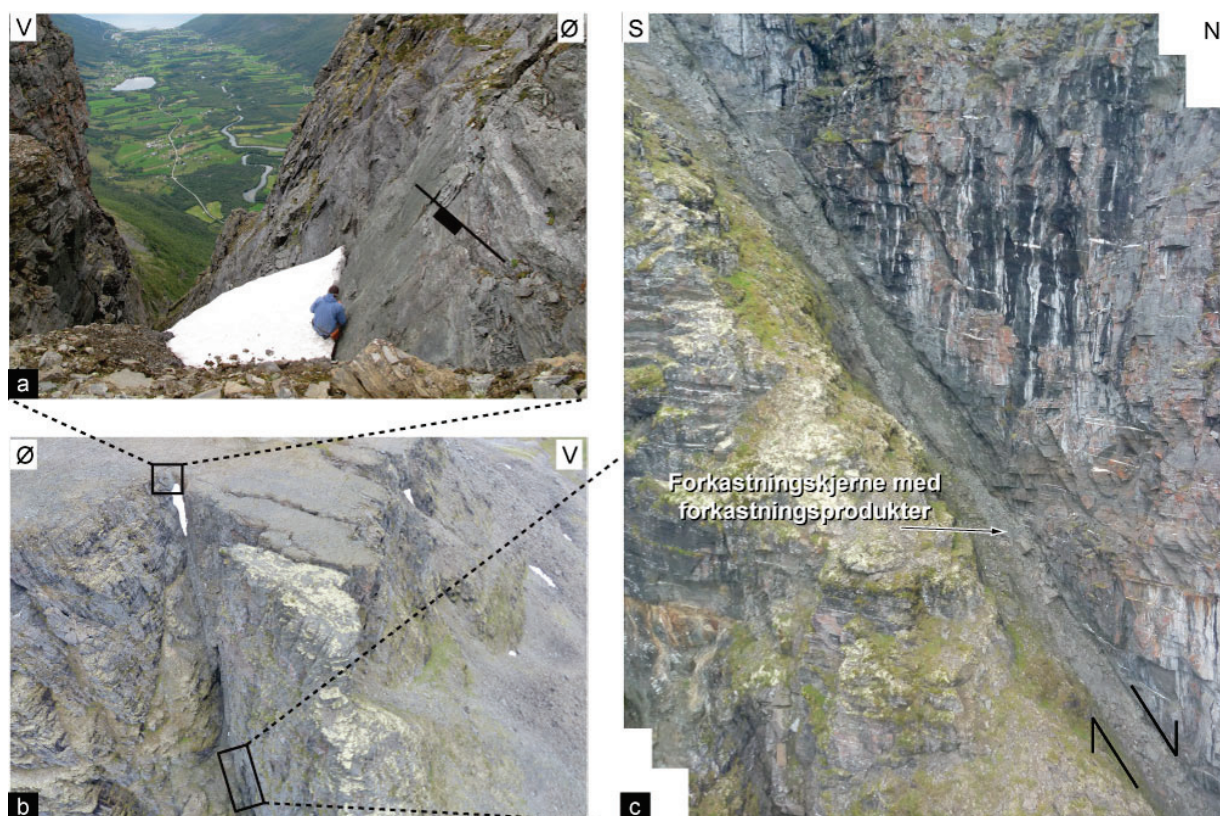
Berggrunnen inneholder restene av de kaledonske skyvedekken, hvor området rundt Kåfjorden har bergarter som tilhører det Øvre Allohton. Dette er middels- til høy metamorfe bergarter som spenner fra arkoser til ultramafiske bergarter. De dominerende bergartene er granat-biotitt-amfibolitt-førende glimmerskifer (Figur 1).

Bergartene i Manndalen tilhører Kåfjorddekket og Váddásdekket fra det Øvre Allohton; bergarter som ble skjovet på plass under den Kaledonske fjellkjededannelsen. Kåfjorddekket og Váddásdekket inneholder sedimentære bergarter med høy omdanningsgrad. Lokalt i Manndalen dominerer en stratigrafi bestående av hornblendeførende, de fleste steder båndet, kalkglimmerskifer fra Váddásdekket nederst langs dalbunnen. En skyveforkastning skiller denne bergartsenheten fra de overliggende glimmerskifrene som tilhører Kåfjorddekket. Disse glimmerskifrene opptrer lagvis med vekslende dominans av muskovitt eller biotitt. Linser og lag av amfibolitt opptrer internt. Lokalt glimmerinnhold er stedvis svært høyt i hele stratigrafien i Kåfjorddekket i Manndalen.

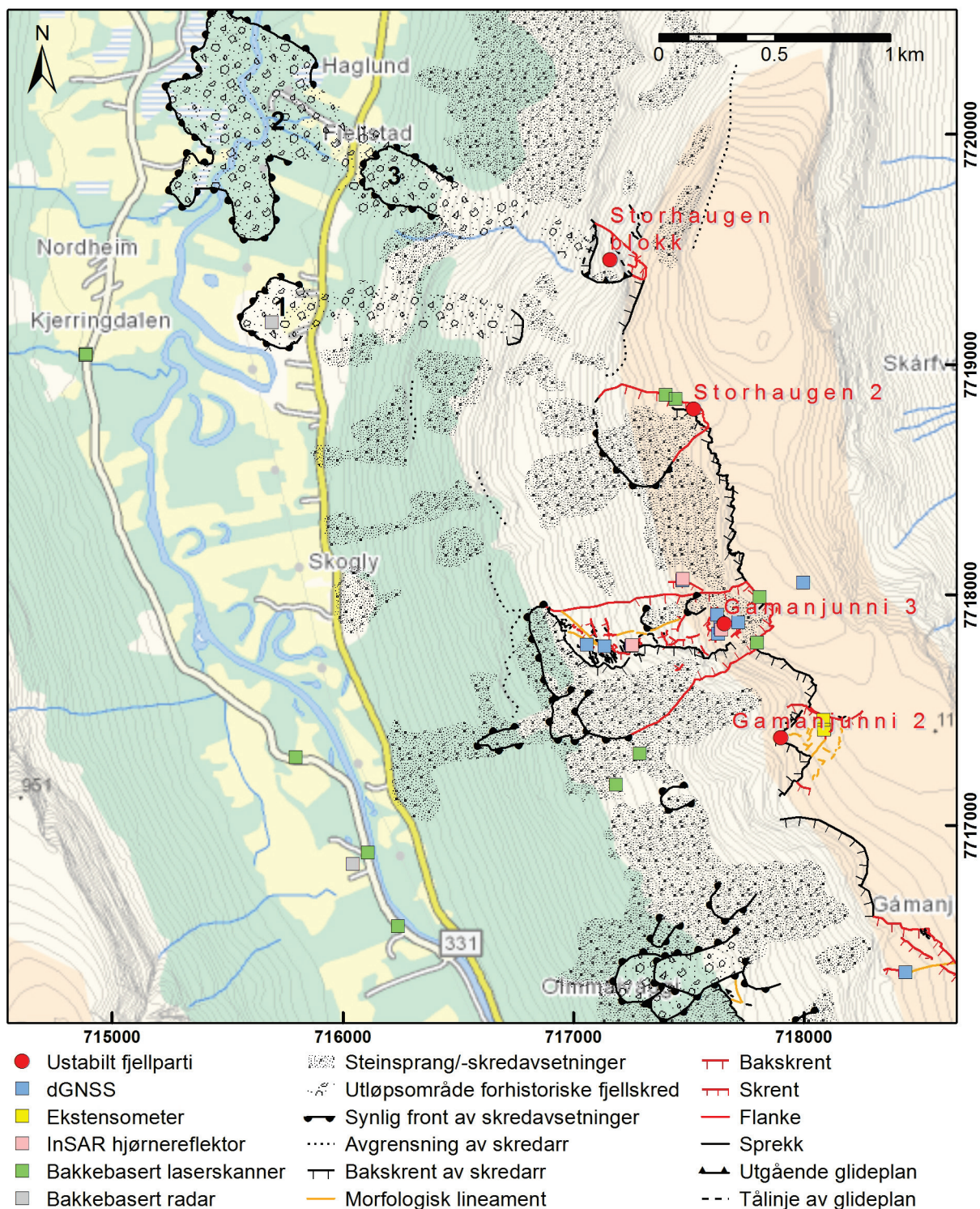
Gjennom Manndalen er det observert flere svakhetssoner som antas å være utviklet langs nedarvede forkastninger i berggrunnen (Figur 2). Felles er at de fremviser mineraliserte forkastningsplan, flere steder med epidotmineraliserte kinematiske indikatorer. Det er observert at erosjon og gravitasjonsdrevet deformasjon utnytter disse gamle svakhetssonene (Bunkholt m.fl., 2012).

2.2 Tidligere skredhendelser

Kvartærgeologisk (Eilertsen m.fl., 2012) og geomorfologisk kartlegging av Manndalen viser at store områder i skråningene rundt Gammanjunni 3 er dekket av steinsprang-, steinskred- og fjellskredavsetninger (Figur 3). Eilertsen m.fl. (2012) har dokumentert minst to tidligere fjellskredavsetninger i Manndalen (nr. 1 og 2 i Figur 3), men nye analyser av høydetaljerte flybilder antyder minst tre fjellskredavsetninger (nr. 3 i Figur 3). I tillegg finnes det antydninger at den største avsetningen (nr. 2 i Figur 3) er dannet av flere hendelser. Alle tre ligger innenfor en avstand av 2,5 km fra Gamanjunni 3, målt langs bilveien i dalbunnen (Figur 3). Det ble tatt prøver fra den største (nr. 2) og den sørligste (nr. 1) avsetningen for datering av overflateeksponering med terrestriske kosmogene nuklider i 2013. Resultatene viser at alderen til fjellskredavsetning nr. 1 er $11\,090 \pm 670$ år og alderen til nr. 2 er 4250 ± 270 år. Videre ser man arr etter tidligere fjellskredhendelser i området mellom Gamanjunni 2 og 3 (Bunkholt m.fl. 2011). Da det ikke finnes avsetninger fra disse fjellskredene i dalbunnen, er det naturlig å anta at disse fjellskredene ble utløst i løpet av siste istid eller tidligere, og at skredmassene ble transportert bort med isen.



Figur 2: Bilder av en forkastning i Kjerringdalen (avmerket ved A i Figur 1): a) Nærbilde av nedarvet forkastningsplan med epidotmineralisert normale glidespeil. b) Helikopterfoto mot sør. Åpne tensjonssprekker splitter et platå i bakkant av et tårn, og stryker mellom den frie dalsiden og inn mot den nedarvede forkastningen med velutviklede forkastningsprodukter. c) Nærbilde av forkastningsproduktene.

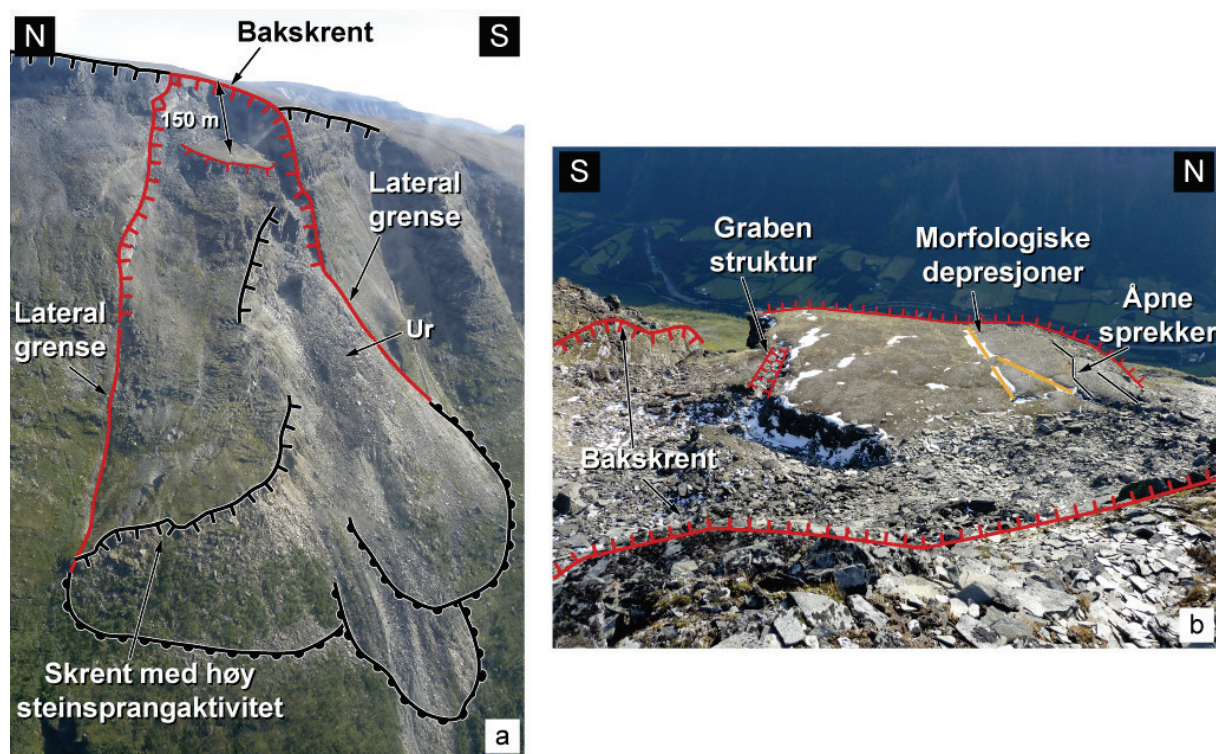


Figur 3: Geomorfologisk kart over området rundt Gamanjunni 3. Kartleggingen er basert på flybildeanalyse samt analyse av feltbilder, men bare i mindre grad på feltobservasjoner. Utløpet og mulige kildeområder for de tre historiske skred er markert. Utløpsområdet er kartlagt basert på observerte, store steinblokker. Steinsprang- og steinskredavsetningene viser områder der det er tydelige steinblokkavsetninger på skråningene, men representerer ikke den fulle utbredelsen av steinsprangavsetninger. Spesielt de nedre delene av skråningen er dekket av tett skog og en kartlegging ut ifra flybilder er dermed begrenset.

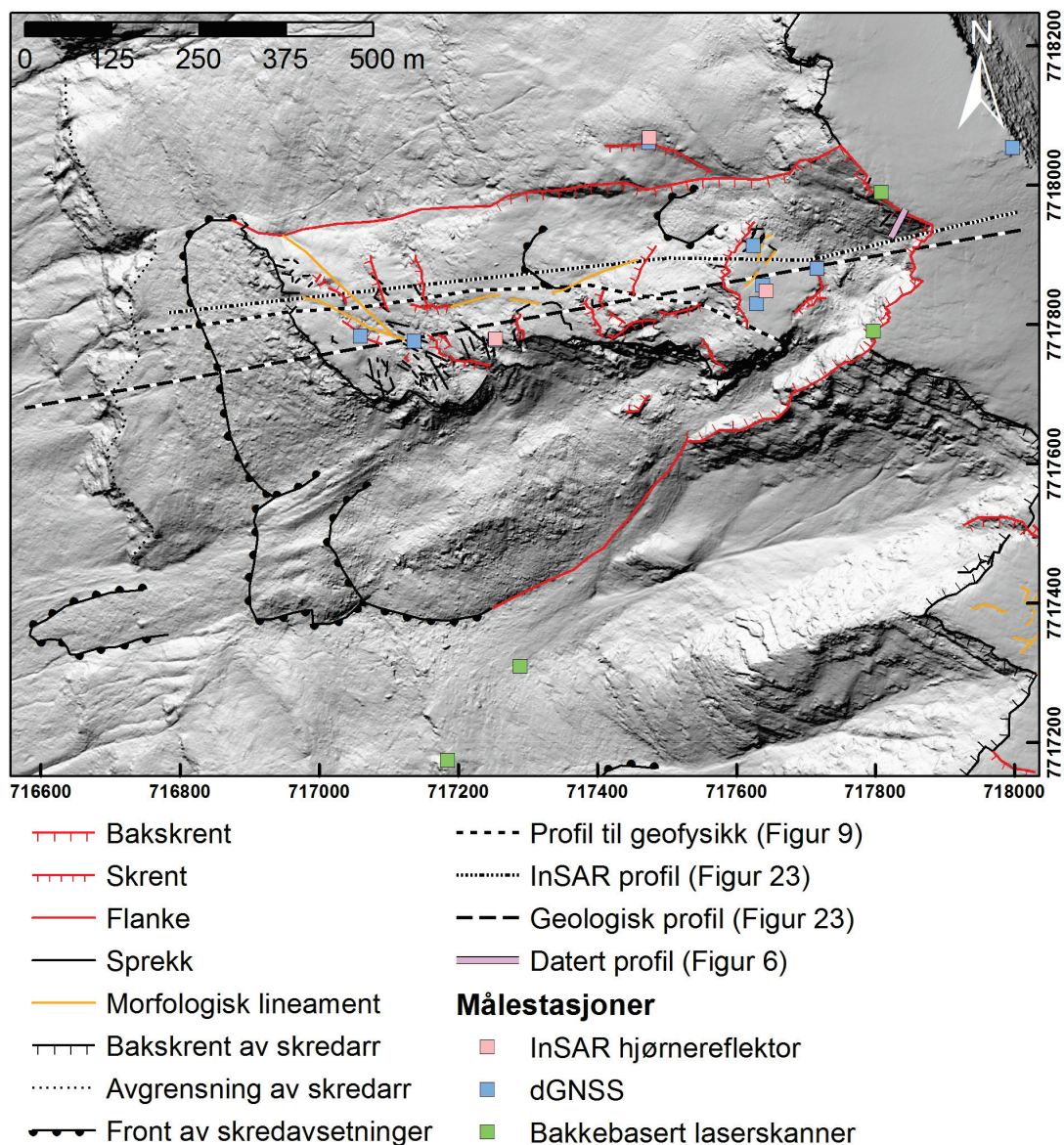
2.3 Beskrivelse av det ustabile fjellpartiet

Gamanjunni 3 ligger på østsiden av Manndalen (Figur 1 og 3). Det ustabile området består av en større blokk som viser en tidligere bevegelse på omtrent 150 m langs en vektor som faller 45° mot dalen (Figur 4a). Bakskrenten er satt sammen av to overflater som danner en kile. Ustabiliteten strekker seg fra kanten av platået på ~1200 moh. ned til midten av skråningen på ~570 moh. (Figur 5). Tross stor intern oppsprekking, har hoveddelen til det ustabile fjellpartiet beveget seg som en sammenhengende blokk. Topplatået til det ustabile fjellpartiet består av et tynt, nesten uforstyrret dekke av mose og lav. Denne gror på det som kan tolkes som rester av den paleiske overflaten som er godt synlig på toppen av fjellet i bakkant til det ustabile området (Figur 4b). Den paleiske flaten på toppen av det nedsunkne partiet korrelerer godt med den paleiske flaten på toppen til fjellplatået Gamanjunni. De nedre delene av det ustabile fjellpartiet er sterkt oppsprukket, men uten å ha brutt helt opp i enkeltblokker (Figur 5). Den nederste klippen viser høy steinsprangsaktivitet og mange store blokker har akkumulert seg nedenfor der glideplanet trolig er utgående.

I det ustabile fjellpartiets sørlige del ligger det en ur ved foten av skrenten (Figur 4a og 5). Denne ura fremstår som aktiv, med nyere utglidninger. Fra satellittbasert og bakkebasert radarinterferometri fremstår den øverste delen til ura som svært aktiv, med relativt store bevegelser på opptil 15 cm/år. Volumet av dette området er beregnet til 1-1,5 millioner m³. Det har allerede skjedd en mindre utglidning i fronten før og slike mindre utglidninger kan skje også i framtida. Derimot ansees det som usannsynlig at hele ura vil kollapse som en hendelse.



Figur 4: a) Oversiktsbilde fra helikopter av det ustabile fjellpartiet Gamanjunni 3. Det ustabile fjellpartiet har sklidd ned omtrent 150 m. Området kan tydelig avgrensas lateralt. Den nedre grensen er markert av en klippe med høy steinsprangsaktivitet og en ur som har utviklet seg nedenfor. b) Detaljebilde av toppen til det ustabile fjellpartiet Gamanjunni 3. Toppen består av et tynt, nesten uforstyrret dekke av mose og lav, som korrelerer godt med overflaten på toppen av fjellplatået Gamanjunni. Til tross at det ustabile fjellpartiet har sklidd ned omtrent 150 m, viser toppen bare liten intern deformasjon.



Figur 5: Skyggerelieff av det ustabile fjellpartiet Gamanjunni 3. Lokalisering til det geofysiske profilet (Figur 9), profilet som ble brukt for den geologiske modellen (Figur 23), profilet hvor InSAR-data ble ekstrahert (Figur 23) og profilet der prøver til datering er tatt ut (Figur 6), er vist. Alle lineamenter er tegnet inn.

Den aktive delen av ura har blitt omtalt som steinbre, men det er ikke helt avklart om den inneholder is eller ikke. Dette undersøkes nærmere innenfor doktoroppgaven til Harald Øverli Eriksen ved UiT og Norut. Han har installert flere temperaturloggere i ura. I tillegg er det installert loggere av UiO i baksorenten til det ustabile fjellpartiet. Temperaturloggere kan etter hvert gi informasjon om det finnes permafrost i bakken eller ikke.

3. METODER

3.1 Strukturgeologiske og kinematiske analyser

Diskontinuiteter er naturlige oppsprekninger i bergmassen som metamorf foliasjon, sprekker, brudd og forkastninger. Strukturenes orientering ble målt i felt ved hjelp av kompass, og ved fjernmålinger basert på digitale høydemodeller med høy oppløsning og egnede programvare-

verktøy (f.eks. Coltop3D, Terranum 2016). Alle strukturdata oppgis i fallretning/fall dersom ikke annet er spesifisert.

Det strukturelle mønsteret dannet av disse diskontinuitetene påvirker stabiliteten til fjellet, som i første omgang kan vurderes ved hjelp av enkle kinematiske analyser. En slik analyse gir informasjon om det eksisterer strukturer som kan bidra til at fjellpartiet beveger seg, og eventuelt på hvilken måte det beveger seg (planutglidning, kileutglidning og/eller utveltning). Standardkriteriene fra bergmekanikk (Hoek og Bray 1981, Wyllie og Mah 2004) er brukt i denne rapporten, men tilpasset til ustabile fjellpartier iht. Hermanns m.fl. (2012a).

3.2 Geofysiske målinger

Det ble utført geofysiske undersøkelser på Gamanjunni 3 i juni 2012 i form av 2D resistivitet og induert polarisasjon (IP). De geofysiske målingene er beskrevet nærmere i Vedlegg A. Lokalisering av det målte profilet vises i Figur 5.

3.3 Bevegelsesmålinger

3.3.1 Differensiell globalt satellittnavigasjonssystem (dGNSS)

Globale satellittnavigasjonssystemer (Global Navigation Satellite System (GNSS) på engelsk) er en fellesbetegnelse for satellittbaserte systemer for navigasjon og posisjonering med global dekning. Det finnes i dag to utbygde GNSS systemer – det amerikanske GPS og det russiske GLONASS. Ved å spore de elektromagnetiske bølgene som GNSS-satellitter sender kontinuerlig til verden, kan systemet finne den nøyaktige plasseringen til en mottakerantenne (modifisert fra SafeLand 2010).

Måleteknikken er statisk, relativ fasemåling, med måling av et nettverk av vektorer mellom alle antennene (Vedlegg B). Innmålingstid er generelt 60 minutter med en måling hvert 5. sekund. Koordinatene til hvert GNSS-punkt beregnes ved hjelp av en minste kvadraters tilpassning av de målte vektorer, og uttrykkes i forhold til ett eller flere fastpunkt installert på antatt stabile områder. Denne innmålingsteknikken kalles ofte differensiell GNSS (dGNSS). Usikkerheten til koordinatene er estimert for hvert GNSS-punkt og er generelt ca. 1 mm i horisontalplanet og ca. 2 mm i høyde. Disse verdiene er funnet å være for optimistisk, slik at den reelle nøyaktigheten er ca. 2-3 ganger større enn de estimerte verdiene. I denne rapporten benyttes derfor en faktor på 3 for å oppnå reell usikkerhet fra standardavvikene estimert av prosesseringsprogramvaren.

