



GEOLOGI FOR SAMFUNNET

SIDEN 1858



**NORGES
GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE**
· NGU ·

**NGU RAPPORT
2022.026**

Geologisk modell og fare- og
risikoklassifisering av det ustabile fjellpartiet
Tussafoten i Eidfjord, Vestland



Rapport nr.: 2022.026		ISSN: 0800-3416 (trykt) ISSN: 2387-3515 (online)		Gradering: Åpen	
Tittel: Geologisk modell og fare- og risikoklassifisering av det ustabile fjellpartiet Tussafoten i Eidfjord, Vestland					
Forfatter: Pierrick Nicolet, Ida Gunleiksrud, Gurli Meyer, Bjørn Eskil Larsen, Georgios Tassis, Reginald L. Hermanns, Trond Eiken, Lene Kristensen			Oppdragsgiver: Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE)		
Fylke: Vestland			Kommune: Eidfjord		
Kartblad (M=1:250.000): 9 Odda			Kartbladnr. og -navn (M1:50.000): 1415-4 Eidfjord		
Forekomstens navn og koordinater: xxx			Sidetall: 96		Pris: 425
			Kartbilag:		
Feltarbeid utført: 08/2018 – 08/2021		Rapportdato: 25.11.2022		Prosjektnr.: 374100	
				Ansvarlig: <i>Leifina Bø</i>	
Sammendrag					
<p>Tussafoten ligger i en sørvendt skråning ca. 1100 m over Øvre Eidfjord og Eidfjordvatnet, Eidfjord kommune. En ca. 35 meter høy baksrent avgrenser det ustabile fjellparti. Den er dannet av to vertikale sprekesett eller forkastninger som er orientert ØSØ-VNV og Ø-V. De laterale grensene tolkes som utviklet, selv om de er dekket av løsmasser. Det er uklart hvilke strukturer som danner dem. Den nedre grensen kan ikke lokaliseres nøyaktig da den er dekket av løsmasser, men kan tolkes som fullt utviklet og som en overgangssone fra helt oppsprukket fjell til intakt fjell over en lengde på ca. 100 m. InSAR data i dette området er preget av støy grunnet løsmasser og vegetasjon, og kan dermed heller ikke brukes til å fastsette den nedre grensen mer nøyaktig enn dette. I dette området finnes flere steinsprangskilder. Glideplanet dannes trolig av en flate orientert ca. 195/24, en orientering som ligner på flere forkastninger observert i området. Det ustabile fjellpartiet kan deles i to delområder. Det østlige området (delområde B) er helt oppsprukket og viser bevegelser mellom ca. 5 og 8 cm/år. Det vestlige området består av en relativt intakt blokk som beveger seg ca. 2 cm/år. Da den kan ikke rase ned uten det østlige område er det vurdert et scenario som omfatter hele det ustabile fjellpartiet (delområde A), men ingen scenario som omfatter det vestlige område isolert sett. Det finnes ingen fjellskredavsetninger i området. Volumet av hele det ustabile fjellparti (delområde A) er estimert til 13.4 millioner kubikkmeter, mens volumet av delområde B er estimert til 5.6 millioner kubikkmeter. Det er ikke definert et delområde i fronten av delområde B siden det ville få en lavere faregrad enn delområdet B. I tillegg er bevegelseshastigheten ikke større på fronten enn lengre opp i delområde B.</p> <p>Begge delområder er klassifisert med høy faregrad. Et fjellskred fra Tussafoten kan nå flere boliger i Øvre Eidfjord. Over hundre personer kan befinne seg i utløpsområdet. Når det gjelder delområde A kan en del av fjellskredet nå Eidfjordvatnet, men det er beregnet at en flodbølge ikke vil føre til ytterligere konsekvenser. Fra begge delområder vil avsetningene også kunne demme opp elva Bjoreio. Nedstrøms flom vil ikke ha ytterligere konsekvenser. På grunn av de høye konsekvenser er begge delområder klassifisert med høy risiko.</p>					
Emneord					
Ustabilt fjellparti		Fjellskred		Fare- og risikoklassifisering	
Konsekvensanalyse		GNSS		InSAR	
ERT		Berggrunn			

Innhold

1. Innledning.....	5
2. Bakgrunn og områdebeskrivelse	5
2.1 Geografisk og geologisk ramme.....	5
2.1.1 Lokalisering.....	5
2.1.2 Befolkning og arealbruk.....	5
2.1.3 Berggrunnsgeologi	6
2.1.4 Geomorfologi	16
2.2 Beskrivelse av det ustabile fjellparti.....	16
2.3 Tidligere skredhendelser.....	19
3. Metoder	23
3.1 Geofysiske målinger	23
3.1.1 Datainnsamling.....	24
3.2 Bevegelsesmålinger	27
3.2.1 Differensielt globalt satellittnavigasjonssystem (dGNSS).....	27
3.2.2 Satellittbasert radarinterferometri (InSAR).....	28
3.2.3 Bakkebasert radarinterferometri (InSAR).....	28
3.2.4 3D InSAR.....	29
3.3 Strukturgeologiske og kinematiske analyser	29
3.4 Volumberegning	29
3.5 Dateringer	30
3.6 Fareanalyse	30
3.7 Utløpsanalyse.....	30
3.7.1 Empirisk tilnærming.....	30
3.7.2 Numerisk utløpsmodellering	32
3.8 Sekundærvirkninger.....	34
3.8.1 Flodbølge.....	34
3.8.2 Oppdemning	34
3.9 Risikoklassifisering	34
3.9.1 Konsekvensanalyse	34
3.9.2 Risikoanalyse	35
4. Resultater.....	36
4.1 Geofysiske målinger	36
4.2 Bevegelsesmålinger	38
4.2.1 Differensielt globalt satellittnavigasjonssystem (dGNSS).....	38
4.2.2 Satellittbasert radarinterferometri (InSAR).....	41
4.2.3 Bakkebasert radarinterferometri (InSAR).....	44

4.2.4	3D InSAR	46
4.3	Strukturgeologiske og kinematiske analyser	54
4.4	Volumberegning	57
4.5	Dateringer	60
4.6	Fareanalyse	60
4.7	Utløpsanalyse.....	62
4.7.1	Empirisk tilnærming.....	62
4.7.2	Numerisk utløpsmodellering	65
4.8	Sekundærvirkninger.....	70
4.8.1	Flodbølge.....	70
4.8.2	Oppdemming.....	71
4.9	Risikoklassifisering	74
4.9.1	Foreslåtte faresoner	74
4.9.2	Konsekvensanalyse	75
4.9.3	Risikoanalyse	77
5.	Konklusjoner	78
6.	Takksigelse.....	79
7.	Referanser.....	79
	Vedlegg A: GNSS-målinger.....	82
	Vedlegg B: Fareklassifisering	84
	Vedlegg C: Sammendrag av utløpsmodellene	88
	Vedlegg D: Øvrige figurer	91

1. Innledning

Norges geologiske undersøkelse (NGU) utfører systematisk kartlegging av ustabile fjellparti som kan føre til fjellskred over hele landet. Arbeidet utføres på oppdrag av, og i samarbeid med Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE). Alle kjente ustabile fjellparti blir fare- og risikoklassifisert, og de som klassifiseres som høyrisiko blir deretter kontinuerlig overvåket av NVE (Hermanns mfl. 2012, Majala mfl. 2016).

Kartlegging i tidligere Hordaland fylke startet i 2016 i regi av prosjektet «Fjellskredfare - rest Norge» og har siden 2017 fortsatt som et eget prosjekt. I denne sammenhengen ble det ustabile fjellpartiet Tussafoten oppdaget av Juditha Schmidt (masterstudent i praksis på NGU) i juni 2016 ved en systematisk sjekk av flybilder og høydemodeller. Fjellpartiet ble deretter rekognosert fra helikopter i 2017 og kartlagt i felt i 2018 og 2021. Periodiske bevegelsesmålinger er utført med differensiell GPS siden 2018. Hjørnerreflektorer ble installert i 2019 for å måle bevegelser gjennom hele året ved bruk av satellittbaserte radarmålinger. Bakkebaserte radarmålinger ble utført i 2018 over ca. 40 dager og siden mars 2021 kontinuerlig. Instrumentet er installert i Øvre Eidfjord ved Sæbø Skule. I tillegg ble det i 2021 installert en totalstasjon på toppen av bakskrenten som måler opp 18 prismer plassert i det ustabile fjellpartiet, samt to kameraer. Det er planlagt å installere flere instrumenter i løpet av 2022: fire GPS-antennor (inkl. referanse), enda en hjørnerreflektor og en klimastasjon. I 2021 ble det utført 2D resistivitetsmålinger for å utforske glideplanet i dybden, og bakskrenten ble prøvetatt for datering med kosmogene nuklider, noe som vil kunne gi mer informasjon om utviklingen av det ustabile fjellpartiet. Endelige resultater forventes til høsten 2022, men foreløpige resultater er allerede tilgjengelige.

Denne rapporten gir først en beskrivelse av området (avsnitt 2) med spesielt fokus på berggrunnsgeologi. I dette avsnittet er også det ustabile fjellpartiet beskrevet (avsnitt 2.2). Videre er metoder bruk til fare- og risikoklassifisering presentert (avsnitt 3). De består av: geofysiske målinger (avsnitt 3.1), bevegelsesmålinger (avsnitt 3.2), strukturgeologiske og kinematiske analyser (avsnitt 3.3), volumberegning (avsnitt 3.4), fareanalyse (avsnitt 3.6), utløpsanalyse (avsnitt 3.7), sekundærvirkninger (avsnitt 3.8) og risikoklassifisering (avsnitt 3.9). Resultatene er presentert i avsnitt 4 med samme rekkefølge.

2. Bakgrunn og områdebeskrivelse

2.1 Geografisk og geologisk ramme

2.1.1 Lokalisering

Det ustabile fjellpartiet Tussafoten befinner seg i sørhellingen på fjellryggen Turtnalinuten over Øvre Eidfjord. Fjellsiden vender dels mot Eidfjordvatnet og dels mot Juvedalen, en kort V-dal som løper ut ved Øvre Eidfjord. Selve Øvre Eidfjord ligger der elvene Bjoreio (Måbødalen) og Veig (Hjølmadalen) løper sammen i Eidfjordvatnet.

2.1.2 Befolkning og arealbruk

Øvre Eidfjord er et tettsted i Eidfjord kommune, beliggende på mellom ca. 18 og 50 moh. på en alluvial vifte oppstrøms fra Eidfjordvatnet. Det bor omtrent 200 personer i Øvre Eidfjord¹.

¹ https://nn.wikipedia.org/wiki/%C3%98vre_Eidfjord

Mange turister besøker Øvre Eidfjord og Norsk Natursenter. Øvre Eidfjord er også et viktig utgangspunkt for utfart til Vøringsfossen og Hardangervidda. Det finnes 4 campingplasser og et hotell i Øvre Eidfjord og Måbødalen. Det er også en god del landbruk i tettstedet.