Forskjellene i X-, Y- og Z-koordinater for målingene med ett eller flere års intervall muliggjør en beregning av forflytningshastighet og -retning. Begge disse verdiene kan variere fra år til år. Lineære regresjoner over hele tidsserien blir derfor benyttet for å beregne en gjennomsnittlig årlig forflytningshastighet, som beskrevet i Böhme m.fl. (2013). Fra Hermanns m.fl. (2011a) og Böhme m.fl. (2013) vet man at målte forflytninger ikke alltid følger en sammenhengende trend over tid, men kan være relativt kaotiske. Sammenhengende trender er en god indikasjon på "sikker gravitasjonsdrevet bevegelse", mens kaotiske trender i måledataene ikke tillater å fastslå gravitasjonsdrevet bevegelse. Årsaker til kaotiske trender er for eksempel meteorologiske forhold, termisk utvidelse av bergmassen eller åpning og lukking av sprekker på grunn av endring av poretrykk (Hermanns m.fl., 2011a). På grunn av dette kontrolleres det for hvert innmålt GNSS-punkt, om forflytningens trend er sammenhengende over tid eller ikke. Bare GNSS-målepunkt med statistisk signifikante forflytninger og sammenhengende trender ansees som signifikante i denne rapporten. Forflytningens gjennomsnittlige horisontale og vertikale komponenter blir beregnet for hvert

GNSS-punkt med signifikant horisontal og/eller vertikal forflytning basert på regresjonsresultatene.

I august 2011 ble det installert to GNSS-målepunkter i øvre del av det ustabile området, inne på plataået tilhørende toppblokken, samt ett fastpunkt på toppen av fjellet Gamanjunni (Figur 5). Nettet ble utvidet med to punkter lengre nede på skråningen i 2014, en ved den nedre reflektoren og en enda lengre nede.

3.3.2 Satellittbasert radarinterferometri (InSAR)

Synthetic Aperture Radar (SAR) er et avbildningssystem som benytter mikrobølgeområdet, bølger som kan trenge gjennom skyer. Ved å sammenligne flere SAR-bilder er man i stand til å måle endringer i topografien ved hjelp av endringer i reisetid for bølgene. Med den såkalte interferometrien kan flere bilder brukes til å måle deformasjon ned til millimeterskala, hvis topografien for et område er kjent.

I løpet av de siste årene har flere algoritmer blitt utviklet for å gjøre radarinterferometri (InSAR) analyser. I denne rapporten har vi brukt PSI-algoritmen (Kampes, 2006) og SBAS-algoritmen (Larsen m.fl., 2006, Lauknes m.fl., 2011).

Alle bevegelseshastigheter som måles med satellitt- eller bakkebasert radarinterferometri er bevegelser langs siktelinjen til radaren. Da siktelinjen ikke er parallell med de reelle forflytningsretningene, vil alle målingene dermed underestimere bevegelsene noe.

Radardata fra følgende satellitter ble brukt:

TerraSAR-X: Satellittdata ble samlet inn fra sommeren 2009-2014. Denne satellitten gir høyoppløselige data med en oppløsning på $1,5 \times 1 \text{ m}^2$, og en omløpstid på 11 dager. Etter prosessering får man en oppløsning på $12 \times 12 \text{ m}^2$. Satellitten samler inn data både i stigende og synkende bane, og dekker både østvendte og vestvendte fjellpartier.

Eriksen (2013) har dekomponert to forskjellige satellittgeometrier fra TerraSAR-X satellitten (stigende og synkende bane) til 2D-InSAR data. Dette gir informasjon om den totale, vertikale og horisontale bevegelsen, samt fallvinkelen til den totale bevegelsen. Dette er gjort i et øst-vestlig tverrsnitt, som er nesten parallelt til bevegelsesretning målt med dGNSS på Gamanjunni 3.

RADARSAT-2: Satellittdata ble samlet inn fra sommeren 2009-2015. Denne satellitten gir høyoppløselige data med en oppløsning på $5 \times 10 \text{ m}$ i finmodus og har en omløpstid på 24 dager. Satellitten samler inn data både i stigende (nordgående) og synkende (sørgående) bane, og dekker både østvendte og vestvendte fjellpartier.

I 2012 har det blitt installert tre hjørnereflektorer på Gamanjunni 3 for å sikre data fra RADARSAT-2 satellitten også gjennom vinteren når det er snø. En hjørnereflektor er installert på toppen av det ustabile fjellpartiet, en lengre nede i skråningen og en på antatt fast fjell i skråningen nord for det ustabile fjellpartiet (Figur 5).

3.3.3 Bakkebasert radarinterferometri (InSAR)

Et LiSALab bakkebasert radarsystem har blitt installert av Åknes/Tafjord Beredskap IKS (nå NVE) i dalbunnen til Manndalen nedenfor Gamanjunni 3, for å måle bevegelsene til det ustabile fjellpartiet (Figur 3). Radaren er plassert på et betongfundament i nærheten av en gård og er beskyttet av et plastikktelt. Målingene ble utført i to perioder sommeren 2011, 29. juni-2. august og 25. august-6. oktober. Dette resulterte i to datasett med kontinuerlig innmåling av

deformasjonshastigheter, adskilt av en periode i august uten datainnsamling mens radaren ble benyttet andre steder. Under første måleperioden stanset radaren uventet den 10. juni og ble startet opp igjen på 14. juni. Mer teknisk informasjon om systeminnstillinger og prosesseringsinnstillinger finnes i Kristensen (2011).

Dataene blir prosessert i LiSALab programvaren ved hjelp av et korreksjonsområde som dekker hele det området som gir en sterk refleksjon. Det forutsetter at dette området er stabilt gjennom en måling. De rapporterte dataene framstiller primært gjennomsnittsverdier fra 24 timer med målinger. Dataene er georeferert på grunnlag av den nasjonale 10 m høydemodellen levert av Statens Kartverk.

Målingene utført av Norut med en bakkebasert radarskanner fra Gamma GmbH i 2012 og 2014 benytter samme fundament som ble brukt til LiSALab systemet. Målingene ble utført fra 27. juni til 2. juli i 2012 og fra 2. til 23. september i 2014. Måleperiodene var dermed betydelig kortere enn for målingene utført av Åknes/Tafjord Beredskap IKS. Dataene ble prosessert av Norut med egenutviklede programvarer.

3.3.4 Bakkebasert laserskanning

Bakkebasert laserskanning (TLS) er basert på reflektorløs og kontaktløs innsamling av en punktsky av topografien ved å benytte flytiden til en infrarød laserpuls for å måle avstanden. NGU benytter Optech ILRIS-3D ER. Denne har en bølgelengde på 1500 nm og en rekkevidde på ca. 800-1200 m på ikke-vegetert fjell, avhengig av refleksiviteten av objektet. Siden 2012 har NGU hovedsakelig benyttet Optech ILRIS-3D LR med en rekkevidde opp til 3500 m.

De høyoppløselige punktskyene av topografien levert av TLS kan brukes til strukturelle analyser av bergmassen, samt forflytningsmålinger ved hjelp av TLS-data innsamlet gjennom flere målekampanjer separert i tid. Den detaljerte metoden er beskrevet av Oppikofer (2009) og Oppikofer m.fl. (2012) og omfatter flere trinn:

- Sammenstilling (justering) av individuelle skanninger av samme epoke
- Sammenstilling av flere TLS-skanninger separert i tid hvor kun et (antatt) stabilt område benyttes, dvs. omgivelsene til det ustabile fjellpartiet
- Georeferering av hele datasettet ved hjelp av kontrollpunkter på bakken eller en digital terrengmodell (DTM)
- Strukturell analyse ved hjelp av Coltop3D programvare (Terranum 2016)
- Korteste-avstand-sammenligning av sekvensielle skanninger for visualisering og en midlertidig kvantifisering av forflytninger

Bakkebasert laserskanning har blitt gjennomført årlig i august siden 2010. I 2010 og 2011 ble det skannet med Optech ILRIS-3D ER fra kanten av platået ned mot toppen av det ustabile fjellpartiet. Siden 2012 ble det benyttet Optech ILRIS-3D LR fra kanten av platået og i tillegg fra dalbunnen. Datasettene fra 2011 er ødelagte og kan ikke benyttes med sikkerhet.

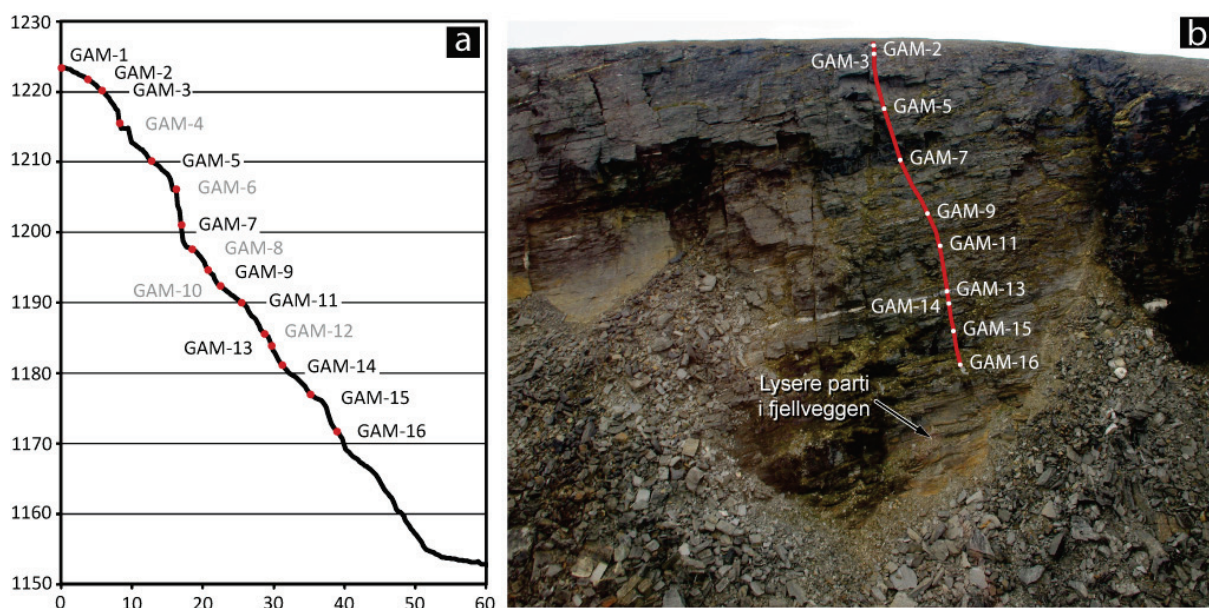
3.4 **Dateringer**

Datering av overflateeksponering med terrestriske kosmogene nuklider er en etablert metode for å datere fjellskredavsetninger (Ballantyne et al., 1998; Hermanns m.fl. 2001, 2004; Schleier m. fl. 2015) og fjellskredskrenter (Bigot-Cormier m.fl. 2005; Ivy-Ochs m.fl. 2009). I de siste årene har metoden også blitt etablert for å datere aktive glideplaner til å bestemme paleodeformasjon langs glideplaner (Hermanns m.fl. 2012b, 2013; Zerathe et al. 2014). Selv

om dateringer med denne metoden er kostbart og dateringsprosessen tar lang tid, er fordelene at dateringsmaterialet produseres av hendelsen selv når ferske bruddflater blir eksponert for kosmisk stråling. Generelt kan enhver avsetning eller glideplan eldre enn ca. 1000 år bli datert (Hermanns m.fl., 2011b).

Det eksponerte glideplanet til Gamanjunni 3 ble prøvetatt langs fallretningen (sirka 214/55) i 2011. Det ble tatt 15 prøver langs et 69 m langt profil på den nordlige baksikanten, men bare 10 ble datert (Figur 5 og 6). Kosmogene nuklider produseres ikke bare på overflaten, men også i dybde med en omtrent eksponentielt avtakende produksjon. Derfor ble det tatt en prøve på plataet bakenfor det ustabile området (prøve GAM-1). Alderen av denne prøven brukes for å beregne arvete nuklider i dypet.

Alle rapporterte alder ble kalibrert for geografisk breddegrad, høyde, overflatevinkel til prøvens plassering på overflaten, skjerming, samt snødekke som skissert i Gosse og Philips (2001). I tillegg ble prøvene korrigert for kosmogene nuklider produksjon i dybden. Alderen ble beregnet med den webbaserte Cronuskalkulatoren (Balco m.fl. 2008, CRONUS Earth Web Calculators 2016). Det prøvetatte profilet har en vektor langs 214/55, mens bevegelsesretningen av det ustabile området er 253/45. Man vil dermed bare oppfange den delen av bevegelsen som er parallelt til glideplanet. For å beregne den totale bevegelsen ut fra bevegelser man får langs det prøvetatte profilet, må derfor alle resulterende bevegelser korrigeres med en faktor på 1,12.



Figur 6: Det prøvetatte profilet langs den nordlige baksikanten på Gamanjunni 3. Se Figur 5 for lokalisering av profilet. a) Tverrprofil av baksikanten. Bare prøvene i svart tekst ble datert. b) Omtrentlig lokalisering av prøvepunktene. Lysere partier nederst ved glideplanet indikerer en nylig kollaps av ura.

3.5 Volumberegning

Volumestimering av et ustabil fjellparti er basert på beregning av den underliggende glideoverflaten som avgrensner et ustabil fjellparti. Beregningen er basert på "Sloping Local Base Level" (SLBL) teknikken, et verktøy som er utviklet i Universitetet i Lausanne i Sveits (Jaboyedoff m.fl., 2004, 2009, 2015). Denne beregningen er basert på en digital terrengmodell (DTM), avgrensningen av det ustabile området, lengde og høyde til det ustabile området, og de lokale geologiske forholdene, som for eksempel orienteringer til geologiske strukturer. Resultatet av SLBL-beregningen er en mulig underliggende glideoverflate som har en

konstant krumning (elliptisk overflate). Høydeforskjellen mellom den beregnede glideoverflaten og nåværende topografien gitt av DTM, benyttes deretter for å beregne volumet til det ustabile fjellpartiet.

For å beregne det maksimale volumet nøyaktigere, ble de avgrensende strukturene av det ustabile fjellpartiet konstruert med programvaren PolyWorks (InnovMetric, 2014). Begge bakskrentene ble konstruert ved å beregne en flate til å passe i punktskyen fra bakkebasert laserskanning. Den nederste grensen er antatt å være et horisontalt plan ved foten av det ustabile fjellpartiet. Skjæringslinjer og -punkter mellom disse flatene blir videre brukt til å lage en høydemodell av topografien under det ustabile fjellpartiet. Volumet til det ustabile fjellpartiet kan etterpå estimeres ved å beregne forskjellen mellom den konstruerte høydemodellen og høydemodellen av den faktiske topografien (Oppikofer, 2009).

3.6 Utløpsanalyse

3.6.1 FlowR

Utløpsområdet omfatter arealet som kan nås av et fjellskred utløst fra et ustabil fjellparti. For konsekvensanalysen iht. NGUs arbeidsflyt (se Bunkholt m.fl., 2013) benyttes det ulike modelleringsverktøy basert på ønsket detaljeringsgrad.

I denne rapporten er det benyttet FlowR (Horton m. fl., 2013) på grunnlag av den nasjonale 10 m høydemodellen til å beregne skredets rekkevidde og utbredelse. FlowR ble opprinnelig utviklet for framstilling av aktsomhetskart for jordskred i Sveits, og ble også brukt for jordskredaktsomhetskart i Norge. Programvaren har etter hvert blitt tilpasset for modellering av fjellskredutløpsområder.

Skredutløpet blir beregnet fra hvert kildeområde (dvs. ustabil fjellparti) ved hjelp av en "multiple flow direction" modell. Modellen tar hensyn til topografien langs skredløpet, og beregner i hvilken retning skredet kan bevege seg og hvor langt det kan komme. Rekkevidden er avhengig av skredets siktevinkel, dvs. helningsvinkelen mellom kildeområdet og yttergrensen til utløpsområdet. For fjellskred er siktevinkelen avhengig av skredets volum basert på en internasjonal studie fra Scheidegger (1973). Her beregnes siktevinkelen som en empirisk relasjon mellom fallhøyde over rekkevidde (H/L) og volum V av en rekke analyserte fjellskred:

$$\tan \alpha = \frac{H}{L} = 10^{0.62419 \cdot V^{-0.15666}}$$

Basert på data fra historiske og forhistoriske fjellskred i Norge antas det at "Scheideggerkurven" er en konservativ tilnærming for maksimum utløpslengde av norske fjellskred.

3.6.2 DAN3D

FlowR gir bare informasjon om fjellskredets utbredelse på overflaten, men ingen informasjon om tykkelse til avsetningene. For å kunne vurdere oppdemming og mulig dambrudd trengs det informasjon om avsetningens mektighet. Til dette er det utført en detaljert tredimensjonal utløpsmodellering ved bruk av DAN3D (Hungar og McDougall, 2009). Programvaren bruker "equivalent fluid"-dynamikk (dvs. skredmassene blir styrt av enkle rheologiske forhold). Den interne rheologien er alltid friksjonsavhengig (ϕ_i), mens glideplanets rheologi kan være enten

basert på friksjon, viskositet eller være turbulent. I denne rapporten er det brukt en friksjonsturbulent (Voellmy) rheologi, noe som brukes ofte for fjellskred.

Programvaren benytter som innmatingsdata topografien slik den var før hendelsen, samt form og volumet til fjellpartiet før raset. Det er brukt en modell uten erosjon av eksisterende materialer under hendelsen. Forskjellige parametre ble testet for å vise usikkerhetene i resultatene. Resultatene kan studeres som rasterfiler og inneholder informasjon om for eksempel avsetningens tykkelse og fjellskredets hastighet.

3.7 Fare- og risikoklassifisering

NGU publiserte i 2012 et nasjonalt system for fare- og risikoklassifisering av ustabile fjellpartier (Hermanns m.fl., 2012a). Dette systemet brukes for å prioritere mer detaljerte undersøkelser, periodisk innmåling og kontinuerlig overvåking på nasjonalt nivå (Blikra m.fl., 2013). Her bruker vi dette klassifiseringssystemet for å gi en fare- og risikovurdering av Gamanjunni 3. Klassifiseringen er i så måte todelt og inneholder en fare- og en konsekvensanalyse.

3.7.1 Fareklassifisering

Faregraden er beregnet ved en serie av geomorfologiske og strukturegeologiske kriterier (utvikling av baksikanten og flankene, morfologisk tegn på bruddflaten, kinematisk analyse), samt tegn på aktivitet (bevegelseshastighet, akselerasjon over tid, økt steinsprangsaktivitet) og tidligere hendelser. Resultatet er et farepoeng mellom 0 (meget lav fare) og 12 (meget høy fare). På grunn av bruken av sannsynligheter for hvert av de kriteriene, kan usikkerheter til farepoengene bli evaluert. Det endelige resultatet for et gitt område er derfor et farepoeng med en minimal, gjennomsnittlig og maksimal verdi. Se Hermanns m.fl. (2012a) for detaljer.

3.7.2 Konsekvensanalyse

Konsekvensanalysen fokuserer på potensielle tap av menneskeliv knyttet til et skredscenario. Ingen andre konsekvenser er vurdert i analysen. Ulike persongrupper defineres avhengig av aktiviteten i utløpsområdet (Oppikofer m.fl., under arbeid). Det skilles mellom beboere, personer i foretningsbygg, personer i samfunnskritisk infrastruktur (sykehus, redningstjenester e.l.), personer i skoler e.l., turister, personer på ferje, og eventuelle andre persongrupper. Det tas hensyn til forskjellig eksponering for ulike persongrupper, dvs. hvor lenge personer oppholder seg innenfor utløpsområdet, og sårbarhet, dvs. sannsynligheten for å dø hvis man blir truffet av et fjellskred (Oppikofer m.fl., under arbeid). Det totale potensielle tapet av menneskeliv beregnes ved å summere alle utsatte persongrupper i utløpsområdet, vektet med en faktor for eksponering i faresone og en faktor for sårbarhet.

Antallet av beboere i utløpsområdene blir hentet fra befolkningsdata fra Statistisk sentralbyrå. I tillegg er det standardverdier definert for antall personer i ulike typer foretningsbygg, tilsvarende metodikken brukt i den nasjonale planen for skredfarekartlegging (Devoli m.fl., 2011). For personer i foretningsbygg regnes det med en konservativ verdi for eksponeringen, basert på antall arbeidsdager per år (cirka 225 dager) og en tilstedeværelse av personer i 10 timer per dag. For denne konsekvensanalysen brukes det minimale, gjennomsnittlige og maksimale verdier for antall personer i foretningsbygg (Oppikofer m.fl., under arbeid). Informasjonen om bygningstyper hentes fra matrikkeldata.

3.7.3 Risikoklassifisering

Risikoen bestemmes ved hjelp av et log-normalt diagram, som plotter farepoeng mot konsekvenser. Dette diagrammet kalles i det følgende for risikomatrise. Risikomatrisen er delt i tre seksjoner, hvor hver seksjon representerer en risikoklasse (lav, middels og høy). I risikomatrisen er risikoen for et definert scenario presentert som et punkt, mens usikkerheten for henholdsvis fare og konsekvenser er vist som linjer parallelt med Y- og X-aksene.

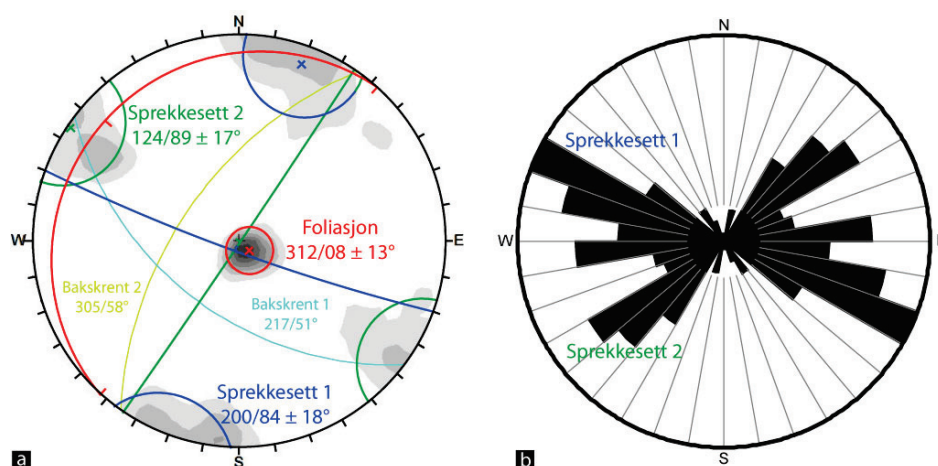
4. RESULTATER AV GEOLOGISKE UNDERSØKELSER

4.1 Strukturgeologiske målinger

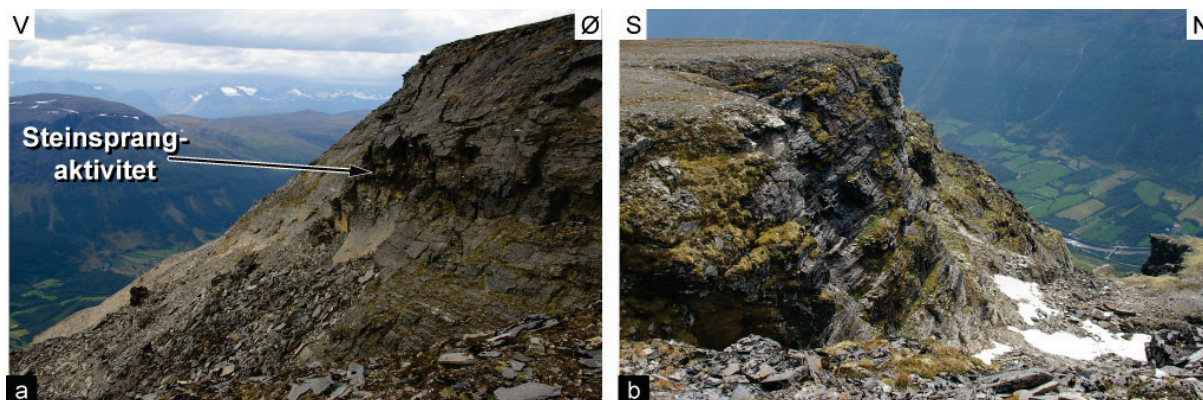
I felt ble det observert to hovedsprekkesett, et langs VNV-ØSØ (sprekkesett 1) og et langs NØ-SV (sprekkesett 2). Sprekkesett 1 har en gjennomsnittlig orientering på $200/84 \pm 18^\circ$ og sprekkesett 2 $124/89 \pm 17^\circ$ (Figur 7a). Feltdata med foliasjon viser en gjennomsnittlig orientering på $312/08 \pm 13^\circ$. Fra en flyfotoanalyse over nærområdet rundt Gamanjunni 3 finner man igjen de to hovedsprekkesettene representert i berggrunnen (Figur 7b). Bakskrent 1 og bakskrent 2 er hovedsakelig utviklet fra henholdsvis hver av disse to hovedlineamentsettene.