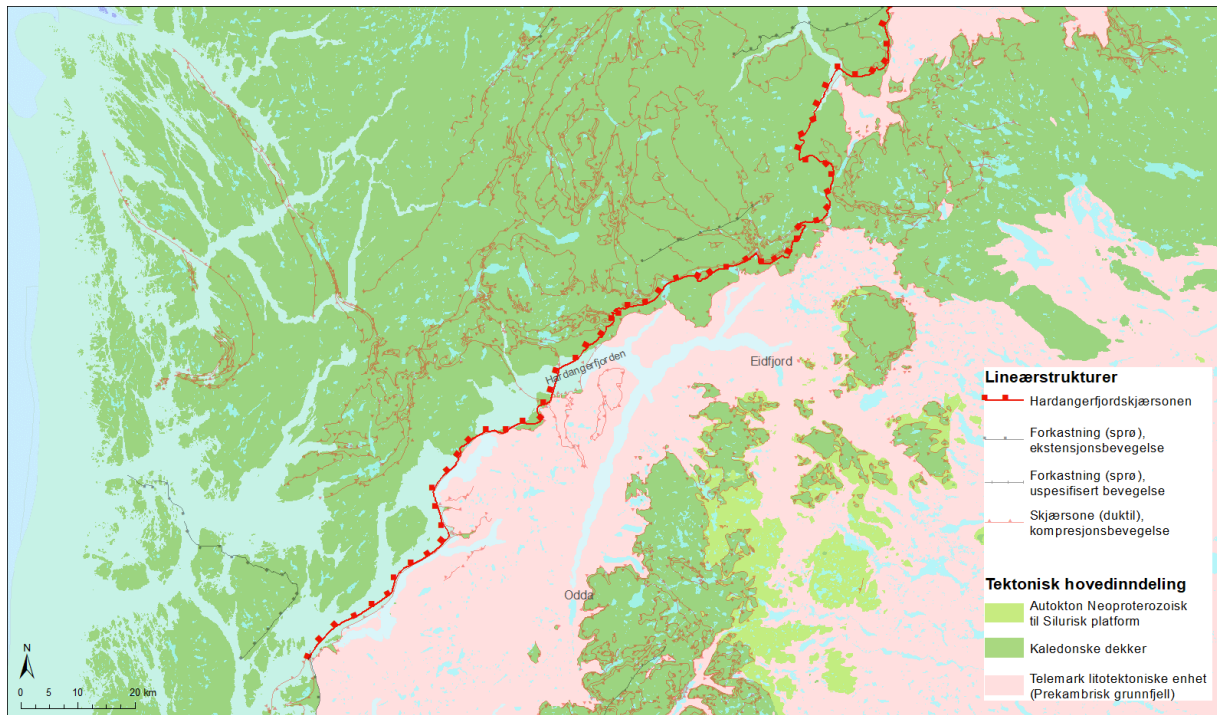
2.1.3 Berggrunnsgeologi

Berggrunnsgeologien i området rundt Eidfjord og indre deler av Hardangerfjorden ble kartlagt av en rekke geologer på slutten av 70-tallet til starten av 90-tallet (Heim, Henriksen, Riis, Sigmond, Torske, Vollan), og berggrunnskartene i 1:50 000-skala fra området (kartblad Eidfjord 1415-4 og kartblad Ullensvang 1315-1) er i stor grad basert på kartleggingen som ble gjort da – med noen oppdateringer i forbindelse med nyere kartlegging av blant annet Dalslåen (2013) og Jorde (2013–2016). For kartleggingen av det ustabile fjellpartiet Tussafoten, var det nyttig med nye undersøkelser av berggrunnsgeologien rundt det ustabile partiet for å sjekke kvaliteten på de eksisterende kartene. I tillegg er det viktig å understreke at kartlegging gjort på 1:50 000-skala ikke nødvendigvis fanger opp variasjoner i berggrunnen i mer detaljert målestokk, som kan ha stor betydning i forbindelse med det ustabile fjellpartiet. Struktureologiske vurderinger er sentrale i kartleggingen av et ustabil fjellparti, men er noe som har blitt gjennomført i varierende grad i de eksisterende 1:50 000-kartene – spesielt når det gjelder sprø strukturer (sprekker og forkastninger). Målet med berggrunnskartleggingen gjort i dette prosjektet var å kartlegge berggrunnen både litologisk og struktureologisk ved ustabile fjellparti rundt indre deler av Hardangerfjorden, blant annet Tussafoten. Totalt fem dager ble i 2021 brukt til berggrunnskartlegging i dette prosjektet, derav to av dagene med kartlegging ved Tussafoten. Arbeidet har supplert informasjonen tilgjengelig i eksisterende 1:50 000-kart rundt Hardangerfjorden og Sørfjorden. Feltarbeidet har bidratt til en bedre forståelse av berggrunnsgeologien ved Tussafoten i et regionalt perspektiv.

2.1.3.1 *Regionalgeologi*

Berggrunnen rundt Eidfjord og indre deler av Hardangerfjorden består hovedsakelig av gammelt nedslitt grunnfjell av proterozoisk alder, og har sin opprinnelse fra eldre kontinenter og fjellkjededannelser. Det proterozoiske grunnfjellet preger store deler av berggrunnen i Sør-Norge, og er delt i ulike litotektoniske enheter – med noe variasjon innen opprinnelse, alder og litologisk sammensetning. Eidfjord og Tussafoten befinner seg innenfor Telemark litotektoniske enhet (Figur 1) og nærmere bestemt Hardangervidda gneiskompleks (Bingen mfl. 2021), som strekker seg fra Myrdal og Hardangerfjorden i nord, mot Ustaoset i øst, Suldal i sør, og Folgefonna og Sunnhordaland i vest. Bergartene innenfor dette området er hovedsakelig omdannede dypbergarter og overflatebergarter, som har blitt dannet og senere omdannet og deformert gjennom flere fjellkjededannelser; Den Gotiske, den Svekonorvegiske og til dels den Kaledonske fjellkjededannelsen. Under den Kaledonske fjellkjededannelsen, ble skyvedekkebergarter skjøvet inn over det proterozoiske grunnfjellet (Figur 1). I store deler av Norge dekker de kaledonske bergartene det proterozoiske grunnfjellet fullstendig, men i området rundt Eidfjord og indre Hardangerfjord, utgjør de kun rester som ligger igjen som små ‘hatter’ på enkelte topografiske høyder (Figur 2, Figur 3). I tillegg har fjellkjededannelsene og andre regionale tektoniske hendelser deformert berggrunnen og dannet strukturer som preger berggrunnen og topografien. Hardangerfjordskjærsønen har stor regional betydning og utgjør et skille i både bergartstype og deformasjonsgrad (Figur 1). Nordvest for skjærsønen er berggrunnen preget av Kaledonske bergarter og Kaledonsk deformasjon, mens området sørøst

for skjærsonen er mer dominert av prekambriske bergarter og mindre påvirket av Kaledonsk deformasjon (Fossen og Hurich 2005).

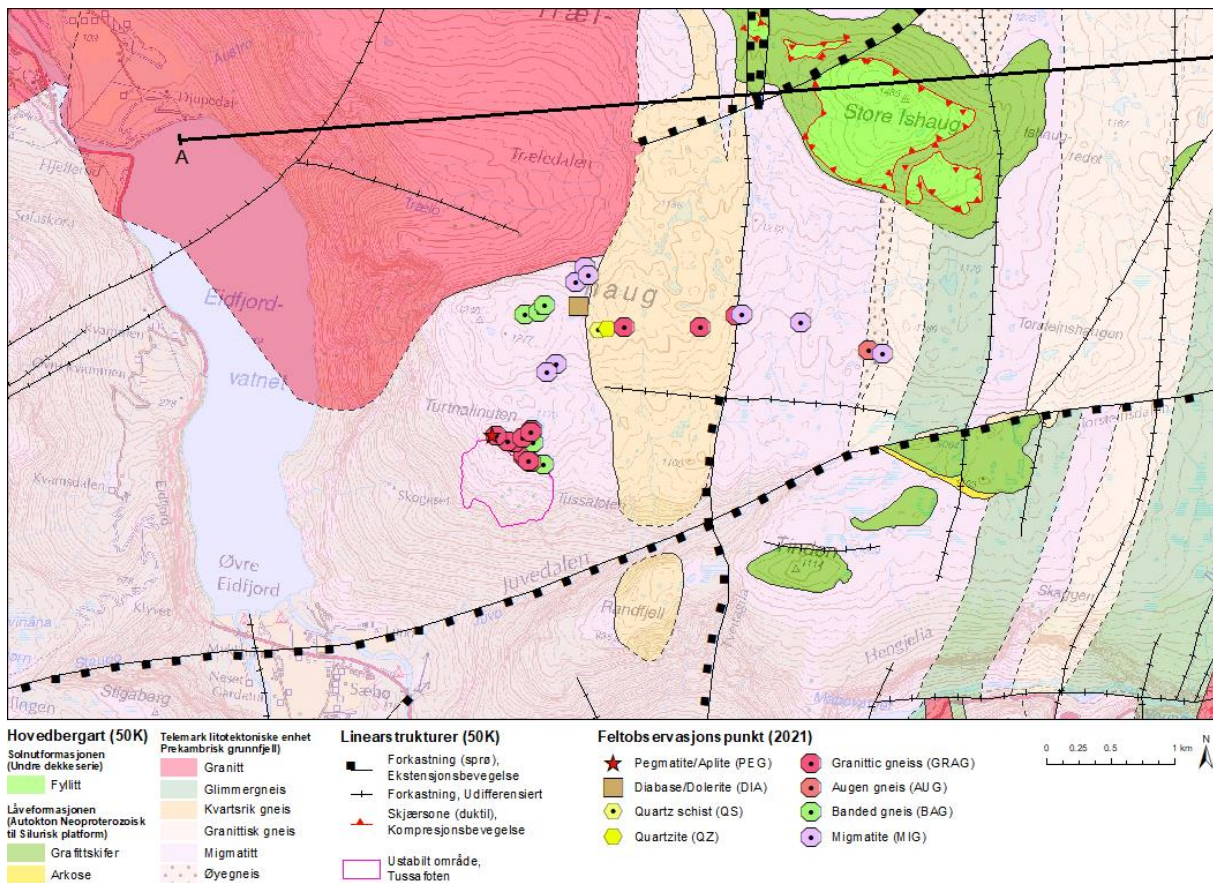


Figur 1. Oversiktskart over berggrunnen i Hordaland som viser bergartenes tektonostratigrafiske tilhørighet og strukturer av regional betydning. Hardangerfjordskjærsonen utgjør et viktig strukturgeologisk skille i berggrunnen - både i deformasjonsgrad og bergartenes tektonostratigrafiske tilhørighet. Tussafoten, Eidfjord og indre deler av Hardangerfjord ligger innenfor Hardangervidda sektor som igjen ligger innenfor Telemark litotektoniske enhet. Kartutsnittet er basert på NGUs berggrunnsdatabase i målestokk 1:250.000.