Bakskrent 1 har en gjennomsnittlig orientering på $217/51$ basert på bakkebaserte laserskanningsdata (Figur 7a). Den er svært godt utviklet, med en delvis, relativt jevn sprekeoverflate, men er sammensatt av forskjellige sprekesystemer og foliasjon (Figur 6b og 8a). Bakskrent 2 har en gjennomsnittlig orientering på $305/58$ fra bakkebaserte laserskanningsdata. Den er like godt utviklet som bakskrent 1, men overflaten er svært ujevn på grunn av en mindre utholdenhet av hovedsprekkesettet 2 som danner bakskrent 2. Bakskrentene har utviklet seg ved å bryte bergbroer mellom foliasjonslag, og deres gjennomsnittlige orientering er dermed slakere enn orienteringen til hovedsprekkesettene (Figur 7a). Begge bakskrentene danner en kile med en skjæringslinje som har orientering $253/45$.

Hovedsprekkesettene er også synlige i analyseresultatene til den høyoppløselige punktskyen fra bakkebaserte laserdata (Figur 22b). I dette datasettet kunne det i tillegg avgrensnes flere underordnede sprekesett som er ikke synlige i strukturmålingene fra felt.



Figur 7: a) Stereonett av strukturene innmålt i felt ved Gamanjunni 3. Strukturdataene domineres av to vertikale sprekesett og den sub-horisontale foliasjonen. b) Rosediagram fra digitaliserte lineamenter fra flybilder (segmenter med 10 m lengde).

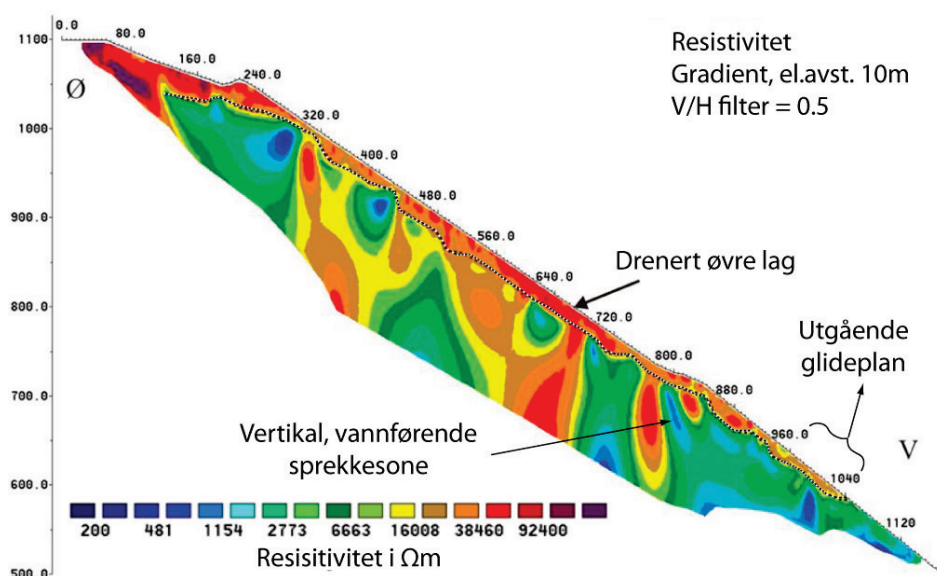


Figur 8: Fotografier av bakscrenten fra kanten av platået til Gamanjunni 3. a) Detaljfoto av den nordlige delen av bakskrenten (bakskrent 1). Merk høy steinsprangaktivitet. b) Detaljfoto av den sørlige delen av bakskrenten (bakskrent 2).

4.2 Geofysiske målinger

2D resistivetsmålingene er fremstilt med et fargeplott som gjenspeiler resistivetsverdiene, hvor det er tatt hensyn til topografi (Figur 9). Fargeskalaen går fra lav resistivitet gitt i blått ($<1000 \Omega m$) til høy resistivitet gitt i oransje-rød-fiolett ($>16.000 \Omega m$). Resistivetsverdier høyere enn ca. $16.000 \Omega m$ kan representere oppsprukket, drenert fjell eller skredmasser. Ekstremt høye resistivetsverdier (rød til fiolett) kan også skyldes permafrost (jfr. Nordnes, Rønning m.fl. 2008). Resistivetsverdier fra ca. 3000 til $16.000 \Omega m$ (grønt og gult) tolkes som generelt godt fjell, mens verdier lavere enn $3000 \Omega m$ (blått og noe grønt) kan indikere oppsprukket, vannmettet fjell, sulfidmineraliseringer eller grafittlag.

Som Figur 9 viser, indikerer målingene et øvre lag på ca. 10 til 20 meter mektighet med meget høy resistivitet. Dette representerer trolig et drenert og tørt nivå bestående av rasmasser eller sterkt oppsprukket fjell. Helt øverst på profilet er resistiviteten ekstra høy, noe som trolig representerer den øvre kanten av den utraste blokken. Her kan det også være permafrost eller gjenværende is fra vinteren, da målingene ble foretatt sent i juni med snø i området.



Figur 9: Resultater fra 2D resistivetsmålinger. Se Figur 5 for profilets beliggenhet. Den nedre grensen av det ustabile fjellpartiet ligger mellom 980 og 1040 m langs profilet.

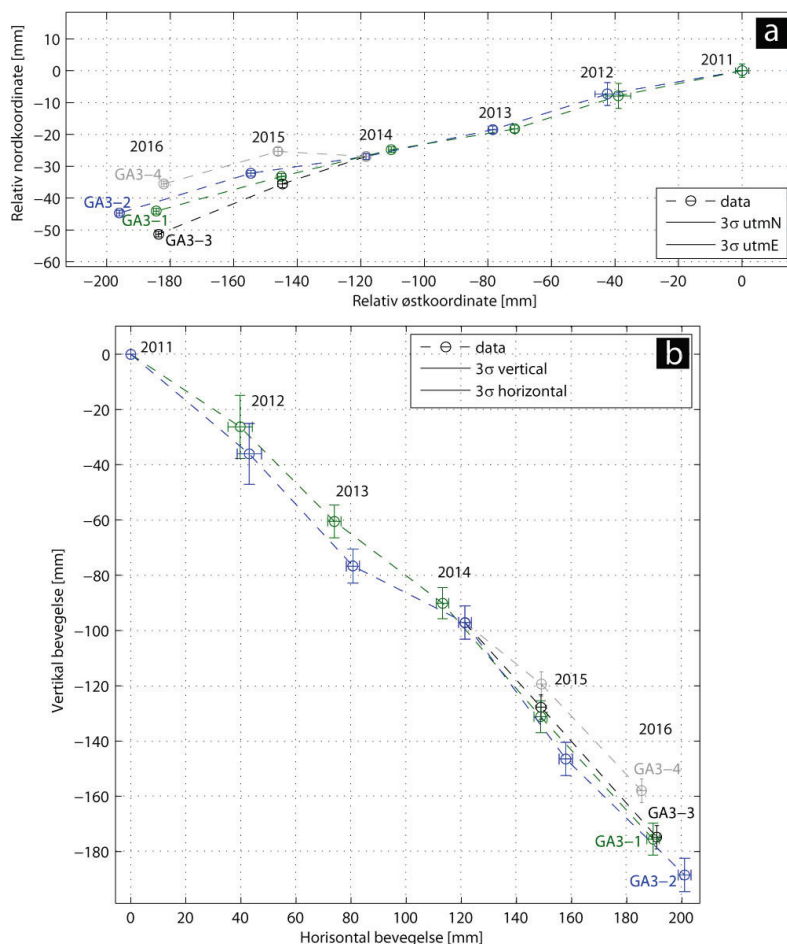
Under dette drenerte nivået viser målingene store variasjoner i resistiviteten langs profilet. De fleste variasjoner kan ikke tolkes ut fra det som observeres på overflaten. Unntaket er et vertikalt, avlangt område med lav resistivitet ved 800 m langs profilet. Dette kan representere en vertikal, vannførende sprekkesone, og sammenfaller med avgrensningen av en mulig blokk ved foten til det ustabile fjellpartiet (se Kapittel 5.1). Det er ingen indikasjoner på et underliggende glideplan som forventes å ha utgående mellom 980 og 1040 m langs profilet.

Resultatene fra målingene av indusert polarisasjon (IP) finnes i vedlegg A.

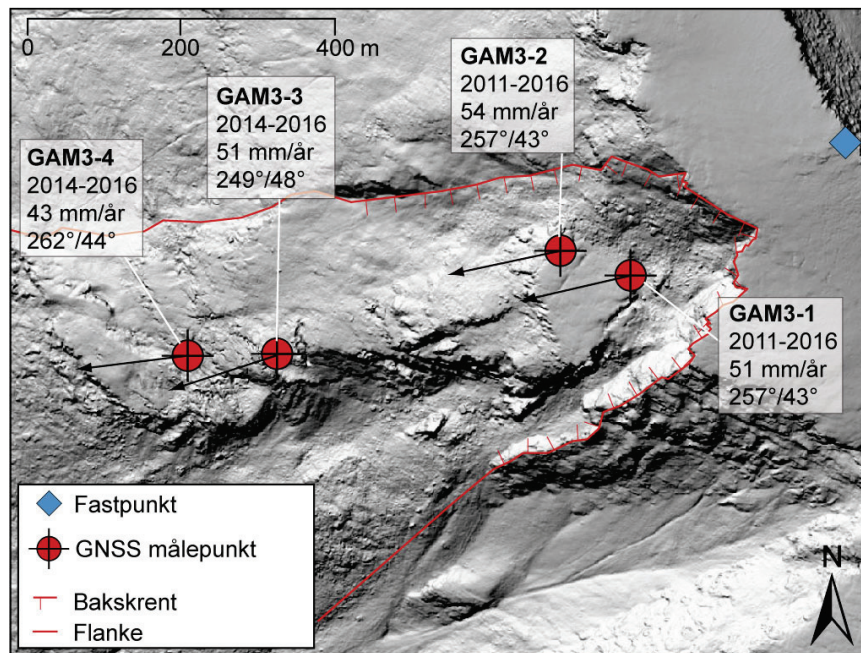
4.3 Bevegelsesmålinger

4.3.1 Differensial globalt satellittbasert navigeringssystem (dGNSS)

De to målepunktene på toppen av det ustabile fjellpartiet har blitt målt inn hvert år i august siden 2011, og viser en statistisk signifikant horisontal og vertikal bevegelse (Figur 10). Forflytningens trend er konstant horisontalt og vertikalt gjennom alle måleårene. GNSS-punkt GAM3-1 har beveget seg gjennomsnittlig 51 mm/år og GAM3-2 54 mm/år. Begge viser samme orientering til bevegelsen på 257/43 (Figur 10 og 11).



Figur 10: Analyse av måledata fra differensiell GNSS. a) Kumulativ forflytning av GPS-punktene GAM3-1, GAM3-2, GAM3-3 og GAM3-4 i horisontalplanet, b) kumulativ forflytning i vertikalplanet.



Figur 11: Analyse av måledata fra differensiell GNSS. Forflytningens retning til alle GPS-punktene med retningspil vist på skyggerelieff.

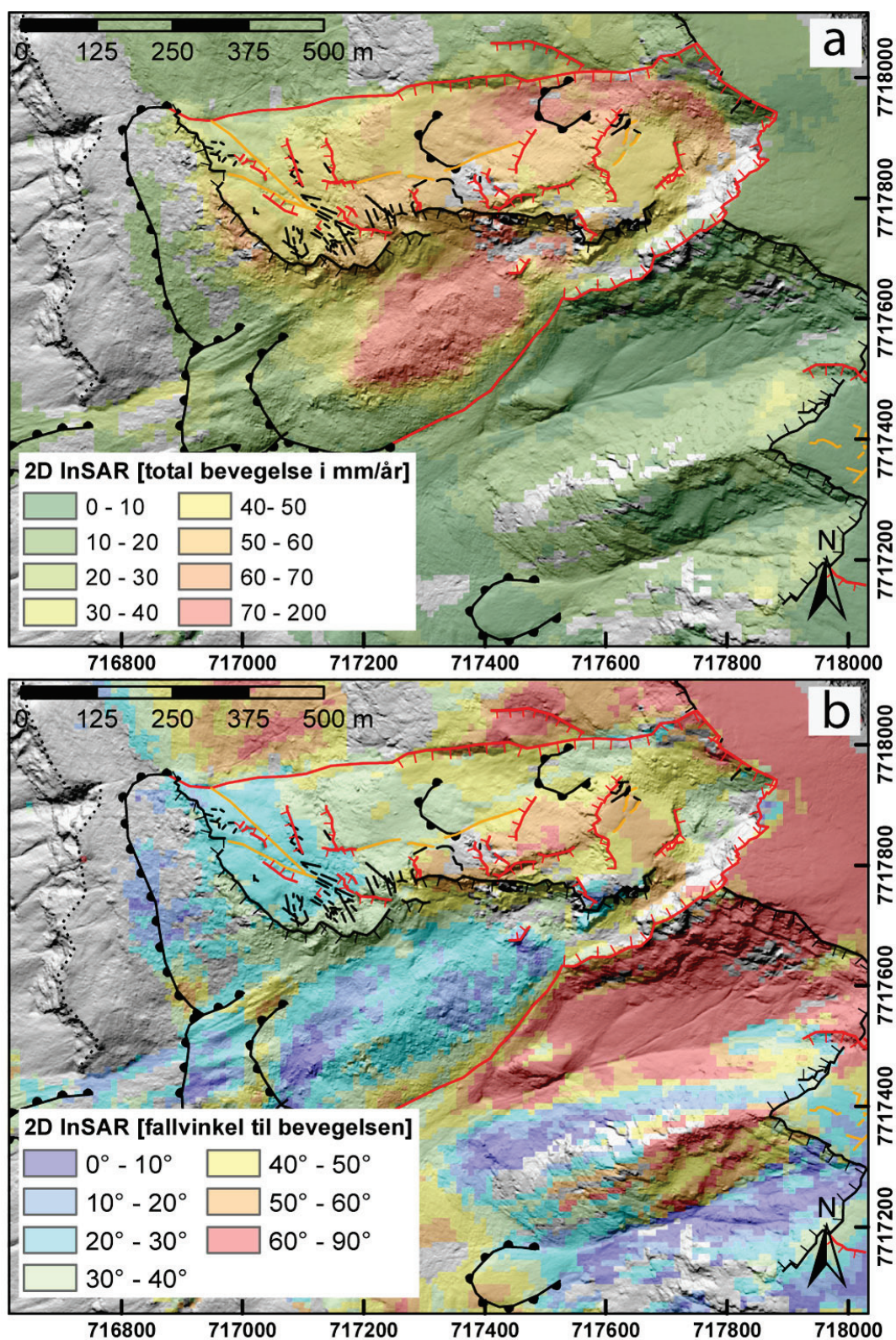
I august 2013 ble den øverste radarreflektoren og fastpunktreflektoren innmålt i tillegg. Etter første måleintervall i 2014 viste resultatene fra den øverste radarreflektoren som forventet bevegelse sammenlignbar med GAM3-1 og GAM3-2. Forflytningen var 51 mm/år med en orientering på 259/37. Punktene som ble installert først i 2014, lengre nede på det ustabile fjellpartiet, har blitt målt inn bare to ganger etter installasjonen og resultatene er derfor mindre pålitelige. GNSS-punkt GAM3-3 har beveget seg 51 mm/år med en orientering på 249/48 og GAM3-4 har beveget seg 43 mm/år med en orientering på 262/44 (Figur 11). Etter disse første resultatene er forflytningshastigheten til det lavestliggende GNSS-punktet GAM3-4 noe saktere enn de øvre punkter.

4.3.2 Satellittbasert radarinterferometri (InSAR)

TerraSAR-X

Figur 12 viser den gjennomsnittlige, årlige forflytningen innenfor en øst-vestlig flate på Gamanjunni 3 – som et resultat av å dekomponere begge satellittgeometrier fra TerraSAR-X satellitten (2D InSAR). Alle grensene for det ustabile området er nøyaktig definert i datasettet. Det fremgår av Figur 12a og 23b at forflytningshastigheten er størst i den øvre delen av det ustabile fjellpartiet, og avtar gradvis nedover mot tålinjen. Bevegelsene målt på toppen av blokken er 40-55 mm/år. Bevegelsen avtar gradvis nedover til ~32 mm/år, med noen få unntak. En økning ved tålinjen er synlig som en oransje kant på figurene. Dette er bevegelser av løse blokker i skrenten som avgrenser det ustabile området. Denne aktive re-mobiliseringen av løse blokker i fronten av det ustabile området er en viktig indikator for aktive bevegelser i fjellpartiet. Høye hastigheter, opp til ~15 cm/år, er registrert i ura i den sørlige delen til det ustabile fjellpartiet.

Viktig tilleggsinformasjon fra 2D InSAR er fallvinkelen til bevegelsen. I den øverste delen viser bevegelsen en gjennomsnittlig fallvinkel på ~53° mot dalen. Vinkelen avtar gradvis nedover, og reduksjonen av vinkelen blir veldig stor i den nederste delen til det ustabile fjellpartiet, der bevegelsen blir ~20° mot dalen (Figur 12b og 23b).



Figur 12: 2D InSAR resultater av data fra TerraSAR-X satellitten. a) Den totale bevegelsen i en øst-vestlig flate. De største bevegelsene ($> 70\text{mm/år}$) observeres i løsmasser. I fjell er bevegelsene avtagende nedover. b) Fallvinkelen til bevegelsen. Vinkelen avtar gradvis nedover skråningen.

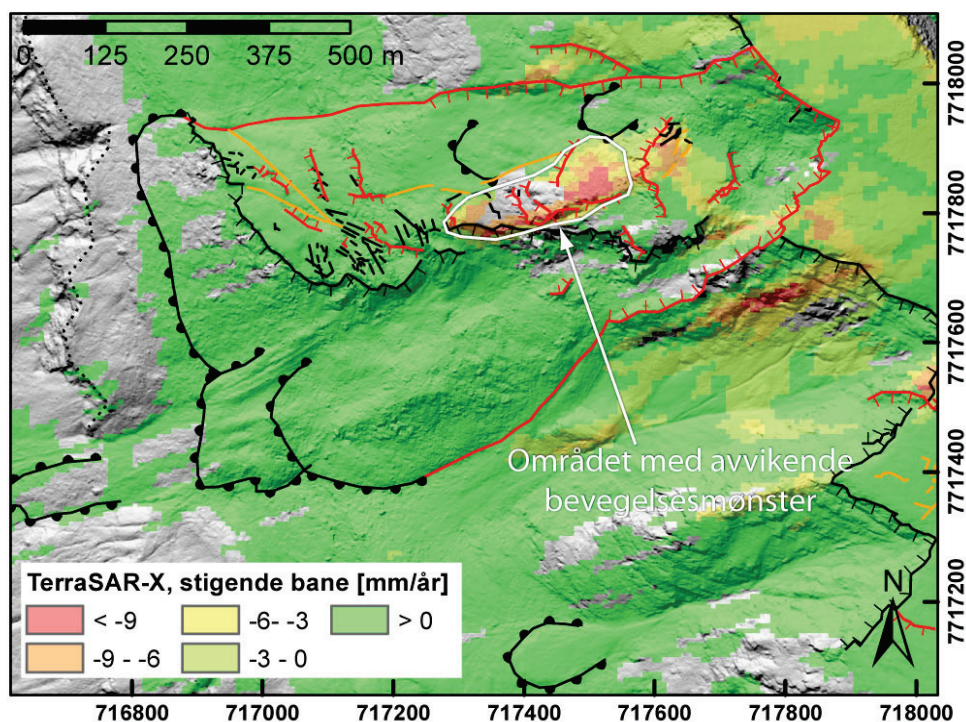
Det må påpekes at kun overflatebevegelser i en øst-vestlig flate blir registrert med InSAR-målinger. Dataene viser derimot antydninger til at et område rett nedenfor topplataet av det ustabile fjellpartiet beveger seg i en annen retning, ut fra morfologien mest sannsynlig mot S-SV (Figur 13). Data viser et avvik fra det generelle bevegelsesmønsteret observert i det ustabile fjellpartiet. Bevegelsesdata fra InSAR underestimerer trolig bevegelsene i dette området. Det er heller ikke installert GNSS-antennene i området.

Videre antyder 2D InSAR data at det er et område ved foten til det ustabile fjellpartiet som har et avvikende bevegelsesmønster (Figur 23b). Bevegelseshastigheten øker og helningsvinkelen blir konstant rundt 25° etter at begge parameterverdier avtok nedover skråningen. En mulig blokk kan avgrenses ved foten til det ustabile fjellpartiet ved et system av sprekker (se Kapittel 5.1).

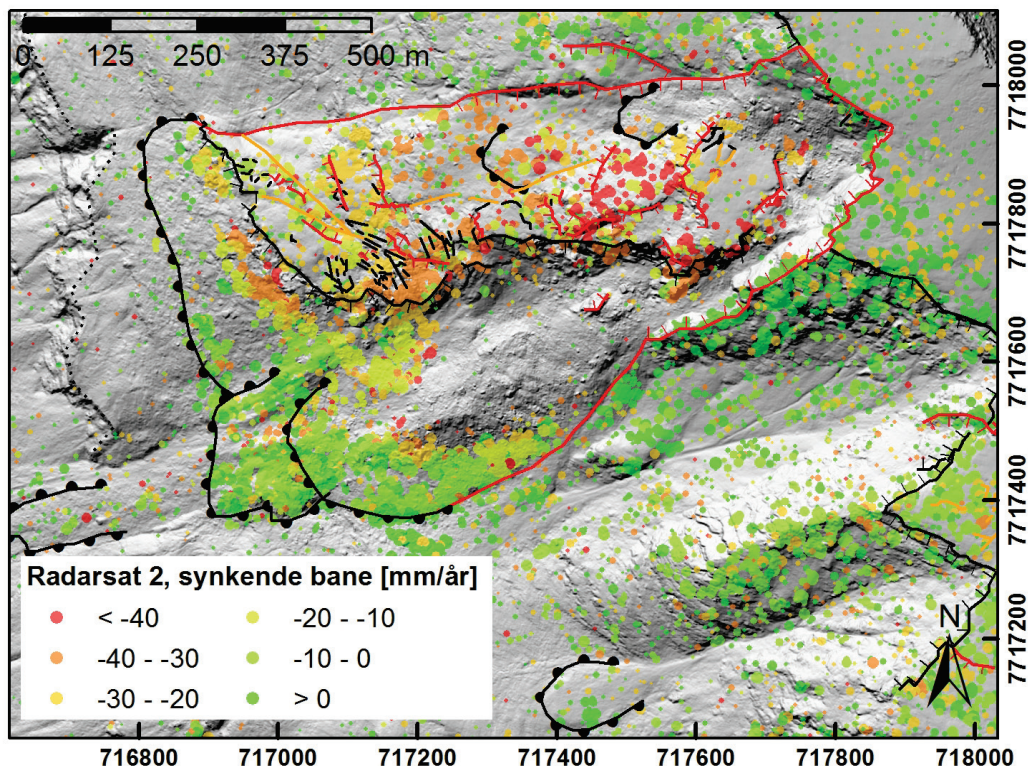
RADARSAT-2

Resultatene fra måledata fra RADARSAT-2-satellitten er mindre entydig, i den forstand at det er en større spredning i forflytningshastigheter. Dermed er det området som er i bevegelse vanskeligere å skille fra det stabile området (Figur 14). Dette kan delvis forklares med at det er samlet inn langt færre scener fra RADARSAT-2 enn TerraSAR-X, grunnet lengre omløpstid. Bevegelseshastigheten i øvre del til det ustabile området er på gjennomsnittlig -36 mm/år. Bevegelseshastigheten avtar gradvis nedover, noe som også er synlig i data fra TerraSAR-X. Nederst i området viser data fra RADARSAT-2 en gjennomsnittlig bevegelse på -23 mm/år.

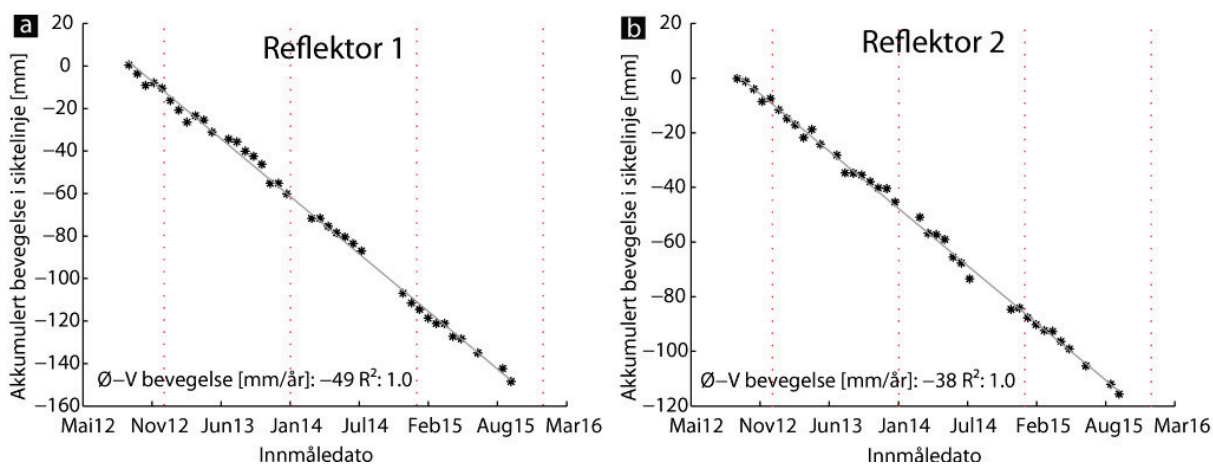
Data fra de to hjørnereflektorene er vist i Figur 15a og b. Den gjennomsnittlige bevegelsesraten er 49 mm/år for den øvre reflektoren (reflektor 1) og 38 mm/år for den nedre (reflektor 2) i siktelinjen til radaren, som er omtrent 36° fra vertikalen og omtrent 284° i asimut. Data er ufiltret og kan dermed inneholde noe atmosfærisk støy.



Figur 13: InSAR data fra TerraSAR-X satellitten (stigende bane: satellitten ser mot øst). Et område rett nedenfor topplataet av det ustabile fjellpartiet viser et avvikende bevegelsesmønster. Mens alle andre områder beveger seg mot satellitten (bevegelser > 0 mm/år), beveger seg dette området bort fra satellitten (bevegelser < 0 mm/år).



Figur 14: InSAR data fra RADARSAT-2-satellittens synkende bane. Bevegelsene viser samme mønster som data fra TerraSAR-X-satellitt, med avtagende bevegelser nedover skråningen. Punktstørrelsen er avhengig av datakvaliteten, der store punkter ha en god kvalitet og små punkter er preget av mye støy.



Figur 15: Resultater fra de to hjørnereflektorene som er installert på Gamanjunni 3. a) Akkumulert bevegelse fra reflektoren på toppen av det ustabile fjellpartiet. b) Akkumulert bevegelse fra reflektoren på midten av skråningen (Figur 5).

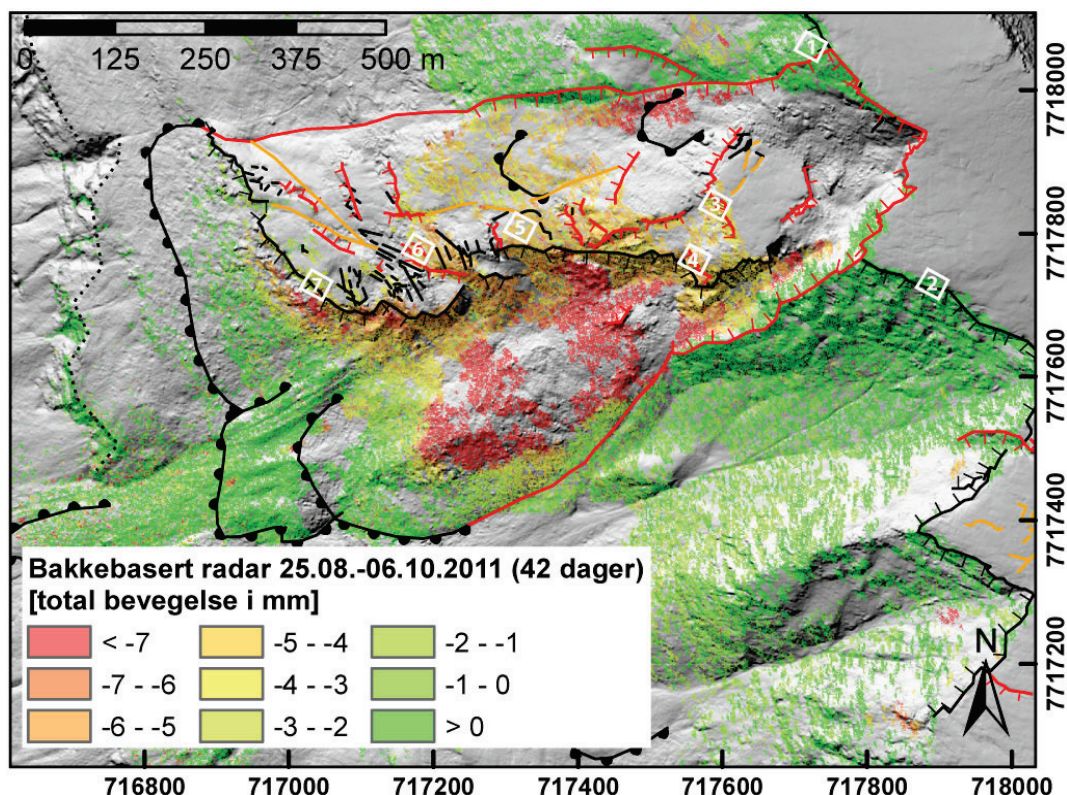
4.3.3 Bakkebasert radarinterferometri (InSAR)

Fra bakkebaserte radardata presentert i Figur 16 ser man at det området som er i bevegelse er helt entydig avgrenset lateralt mot nord og sør, samt i nedre kant. Figur 17 viser datauttrekk fra forskjellige lokaliteter (se Figur 16 for plassering til lokalitetene). For de bakkebaserte dataene er det interessant å lage tidsserier fra dag til dag, for å finne endringer i bevegelseshastigheten innenfor en sesong. Det var to perioder med opphold i skanningen mellom 13.-15. juli og 2.-25. august, grunnet henholdsvis strømbrydd og flytting av radar til

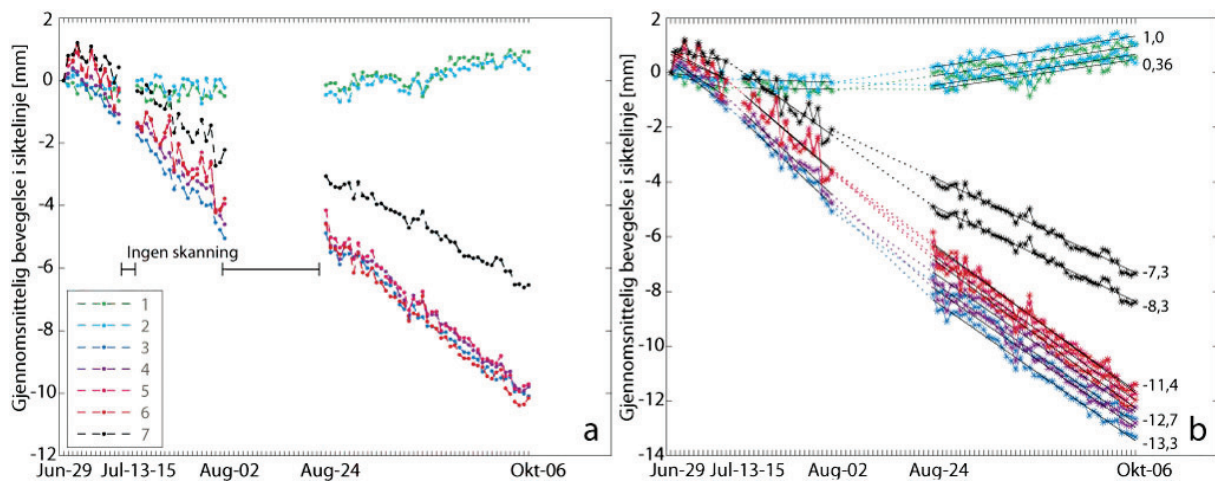
et annet studieobjekt, se Figur 17a. For disse to periodene er det beregnet en lineær regresjonslinje som er benyttet til å tette datahullene, og skape en forventet kontinuerlig bevegelse gjennom hele måleperioden. Grunnen til at det er beregnet to lineære regresjonslinjer er at hastigheten til fjellpartiet viser seg å endre seg utover måleperioden, hvorpå regresjonen avhenger av hvilket måleintervall man foretar regresjonen fra.

Det er synlig i Figur 16 at datadekningen på det ustabile fjellpartiet ikke er optimal. Løsmassene nedenfor og ved siden er bra dekket med datapunkter, men ikke områdene i fast fjell. Likevel ser man også i bakkebaserte InSAR-data en avtagende bevegelseshastighet fra øvre til nedre del av området. Bevegelseshastigheten er høyest i områdene rundt punktene 3 og 4. Hastighetene her er på om lag 12,5-13,5 mm/99 dager, avhengig av valg av regresjonslinje. Dette tilsvarer om lag 48 mm/år dersom man antar en konstant, lineær bevegelseshastighet gjennom hele året. Lengre ned fjellsiden ved punktene 5 og 6 beveger fjellpartiet seg med den samme hastigheten på ca. 11,5 mm/99 dager (om lag 42 mm/år). I nedre del av det ustabile området, nær punkt 7, er forflytningshastighetene målt til om lag 7,3-8,3 mm/99dager (27-30 mm/år). Denne gradvise hastighetsfordelingen indikerer at fjellpartiet ikke beveger seg med uniform hastighet.

Resultater fra innmålingene som Norut gjennomførte i 2012 og 2014 viser samme trend, med avtagende bevegelseshastighet fra øvre til nedre del av området (Figur 18). Målingene ble utført i betydelig kortere perioder enn de fra 2011: Flere korte perioder i 2012 (5 og 9 dager) og 21 dager i 2014. Det er dermed vanskeligere å analysere tidsserier. Målingsperiodene i 2012 er svært korte og har et høyt støynivå. Målingene i 2014 viser bevegelseshastigheter sammenlignbare med data fra satellittbasert InSAR og bakkebasert InSAR utført med LisaLab (Figur 18).



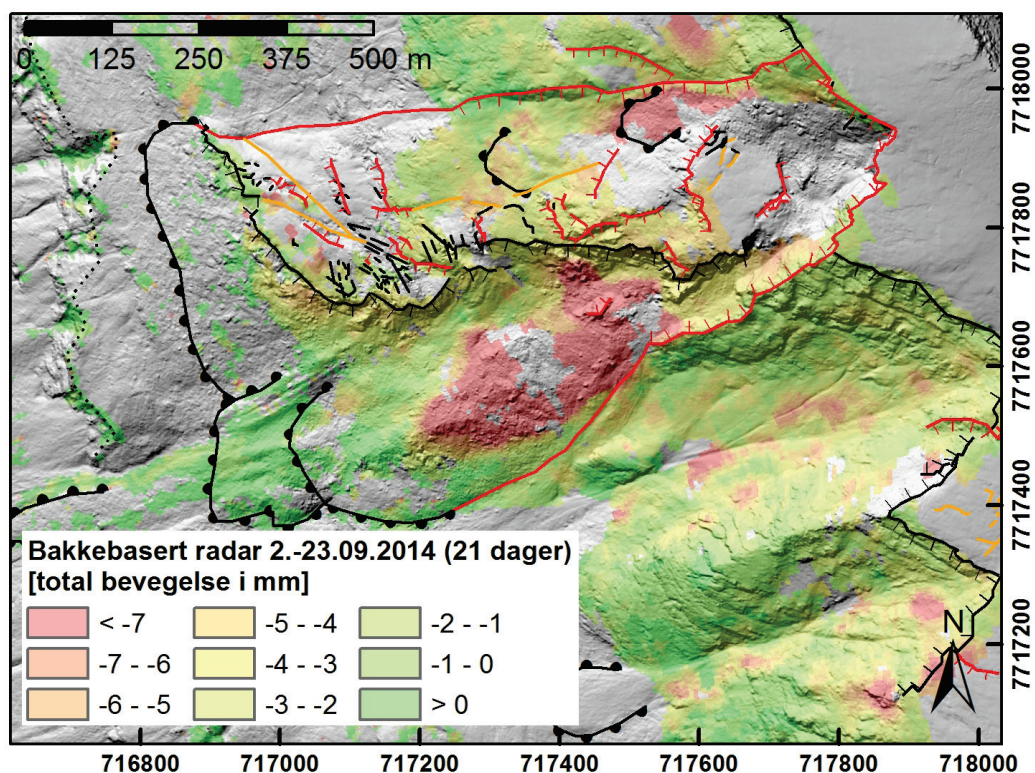
Figur 16: Måledata fra skanning med LisaLab bakkebaserte radarsystem. Alle data er "unwrapped." Forflytning for intervallet mellom 25. august til 6. oktober er vist. Tallene viser lokalitetene til data som vises i Figur 17.



Figur 17: Analyse av måledata fra bakkebasert radarskanning i enkelte lokaliteter. Se Figur 16 for beliggenheten til punktene. a) Hull i dataene i perioder uten skanning. b) Dataene i perioder uten skanning er tettet med lineær regresjon. Begge regresjoner med maksimal og minimal bevegelse er vist.

4.3.4 Bakkebasert laserskanning

Bakkebasert laserskanning (TLS) data har blitt brukt til strukturelle analyser av bergmassen (se Kapittel 4.1). Det ble i tillegg utført forflytningsmålinger ved hjelp av TLS-data samlet inn over flere målekampanjer separert i tid. Resultatene av forflytningsmålingene var dessverre ikke tilfredsstillende. Målingene fra dalbunnen er preget av mye støy som ikke tillater å skille bevegelsene i det ustabile fjellpartiet. Data fra skrenten ved foten av det ustabile fjellpartiet viser derimot gode resultater. Det er synlig at mange enkeltblokker ved skrenten er i bevegelse. Dette tyder på høy steinsprangaktivitet ved tålinjen til det ustabile fjellpartiet.



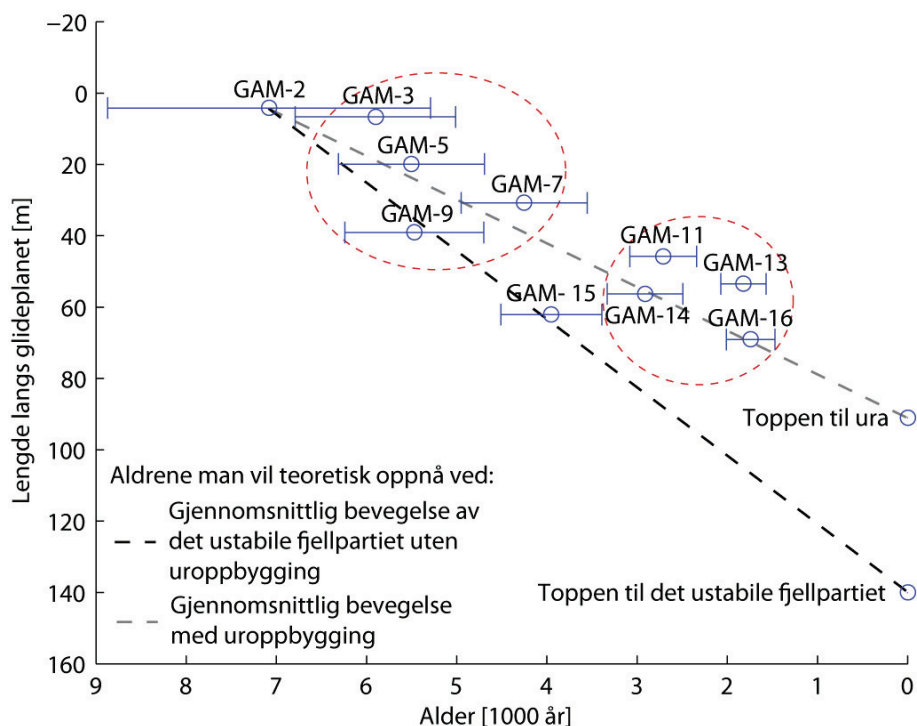
Figur 18: Resultater fra innmålingene med Norut sin bakkebaserte radarskanner fra Gamma GmbH i 2014.

4.4 Dateringer

Alderen til prøven tatt på platået bakenfor det ustabile området (GAM-1) er $41\,000 \pm 4\,000$ år og dermed eldre enn siste istid. Derimot er det yngre enn andre daterte paleiske overflater i Troms (Niedermann m.fl., 2014, Doege, 2014). Alderne til prøvene tatt langs glideplanet viser en generell trend fra eldre aldere på toppen til yngre ved foten av det prøvetatte glideplanet (Tabell 1, Figur 19). Den øverste prøven, 4m nedenfor toppen av glideplanet, har en alder på 7100 ± 1800 tusen år. Den nederste prøven, 69 m nedenfor toppen har en alder på 1700 ± 300 år.

Tabell 1: Eksponeringsalder til prøver tatt langs glideplanet med avstand fra toppen og total usikkerhet fra dateringen.

Prøve	Alder [ka]	Total usikkerhet [ka]	Lengde langs glideplanet [m]
GAM-1	40,9	3,9	-
GAM-2	7,1	1,8	4,2
GAM-3	5,9	0,9	6,7
GAM-5	5,5	0,8	19,9
GAM-7	4,3	0,7	30,8
GAM-9	5,5	0,8	39,1
GAM-11	2,7	0,4	45,8
GAM-13	1,8	0,3	53,5
GAM-14	2,9	0,4	56,3
GAM-15	4,0	0,6	62,1
GAM-16	1,7	0,3	69,1



Figur 19: Resultater fra dateringene. Alderne blir generelt yngre nedover glideplanet. De røde sirklene markerer data som muligens viser perioder med rask bevegelse. Sort stiplet linje er den teoretiske bevegelsen man skulle få, hvis det ikke bygges opp ur. Dette gjenspeiler den reelle bevegelsen av fjellpartiet. Data avviker fra dette pga. uroppbygging. Alderne blir yngre og bevegelsen man oppnår fra dateringene dermed saktere (grå stiplet linje).

Hele det eksponerte glideplanet er 85 m langt og har en høydeforskjell på omtrent 70 m. Det ustabile fjellpartiet viser en total bevegelse på omtrent 150 m, med en vertikalkomponent på omtrent 110 m. Etter dette skulle glideplanet ha en total lengde på 134 m langs fallretningen (se Kapittel 3.4). Differansen til det eksponerte glideplanet kan forklares med at den nederste delen av glideplanet er dekket med ur. Ura skjærer glideplanet for kosmogen stråling, alderne blir dermed yngre og de inkrementelle bevegelsene mindre. Det kan antas at ura bygges opp over tid mens utglidningen skjer. Det er derimot usikkert om den bygges opp kontinuerlig, eller om oppbygging varierer på grunn av for eksempel kollapser i ura. Feltbilder indikerer heller en kompleks ur som bygges opp fra flere kilder (Figur 6b). Lysere partier i fjellveggen viser muligens til kollapser i ura.

Videre er glideplanet relativt komplekst, sammenlignet med andre daterte glideplan. Glideplanet dannes ikke langs en struktur men er sammensatt av forskjellige sprekkesystemer og foliasjonen. Dette gir en ujevn overflate som kan ha en stor innflytelse på den beregnete skjermingen mot kosmogen stråling. I tillegg er den vesentlig mer utsatt for steinsprang ut av glideplanet. Ura som har bygget seg opp nedenfor glideplanet, peker på stor steinsprangaktivitet langs baksikanten.

Alderen til prøven GAM-2 som ligger 4,2 m nedenfor glideplanets topp tilsier at bevegelsen av det ustabile fjellpartiet har begynt for 7100 ± 1800 år. Med en total bevegelse på omtrent 150 m gir dette en gjennomsnittlig bevegelsesrate på 2 ± 0.5 cm/år. Dagens observerte bevegelse på 5 cm/år er betydelig større enn gjennomsnittet over de 7000 årene fjellet har vært i bevegelse.

Alderne på prøvene tatt mellom 6,7 og 39,1 m fra toppen (GAM-3 til GAM-9) og mellom 45,8 og 62,1 m langs glideplanet (GAM-11 til GAM-16) er nesten identisk hvis man tar hensyn til usikkerhetene (Figur 19). Usikkerhetene i alderne er opp til 900 år. Hvis man tar denne usikkerheten over hele den øvre delen av profilet på 32,4 m (fra GAM-3 til GAM-9), vil en bevegelseshastighet på mer enn 3,6 cm/år ikke vise statistisk relevante forskjeller mellom de enkelte prøvene. Dette kan indikere at hastighetene var i noen intervaller høyere enn den gjennomsnittlige bevegelsesraten på omtrent 2 cm/år siden starten av bevegelsen for 7000 år siden.

Resultatene til prøven GAM-15 faller utenfor trenden hvis det tas hensyn til usikkerhetene. Alderen er mye eldre enn forventet. Dette er vanskelig å forklare, men kunne delvis skyldes den komplekse uroppbyggingen i og med at dette området var i kortere tid dekket med ur enn de andre prøveplassene. I tillegg er det mulig at flere av prøvene som ligger ovenfor gjennomsnittsbevegelsen med uroppbygging (Figur 19), gjenspeiler ikke data fra det opprinnelige glideplanet, men er områder der det har skjedd steinsprang.

4.5 Utløpsanalyse

4.5.1 FlowR

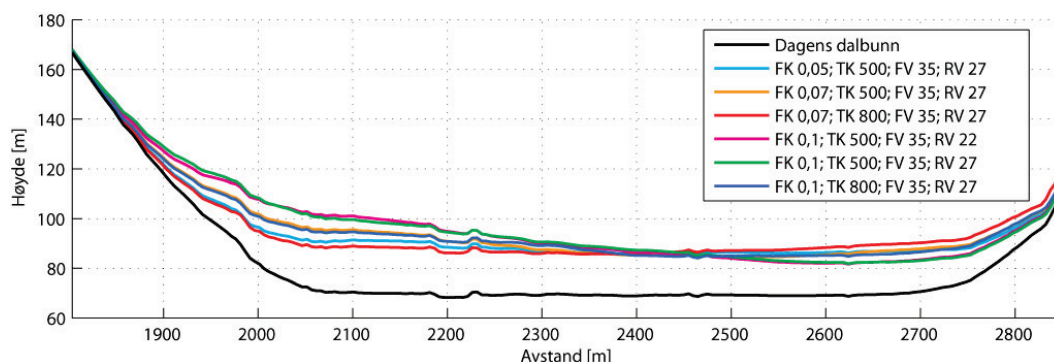
Basert på et volum på 26 millioner m³ (se Kapittel 5.1) brukes det en siktevinkel på 16° til å beregne rekkevidden ved en kollaps av Gamanjunni 3. Utløpsanalysen med FlowR viser at skredmaterialet vil nå Manndalselva, og man må regne med sekundærvirkninger som elveoppdemming og eventuelt dambrudd (Figur 24). Spredning av små partikler og danning av støvskyer er ikke evaluert. Imidlertid er det forventet at en støvsky vil dekke et større område enn det som defineres som utløpsområde.