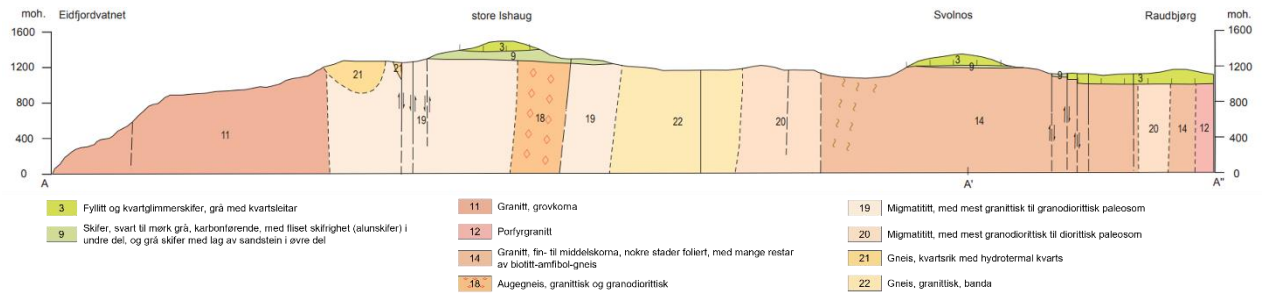
Det proterozoiske grunnfjellet i Hardangerfjordsektoren består av eldre (ca. 1500 Ma) dyp- og overflatebergarter dannet før den Svekonorvegiske fjellkjededannelsen. Disse bergartene er senere omdannet og intrudert av yngre (ca. 1000 Ma) granittiske bergarter gjennom den Svekonorvegiske fjellkjededannelsen. De eldre dypbergartene er av granittisk til tonalittisk sammensetning, og overflatebergartene er hovedsakelig av vulkansk opprinnelse, og stedvis sedimentær opprinnelse. Disse enhetene har blitt omdannet og deformert i ulik grad slik at de i dag opptrer som enheter av migmatittisk gneis, båndgneis, øyegneis og enkelte steder massive gneisenheter. Enkelte steder er deformasjonsgraden og migmatiseringen såpass høy at det er vanskelig å bestemme den opprinnelige bergarten. De yngre granittiske bergartene er generelt mer massive og kun stedvis deformert.

2.1.3.2 Litologisk beskrivelse av Eidfjorden og Tussafoten

Berggrunnen rundt Tussafoten består hovedsakelig av bergartene *migmatittisk gneis*, *granittisk gneis* og *granitt* (Figur 2) og gjenspeiler den generelle sammensetningen av bergarter i Hardangerfjordområdet. Disse bergartene er kartlagt både i 1:50 000-skala og 1:250 000-skala, og ble bekreftet ved feltarbeid i 2021.



Figur 2. Berggrunnskart over området ved Tussafoten. Utsnitt fra 1:50 000 kartblad Eidfjord med observasjonspunkter fra feltarbeid gjennomført i 2021. Profillinje markerer delen av trassen til profilet A–A'–A'' i figur 3 som faller innenfor det kartlagte området ved Tussafoten.



Figur 3. Berggrunnsgeologisk profil over området fra Eidfjordvatnet i vest, gjennom Store Isshaug, og til Raudbjørg i øst. Profilet viser et vertikalsnitt av berggrunnens oppbygning med bergarter tilhørende det proterozoiske grunnfjellet (her nummerert 11 til 21), og bergarter tilhørende de Kaledonske dekkene (her nummerert 3 og 9). Merk at fargene i dette profilet ikke er lik fargebruken i kartet i figur 2.

Den migmatitiske gneisen karakteriseres ved en kaotisk blanding av mørke og lyse slirer (Figur 4), som er dannet gjennom delvis oppsmelting av den opprinnelige bergarten under den Svekonorvegiske fjellkjededannelsen (1190–950 millioner år siden). Deler av berggrunnen ble skjovet dypt ned i fjellkjeden og dermed eksponert for høyt trykk og temperatur. Berggrunnen ble sterkt omdannet, men likevel kan teksturene av den opprinnelige bergarten gjenkjennes enkelte steder. Tidligere kartlegging for 1:50 000 kartblad Eidfjord (Jorde og Andresen 2018), tolker migmatitten til å ha en granittisk til granodiorittisk opprinnelse. Dette bekreftes av våre feltobservasjoner gjort i 2021, men i tillegg er det observert rester av sedimentære og gabbroiske bergarter (Figur 2). De sistnevnte ble observert et stykke nord og nordøst for

Tussafoten. Videre mineralogiske analyser av prøver vil være nødvendig for å fastslå opprinnelsen og sammensetningen av disse sterkt omdannede bergartene.



Figur 4. Kompleks bånding og foldning i migmatitisk gneiss rett nord for bakscrenten i Tussafoten

Kartblad Eidfjord 1:50 000 viser at Tussafoten og det ustabile partiet hovedsakelig består av migmatittisk gneis (Figur 2). Berggrunnskartlegging gjort i 2021 bekrefter dette, men i tillegg finnes enkelte områder av granitt og granodiorittisk gneis. En slik variasjon er karakteristisk innen migmatitiske gneiser, i og med at enkelte komponenter av bergarten vil ha gjennomgått en større grad av oppsmelting enn resten. Generelt er mineralogien dominert av kvarts og feltspat med varierende mengder hornblende og/eller pyroksen, noe lys glimmer og varierende mengder sulfider og oksider. Bergarten er hard og kompetent og virker ikke til å ha en spesielt markant foliasjon eller annen type iboende svakhet i bestemte retninger.

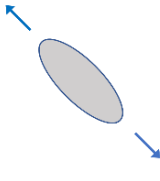

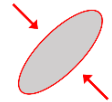
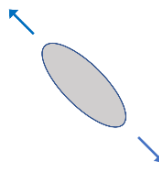

En kilometer nord for Tussafoten finner vi en yngre massiv *granitt* som intruderer de migmatittiske gneisene. Granittiske kropper av lignende karakter er datert med en krystalliseringsalder på rundt 986 millioner år (Jensen og Corfu 2016) og tolket som et resultat av ekstensjonsfasen i forbindelse med kollaps av den Svekonorvegiske fjellkjeden. Ganger og årer fra denne granitten intruderer antakelig gneisene ved Tussafoten også, men på grunn av den heterogene karakteren til den migmatittiske gneisen er disse granittiske gangene krevende å skille fra lyse slirer (leukosomer) i migmatitten (Figur 5).



Figur 5. Migmatisert gneis og ganger av granitt i et parti rett over bakkanten av fjellskredet

2.1.3.3 Regionaltektonisk utvikling

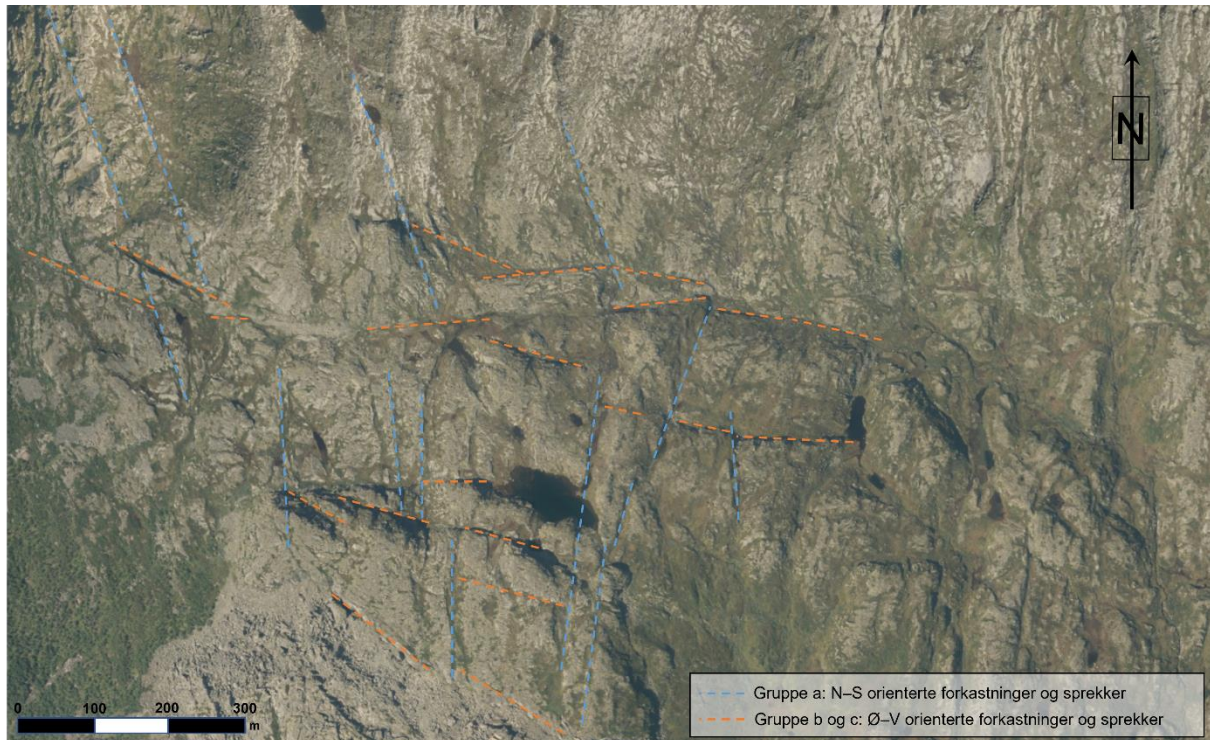
Den strukturelle utviklingen i det proterozoiske grunnfjellet strekker seg tilbake over 1000 millioner år, noe som vil si at berggrunnen har blitt påvirket av en rekke tektoniske hendelser som har dannet sprekker og forkastninger i ulike retninger. Mange av strukturene har vært reaktivert gjennom flere tektoniske hendelser, og bevegelsen langs forkastningene kan dermed relateres til ulike hendelser og til ulik tid. Tabellen i Figur 6 gir en forenklet oppsummering av de viktigste regionaltektoniske hendelsene med betydning for den strukturgeologiske utviklingen av grunnfjellet i Sør-Norge.

Regionaltektonisk hendelse	1. Svekonorvegisk kollaps	2. Rifting av Rodinia	3. Kaledonsk fjellkjedekollisjon	4. Kaledonsk fjellkjedekollaps	5. Ekstensjon i sen karbon til tidlig jura
Alder	ca. 850 Ma	ca. 610 Ma	ca. 505–400 Ma	ca. 400 Ma	ca. 300–200 Ma
					
Spenningsregime	NV–SØ ekstensjon	NNØ–SSV ekstensjon	NV–SØ kompresjon (hovedsakelig, noe Ø–V i tidlig fase)	NV–SØ ekstensjon	Ø–V ekstensjon (hovedsakelig, noe NØ–SV i tidlig fase og NV–SØ i sen fase)
Regionale strukturer	Hunedalen dikes (850 ± 59 Ma)	Egersund dikes (ca. 615 Ma)	Kaledonsk innskyvning av dekkebergarter	Lærdal-Gjende forkastningen	Oslo rift, Viking graben

Figur 6. Forenklet skjematisk oversikt over regionaltektoniske hendelser som har styrt det strukturgeologiske utviklingen i Sør-Norge