4.5.2 DAN3D

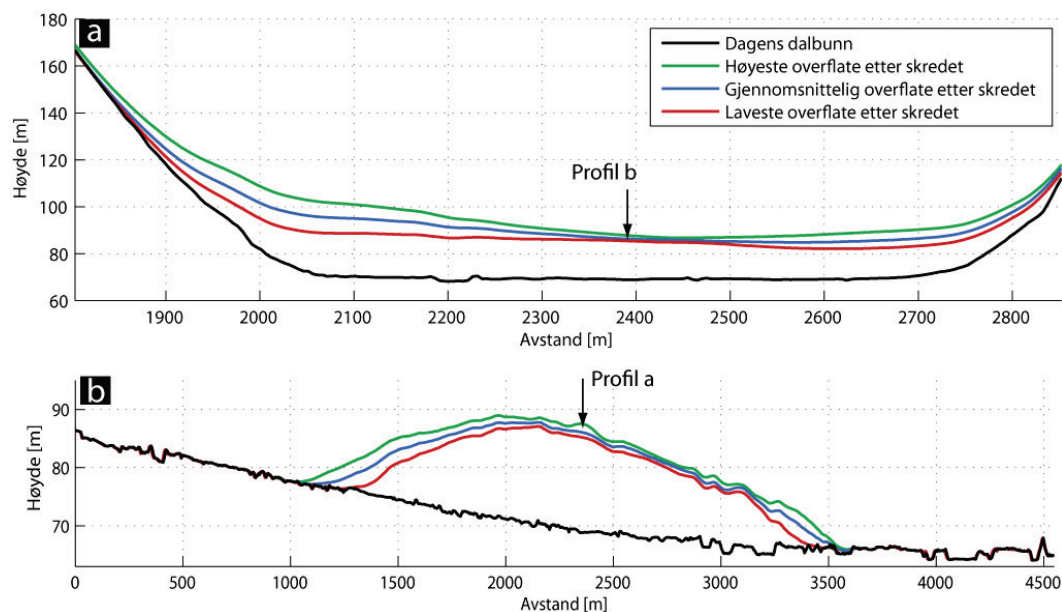
Parametrene til utløpsmodelleringen ble valgt slik at rekkevidden tilsvarer en siktevinkel på 16° etter Scheidegger (1973), se også kapittel 4.5.1. Utover dette ble forskjellige parametre testet for å studere usikkerhetene i resultatene (Tabell 2). Som vist i Figur 20 fordeler massene seg forskjellig utover dalbunnen avhengig av de valgte parametrene. Seks modelleringer er til slutt brukt for å beregne minimal, maksimal og gjennomsnittlig høyde over dagens dalbunn (Figur 21).

Tabell 2: Parametrene brukt for DAN3D modelleringen. Forskjellige kombinasjoner ble testet. Resultater fra modelleringer med parametre i grått ble ansett som urealistisk og parametrene ble dermed ikke brukt videre.

Romvekt (RV) [kN/m ³]	22 - 27
Friksjonskoeffisient (FK) [dimensjonløs]	0,05 - 0,07 - 0,1 - 0,2
Turbulenskoeffisient (TK) [m/s ²]	300 - 500 - 800
Intern friksjonsvinkel (FV) [grader]	35



Figur 20: Profil på tvers av dalen og parallelt til fjellskredets utløpsretning som viser dagens dalbunn og forskjellige modelleringresultater fra DAN3D for en mulig fjellskredavsetning.



Figur 21: Profiler (a) på tvers av dalen og parallelt til fjellskredets utløpsretning og (b) parallelt langs dalen og i rett vinkel til skredets utløpsretning. Minimum, maksimum og gjennomsnittlig terrengoverflate over dagens dalbunn er vist.

5. TOLKNING AV GEOLOGISKE RESULTATER

5.1 Definisjon av forskjellige scenarioer

Det ustabile fjellpartiet Gamanjunni 3 kan deles opp i flere mindre scenarioer basert på både morfologi og bevegelsesdata. Spesielt satellittbaserte InSAR-data antyder at noen områder beveger seg adskilt fra hovedblokken. Et område rett nedenfor topplatået til det ustabile fjellpartiet viser betydelig høyere verdier i den stigende banen fra TerraSAR-X-data (Figur 13). Muligens beveger dette området seg i en annen retning enn resten av fjellsida, men dette har ikke vært mulig å kvantifisere opp til nå på grunn av manglende data i det respektive området. Videre kan det morfologisk avgrenses et område ved foten til det ustabile fjellpartiet, som også har et avvikende bevegelsesmønster (Figur 5 og 23, se også Kapittel 4.3.2).

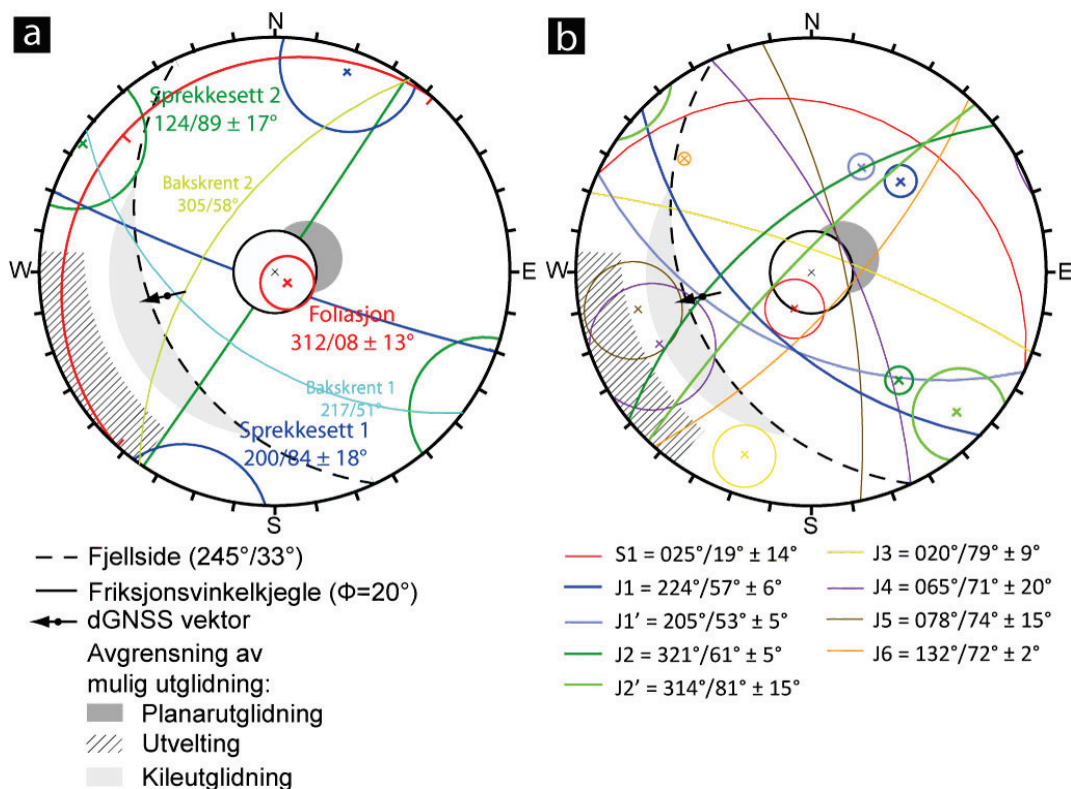
Riktignok har hele det ustabile fjellpartiet beveget seg som en sammenhengende blokk i ~7000 år. Deler av sørsiden kollapsest mest sannsynlig i fortida som steinskred, og danner nå en stor ur (Figur 4a). Videre antas det at bevegelsene målt på topplatået til det ustabile fjellpartiet reflekterer bevegelsen i dybden ved et glideplan. Observerte avvik i bevegelsesmønstre rett nedenfor topplatået gjenspeiler trolig overflatebevegelser. En kollaps av dette mindre området vil ikke medføre et fjellskred selv, men kunne destabilisere den øvre delen til det ustabile fjellpartiet, som deretter kan kollapse i form av et fjellskred. Det samme gjelder for området ved foten til det ustabile fjellpartiet. En kollaps av hele det ustabile fjellpartiet som følge av en mindre utrasning kan derfor ikke utelukkes. Faregraden for mindre scenarioer vil være lik eller mindre enn faregraden for hele Gamanjunni 3, fordi de største bevegelsene er målt på topplatået. En oppdeling i mindre scenarioer anses derfor som unødvendig og risikoklassifiseringen begrenses dermed til ett scenario.

Volumet for Gamanjunni 3 er 25 millioner m³, beregnet ved en konstruksjon av de avgrensede flater. Volumet beregnet med SLBL gir et maksimum på 26 millioner m³, 16 millioner m³ som middels, og et minimum på 6 millioner m³. Trolig er ikke minimumsverdien representativ, siden denne bruker et glideplan dannet av en rett linje fra topp til tå. Til konsekvensanalysen brukes 26 millioner m³ som det mest realistiske volumestimat.

5.2 Kinematisk analyse

En kinematisk analyse av strukturdata fra Gamanjunni 3 viser at det ikke finnes strukturer som tillater utglidning kinematisk (Figur 22a). Resultatene fra dGNSS analysen viser tydelig at det ustabile fjellpartiet er en kileutglidning langs de to bakskrentene i den øverste delen. Skjæringslinjen til de to bakskrentene har en orientering på 253/45. Dette tilsvarer den målte bevegelsesretning fra dGNSS som er på 257/43 (Figur 22a). Derimot har en slik kile ingen utgående lengre nede i fjellsiden. En slakere bevegelseskomponent trenges i foten for å få ut de ustabile fjellmassene. Bevegelsen må derfor forklares med en komponent av deformasjon av berggrunnen ved overgangen fra øvre kileutglidning til de nedre, slakere bevegelsene.

Alle resultater fra bevegelsesmålinger viser en avtakende trend for hastighet nedover skråningen. Man må ta hensyn til at alle utførte bevegelsesmålinger måler bevegelsene på overflaten til det ustabile fjellpartiet. Dette gjenspeiler ikke nødvendigvis bevegelsene ved hovedglideplanet i dypet. Den reelle bevegelsen til den øverste delen for det ustabile fjellpartiet kan kvantifiseres med tilfredsstillende sikkerhet. Data fra toppen til det ustabile fjellpartiet viser alle sammenlignbare resultater, som videre stemmer overens med den strukturelle geometrien av en kileutglidning. Mens InSAR data har en viss variasjon i



Figur 22: Oversikt over strukturer målt i felt (a) og over dataene fra bakkebasert laserskanner (b), samt kinematisk analyse. Det viser at ingen strukturer tillater utglidning kinematisk.

Tabell 3: Oversikt over bevegelser målt i de forskjellige områdene med forskjellige metoder. I det ustabile fjellpartiets nedre del avviker bevegelsene og helningsvinkelen delvis mellom de forskjellige målemetodene, mens det oppnås relativt like resultater på toppen.

Målemetode	Bevegelse [mm/år]	Bevegelsens helning
dGNSS		
GAM3-1	51	43
GAM3-2	54	43
Øvre hjørnereflektor	51	37
GAM3-3 (nær nedre hjørnereflektor)	51	48
GAM3-4	43	44
2D InSAR (TerraSAR-X)		
Gjennomsnitt ved GAM3-1	48	49
Gjennomsnitt ved GAM3-2	57	56
Gjennomsnitt ved øvre hjørnereflektor	46	56
Gjennomsnitt på hele toppblokken	47	53
Gjennomsnitt ved GAM3-3	54	38
Gjennomsnitt ved nedre hjørnereflektor	54	39
Gjennomsnitt ved GAM3-4	46	24
InSAR hjørnereflektor (Radarsat 2)		
Øvre hjørnereflektor	49	-
Nedre hjørnereflektor	38	-

bevegelsesrate og helningsvinkel, har de to GNSS-punkter og hjørnereflektoren, som er plassert på toppen til det ustabile fjellpartiet, lignende resultater. Usikkerheten om de målte bevegelsene tilsvarer bevegelsen i dybde eller bare er overflatebevegelser blir større nedenfor toppen. Her er det også avvikende resultater mellom de forskjellige målemetodene (Tabell 3). For eksempel er hastigheten målt ved dGNSS punkt GAM3-3 lik i dGNSS data og TerraSAR-x data, mens helningsvinkelen avviker fra hverandre. I tillegg viser den nedre hjørnereflektoren, som er plassert nær dGNSS punkt GAM3-3, en betydelig saktere bevegelse enn det som er målt ved dGNSS punktet.

5.3 Geologisk modell

En analyse av den gjennomgåtte forskyvningen er gjort ved å jevnføre den paleiske overflaten på toppen til det ustabile fjellpartiet med den paleiske overflaten bakenfor det ustabile området. Dette har resultert i en forskyvning mellom 135 og 155 m med et gjennomsnitt på 150 m langs en vektor på 253/45. Dette er en stor forflytning, noe som tyder på en velutviklet underliggende glidesone.

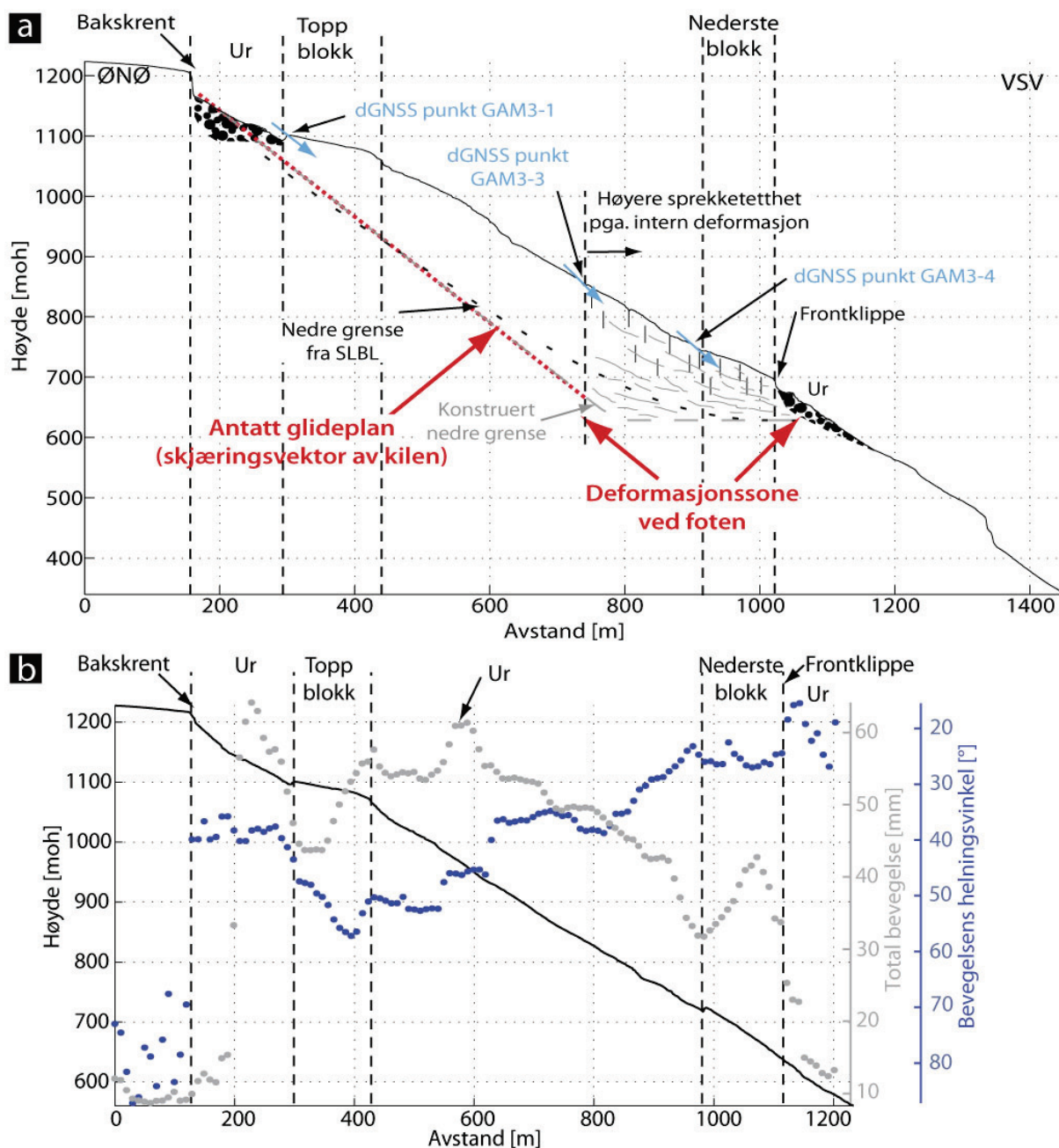
Alle bevegelsesmålingene ved den øvre delen til det ustabile fjellpartiet støtter en enhetlig bevegelse av toppblokken langs skjæringsvektoren av kilen med en orientering på 253/45, som er dannet av de to bakskretnene. Resultater fra differensiell GNSS viser en bevegelsesretning på 257/43, som støtter denne modellen. Også resultater fra satellittbasert 2D-InSAR stemmer overens med dette. Riktignok mangler denne vektoren utgående i fjellsida. Bevegelsen må derfor overføres til en slakere deformasjonssone på den nedre delen til det ustabile fjellpartiet, som for eksempel den subhorisontale foliasjonen (Figur 23). Dette gjenspeiles i en slakere bevegelse i tåen av Gamanjunni 3, bekreftet gjennom resultatene fra satellittbasert 2D-InSAR (Figur 23b). dGNSS punkt GAM3-4 viser derimot lik helningsvinkel som de øvre punktene på 44°.

Videre avtar bevegelseshastigheten gradvis nedover i 2D-InSAR data (Figur 23b). Denne reduksjonen i hastigheten medfører at energien må overføres på en annen måte. Det nederste området viser en høyere sprekketetthet enn de øvre delene til det ustabile fjellpartiet. En forklaring kan være at den høyere bevegelsen i de øvre delene blir tatt opp av en økt oppsprekking i de nedre delene, noe som resulterer i en reduksjon av bevegelseshastigheten. Det finnes ingen entydige indikasjoner på interne glide- eller sprekkeplan som skiller to eller flere blokker med vesentlig forskjellige bevegelseshastigheter over bruddflaten. Derfor må deformasjonen i den nedre delen av skråningen inneholde en betydelig andel av brudd i intakt fjell. Dette forårsaker dannelse av nye sprekker for å muliggjøre bevegelsen. Deformasjonen tas så opp inkrementelt i de nedre delene, som mindre forflytning på mange sprekker. Brudd i intakt fjell er spesielt viktig i overgangen fra den øvre kileutglidning til den nedre, slakere utglidningen for at bevegelsen skal kunne skje. Slik deformasjon har også blitt observert for andre komplekse fjellskred andre steder (Stead og Eberhardt, 2013), og er omtalt til å bli mer intens med en økning av vinkelen mellom begge bevegelsesretninger.

Som nevnt tidligere var en av hovedgrunnene for å utføre 2D resistivitetsmålingene å se om metoden kunne påvise noen horisontale glideplan som kunne ha betydning for stabiliteten av det ustabile området. Det framkom ingen horisontale resistivitetsgrenser i dypet innenfor det området som er avgrenset av tålinjen og baksprekkene. Dette tyder på at det ikke er tilstrekkelige resistivitetskontraster i de eventuelle glideplanene til at de kan detekteres. Dette kan skyldes oppløsningen til datasettet (10 m elektrodeavstand), eller muligens forklares med en deformasjonssone istedenfor en planar struktur.

Vi foreslår derfor at det ustabile fjellpartiet har en sammensatt deformasjon, basert på det observerte bevegelsesmønsteret, morfologien og strukturene. Hoveddelen beveger seg som en

kileutglidning langs de to baks-krentene. Et mulig utgående glideplan på foten er skjult av ur og kan dermed ikke stedfestes. Imidlertid antas det at den nederste delen mest sannsynlig er en deformasjonssone som tillater en slak utglidning i fronten (Figur 23a). I denne modellen fungerer den nederste delen til det ustabile fjellpartiet som en støtte for det øvre området, og er med på å holde tilbake en fullstendig kollaps. De forskjellige målemetodene viser delvis forskjellige bevegelsesresultater i den nederste delen. En endelig konklusjon om den geologiske modellen i den nederste delen kan derfor enda ikke gis.



Figur 23: a) Geologisk profil gjennom det ustabile området. Det er ikke sikkert hvor en nedre grense vil ha utgående fordi den er skjult av ur. b) 2D InSAR data fra TerraSAR-X satellitten. Både total bevegelse og bevegelsens helningsvinkel er tatt ut langs et profil fra de opprinnelige rasterdata (Figur 12). Bevegelseshastigheten og fallvinkelen avtar gradvis nedover. Toppblokken viser ingen enhetlig bevegelse i InSAR-data, i motsetning til resultater fra dGNSS. Den nederste blokken rett ovenfor frontklippen viser et avvikende bevegelsesmønster. Se Figur 5 for lokalisering av profilene i a) og b).

6. FARE- OG RISIKOKLASSIFISERING

Detaljerte beskrivelser av fare- og risikovurdering for Gamanjunni 3 er presentert i det følgende.

6.1 Fareklassifisering

Faregraden er estimert ved hjelp av ni kriterier. Den gjennomsnittlige poengsummen for Gamanjunni 3 er 10,2. Dette tilsvarer en svært høy faregrad. Den fullstendige fareanalysen er presentert i Vedlegg C. Hvert kriterium er beskrevet i det følgende:

- 1) **Bakskrent:** Ved Gamanjunni 3 kan man observere to velutviklede bakskrenter som danner en kile. Analysene viser at det tidligere har vært omtrent 150 m bevegelse langs bakskrentene. Bakskrentene på Gamanjunni 3 er dermed fullt utviklet over hele bredden til det ustabile området.
- 2) **Potensielle glidestrukturer:** Foliasjonen er subhorisontal og kan dermed ikke danne en glidestruktur. De gjennomgående strukturene som danner bakskrentene har derimot ikke utgående i fjellsiden.
- 3) **Flanker:** På grunn av geometrien til bruddflatene i fjellsiden, kan de nordlige og sørlige sideavgrensende bruddflatene tolkes som en fortsettelse av henholdsvis bakskrent 1 og 2. Flankene er dermed fullt utviklet på begge sider.
- 4) **Kinematisk analyse:** Fra feltdata finnes det ingen strukturer som tillater utglidning eller utvelting.
- 5) **Morfologisk tegn på bruddflaten:** Det finnes flere tydelige tegn på en nedre grense av det ustabile fjellpartiet, som høy steinsprangaktivitet, dannelsen av en klippe ovenfor tålinjen og en klar tålinje i satellitt- og bakkebaserte radarinterferometridata.
- 6) **Bevegelseshastighet:** Bevegelsesdata fra Gamanjunni 3 er fremskaffet gjennom innmåling av det ustabile fjellpartiet med fire uavhengige målesystemer: TerraSAR-X (2009-2014), RADARSAT-2 (2008-2015), GB InSAR (2011, 2012, 2014) og dGNSS (2011-2015). Den maksimale målte bevegelsen er i samsvar i de ulike metodene, og er 5 cm/år.
- 7) **Akselerasjon:** Datasettene viser ingen akselerasjon i måleperiodene. Derimot ble det konkludert ut fra daterte prøver langs bakskrenten at det har skjedd en økning av bevegelseshastigheten siden begynnelsen av utglidningen.
- 8) **Økning av steinsprangsaktivitet:** Fra feltkartlegging og flyfoto er det observert stor steinsprangaktivitet fra klippekanten i området sørvest og nedenunder hjørnereflektoren på toppen til det ustabile fjellpartiet, og sør for den nederste hjørnereflektoren og fra skrenten rett ovenfor tålinjen. Det er ved feltbefaring observert ferske bruddflater på blokkmaterialet, og ferske nedslagsspor etter steinsprang i fjellsiden.
- 9) **Tidligere hendelser:** Det finnes en fjellskredavsetning nedenfor det ustabile fjellpartiet Storhaugen blokk ~2,5 km lengre nord i Manndalen med en alder på 4250 år.