2.1.3.4 Strukturgeologisk beskrivelse av Eidfjorden og Tussafoten

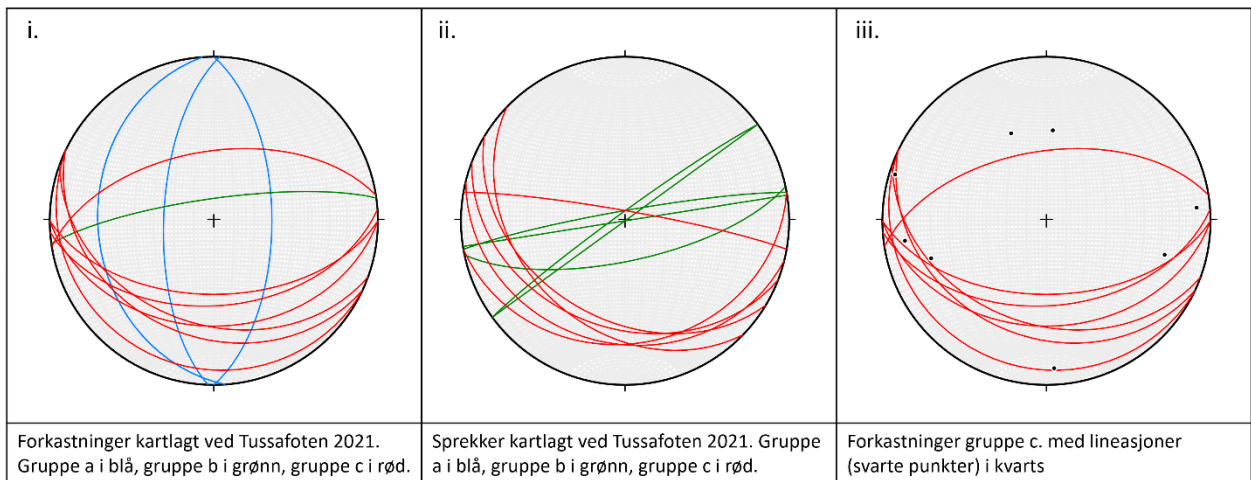
Selv om bergartene ved Tussafoten består av foldet og båndet migmatitisk og granittisk gneis, har berggrunnen som helhet tilsynelatende en forholdsvis isotrop karakter. Det er ikke observert noen dominerende primærfoliasjon i bergarten. Generelt vil bruddmønsteret i isotrope bergarter danne et regelmessig sett av sprekker og eventuelle forkastninger når de er utsatt for et bestemt spenningsfelt. En slik oppsprekking av berggrunnen er indikert i terrengmodeller og flyfoto (Figur 7, Figur 9, Figur 10) som viser en høy tetthet av lineamenter, og er validert av feltobservasjoner av sprekker og forkastninger (Figur 8).



Figur 7. Flyfoto som viser bruddsoner og forkastninger i området nord og øst for Tussafoten skredområde. Merk at gruppe b og c er illustrert sammen, siden disse har relativt lik orientering, selv om de har ulik fall-vinkel.

Generelt kan de sprø strukturene observert rundt Tussafoten ved kartlegging i 2021, tidligere arbeid (Fossen og Hurich 2005, Johannessen 2012), og flyfoto-tolkninger representeres i tre grupper:

- a) N–S til NNV–SSØ-orienterte steile sprekker/forkastninger
- b) ØNØ–VSV-orienterte steile sprekker/forkastninger
- c) ØSØ–VNV-orienterte slake sprekker/forkastninger

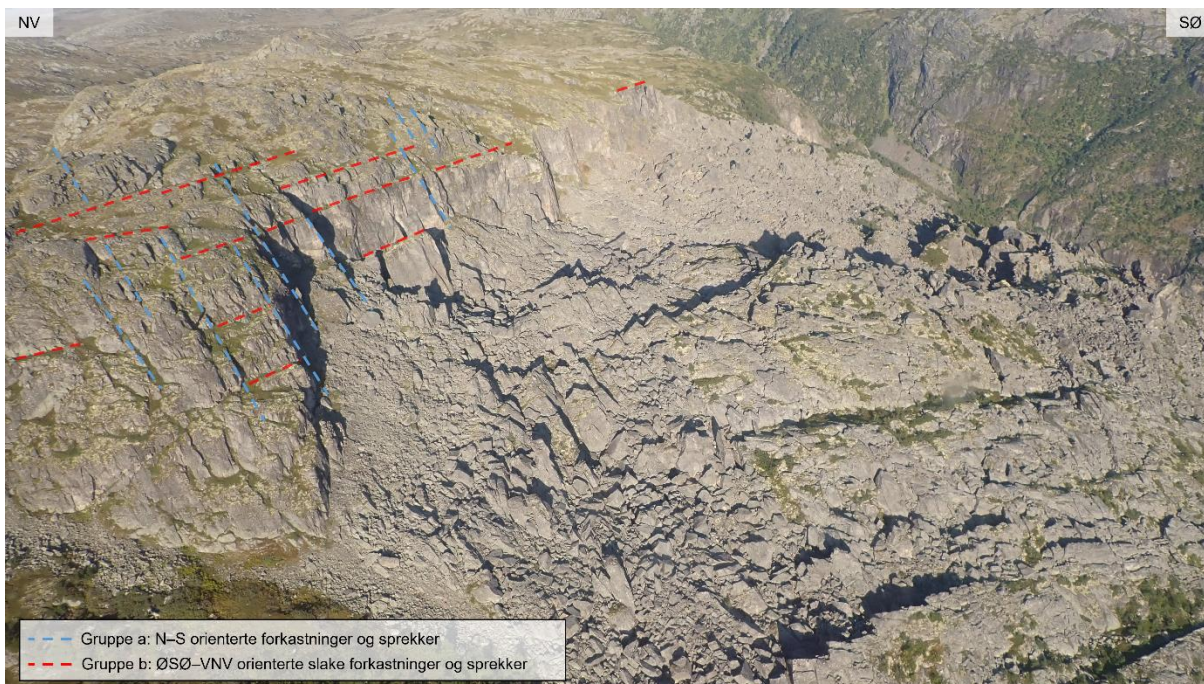


Figur 8. Stereonet-projeksjon av forkastninger (i) og sprekker (ii) tilhørende gruppe a. (blå), b. (grønn) og c. (rød) kartlagt i 2021 ved Tussafoten. Forkastningsplan til gruppe c. med lineasjoner i kvarts er illustrert i iii. med røde halvsirkler og svarte punkter.

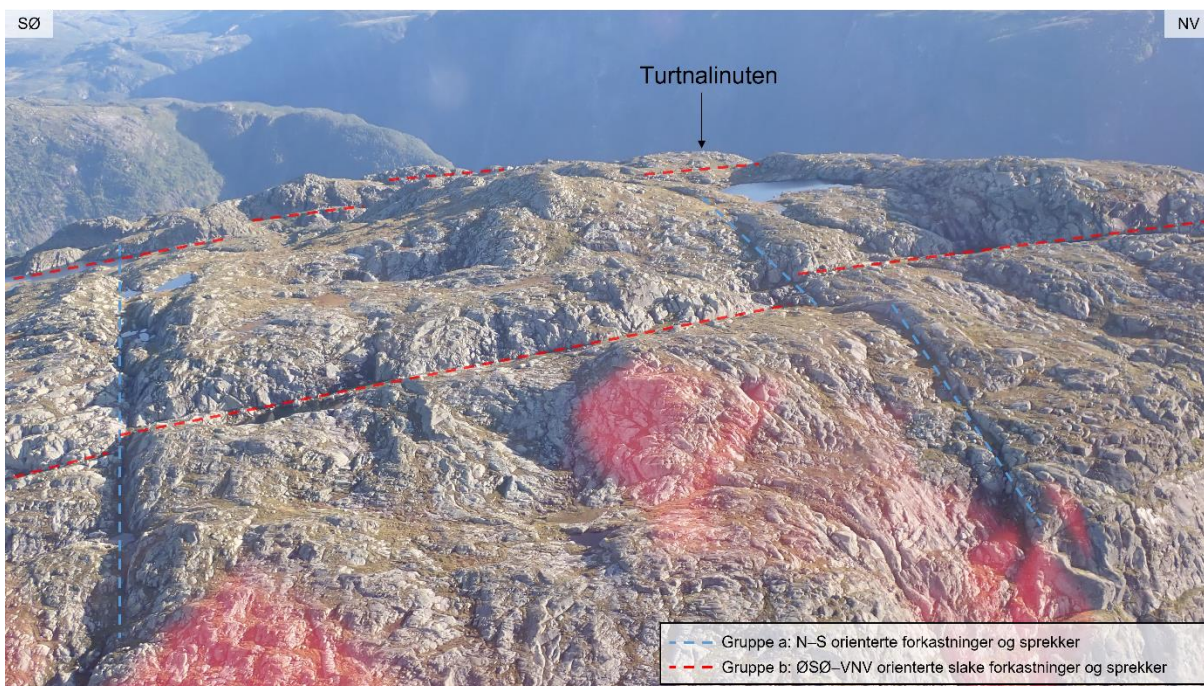
Siden mesteparten av Kaledonsk deformasjon i dette området ble tatt opp nordvest for Hardangerfjord-skjærsone (Fossen og Hurlich 2005), er trolig strukturene som finnes i området ved Eidfjord ikke av Kaledonsk opprinnelse, men det bør ikke utelukkes at allerede eksisterende strukturer med en optimal/sub-optimal orientering til spenningsfeltet kan ha blitt reaktivert i forbindelse med Kaledonsk fjellkjedekollisjon (3. i Figur 6) eller Kaledonsk fjellkjedekollaps (4. i Figur 6). Det er derimot større sannsynlighet for at strukturene i de tre gruppene har en opprinnelse knyttet til den Svekonorvegiske fjellkjeden (1. i Figur 6), rifting av Rodinia (2. i Figur 6) eller ekstensjon fra sen karbon til tidlig jura (5. i Figur 6).

Den regionaltektoniske utviklingen er et rammeverk for den sprø deformasjonen som har funnet sted også rundt Eidfjord og ved Tussafoten. Basert på denne regionale utviklingen, observasjoner gjort ved feltarbeid i 2021, samt tidligere kartlegging, er det her gjort et forsøk på å sette de tre gruppene av strukturer inn i et regionaltektonisk rammeverk. På grunn av manglende dateringer av forkastninger og bergarter rundt Tussafoten, må kryssende relasjoner mellom de ulike gruppene benyttes for å tolke rekkefølgen av forkastningsdannelse og -bevegelse. Deretter kan retningen til forkastningene relateres til de forskjellige hendelsene i den regionaltektoniske utviklingen.

Ved flyfoto, foto fra helikopter (Figur 10), og feltobservasjoner, er det tydelig at de steile N-S-orienterte strukturene tilhørende gruppe a kutter gjennom og skaper en forskyvning langs de Ø-V-orienterte strukturene tilhørende gruppe b og c. Denne relasjonen vil si at den siste bevegelsen som skjedde langs forkastningene i gruppe a har skjedd etter den siste bevegelsen langs forkastninger i gruppe b og c.



Figur 9. Oversiktsfoto tatt mot NØ fra helikopter over Tussafoten skredområde. Bildet viser tett oppspukket berggrunn i bakskrenten og bak bakskrenten. Røde streker representerer utgående av slakt hellende plan tilhørende forkastninger og sprekker i gruppe b. Blå streker representerer utgående av bratte til steile sprekker og forkastninger tilhørende gruppe a, som tilsynelatende kutter gruppe c. Fra denne vinkelen synes ikke strukturer tilhørende gruppe b å være godt representert.



Figur 10. Oversiktsfoto tatt mot SV fra helikopter på baksiden av bakskrenten. Røde streker representerer utgående av slakt hellende plan tilhørende forkastninger og sprekker i gruppe b. Blå streker representerer utgående av bratte til steile sprekker og forkastninger tilhørende gruppe a, som tilsynelatende kutter gruppe c. Fra denne vinkelen synes ikke strukturer tilhørende gruppe b å være godt representert.