6.2 Konsekvensanalyse

Konsekvensene i denne fare- og risikoklassifiseringen relaterer seg kun til tap av menneskeliv ved direkte treff av rasmassene. Etter data fra Statistisk sentralbyrå var det 25 beboere fordelt på 6 eneboliger i utløpsområdet av Gamanjunni 3 i 2014. I tillegg kommer 5 fritidsboliger og 18 landbruksbygninger av ukjent type (Figur 24). For fritidsboliger er standardverdiene som følger: 2 personer minimal, 4 personer gjennomsnittlig og 8 personer maksimal verdi med en antatt eksponering på 20 %. Standardverdier for landbruksbygninger av ukjent type er som følger: 0 personer minimal, 1 person gjennomsnittlig og 2 personer maksimal verdi. Det

finnes andre bygningstyper i utløpsområdet, som for eksempel garasjer eller hus for dyr, men det antas at ingen oppholder seg i disse. Til sammen resulterer det i flere titalls personer i utløpsområdet til Gamanjunni 3. Det antas en sårbarhet på 100% for alle eksponerte personer.

6.3 Risikoklassifisering

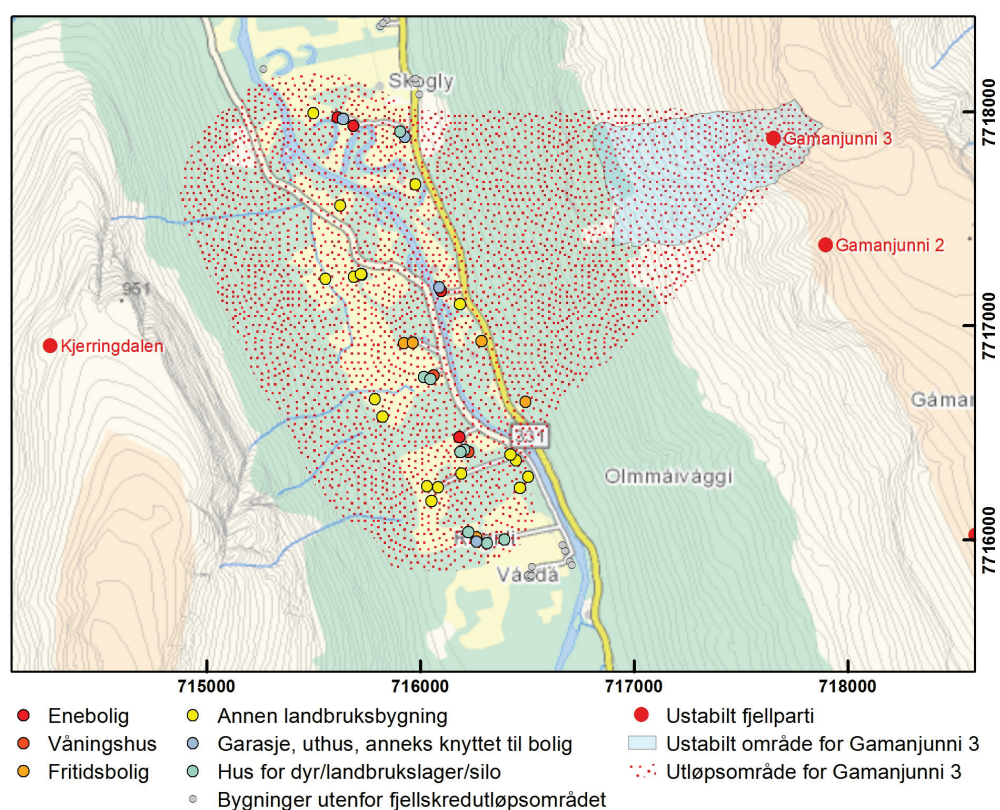
Resultater fra risikovurderingen er presentert i Figur 25. Gamanjunni 3 er i henhold til analysen betraktet å ha høy risiko (rødt felt i risikomatrise).

6.4 Oppsummering av fare- og risikoklassifiseringen

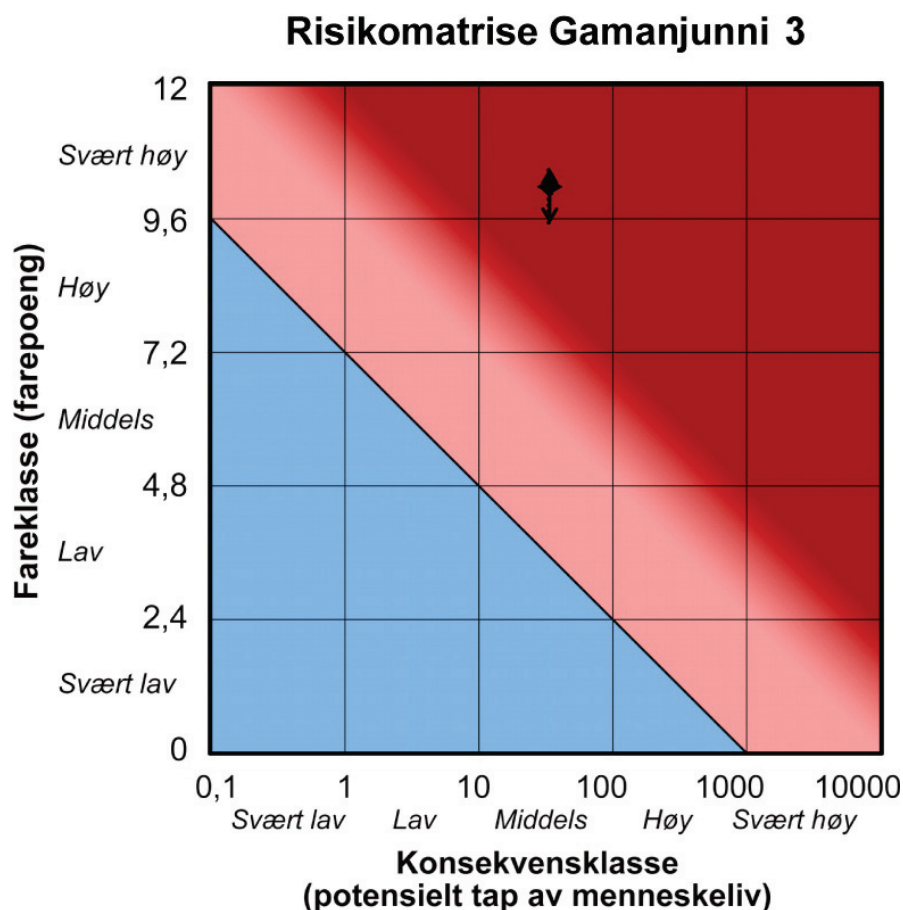
Resultatene for fare- og risikoklassifiseringen av Gamanjunni 3 viser svært høy faregrad. Konsekvensene plottes i middels konsekvensklasse. Risikoen blir dermed høy.

Usikkerheten for faregraden er lav. Avgrensning av det ustabile fjellpartiet er entydig og det beregnede volumet ansees dermed å ha liten usikkerhet. Det er derimot noen usikkerheter knyttet til den geologiske modellen i den nederste delen, men dette har liten innflytelse på volumestimatet eller konsekvensene. Mens den geologiske modellen av den øverste delen er relativt entydig, viser de forskjellige målemetodene delvis forskjellige bevegelsesresultater i den nederste delen. En endelig konklusjon om den geologiske modellen i den nederste delen kan derfor ikke gis her.

Damhøyden har blitt bestemt med en detaljert utløpsanalyse med DAN3D. Videre bør analyser og vurderinger av sekundæreffekter som oppdemming og dambrudd utføres (Dahle m.fl., 2011), for å bestemme de reelle konsekvensene mer nøyaktig.



Figur 24: Utløpsområdet av en mulig kollaps av Gamanjunni 3, og bygninger innenfor utløpsområdet.



Figur 25. Risikomatrise for det ustabile fjellpartiet Gamanjunni 3 som har en høy til svært høy faregrad.

7. KONKLUSJONER

Denne rapporten presenterer en analyse av dagens situasjon for det ustabile fjellpartiet Gamanjunni 3 i Manndalen, Kåfjord kommune. Data som presenteres inneholder informasjon om morfologiske og strukturelle egenskaper i området, bevegelser, evaluering av utløpet i tilfelle det skjer en massiv svikt, og vurdering av fare- og risikonivå.

Gamanjunni 3 er et ustabilt fjellparti som beveger seg med 5 cm/år i de øvre områdene, og målingsdata indikerer at denne deformasjonshastigheten avtar nedover i det ustabile området til ~3 cm/år. Dette indikerer at de nedre delene virker bremsende på de drivende kreftene fra de øvre områdene. Med en allerede gjennomført forflytning av det ustabile området på om lag 150 m må man forvente at det eksisterer en velutviklet underliggende glidesone. Resultatene fra dateringen viser at utglidningen ved Gamanjunni 3 startet for rundt 7000 år siden. Bevegelseshastigheten er i dag mer enn dobbelt så høy som den gjennomsnittlige bevegelseshastigheten over hele tidsrommet fjellet har vært i bevegelse. Det er vanskelig å bestemme variasjoner i utglidningshastigheten over tid på grunn av flere usikkerheter. Det kan ikke utelukkes at bevegelsen har i perioder vært like høyt som den er i dag. Bevegelsesvektorene fra forskjellige målingene viser tydelig at den øverste delen av det ustabile fjellpartiet beveger seg som en kileutglidning langs snittvektoren som dannes av begge bakskrentene. Videre antas det at den nederste delen mest sannsynlig er en deformasjonssone som tillater en slak utglidning i fronten. De forskjellige målemetodene viser delvis forskjellige bevegelsesresultater i den nederste delen og en endelig konklusjon om den geologiske modellen i den nederste delen kan derfor enda ikke gis.

Det ustabile fjellpartiet er tydelig avgrenset på alle sidene. Volumet er estimert til 26 millioner m³. Utløpsanalysen viser at skredmaterialet vil nå Manndalselven og man må regne med sekundærvirkninger som elveoppdemming og eventuelt dambrudd. Konsekvensene i denne fare- og risikoklassifiseringen relaterer seg kun til potensiell tap av menneskeliv i utløpsområdet for et fjellskred. En kollaps av Gamanjunni 3 kan ramme flere titalls bosatte. Faregraden er meget høy med lave usikkerheter. Evaluering av risikoen i sammenheng med en kollaps av det ustabile fjellpartiet gir en høy risiko.

Takksigelse

Takk til Norges vassdrags- og energidirektoratet for finansiering av arbeidene knyttet til denne rapporten. En stor takk til Lars Harald Blikra, NVE, for mange nyttige diskusjoner og tilbakemeldinger på denne rapporten. Tusen takk også til Inger-Lise Solberg, NGU, for retting og språklig forbedring av rapporten.

Referanser

- Balco, G., Stone, J. O., Lifton, N. A., & Dunai, T. J. (2008): A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from 10 Be and 26 Al measurements: *Quaternary geochronology*, v. 3, no. 3, p. 174-195.
- Ballantyne, C. K., Stone, J. O., & Fifield, L. K. (1998): Cosmogenic Cl-36 dating of postglacial landsliding at the Storr, Isle of Skye, Scotland: *The Holocene*, v. 8, no. 3, p. 347-351.
- Bigot-Cormier, F., Braucher, R., Bourlès, D., Guglielmi, Y., Dubar, M., & Stéphan, J.-F. (2005): Chronological constraints on processes leading to large active landslides: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 235, no. 1, p. 141-150.
- Blikra, L.H., Böhme, M., Dehls, J., Hermanns, R.L., Oppikofer, T., Redfield, T.F., Rønning, J.S., Yugsi Molina, F., Domaas, U., Pfaffhuber, A., Henriksen, H., Hole, J., & Kristensen, L. (2013): The unstable phyllitic rocks in Stampa – Flåm: Compilation, scenarios, risk and recommendations. NVE rapport 30/2013, Norges vassdrags- og energidirektorat, Oslo, Norge.
- Bunkholt, H.S.S., Osmundsen, P.T., Redfield, T., Oppikofer, T., Eiken, T., L'Heureux, J.S., Hermanns, R., & Lauknes, T.R (2011): ROS Fjellskred i Troms: status og analyser etter feltarbeid 2010. NGU rapport 2011.031, Norges geologiske undersøkelse, Trondheim, Norge.
- Bunkholt, H.S.S., Redfield, T.F., Osmundsen, P.T., Oppikofer, T., Hermanns R.L., & Dehls, J.F. (2012): Landslide processes in hard rock in Troms, Norway. In: Eberhardt, E., Froese, C., Turner, A.K. & Leroueil, S. (eds.), *Landslide and engineered slopes: Protecting society through improved understanding*, Taylor & Francis Group, London, pp. 855-861.
- Bunkholt, H.S.S., Otterå, S., Yugsi Molina, F.X., Hermanns, R.L., Dehls, J.F., Osmundsen, P.T., Redfield, T.F., Eiken, T., & Böhme, M. (2013): Undersøkelser av ustabile fjellpartier i Troms – status og planer etter feltarbeid 2011 og 2012. NGU rapport 2013.021, Norges geologiske undersøkelse, Trondheim, Norge.
- Böhme, M., Hermanns, R.L., Oppikofer, T., Fischer, L., Bunkholt, H.S.S., Eiken, T., Pedrazzini, A., Derron, M., Jaboyedoff, M., Blikra, L.H., & Nilsen, B. (2013): Analyzing complex rock slope deformation at Stampa, western Norway, by integrating geomorphology, kinematics and numerical modeling. *Engineering Geology*, 154, 116-130.
- Böhme, M., Molina, F.Y., Dehls, J., & Hermanns R.L. (2015): Fare- og risikoklassifisering av det ustabile fjellpartiet Storhaugen blokk i Manndalen, Troms. NGU rapport 2015.050, Norges geologiske undersøkelse, Trondheim, Norge.
- CRONUS Earth Web Calculators (2016): ³⁶Cl Exposure Age Calculator v2.0, <http://web1.itc.ku.edu:8888/2.0/html/cl/>, accessed: 22.02.2016.
- Dahle, H., Bjerke, P.L., Crosta, G., Hermanns, R.L., Anda, E., & Saintot, A. (2011): Faresoner for utløp, oppdemming og flom som følge av fjellskredfare ved Mannen. NGU rapport 2011.058, Norges geologiske undersøkelse, Trondheim, Norge.

- Devoli, G., Eikenæs, O., Taurisano, A., Hermanns, R.L., Fischer, L., Oppikofer, T., & Bunkholt, H.S.S. (2011): Plan for skredfarekartlegging – Delrapport steinsprang, steinskred og fjellskred. NVE rapport 15/2011, Norges vassdrags- og energidirektorat, Oslo, Norge.
- Doerge, F. (2014): Dating two high-elevation, low-relief surfaces in northern Norway using noble gas mass spectrometry. MSc avhandling, Institute of Geological Sciences, Freie Universität Berlin, Germany.
- Eilertsen, R.S., Hansen, L., & Olsen, L. (2012): Kwartærgeologisk kartlegging av Manndalen, Kålfjord kommune, NGU rapport 2011.068, Norges geologiske undersøkelse, Trondheim, Norge.
- Eriksen, H.Ø. (2013): Slope displacement patterns observed using satellite InSAR data in the Storfjord-Kålfjord-Lyngen region, Troms. GEO-3900 Masteroppgave, Institutt for geologi, Norges Arktiske Universitet, Tromsø, Norge.
- Gosse, J. C., & Phillips, F. M. (2001): Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application: *Quaternary Science Reviews*, v. 20, no. 14, p. 1475-1560.
- Henderson, I.H.C., Osmundsen, P.T., & Redfield, T.F. (2010): ROS Fjellskred i Troms: Status og planer 2010, NGU rapport 2010.021, Norges geologiske undersøkelse, Trondheim, Norge.
- Hermanns, R. L., Niedermann, S., Garcia, A. V., Gomez, J. S., and Strecker, M. R. (2001): Neotectonics and catastrophic failure of mountain fronts in the southern intra-Andean Puna Plateau, Argentina: *Geology*, v. 29, no. 7, p. 619-622.
- Hermanns, R. L., Niedermann, S., Ivy-Ochs, S., & Kubik, P. W. (2004): Rock avalanching into a landslide-dammed lake causing multiple dam failure in Las Conchas valley (NW Argentina)—evidence from surface exposure dating and stratigraphic analyses: *Landslides*, v. 1, no. 2, p. 113-122.
- Hermanns, R.L., Fischer L., Oppikofer, T., Böhme, M., Dehls, J.F., Henriksen H., Booth, A., Eilertsen, R., Longva, O., & Eiken, T. (2011a): Mapping of unstable and potentially unstable rock slopes in Sogn og Fjordane, NGU rapport 2011.055, Norges geologiske undersøkelse, Trondheim, Norge.
- Hermanns, R.L., Redfield, T.F., Gosse, J., Eiken, T., Bunkholt, H.S.S., Fischer, L., & Oppikofer, T. (2011b): Surface exposure dating of sliding planes and deposits for understanding long term failure processes of large rock slide failures in Norway. XVIII INQUA conference, Bern, Switzerland, 21st -27th July 2011.
- Hermanns, R.L., Oppikofer, T., Anda, E., Blikra, L.H., Böhme, M., Bunkholt, H., Crosta, G.B., Dahle, H., Devoli, G., Fischer, L., Jaboyedoff, M., Loew, S., Sætre, S., & Yugsi Molina, F.X. (2012a): Recommended hazard and risk classification system for large unstable rock slopes in Norway. NGU rapport 2012.029, Norges geologiske undersøkelse, Trondheim, Norge.
- Hermanns, R., Redfield, T., Bunkholt, H., Fischer, L., Oppikofer, T., Gosse, J., & Eiken, T. (2012b): Cosmogenic nuclide dating of slow moving rockslides in Norway in order to assess long-term slide velocities. In: *Proceedings Landslides and Engineered Slopes. Protecting Society through Improved Understanding: Proceedings of the 11th International & 2nd North American Symposium on Landslides*, Banff, Canada, p. 3-8.
- Hermanns, R. L., Oppikofer, T., Dahle, H., Eiken, T., Ivy-Ochs, S., & Blikra, L. (2013): Understanding long-term slope deformation for stability assessment of rock slopes: the case of the Oppstadhornet rockslide, Norway. In: *Proceedings of the International Conference Vajont 1963–2013*, Padua, Italy, 8–10 October 2013.
- Hoek, E., Bray, J. (1981): *Rock Slope Engineering*, 3rd edition, E & FN Spon, London.
- Horton, P., Jaboyedoff, M., Rudaz, B., & Zimmermann, M. (2013): Flow-R, a model for susceptibility mapping of debris flows and other gravitational hazards at a regional scale. *Natural Hazards Earth System Sciences*, 13, 869-885.
- 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), pp. 1-45.
- Hungr, O., & McDougall, S., (2009): Two numerical models for landslide dynamic analysis. *Computers & Geosciences*, Vol. 35, pp. 978-992.
- InnovMetric (2014): PolyWorks: 3D scanner and 3D digitizer software from InnovMetric Software Inc. <http://www.innovmetric.com/>.

- Ivy-Ochs, S., Poschinger, A., Synal, H.-A., & Maisch, M. (2009): Surface exposure dating of the Flims landslide, Graubünden, Switzerland: *Geomorphology*, v. 103, no. 1, p. 104-112.
- Jaboyedoff, M., Baillifard, F., Couture, R., Locat, J. & Locat, P. (2004): Toward preliminary hazard assessment using DEM topographic analysis and simple mechanical modeling by means of sloping local base level. In W.A. Lacerda, M. Ehrlich, A.B. Fontoura & A. Sayão (eds.), *Landslides: Evaluation and Stabilization*, Taylor & Francis Group, London, pp. 199-205.
- Jaboyedoff, M., Couture, R. & Locat, P. (2009): Structural analysis of Turtle Mountain (Alberta) using digital elevation model: Toward a progressive failure. *Geomorphology* 103: 5-16.
- Jaboyedoff, M., Derron, M.-H., Rudaz, B., Oppikofer, T., Penna, I.M. & Daicz, S. (2015): A review of geometrical methods for determination of landslide volume and failure surface geometry. I: *Proceedings of the 68th Canadian Geotechnical Conference GEOQuébec 2015 - Challenges from North to South*.
- Kampes, B.M. (2006): Radar interferometry: persistent scatterer technique. *Remote Sensing and Digital Image Processing*, 12, Springer Netherlands.
- Kristensen, L. (2011): Ground based radar measurements at Gamanjunni 3 and Oksfjellet, Troms, Åknes rapport Nr 09.2011, Åknes-Tafjord beredskapssenter
- Kristiansen, G., Fylkesmannen i Troms (2001): Verdier i Manndalselva, Kåford kommune, Troms. Utgitt av Direktoratet for naturforvaltning i samarbeid med Norges vassdrags- og energidirektorat, VVV-rapport 2001-26, Direktoratet for naturforvaltning, Trondheim.
- Larsen, Y., Engen, G., Lauknes, T.R., Malnes, E., & Høgda, K.A. (2006): A generic differential interferometric SAR processing system, with applications to land subsidence and snow-water equivalent retrieval. In: ESRIN, E. (Ed.), *Fringe ATSR Workshop 2005*, Frascati, Italy, p. 6.
- Lauknes, T.R., Zebker, H.A., & Larsen, Y. (2011): Insar deformation time series using an l1-norm small-baseline approach. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 49, 536-546.
- Niedermann, S., Hermanns, R., Osmundsen, P., & Redfield, T. (2014): Cosmogenic ²¹Ne attesting a minimum age of 170 ka for a high-altitude, low-relief geomorphic surface in Troms County, Norway. *Nordic workshop on Cosmogenic Nuclide Dating*, Aarhus University. Abstract.
- NVE (2016): 206/1 Manndalselva, <https://www.nve.no/vann-vassdrag-og-miljo/verneplan-for-vassdrag/troms/206-1-manndalselva-olmmaivateatnu/>
- Oppikofer, T. (2009): Detection, analysis and monitoring of slope movements by high-resolution digital elevation models. PhD avhandling, Institute of Geomatics and Analysis of Risk, University of Lausanne, Lausanne, Switzerland.
- Oppikofer, T., Bunkholt, H., Fischer, L., Saintot, A., Hermanns, R.L., Carrea, D., Longchamp, C., Derron, M.-H., Michoud, C. & Jaboyedoff, M. (2012): Investigation and monitoring of rock slope instabilities in Norway by terrestrial laser scanning. In: Eberhardt, E., Froese, C., Turner, A.K. and Leroueil, S. (eds.) *Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society through Improved Understanding*, Taylor & Francis Group, London, pp. 1235-1241.
- Oppikofer, T., Hermanns, R.L., Sandøy, G., Roberts, N., Böhme, M., & Molina, F.Y. (under arbeid): Metodikk for konsekvensanalyse av fjellskred. NGU rapport, Norges geologiske undersøkelse, Trondheim, Norge.
- Quenardel, J.M., & Zwaan, K.B. (2008): Berggrunnskart Manndalen 1633 I, M 1:50000. Foreløpig utgave. Norges geologiske undersøkelse.
- Rønning, J.S., Dalsegg, E., Heincke, B.H., Juliussen, H., & Tønnesen, J F. (2008): Geofysiske målinger på Nordnesfjellet sommeren 2007, Kåfjord kommune, Troms. NGU rapport 2008.024, Norges geologiske undersøkelse, Trondheim, Norge.
- SafeLand (2010): Review of techniques for landslide detection, fast characterization, rapid mapping and long-term monitoring. SafeLand deliverable 4.1, Edited for the SafeLand European project by Michoud C., Abellán, A., Derron, M.-H. & Jaboyedoff, M.
- Scheidegger, A. E. (1973): On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides, *Rock Mechanics*, 5, 231 - 236.
- Schleier, M., Hermanns, R. L., Rohn, J., & Gosse, J. C. (2015): Diagnostic characteristics and paleodynamics of supraglacial rock avalanches, Innerdalen, Western Norway. *Geomorphology*, 245, 23-39.
- Stead, D. & Eberhardt, E. (2013): Understanding the mechanics of large landslides. In R. Genevois & A. Prestininzi (eds.), *International Conference Vaiont, 1963-2013 - thoughts and analyses after*

- 50 years since the catastrophic landslide, *Italian Journal of Engineering Geology and Environment - Book Series 6*, Sapienza University, Rome, Italy, pp. 245-254.
- Stroeven, A.P., Hättestrand, C., Kleman, J., Heyman, J., Fabel, D., Fredin, O., Goodfellow, B.W., Harbor, J.M., Jansen, J.D., Olsen, L., Caffee, M.W., Fink, D., Lundqvist, J., Rosqvist, G.C., Strömberg, B., & Jansson, K.N. (i trykk): Deglaciation of Fennoscandia, *Quaternary Science Reviews*.
- Terranum (2016): Coltop3D, LIDAR data processing and analyzing software for geologists, <https://www.terranum.ch/products/coltop3d>, accessed: 18.02.2016.
- Wyllie, D.C., & Mah, C.W. (2004): *Rock Slope Engineering: Civil and Mining*, Spon Press/Taylor & Francis Group, London and New York.
- Zerathe, S., Lebourg, T., Braucher, R., and Bourlès, D. (2014): Mid-Holocene cluster of large-scale landslides revealed in the Southwestern Alps by 36 Cl dating. Insight on an Alpine-scale landslide activity: *Quaternary Science Reviews*, v. 90, p. 106-127.
- Zwaan, K.B., Dangla, P., & Quenardel, J.M. (2006): *Berggrunnskart Kåfjord 1634 II, M 1:50,000*. Norges geologiske undersøkelse.
- Øydvin, E., Devoli, G., Bargel, T.H., Wiig, T., Taurisano, A., Berg, H., Eikenæs, O., Lyche, E., Fergus, T., Kvakland, M.R., Wasrud, J., Helle, T.E., Orvedal, K., Peereboom, I.O., Anderson, Ø., Hermanns, R.L., Høst, J., Hansen, L., Bunkholt, H.S., Eilertsen, R., Fischer, L., L'Heuraux, J.-S., Oppikofer, T., Rubensdotter, L., Sletten, K., Solberg, I.-L., & Stalsberg, K. (2011): Plan for skredfarekartlegging. Status og prioriteringer innen oversiktskartlegging og detaljert skredfarekartlegging i NVEs regi. NVE rapport 14/2011, Norges vassdrags- og energidirektorat, Oslo, Norge.