Forkastningene i gruppe a er steile og er orientert N–S til NNV–SSØ (Figur 8i). Regionalt sett stemmer en slik orientering godt overens med Ø–V-ekstensjonsregimet som preget regionen fra sen karbon til tidlig jura (5. i Figur 6). Fossen og Hurich (2005) beskriver også disse N–S til NNV–SSØ orienterte strukturer i Hardangerfjordsområdet, og tolker den siste bevegelsen langs disse til å være yngre enn Kaledon – noe som stemmer overens med en bevegelse i sen karbon til tidlig jura. Muligheten for at denne forkastningsbevegelsen er en reaktivering av et

allerede-eksisterende sprekke- eller forkastningssystem av proterozoisk alder er også presentert i Fossen og Hurich (2005).

Forkastningene i gruppe b er steile og har en ØNØ–VSV-orientering (Figur 8ii), som kan tyde på normalbevegelse under NNV–SSØ ekstensjon. Regionale hendelser som stemmer overens med dette regimet er Svekonorvegisk kollaps (1. i Figur 6) og Kaledonsk kollaps (4. i Figur 6). Siden Kaledonsk påvirkning er lite påvist sør for Hardangerfjord-skjærsonen, er det mer sannsynlig at strukturene i gruppe b har en Svekonorvegisk opprinnelse enn en Kaledonsk. Reaktivering kan imidlertid ha skjedd i forbindelse med Kaledonsk kollaps. Forkastingene i gruppe b er mindre representert i feltobservasjoner, derfor må et lavere statistisk grunnlag tas med i vurderingen av denne tolkningen.

Forkastningene i gruppe c er slakere enn de i gruppe b og har en VNV–ØSØ-orientering (Figur 8, Figur 10). Lineasjoner i kvarts-mineraliserte forkastningsplan er karakteristisk for gruppe c forkastninger (Figur 11), og indikerer sidelengsbevegelse. Orienteringen av forkastningsplanene stemmer godt med det regionale NNØ–SSV-ekstensjonsregimet i forbindelse med rifting av Rodinia – noe som ville ha forårsaket ekstensjonsbevegelse langs forkastningsplanene i gruppe c. Lineasjonene synes å være relativt godt bevart, som tyder på at sidelengsbevegelsen har skjedd etter en eventuell ekstensjonsbevegelse. En slik utvikling stemmer dermed godt overens med aktivering i forbindelse med rifting av Rodinia og en senere reaktivering i forbindelse med Kaledonsk kollisjon (3. i Figur 6) eller Kaledonsk kollaps (4. i Figur 6). Gruppe c kan også ha vært aktive som sidelengsforkastninger i sen karbon til tidlig jura, så lenge denne bevegelsen skjedde før bevegelsen langs forkastningene i gruppe a.



Figur 11. Forkastningsplan til gruppe c med kvartsmineralisering danner glatt og plan overflate. Lineasjon i kvarts indikerer sidelengsbevegelse og er illustrert med rød, stiplet strek.

2.1.3.5 Berggrunnsgeologiens betydning for ustabiliteten ved Tussafoten

En god forståelse av berggrunnen rundt ustabile fjellparti som Tussafoten kan bidra til å forklare hvordan berggrunnsgeologiske forhold kan påvirke utviklingen av strukturer som svekker fjellpartiets stabilitet. Glideplanet kan være styrt av svakhetsplan knyttet til litologiske egenskaper som foliasjon, eller strukturgeologiske forhold som forkastninger. Bergartene rundt Tussafoten har en lite utviklet og lite gjennomgående foliasjon, og de eksisterende svakhetsplanene synes å være mer styrt av strukturgeologiske forhold enn iboende litologiske egenskaper. Glideplanet til ustabiliteten ved Tussafoten er tolket til å ha overflate som faller ved ca. 24 grader i sør-sørvestlig retning (se kapittel 2.2), en orientering som samsvarer svært godt med forkastningsplanene i gruppe c (Figur 8). Glideplanet til Tussafoten tolkes dermed til å være dannet langs en eller flere av disse VNV-ØSØ-orienterte slake forkastningene tilhørende gruppe c. Den glatte og plane kvartsmineraliserte overflaten til disse forkastningsplanene er også gunstig for utglidninger. Forkastninger tilhørende gruppe a og b har generelt et fall mellom 45° og 90°, og er dermed for bratte til å relateres til glideplanet i seg selv. Disse forkastningene og sprekkenes kan derimot være medvirkende i å danne oppsprekking langs baksrenten (Figur 9), slik at blokker løsner og utglidning kan initieres langs glideplanet.

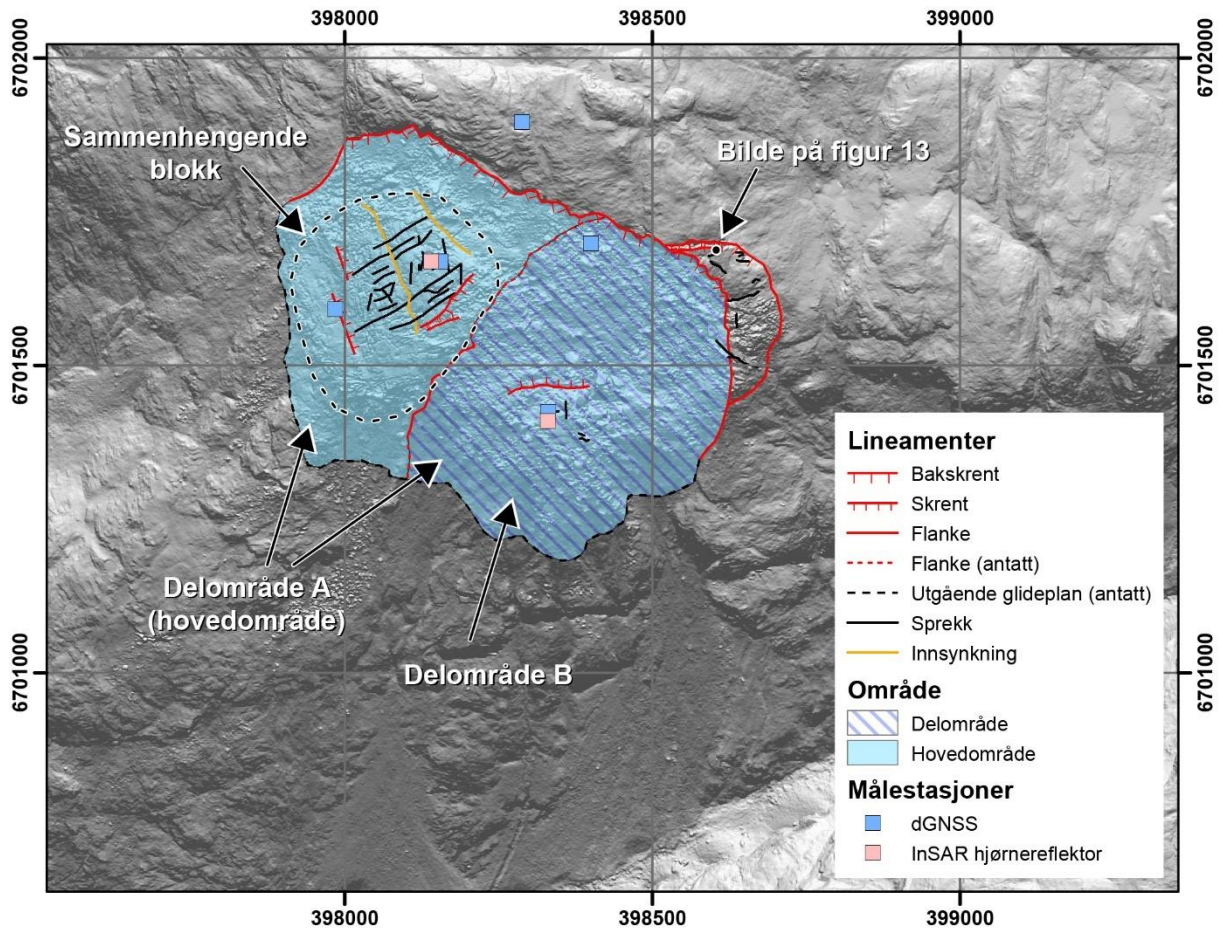
2.1.4 Geomorfologi

Området er preget av to dype U-dal, Hjølmadalen og Måbødalen, som ble dannet under gjentatte istider gjennom kvartærperiode. Eidfjord var sist isdekket i Yngre Dryas. Kosmogene nuklider datering utført av Mangerud mfl. (2013) viser at Langvatnet over Osa, ca. 14 km nord for Tussafoten på lignende høyde, ble isfritt for ca. 11.07 kå siden (+/- 0.31 kå). Åkesson mfl. (2020) har modellert et profil som går gjennom Øvre Eidfjord og viser at yttergrensen av isdekken nådde Øvre Eidfjord for ca. 11.1 kå siden etter en rask retrett. Det virker fra de artiklene nevnt ovenfor at dalbunner og fjelltopper ble isfritt omtrent samtidig, noe som betyr at det ustabile fjellpartiet Tussafoten ble antageligvis isfritt for omtrent 11 kå siden.

Det finnes også en V-dal nevnt Juvedalen som befinner seg rett under Tussafoten. Den ble antageligvis dannet av elv-erosjon langs en forkastning (Figur 2).