Vedlegg A:
Geofysiske målinger på Gamanjunni 3
Einar Dalsegg, NGU

GEOFYSISKE MÅLINGER PÅ GAMANJUNNI 3

MÅLEMETODER, UTFØRELSE OG PROSESSERING

I det følgende blir utførelsen av de geofysiske målingene beskrevet. En mere utførlig beskrivelse av metodene finnes på

<http://www.ngu.no/emne/bakkemålinger>

Målemetode

Ved denne undersøkelsen ble det foretatt måling av 2D resistivitet og industert polarisasjon (IP). IP måles samtidig med resistivitetsmålingene og fører til noe utvidet måletid. Dette er av mindre betydning i forhold til viktigheten av også å måle IP. Ved å kombinere de to metodene kan risiko for feiltolkninger reduseres.

NGU har tidligere gjort 2D resistivitetsmålinger ved kartlegging av flere ustabile fjellparti: Åknes og Tafjord i Stranda og Stordal kommuner (Rønning m. fl. 2006), Nordnesfjellet i Kåfjord kommune (Tønnesen & Dalsegg 2004 og Rønning m. fl. 2008), Gikling i Sunndal kommune (Dalsegg m. fl. 2010) og Mannen i Rauma kommune (Dalsegg & Rønning 2012). 2D resistivitetsmålinger har ved disse undersøkelsene vist seg å gi et meget nyttig bidrag til forståelsen av fjellkvaliteten i de enkelte områdene.

Utførelse

Måledata ble innsamlet med et kabelsystem utviklet ved den tekniske høgskolen i Lund (LUND-systemet, Dahlin 1993). Systemet består av et Terrameter ABEM-LS, og to eller fire multi-elektrode kabler (ABEM 2012). Ved denne undersøkelsen ble det benyttet fire kabler med 10 meters elektrodeavstand og Gradient elektrodekonfigurasjon, noe som gir en dybderekkevidde på ca. 120 meter. Oppløsningen, og dermed nøyaktigheten, er størst i den øvre halvdel av pseudoseksjonen. Hele systemet kan flyttes langs profilet slik at utstrekningen av et profil er ubegrenset.

Strøm ble sendt i pulser på 1 sekund og alternerende polaritet. Målingen av resistivitet (enhet ohmm eller Ωm) startet 0,4 sekunder etter at strømmen ble slått på og måletiden var 0,6 sekunder. Indusert polarisasjon ble målt 100 ms etter strømbrydd i 8 tidsvindu på 20, 40, 60, 80, 120, 160, 200 og 280 ms. Integrert IP-signal over tid med enhet mVs, normaliseres mot resistivitetssignalet (mV) og får enheten mV/V.

Profilenes beliggenhet er innmålt med GPS. Målingene ble utført 21. og 22. juni 2012 av Einar Dalsegg fra NGU med assistanse fra Halvor Bunkholt fra NGU og Anders Furuseth fra Nordnorsk fjellovervåkning.

Datakvalitet

Jordingsbetingelsene var ikke gode, da mesteparten av profilet går i grove skredmasser. Strømstyrken var derfor lav og for de fleste målingene lå strømstyrken i området 5 - 50 mA. Spesielt den øvre delen var jordingsbetingelsene vanskelige og her var strømstyrken stort sett under 10 mA. Datakvaliteten var likevel overraskende god, og kun et fåtall måledata måtte fjernes før inversjon. Strømstyrken er under det som er anbefalt for IP-målinger (50 mV), men data ser så bra ut at de likevel tas med i rapporten.

Inversjon

Ved alle resistivitetsmålinger måles en tilsynelatende resistivitet. Denne representerer et veid middel av alle resistiviteter som er innenfor målingens influensvolum. For å finne den spesifikke resistivitet i ulike deler av undergrunnen må data inverteres. Dette utføres ved at bakken deles opp i blokker som tilordnes en bestemt resistivitetsverdi. Denne blir så justert i

flere trinn (iterasjoner) inntil responsen fra den teoretiske modellen blir mest mulig lik de målte data. Samme prosedyre benyttes ved inversjon av IP-data.

Resistivitetsmålingene ble invertert ved bruk av dataprogrammet RES2DINV (Loke 2011). Det ble gjort forsøk med forskjellig inversjonsmetoder (Least Square og Robust) og det ble eksperimentert med forskjellige inversjonsparametre, dempningsfaktorer og forskjellige filtre. Dette ga ikke noen endringer i hovedtrekkene i de inverterte profilene, men mindre avvik i detaljer. Da vi primært var ute etter å se om resistivitetsmålingene kunne påvise noen horisontale glideplan langs fjellsida, ble det benyttet vertikal/horisontal-filter 0,5, noe som gjør at horisontale strukturer fremheves.

RESULTATER

2D resistivitet og IP

Måleresultatene er presentert i Figur A1. Resistivitetsmålingene er fremstilt med et fargeplott som gjenspeiler resistiviteten (det inverse av elektrisk ledningsevne i bergrunnen), hvor det er tatt hensyn til topografi. Fargeskalaen går fra meget lav resistivitet gitt i blått ($<1000\Omega\text{m}$) til høy resistivitet gitt i oransje/rødt ($> 16.000\Omega\text{m}$). Resistivitetsverdier høyere enn ca $16\text{ k}\Omega\text{m}$ kan representere oppsprukket drenert fjell eller skredmasser. Ekstremt høye resistivitetsverdier (rød til fiolett) kan også skyldes permafrost i dette området (jfr. Nordnes, Rønning m.fl. 2008). Resistivitetsverdier fra ca. 3000 til $16.000\Omega\text{m}$ (grønt og gult) tolkes som generelt godt fjell, mens verdier lavere enn $3000\Omega\text{m}$ (b lått og noe grønt) kan indikerer oppsprukket, vannmettet fjell.

Som øvre del av Figur A1 viser, indikerer målingene et øvre lag på ca. 10 til 20 meter med meget høy resistivitet. Dette representerer trolig et drenert og tørt nivå bestående av skredmasser og sterkt oppsprukket fjell. Helt øverst på profilet er resistiviteten ekstra høy, noe som trolig representerer nedre kant av den utraste blokka. Her kan det også være permafrost. For å ha mulighet til å kartlegge kanter og dybde på blokka, måtte en ha startet med profilet minimum 300 meter ovenfor den øvre kanten. Dette var det ikke mulig å få til, da fjellsida var ufremkommelig ovenfor den øvre skredkanten. Nederst langs profilet viser målingene at det drenerte øvre laget tynner ut og slutter ved koordinat 1040. Dette stemmer godt med at en her observerte utspring av vann i fjellsida.

Under dette drenerte nivået viser målingene store variasjoner i resistiviteten langs profilet. Nedenfor blokka mellom koordinat 120 og 300 ligger resistiviteten i området 1000 til 5000 ohmm , noe som tyder på at bergarten her kan være delvis oppsprukket og vannførende. Videre nedover til koordinat 690 blir resistiviteten vesentlig høyere, selv om det innenfor dette partiet også er områder med lavere resistivitet. Det kan være to grunner til dette. Enten er bergarten i dette området generelt mere oppsprukket og drenert (tørrere), eller så er den mere kompakt (mindre porevolum). Begge deler vil gi høyere resistivitet.

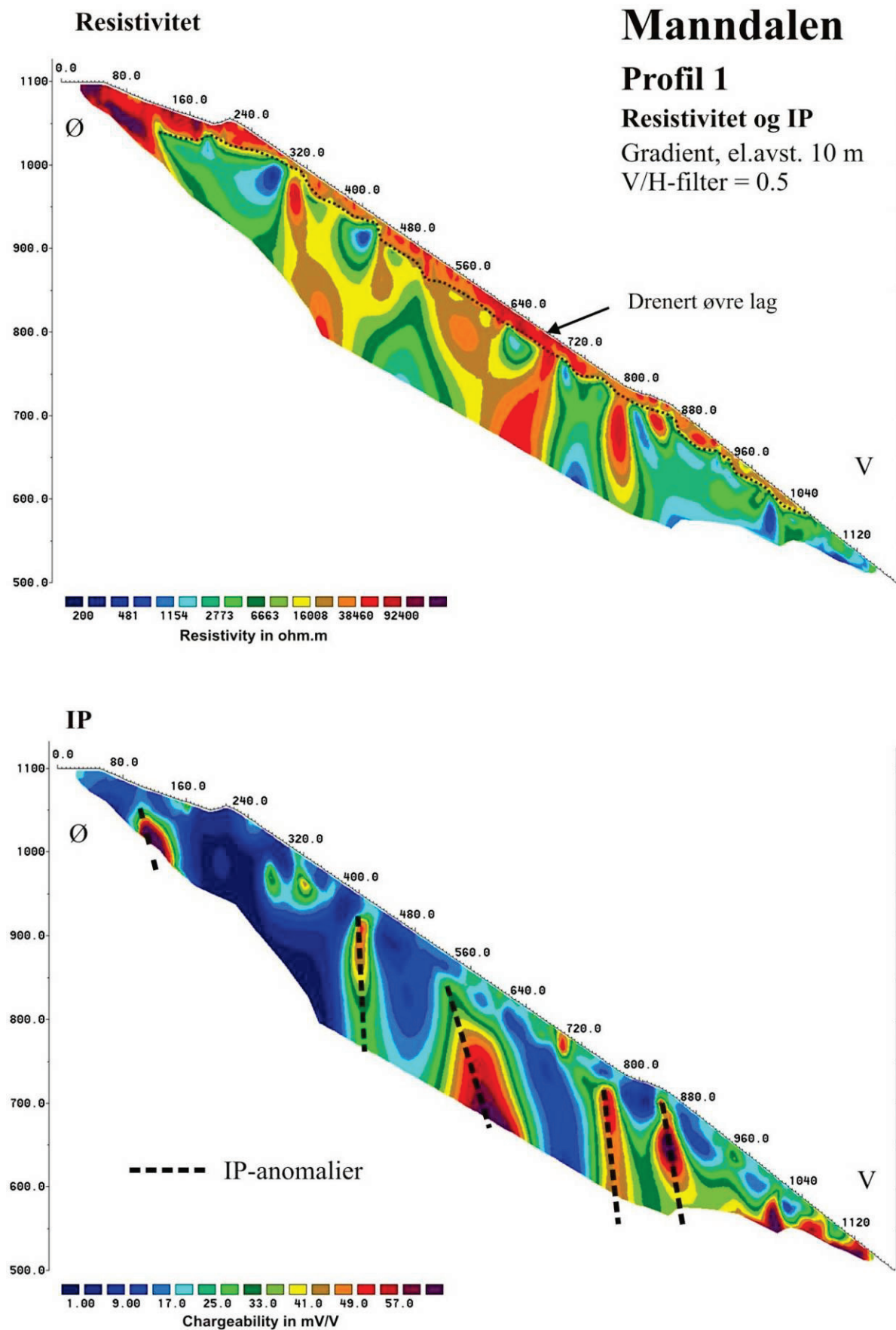
Nedenfor koordinat 690 er resistiviteten merkbart lavere. Unntaket er meget høy resistivitet ved koordinat 780, noe som kan representere en vertikal, drenert sprekkesone. Ellers ligger resistiviteten i den nedre delen av profilet i området 1000 til 5000 ohmm , noe som tyder på at bergarten her er delvis oppsprukket og vannførende.

Som nevnt tidligere var en av hovedgrunnene for å utføre resistivitetsmålingene å se om metoden kunne påvise noen horisontale glideplan som kunne ha betydning for stabiliteten av det skredutsatte området. Selv om data er prosessert med V/H-filter på $1/2$, så framkom det ingen horisontale resistivitetsgrenser på dypet. Dette tyder på at det enten ikke er noen glideplan innenfor den aktuelle dybderekkevidden, eller så er det ikke tilstrekkelig resistivitetskontraster i de eventuelle glideplan til at de detekteres.

IP-målingene (nedre del av figur A1) viser at det er flere soner med høy IP langs profilet. Det er vanskelig å se noe mønster for IP-sonene i forhold til resistivitetsmålingene. To soner (koordinat 540 og 750) ligger inne i partier med høy resistivitet, mens sonene ved koordinat 400 og 825 ligger inne i områder med lav resistivitet. Lengst oppe på profilet i nedre kant av den utraste blokka er det også en IP anomali i overgangen mellom høy og lav resistivitet. Det synes ikke å være noen opplagt årsak til disse IP-anomaliene, men mest trolig er de knyttet til svake sulfidmineraliseringer.

KONKLUSJON

Resistivitetsmålingene har vist at det langs profilet er et øvre lag på ca. 10 til 20 meter med meget høy resistivitet. Dette representerer trolig et drenert og tørt nivå bestående av skredmasser og sterkt oppsprukket drenert fjell. Dette nivået tynner ut og opphører helt i den nedre delen av profilet. Under dette nivået viser målingene stor variasjoner i resistiviteten, med partier med meget høy resistivitet. Disse partiene kan i likhet med det øvre laget være drenerte og tørre. Det er ingen indikasjoner på horisontale glideplan innenfor den aktuelle dybderekkevidden. I øverste del av profilet kan det være permafrost.



Figur A1. Profil 1. Invertert 2D resistivitet og IP med tolkede soner.

REFERANSER (til vedlegg A)

ABEM 1999: ABEM Terrameter SAS 4000/SAS 1000. Instruction Manual. ABEM Printed Matter 93101. ABEM, Sverige.

Dahlin, T. 1993: On the Automation of 2D Resistivity Surveying for Engineering and Environmental Applications. Dr. Thesis, Department of Engineering Geology, Lund Institute of Technology, Lund University. ISBN 91-628-1032-4.

Dalsegg, E., Rønning, J.S., Tønnesen, J.F., Saintot, A. og V. Ganerød, G. 2010: Geologisk og geofysisk kartlegging av Gikling, et ustabilt fjellparti i Sunndalen, Møre og Romsdal. NGU Rapport 2010.050.

Dalsegg, E. og Rønning, J.S. 2012: Geofysiske målinger på Mannen i Rauma kommune, Møre og Romsdal. NGU Rapport 2012.024.

Loke, M.H. 2011: RES2INV ver. 3.59.70. Geoelectrical Imaging 2D & 3D. Instruction manual. www.geoelectrical.com.

Rønning, J.S., Dalsegg, E., Elvebakk, H., Ganerød, G. og Tønnesen, J.F. 2006: Geofysiske målinger Åknes og Tafjord, Stranda og Nordal kommuner, Møre og Romsdal. NGU Rapport 2006.002.

Rønning, J.S., Dalsegg, E., Heincke, B.H., Juliussen, H. og Tønnesen, J.F. 2008: Geofysiske målinger på Nordnesfjellet sommeren 2007, Kåfjord kommune, Troms. NGU Rapport 2008.024

Tønnesen, J.F. og Dalsegg, E. 2004: Geofysiske målinger Nordnesfjellet, Kåfjord kommune, Troms. NGU Rapport 2004.012.

Vedlegg B:

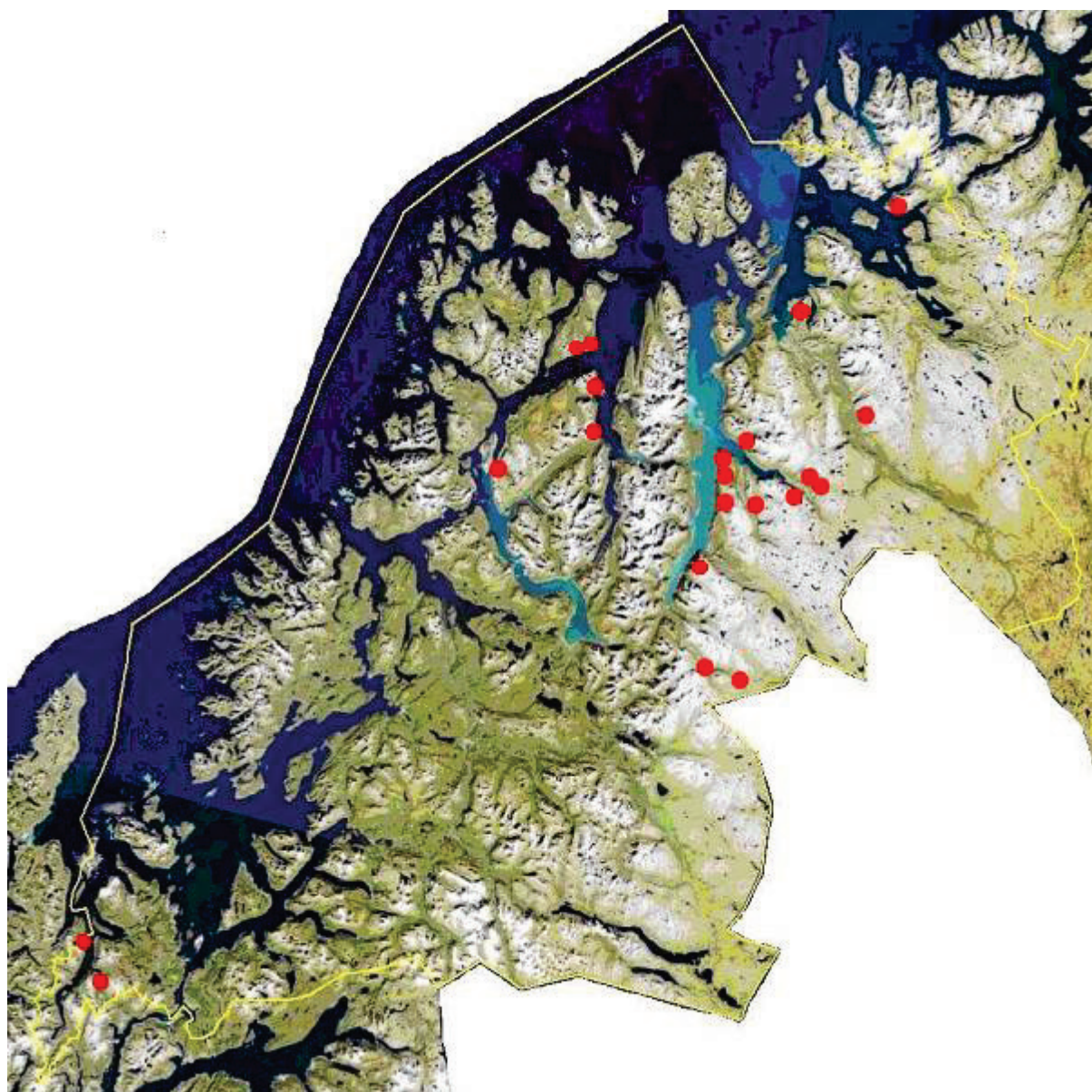
Differensial globalt satellittbasert navigeringssystem (dGNSS)

Trond Eiken, UiO

Rapport

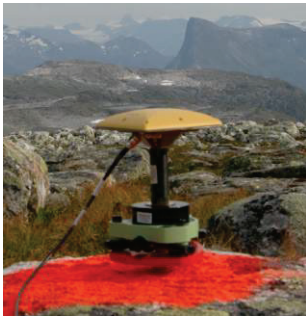
om

Deformasjonsmålingar på Gamanjunni-3
2011-2015



Trond Eiken
Institutt for geofag
Universitetet i Oslo

Metode



Alle målepunkta er markert med gjenga skruvar (5/8 UNC gjengar) som er limt fast i fjell. Gjengetypen gjer at antenner ved måling kan skruvast direkte på punktet med minimale feil i sentrering. Normalt vert antenna sett på ein "trefot" (Fig. 1) som kan stillast horisontal, slik at antenna vert stilt sentrisk loddrett over sentrum av skruven. Høgde på antenna over ein mutter på skruven, vert målt ved å måle tre avstandar på trefoten.

Fig. B1 Trefot med antenne Måleutstyret som er nytta er Topcon tofrekvente GNSS (Global Navigation Satellite System) (GPS/GLONASS) – mottakarar. (GLONASS er eit russisk GNSS system som liknar GPS).

Målemetoden er statisk relativ fasemåling, med måling av eit nettverk av vektorar mellom punkt. Måleintervall (epokeintervall) er fem sekund, og måletid til vanleg minst ein time pr. vektor. Eit optimalt nett vert bygt opp slik at alle punkt skal ha samband til minst tre andre punkt. Måletider på om lag ein time har synt seg å vere eit godt kompromiss mellom tidsbruk og presisjon. Lengre måletider gir liten vinst i presisjon med mindre det er vanskelege måletilhøve som til dømes dårleg horisont i punkta, mykje skog eller liknande.

Data som vert samla inn i mottakarane vert ført over til ein PD og rekna (prosessert) som GNSS-vektorar mellom samtidige målepunkt i programmet "TPS-Pinnacle". Reknemetoden er statiske vektorar med heiltals-løysing. I tillegg til vektorar estimerer og programmet standardavvik (σ) for vektorkomponentane.

Estimert presisjon (standardavvik) på vektor komponentar er oftast betre enn 1 mm i N og E (plan), og 2 mm i høgde, men i ein del tilfelle er dei langt dårlegare enn dette. Erfaring tilseier at estimerte standardavvik på rekna vektorar er for optimistiske, slik at reell presisjon er faktor 2-3 høgare enn estimert av programmet. Dette er årsaka av ein viss tidskorrelasjon mellom målingane. Vektorane har best presisjon i grunnriss (X,Y), komponenten i høgde (Z) har normalt ca. 2-3 gongar høgre standardavvik (er to til tre gongar mindre presis). Dette skuldast geometriske eigenskapar ved GNSS systemet kombinert med at måleområdet er langt mot nord.