2.2 Beskrivelse av det ustabile fjellparti

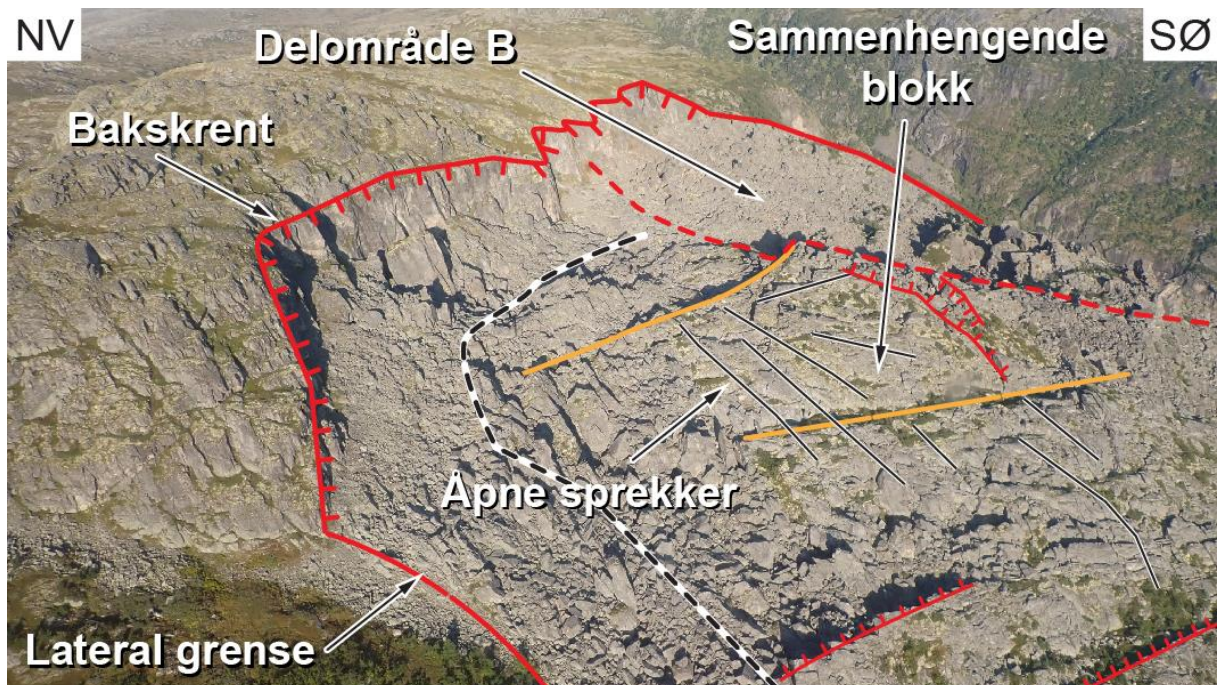
Tussafoten ligger i en sørvendt skråning ca. 1100 m over Øvre Eidfjord og Eidfjordvatnet. En ca. 35 meter høy og 650 m lang bakskrent avgrenser det ustabile fjellparti (Figur 12). Den er dannet av to vertikale sprekkesett eller forkastninger som er orientert ØSØ-VNV og ØNØ-VSV (stedvis Ø-V). I nedre deler av bakskrenten ligger det mye løse blokker og det er ikke mulig å se om det er en åpning mellom bakskrenten og flyttede fjellmasser. Det er to unntak til denne observasjon. På østsida fortsetter bakskrenten over en blokk som bare er flyttet noen meter (Figur 13). På vestsida kan man tolke depresjonen mellom bakskrenten og et relativt stort område som er fortsatt sammenhengende (Figur 12 og Figur 14) som en åpning som følge av en planar utglidning. Mekanismen er nok mer kompleks siden til og med dette området er veldig oppsprukket og deformert. Bortsett fra den sammenhengende delen er resten av det ustabile fjellpartiet svært desintegert. Det er uklart om oppsprekningen kun er et resultat av gravitasjonell bevegelse eller om for eksempel er et resultat av tidligere glasielle prosesser (e.g. Hall mfl. 2020). Manglende åpning mellom bakskrenten og det ustabile fjellpartiet kan tyde på en rotasjonsbevegelse, men dette er ikke synlig i den østlige delen av fjellpartiet. De laterale grensene tolkes som utviklet, selv om de er dekket av løsmasser. Det er uklart hvilke strukturer danner dem. Den nedre grensen kan ikke lokaliseres nøyaktig da den er dekket av løsmasser, men kan tolkes som fullt utviklet og som en overgangssone fra helt oppsprukket fjell til intakt fjell over en høydeforskjell på ca. 100 m. InSAR data i dette området er preget av støy grunnet løsmasser og vegetasjon, og kan dermed heller ikke brukes til å fastsette den nedre grensen mer nøyaktig enn dette. I dette området befinner det seg flere steinsprangkilder. Glideplanet består trolig av en overflate orientert ca. 195/24, en orientering som sammenfaller med flere forkastninger observert i området. Det ustabile fjellpartiet kan deles i to områder. På østsiden finnes det et helt oppsprukket og desintegert område som viser bevegelse mellom ca. 5.5 og 8.5 cm/år (delområde B). På vestsiden finnes det en oppsprukket men fortsatt sammenhengende blokk som beveger seg ca. 2.3 cm/år. Det finnes ingen fjellskredavsetninger i området. Volumet av hele det ustabile fjellparti er estimert til 13.4 millioner kubikkmeter, mens volumet til delområde B er estimert til 5.6 millioner kubikkmeter. Det er ikke definert mindre delområder på fronten av delområde B siden de ville få en lavere faregrad enn hele delområdet. I tillegg er bevegelseshastigheten ikke større på fronten enn lengre opp i delområde B.



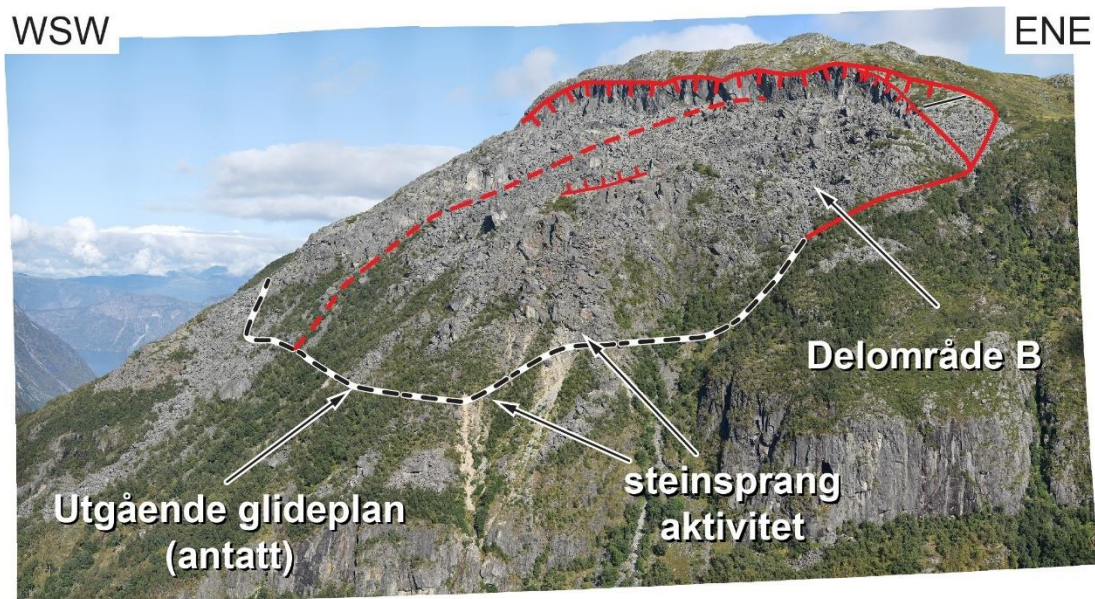
Figur 12: Oversiktskart over det ustabile fjellpartiet Tussafoten



Figur 13: Bakskrenten på østsida av Tussafoten, sett mot vest (bilde: P. Nicolet, NGU)



Figur 14: Øvre deler av det ustabile fjellpartiet Tussafoten som er delt i to delområder: delområde A omfatter hele det ustabile fjellpartiet mens delområde B omfatter den østlige delen (bilde: I. Gunleiksrud, NGU).



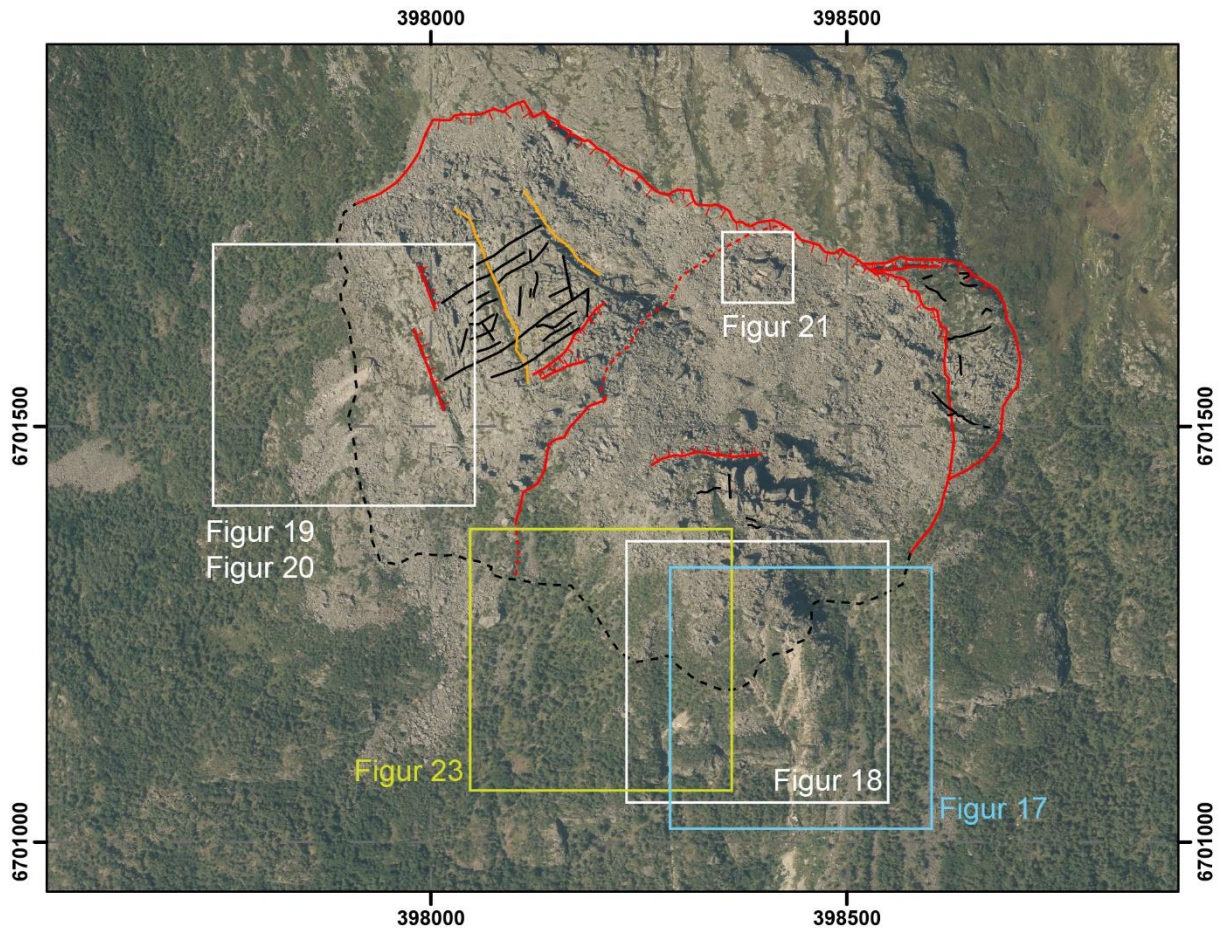
Figur 15: Oversiktsbilde av det ustabile fjellpartiet Tussafoten som er delt i to delområder: delområde A omfatter hele det ustabile fjellpartiet mens delområde B omfatter den østlige delen som er svært oppsprukket. Det utgående glideplanet er markert med steinsprang aktivitet (bilde: P. Nicolet, NGU).

2.3 Tidligere skredhendelser

Det er ikke identifisert store skredavsetninger i nærheten. Hyppig skredaktivitet i den nedre delen av det ustabile fjellpartiet Tussafoten kan identifiseres i ortofoto tilgjengelig på Norge i Bilder (Tabell 1). Flere detaljbilder fra før og etter en skredhendelse er vist nedenfor, men dette omfatter ikke alle hendelser. En oversikt av utsnittene er vist i Figur 16. Figur 17 viser steinsprangavsetninger som var synlige i 1970 og som deretter ble delvis dekt med vegetasjon i perioden mellom 1970 og 2008. Figur 18 og Figur 19 viser flere skredhendelser som skjedde mellom 2008 og 2013 på den nedre avgrensingen av Tussafoten. Figur 20 viser en skredhendelse som skjedde mellom 2013 og 2019 i samme område som på Figur 19. På Figur 21 ser man en blokk der en målestasjon (TUSS_GPS_03) ble installert og senere brutt opp i flere deler. Takket være bilder tatt fra helikopter vet vi at dette skjedde i tidsrommet mellom september 2018 og august 2019 (Figur 22). Figur 23 viser en til hendelse på nedre avgrensing mellom 2019 og 2020.

Tabell 1: Ortofoto tilgjengelig på Norge i Bilder som dekker minst en del av det ustabile fjellparti Tussafoten

Fotodato	Prosjektnavn	Merknad
16/06/1970	Eidfjord 1970	Svart/hvitt
26/06/2006	Indre Hardanger 2006	Dårlig geometri, mangler en liten del av Tussafoten
18/08/2008	Hardangerjøkulen 2008	
20/07/2013	Hardanger-Voss 2012	Nedre del av Tussafoten
22/07/2013	Hardangervidda 2013	
26/08/2019	Hardangervidda 2019	
18/04/2020	Eidfjord Voss vår 2020	Nedre del av Tussafoten, delvis snødekt



Figur 16: Lokalisering av følgende figurer, vist i på ortofoto fra 2019 (Ortofoto: Kartverket)



Figur 17: Skredaktivitet på nedre avgrensing av Tussafoten som var synlig i 1970 og som i 2008 er delvis dekt av vegetasjon i (Ortofoto: Kartverket)



Figur 18: Skredaktivitet på nedre avgrensing av Tussafoten mellom 2008 og 2013 (Ortofoto: Kartverket)



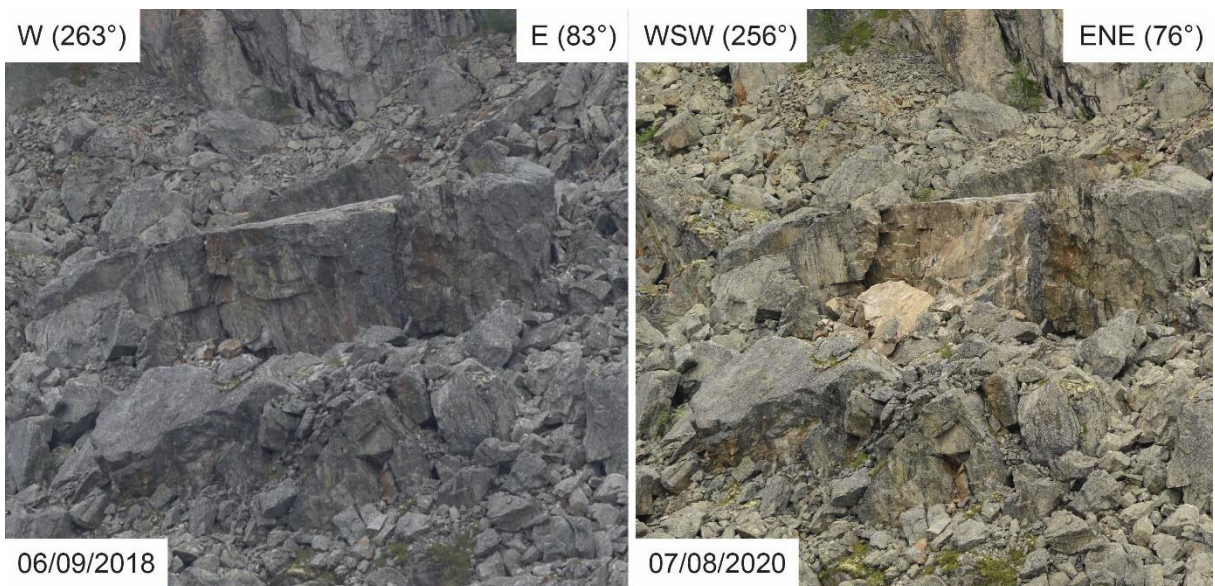
Figur 19: Skredaktivitet på nedre avgrensing av Tussafoten mellom 2008 og 2013 (Ortofoto: Kartverket)



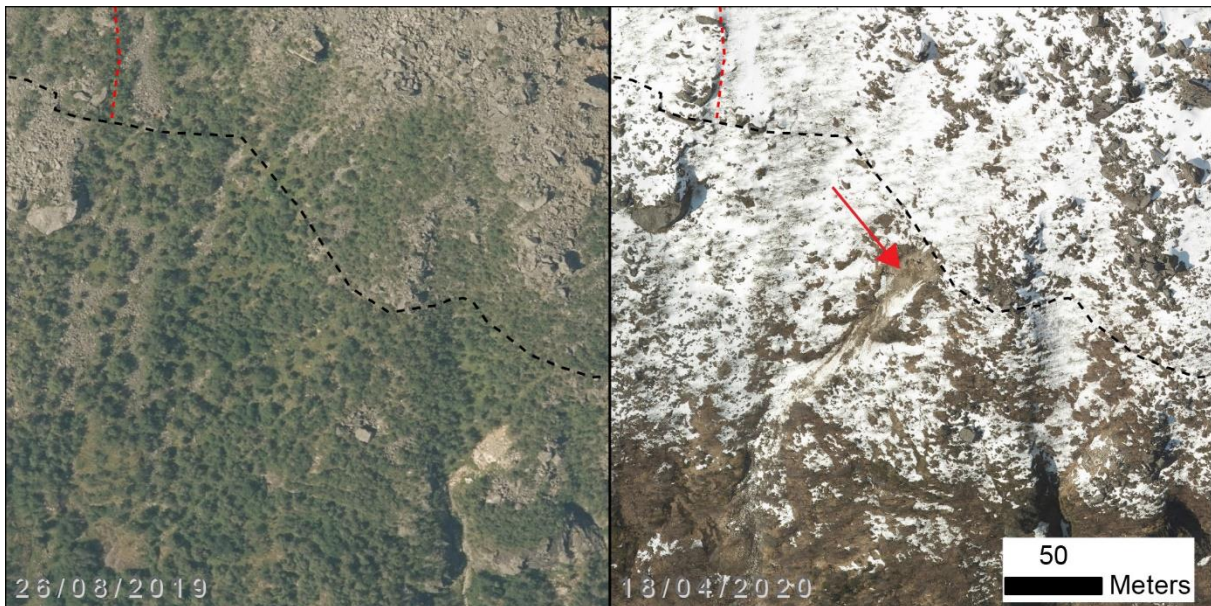
Figur 20: Skredaktivitet på nedre avgrensning av Tussafoten mellom 2013 og 2019 (Ortofoto: Kartverket)



Figur 21: Brudd i en stor blokk like under bakskrenten mellom 2018 og 2019 (Ortofotos: Kartverket)



Figur 22: Brudd i en stor blokk like under bakskrenten mellom 2018 og 2019 (bilder: P. Nicolet, NGU)

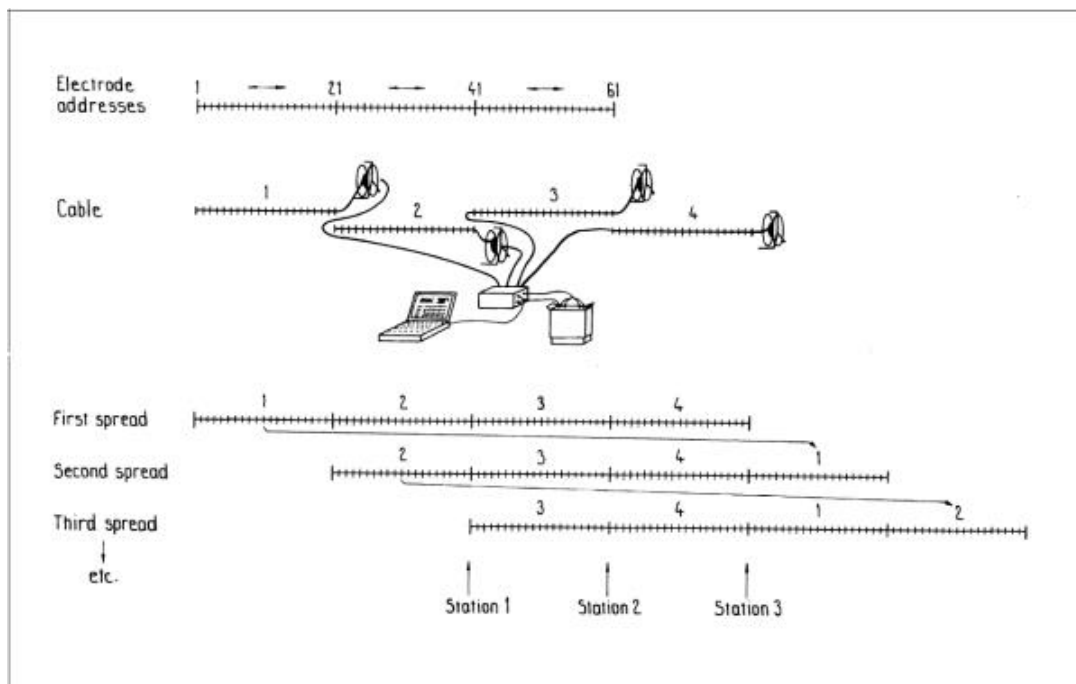


Figur 23: Skredaktivitet på nedre avgrensing av Tussafoten mellom 2019 og 2020 (Ortofoto: Kartverket)

3. Metoder

3.1 Geofysiske målinger

Elektrisk Resistivitet Tomografi (ERT) utføres ved å sende strøm mellom et elektrodepar samtidig som det måles potensial og motstand mellom et annet elektrodepar. Basert på strømstyrke, målt spenning og elektrodene posisjon i forhold til hverandre (geometrisk faktor) beregnes tilsynelatende resistivitet. Utstyret brukt i undersøkelsene er utført med Lund kabelsystem (Dahlin, 1993) og ABEM Terrameter LS (ABEM, 2012). Som vist i Figur 24 kobles fire multielektrode-kabler med 21 elektroder hver til instrumentet før det så kjøres en protokollfil med elektrodekonfigurasjoner. I denne undersøkelsen ble elektrodekonfigurasjonen Gradient Pluss (Dahlin & Zhou, 2006) brukt.



Figur 24: LUND-systemet med 4 multi-elektrode kabler. Figuren viser også hvordan roll-along systemet fungerer.

Oppløsningen på datasettet styres av elektrodeavstanden. Kortere elektrodeavstand gir høyere oppløsning, men det er på bekostning av dybdepenetrasjon. Ved 5 m elektrodeavstand vil fullt utlegg være 400 m langt og pålitelig dybdepenetrasjon være ca. 60 m. Tabell 2 viser lengde og elektrodeavstand for alle profiler.

Målte verdier er *tilsynelatende resistivitet* og må inverteres for å få sann resistivitet. All data er invertert med Res2DInv (Loke, 2017) med robust databegrensing. Ved bruk av ERT kan det forventes å avdekke sprekker, løsmassetykkelse, grunnvannstand samt grenser mellom geologiske enheter (både løsmasser og bergarter) hvor det forekommer en forskjell i elektriske egenskaper. Det tas et forbehold om nøyaktigheten langs dybde dimensjonen. Nøyaktigheten vil minske med dyppet, men generelt er nøyaktigheten i øverste halvdel av profilet godt under elektrodeavstanden.