Høgdeskilnader i vektorane er og serleg vare for satellittgeometri, slik at dårleg satellittgeometri kan gi systematiske høgdefeil utan at dette kjem fullt ut til uttrykk i standardavvika til resultatet.

Netta av GPS-vektorar er jamna ut ved nettutjamning etter minste kvadraters metode for å finne dei mest sannsynlege verda for koordinatane til punkta. Tilhøyrande standardavvik for koordinatar vert og estimert gjennom utjamninga. Koordinatar for punkt vert rekna relativt til det lokale fastpunktet som er halde fast, dvs. har same koordinat frå år til år. I nettutjamninga er vektorkomponentar observasjonar, og desse vert vekta med standardavvika som er estimert i vektorrekninga. Dersom dette estimatet er korrekt skal utjamninga av samla nett gi det same estimat for standardavvik som for vektorane. Til vanleg gir nettutjamning ein faktor på ca. 2 for presisjon i vektorar kontra nettutjamning, og indikerer at estimert presisjon for vektorane er optimistisk (for lave) med ein slik faktor.

Realistiske standardavvik på resultatkoordinatar er ut frå erfaringstal frå liknande målingar 1-3 mm i grunnriss, og 2-6 mm i høgde. Serleg for høgder vil det vere variasjonar med geometri som ikkje vert fanga opp, slik at standardavvika ikkje gir mål for uvisse i høve til "sanne"

storleikar, men i høve til resultata ein har fått (intern presisjon). Sidan dei fleste målingane vert gjort innanfor eit relativt kort tidsrom vil fleire vektorar ha om lag den same geometriske konfigurasjon for satellittar, og dermed ha ei systematisk påverking frå denne. Ommåling nokre timar seinare kan gi litt andre resultat, og den systematiske skilnaden som kan oppstå i dette tilfellet vert lite reflektert av standardavvika til resultata som kjem fram.

For område med korte vektorar og lange måletider ser ein ofte vesentleg lågare estimerte standardavvik i storleik brøkdeler av millimeter. Dette er klart urealistiske resultat og skuldast at det er korrelasjonar i målingane som ikkje vert reflektert fullt ut i estimat for presisjon. Ulempa med dette er at endringar mellom målingar vert signifikante i statistisk test (sjå punkt "Endringar") sjølv om det er tale om endringar mindre enn reell målepresisjon.

Koordinatsystem

Alle koordinatar er referert til eit system gitt ved presis absolutt fastlegging av posisjonen til eitt eller fleire punkt i kvart område ut frå GPS-målingane og presise banedata. Dei fastlagde posisjonane er i ulike ITRF referanseramer som ligg nær opptil EUREF89, men koordinatane kan avvike i høve EUREF89 med opptil ca. 1 m. Punkta på Storsteinen er gitt i EUREF89 ut frå ei fastlegging av punktet relativt IGS-stasjonen TROM i Tromsø.

Koordinatar er gitt som UTM-koordinatar i sone 33 (sentralmeridian 15 grader aust) for punkta i Kvæfjord kommune, sone 34 (sentralmeridian 21 grader aust) for dei andre områda. Alle høgder er gitt som høgder over ellipsoiden, dvs. høgde over ein teoretisk referanseflate. For å korrigere til ortometriske høgder (over medelvtn) må høgder reduserast med ca. 29 m i den austre delen og ca.34 m i vest. (Ref. geoidmodellen til Statens kartverk).

Endringar

Alle målingar har visse innslag av feil som skal kome til uttrykk i standardavviket til dei målte vektorane og vidare forplante seg til feil i resultatkoordinatar og deira estimerte standardavvik. Sjølv om det ikkje er noko som har flytta på seg kan ein ikkje forvente å få identiske resultat. Ein må difor teste om den funne endringa i koordinatar er så stor at den ikkje sannsynleg kan forklarast med feil i målingane. Teorien for dette kan kort forklarast til:

Ved fyrste gongs måling vert posisjonen til punktet fastlagt som UTM-koordinatar $(N,E,h)_1$ og estimert grannsemd (standardavvik) $(\sigma_N, \sigma_E, \sigma_h)_1$ (og korrelasjonar mellom N og E koordinat). Ved ommåling vert det estimert tilsvarende posisjon $(N,E,h)_2$ og grannsemd. Ut frå dei to fastleggingane kan ein så teste om koordinatane til dei to tidspunkta er ulike. Svaret på denne testen er i utgangspunktet ja / nei og ikkje informativ ut over det.

Ved i staden å rekne kor mykje koordinatane har endra seg mellom dei to fastleggingane kan ein fastlegge ein "endringsvektor" i grunnriss og høgde. Endringsvektorane er gitt ved:

$$\text{Vektor lengde: } dS = \sqrt{(N_2 - N_1)^2 + (E_2 - E_1)^2}$$

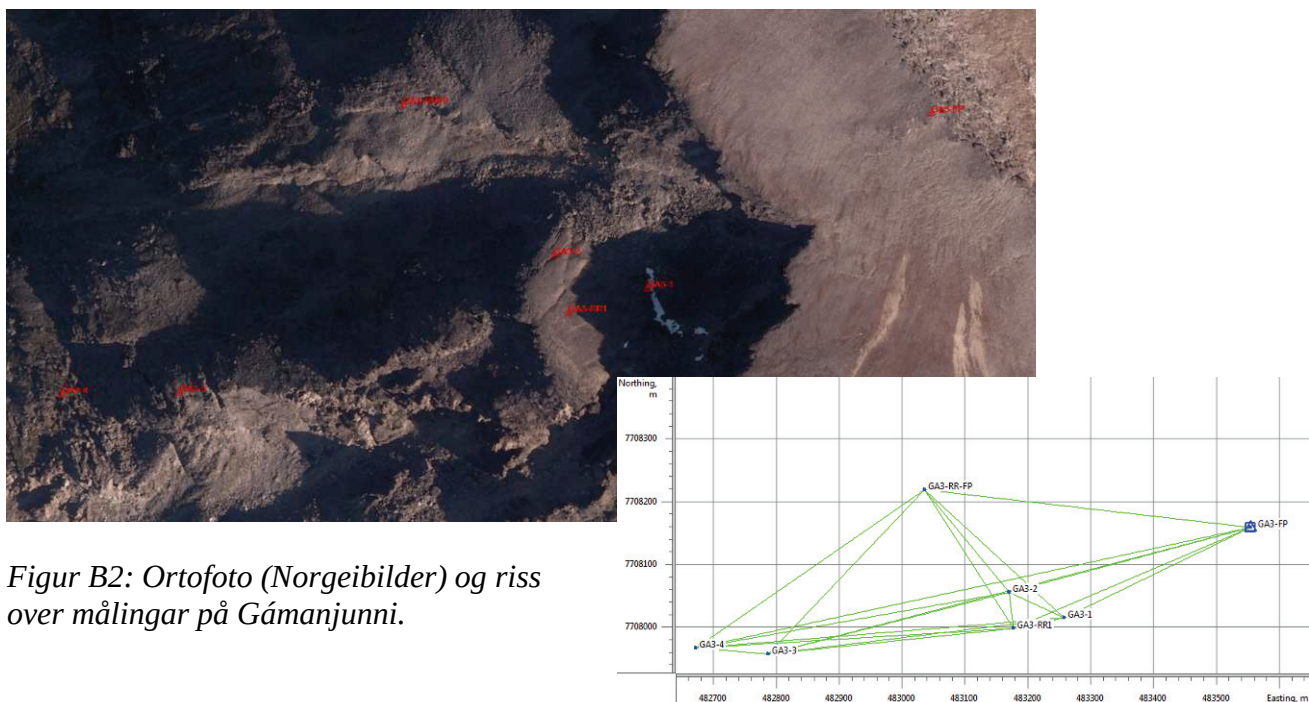
$$\text{Vektor retning: } r = \text{atan}((E_2 - E_1) / (N_2 - N_1))$$

Denne vektoren vil ha grannsemd som er ein funksjon av grannsemda til koordinatane $(N,E)_1$ og $(N,E)_2$ - $(\sigma_N, \sigma_E)_1$ og $(\sigma_N, \sigma_E)_2$. Grannsemda til vektoren i ulike retningar kan framstillast som ein ellipse (eller strengt fotpunkt kurva til ein ellipse). Standardavvik har eit konfidensnivå på 67%, dvs det er 67% sannsyn for at ein tilfeldig observasjon ligg innanfor eitt standardavvik. For å auke sannsynet for at ein ikkje gjer feil slutning er det vanleg å nytte 95 eller 99% nivå for ein test, eller 5 eller 1% sannsyn for feil slutning. Varierende testnivå vil endre storleiken men ikkje forma på feilellipsen. Ein kan difor grafisk framstille endringsvektoren i høve til feilellipsen slik at om vektoren går utanfor feilellipsen så er det

signifikant endring på det nivå feilellipsen er skalert til, og tilsvarende ikkje signifikant om vektoren endar inne i ellipsen.

For vertikale endringar er det skilnaden mellom målingane og tilhøyrande standardavvik på differansen som vert estimert og testa tilsvarende. Grafiske vert høgdeendring framstilt som ein sirkel, der radius i sirkelen svarar til endringa. Teststorleiken for signifikant endring vert framstilt som ein fiolett vertikal stolpe frå sirkelsentrum. Når radien i sirkelen er større enn lengda på stolpen, dvs går forbi enden på denne er endringa signifikant.

Gámanjunni 3, Kåfjord kommune



Figur B2: Ortofoto (Norgebilder) og riss over målingar på Gámanjunni.

Punktgrunnlag

På fjellet Gámanjunni i Manndalen vart eit tidlegare overvaka område utvida mot nord i 2011, slik at det omfatta det som er kalla Gamanjunni-3. Det vart sett ut to nye punkt på den ustabile blokka, og i tillegg etablert eit nytt fastpunkt. Punkta er målt om kvart år sidan.

I 2013 vart i tillegg to radarreflektorar målt inn, fastpunktreflektor pluss reflektor på blokka ved målepunkta. Fastpunktreflektoren vart svakt fastlagd, både på grunn av dårleg horisont, og mykje støy i målingane til denne, men etter reprosessering i 2014 er det akseptable resultat.

I 2014 vart det i tillegg etablert to nye punkt lengre ned i det ustabile området, desse to saman med dei gamle punkta er målt om i 2015. Radarreflektorane vart ikkje målt om i 2015.

Kommentar til endringar

Resultat er gitt i Tabell 1-2 og Figur 2-3. I 2013 - -15 er berre det nye fastpunktet (GA-3_FP) nytta ved målinga. .

Resultata for GA3-1 og GA3-2 syner nær konstant rørsle, horisontal rørsle i vestleg retning på ca. 4 cm/år og senking på ca. 3 cm. Rørsla er eit par millimeter per år større i GA3-2, både horisontalt og vertikalt.

Dei to lågare punkta, GA3-3 og GA3-4 sett ut 2014, syner lik rørsle horisontalt (28 mm over eitt år), og litt ulik vertikal setning (22 mm GA3-4 og 31mm GA3-3). Endringane er klart signifikante.

Resultat for 2014 synte at radarreflektoren på blokka (GA3-RR1) synte rørsle så godt som identisk med punktet GA-3, medan fastpunktreflektoren ikkje synte signifikant endring.

Konklusjon:

Det er klar rørsle i storleik 3-4 cm/år både i horisontal og vertikal retning i punkta GA3-1 og GA3-2. I dei to lågare punkta er endringane litt mindre både horisontalt og vertikalt.

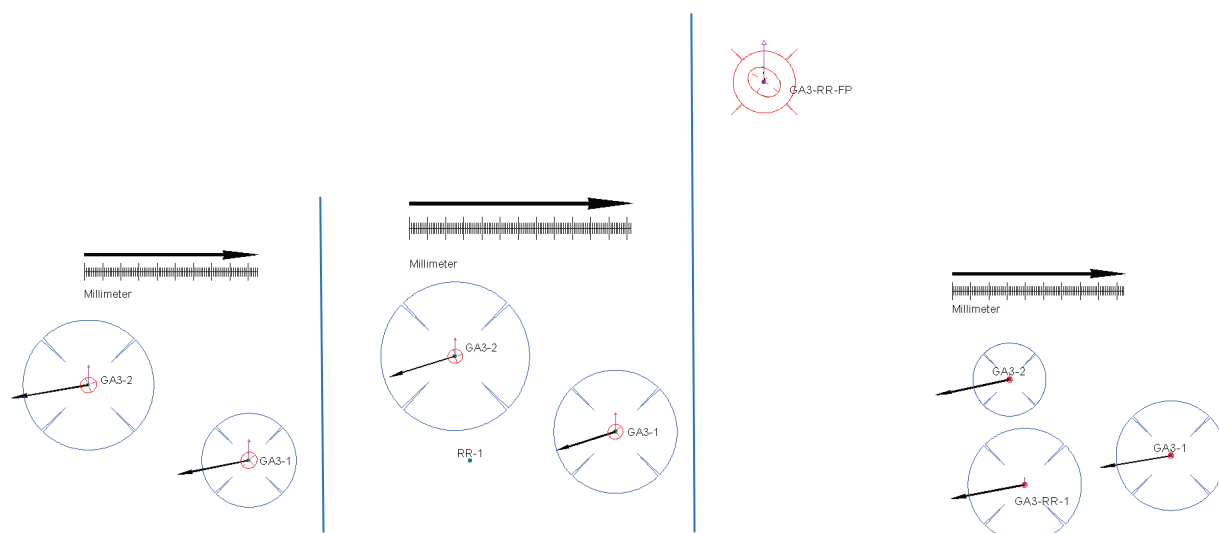
PUNKT	År	N (UTM)	E (UTM)	H (ell.)	σ_N [m]	σ_E [m]	σ_H [m]	dN [m]	dE [m]	Avst. [m]	Retning [° gon]	dH [m]
GA3-FP	2011	7708159.2030	483554.7909	1271.5975								
GA3-1	2011	7708014.2450	483258.2065	1130.6007	0.0007	0.0007	0.0017	(nytt 2011)				
GA3-1	2012	7708014.2371	483258.1676	1130.5744	0.0013	0.0013	0.0034	-0.008	-0.039	0.040	287.24	-0.026
GA3-1	2013	7708014.2268	483258.1350	1130.5402	0.0004	0.0003	0.0009	-0.018	-0.071	0.074	284.13	-0.061
GA3-1	2014	7708014.2202	483258.0961	1130.5106	0.0003	0.0003	0.0008	-0.025	-0.110	0.113	285.93	-0.090
GA3-1	2015	7708014.2120	483258.0615	1130.4695	0.0003	0.0004	0.0009	-0.033	-0.145	0.149	285.67	-0.131
GA3-2	2011	7708055.9338	483169.8522	1116.7601	0.0007	0.0007	0.0018	(nytt 2011)				
GA3-2	2012	7708055.9265	483169.8098	1116.7240	0.0012	0.0013	0.0032	-0.007	-0.042	0.043	289.15	-0.036
GA3-2	2013	7708055.9153	483169.7737	1116.6834	0.0004	0.0003	0.0009	-0.018	-0.079	0.081	285.27	-0.077
GA3-2	2014	7708055.9069	483169.7339	1116.6630	0.0003	0.0003	0.0009	-0.027	-0.118	0.121	285.77	-0.097
GA3-2	2015	7708055.9020	483169.6976	1116.6136	0.0003	0.0004	0.0009	-0.032	-0.155	0.158	286.93	-0.147
GA3-3	2014	7707957.1279	482787.8308	867.2308	0.0004	0.0004	0.0010					
GA3-3	2015	7707957.1193	482787.8045	867.2002	0.0004	0.0005	0.0011	-0.009	-0.026	0.028	279.88	-0.031
GA3-4	2014	7707967.3208	482671.5978	790.4587	0.0004	0.0004	0.0010					
GA3-4	2015	7707967.3224	482671.5701	790.4364	0.0004	0.0004	0.0011	0.002	-0.028	0.028	303.67	-0.022
GA3-RR-1	2013	7707998.2412	483178.1211	1116.2659	0.0004	0.0003	0.0010					
GA3-RR-1	2014	7707998.2336	483178.0809	1116.2351	0.0003	0.0003	0.0008	-0.008	-0.040	0.041	288.10	-0.031
GA3-RR-FP	2013	7708218.9165	483035.5815	1075.6575	0.0026	0.0029	0.0075					
GA3-RR-FP	2014	7708218.9226	483035.5812	1075.6749	0.0003	0.0003	0.0009	0.006	0.000	0.006	396.87	0.017

Tabell B1: Resultat for koordinatar og endringar i høve til fyrste måling for punkt på Gámanjunni 3, 2011-15. RR-1 og RR-FP er radarreflektorar.

PUNKT	År	Endring mellom målingar				
		dN[m]	dE[m]	Avstand [m]	Retn. (°)	dH[m]
GA3-1	2011-12	-0.008	-0.039	0.040	287.24	-0.026
GA3-1	2012-13	-0.010	-0.033	0.034	280.52	-0.034
GA3-1	2013-14	-0.007	-0.039	0.039	289.43	-0.030
GA3-1	2014-15	-0.008	-0.035	0.036	284.84	-0.041
GA3-2	2011-12	-0.007	-0.042	0.043	289.15	-0.036
GA3-2	2012-13	-0.011	-0.036	0.038	280.85	-0.041
GA3-2	2013-14	-0.008	-0.034	0.041	286.76	-0.020

GA3-2	2014-15	-0.005	-0.036	0.037	290.77	-0.049
GA3-3	2014-15	-0.009	-0.026	0.028	279.88	-0.031
GA3-4	2014-15	0.002	-0.028	0.028	303.67	-0.022
GA3-RR1	2013-14	-0.008	-0.040	0.041	288.10	-0.031
GA3-RR-FP	2013-14	0.006	-0.000	0.006	396.87	0.017

Tabell B2: Endringar mellom målingar for punkt på Gámanjunni 3, 2011-15.



Figur B3: Illustrasjon av indikert rørsle på Gámanjunni 3, 2011-12 (venstre) og 2012-13 midten og 2013-14 (høgre).



Figur B4: Illustrasjon av indikert rørsle på Gámanjunni 3, 2014-15.

Vedlegg C:

Farevurdering for det ustabile fjellpartiet Gamanjunni 3

Farevurdering av ustabile fjellpartier i Norge

Lokalitetens navn: Gamanjuni 3

Utført av: Martina Boehme Dato:

14.09.2015

Fareklasser	Sannsynlighet	Kumul. sannsyn.
Meget lav	0.0 %	0.0 %
Lav	0.0 %	0.0 %
Middels	0.0 %	0.0 %
Høy	33.3 %	33.3 %
Meget høy	66.7 %	100.0 %

Farepoeng	
Minimum	9.5
Maksimum	10.5
Modus	10.5
Gjennomsnitt	10.2
5% persentil	9.5
95% persentil	10.5

Tilpasset normalfordeling	
Gjennomsnitt μ	10.1
Standardavvik σ	0.5
$\mu - 2\sigma$	9.0
$\mu + 2\sigma$	11.2
Korrelasjonskoeff.	0.9835
K-S-test	26.3 %

1. Bakskrent	Poeng	Norm. sannsyn.
Ikke utviklet	0	0.0 %
Delvis åpen over bredden av det ustabile fjellpartiet (få cm til m)	0.5	0.0 %
Fullstendig åpen over bredden av det ustabile fjellpartiet (få cm til m)	1	100.0 %
Kommentar: Tydelig utviklet bakskrent med ~150 meter tidligere bevegelse.		

2. Potensielle glidestrukturer	Poeng	Norm. sannsyn.
Ingen gjennomsettende strukturer er utgående i fjellsiden	0	0.0 %
Gjennomsettende strukturer faller gjennomsnittlig <20 grader eller er brattere enn fjellsiden	0.5	100.0 %
Gjennomsettende strukturer faller gjennomsnittlig >20 grader og er utgående i fjellsiden	1	0.0 %
Kommentar: Foliasjonen er sub-horisontal og kan dermed ikke danne en glidestruktur. Ingen andre gjennomgående strukturer med riktig orientering er observert.		

3. Flanker	Poeng	Norm. sannsyn.
Ikke utviklet	0	0.0 %
Delvis utviklet på 1 side	0.25	0.0 %
Fullstendig utviklet eller åpen skråning på 1 side eller delvis utviklet på 2 sider	0.5	0.0 %
Fullstendig utviklet eller åpen skråning på 1 side og delvis utviklet på 1 side	0.75	0.0 %
Fullstendig utviklet eller åpen skråning på 2 sider	1	100.0 %
Kommentar: Flankene er fullt utviklet på begge sider. Den sørlige flanken er delvis fri.		

4. Kinematisk analyse	Poeng	Norm. sannsyn.
Kinematisk mulighetstest tillater ikke planutglidning, kileutglidning eller utvelting	0	100.0 %
Brudd er delvis kinematisk mulig (bevegelsesretning er $> \pm 30^\circ$ i forhold til skråningsorientering)	0.5	0.0 %
Brudd er kinematisk mulig (bevegelsesretning er $\leq \pm 30^\circ$ i forhold til skråningsorientering)	0.75	0.0 %
Brudd er delvis kinematisk mulig på utholdende svakhetsplan (bevegelsesretning er $> \pm 30^\circ$ i forhold til skråningsorientering)	0.75	0.0 %
Brudd er kinematisk mulig på utholdende svakhetsplan (bevegelsesretning er $\leq \pm 30^\circ$ i forhold til skråningsorientering)	1	0.0 %
Kommentar: Fra felldata finnes det ingen strukturer som tillater utglidning eller utvelting kinematisk.		

5. Morfologisk tegn på bruddflaten	Poeng	Norm. sannsyn.
Ingen indikasjon i morfologien	0	0.0 %
Morfologi av skråningen tyder på utviklingen av en bruddflate (utbulning, konkavitet-konvekset, vannkilder)	0.5	0.0 %
Sammenhengende bruddflate er antydning i skråningens morfologi og kan kartlegges	1	100.0 %
Kommentar: Tydelige tegn på nedre grense av det ustabile fjellpartiet (høy steinsprangaktivitet, danner en klippe, synlig i InSAR data), men vanskelig å kartlegge		

6. Bevegelseshastighet	Poeng	Norm. sannsyn.
Ingen signifikant bevegelse	0	0.0 %
0.2 - 0.5 cm/år	1	0.0 %
0.5 - 1 cm/år	2	0.0 %
1 - 4 cm/år	3	0.0 %
4 - 10 cm/år	4	100.0 %
> 10 cm/år	5	0.0 %
Kommentar: Maksimal målt bevegelse er 5 cm/år på toppen av det ustabile fjellpartiet.		

7. Akselerasjon (hvis bevegelsen er >0.5 cm/år og <10 cm/år)	Poeng	Norm. sannsyn.
Ingen akselerasjon eller endring i bevegelseshastigheten	0	33.3 %
Økning i bevegelseshastigheten	1	66.7 %
Kommentar: Økning av nåværende bevegelseshastighet sammenlignet med data fra daterte prøver langs bakskrenten.		

8. Økning av steinsprangsaktivitet	Poeng	Norm. sannsyn.
Ingen økning av steinsprangsaktivitet	0	0.0 %
Økt steinsprangsaktivitet	1	100.0 %
Kommentar: Økt steinsprangsaktivitet på fronten og den sørlige laterale grensen.		

9. Tidligere hendelser	Poeng	Norm. sannsyn.
Ingen postglasiale hendelser av liknende størrelse	0	0.0 %
En eller flere hendelser av lignende størrelse eldre enn 5000 år	0.5	0.0 %
En eller flere hendelser av lignende størrelse yngre enn 5000 år	1	100.0 %
Kommentar: Et fjellskred ~2,5km lengre nord i Mandalen med en alder på 4250 år.		



NORGES
GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE
· NGU ·

Norges geologiske undersøkelse
Postboks 6315, Sluppen
7491 Trondheim, Norge

Besøksadresse
Leiv Eirikssons vei 39
7040 Trondheim

Telefon 73 90 40 00
E-post ngu@ngu.no
Nettside www.ngu.no