3.1.1 Datainnsamling

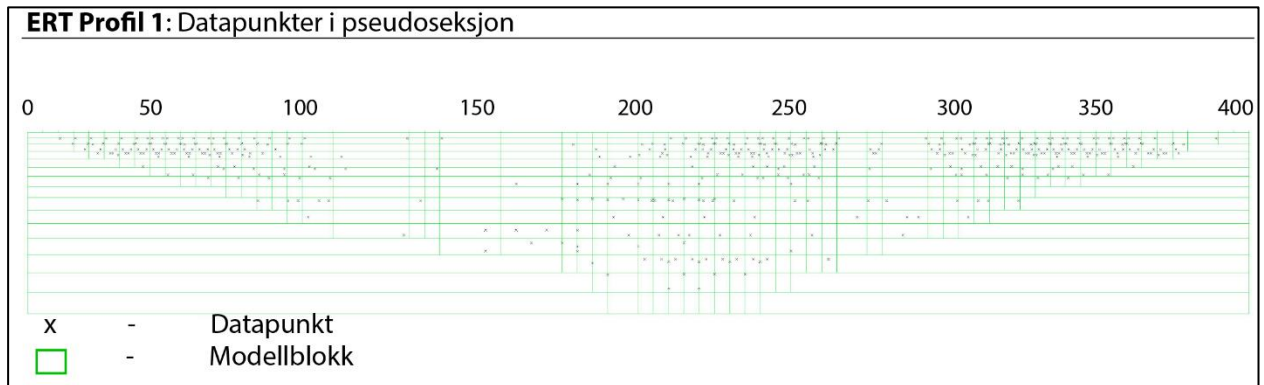
Feltarbeid er utført den 25. og 26. august 2021. Det ble målt ett profil på 400 meter med 5 meter elektrodeavstand, se Tabell 2.

Tabell 2: Detaljer for målte ERT profil, med lengde elektrodeavstand, antall datapunkter og orientering.

Navn	Lengde	Elektrodeavstand	Datapunkter	Retning
Profil 1	400 m	5 m	456 /1168 (712 tatt bort)	Vest → Øst

På grunn av forhold i måleområdet var det veldig vanskelig å sende nok strøm mellom visse elektroder. Som vist på Figur 26 så er området dominert av steinur. Dette gjør det utfordrende å få tilstrekkelig kontakt mellom bakke og elektroder. Det ble forsøkt å øke antallet elektroder per kontakt men det var ikke mulig å få god nok kontakt til å komme over støynivå. Resultatet var at flere elektroder måtte ekskluderes fra målingene. Tabell 2 viser detaljer om målt linje, inkludert antall målepunkter som ble ekskludert. Figur 25 viser posisjon til alle målepunkter og

det er spesielt to områder med lav punkttetthet. Mellom 100 m og 175 m og mellom 260 m og 290 m var det flere målepunkter som ble ekskludert, noe som senker antallet blokker i modellen under inversjon. Inversjonsblokker med få datapunkt vil føre til at større områder i datasettet blir påvirket av relativt få datapunkt. Dette fører til at soner i disse områdene kan fremstå større enn reelt.



Figur 25: Plott av alle målte resistivitetspunkter og modellblokker brukt i inversjon.



Figur 26: A: Utsikt mot NV fra midtpunkter til ERT Profil 1. B: Utsikt mot SØ fra midtpunkter til ERT Profil 1. C: Forholdene gjorde det nødvendig å bruke flere elektroder for å få god nok jording.

3.2 Bevegelsesmålinger

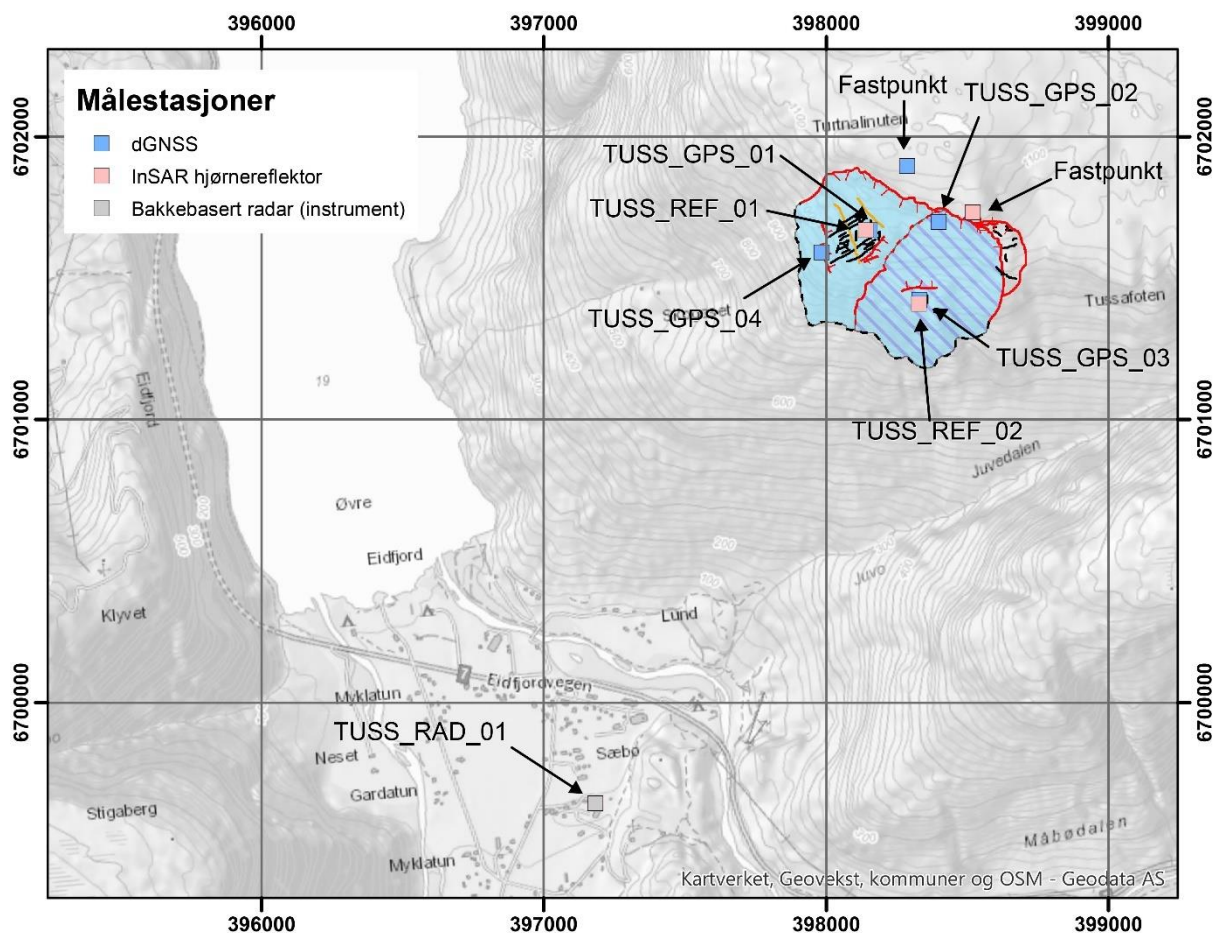
3.2.1 Differensielt globalt satellitnavigasjonssystem (dGNSS)

Faste bolter ble installert i det ustabile fjellpartiet og GNSS signalet måles i omtrent en time. Målingene utføres årlig eller med flere års mellomrom, avhengig av prioriteringen av de ulike ustabile fjellpartiene, og av værforhold som kan forhindre adkomst til målestasjonene. Resultatene korrigeres så ved hjelp av målingene utført samtidig på et fastpunkt i nærheten for å få en nøyaktighet på millimeterskala. På Tussafoten ble fastpunktet og de to første punktene (TUSS_GPS_01 og TUSS_GPS_02) installert i 2018. På grunn av vanskelige værforhold under feltarbeid ble det ikke installert flere målestasjoner i 2018 og av samme grunn ble ingen målinger utført i 2019. I 2020 var det mulig å installere ytterligere to målestasjoner (Figur 27). Alle punktene ble målt igjen i 2021. Ut fra påfølgende koordinater kan det beregnes en bevegelsesvektor for hvert målepunkt. Resultatene anses som signifikant hvis (Oppikofer mfl. 2013):

- Bevegeshastigheten (v) er større en gjennomsnittlig feil (σ_{tot}) ganget med $\sqrt{2}$ og dividert med lengde av måleperioden (Δt) i år:

$$v > \frac{\sqrt{2} \cdot \sigma_{tot}}{\Delta t}$$

- Bevegelsene følger en sammenhengende trend som sammenfaller med geometrien av det ustabile fjellpartiet.



Figur 27: Lokalisering av målestasjoner ved Tussafoten

3.2.2 Satellittbasert radarinterferometri (InSAR)

Satellittbasert radarinterferometri gjør det mulig å måle bevegelser over store områder med en millimetrisk nøyaktighet. Bevegelsene måles langs satellitt-til-jord sikteretning og kan derfor underestimeres hvis bevegelsesretningen ikke er lik sikteretningen. Satellitten ser 90 grader mot høyre og både data fra synkende (satellitten flyr mot sør) og stigende bane er tilgjengelige. Radaren er mest sensitiv for å oppdage bevegelser mot vest og øst. På Tussafoten er fire datasett tilgjengelige (Tabell 3).

Tabell 3: Tilgjengelige datasett på Tussafoten og sine egenskaper

Datasett	Innfallsvinkel	Flygningsretning av satellitten	Horisontal komponent av sikteretning	Periode
Synkende 1	43.4	-170.5 (SSV)	-80.5 (VNV)	06/2015 – 10/2020
Synkende 2	36.9	-168.7 (SSV)	-78.7 (VNV)	06/2016 – 10/2020
Stigende 1	39.0	-10.7 (NNV)	79.2 (ØNØ)	10/2016 – 10/2020
Stigende 2	45.2	-9.0 (NNV)	81.0 (ØNØ)	06/2015 – 10/2020

En annen begrensning med satellittbasert radarinterferometri er at det er ikke mulig å måle bevegelser når overflaten er snødekt. En måte å løse denne begrensningen er å installere hjørnereflektorer som står over snødekket og gjør det mulig å måle bevegelser gjennom hele året. NVE har installert to hjørnereflektorer og et fastpunkt i 2018. Figur 27 viser lokaliseringen av disse.

Da vi har gode tidsserier fra flere satellittgeometrier på hjørnereflektorene kan man finne bevegelsesvektoren som passer best med de ulike geometriene. Prosjektert hastighet beregnes slik:

$$\|\vec{b}\| = \frac{\|\vec{i}\|}{\cos(\vec{i}, \vec{b})}$$

Hvor \vec{i} er bevegelsesvektoren fra InSAR (langs sikteretningen, eller LOS) og \vec{b} er den reelle bevegelsesvektoren i 3D. Man kan da enten bruke vektorretning fra GNSS for å projekte hastigheten målt i LOS i GNSS-vektorretning, eller prøve med de ulike geometrier å finne vektoren \vec{b} som minimerer det kvadratiske gjennomsnittet:

$$(\|\vec{l}_{m\ddot{a}lt}\| - \|\vec{l}_{beregnet}\|)^2$$

3.2.3 Bakkebasert radarinterferometri (InSAR)

Bakkebasert radarinterferometri utnytter de samme prinsippene som satellittbasert radarinterferometri, men her er instrumentet plassert på bakken. På Tussafoten ble de plassert et instrument ved Sæbø Skule (Figur 27) i Øvre Eidfjord. Den målte først to perioder på 12 og

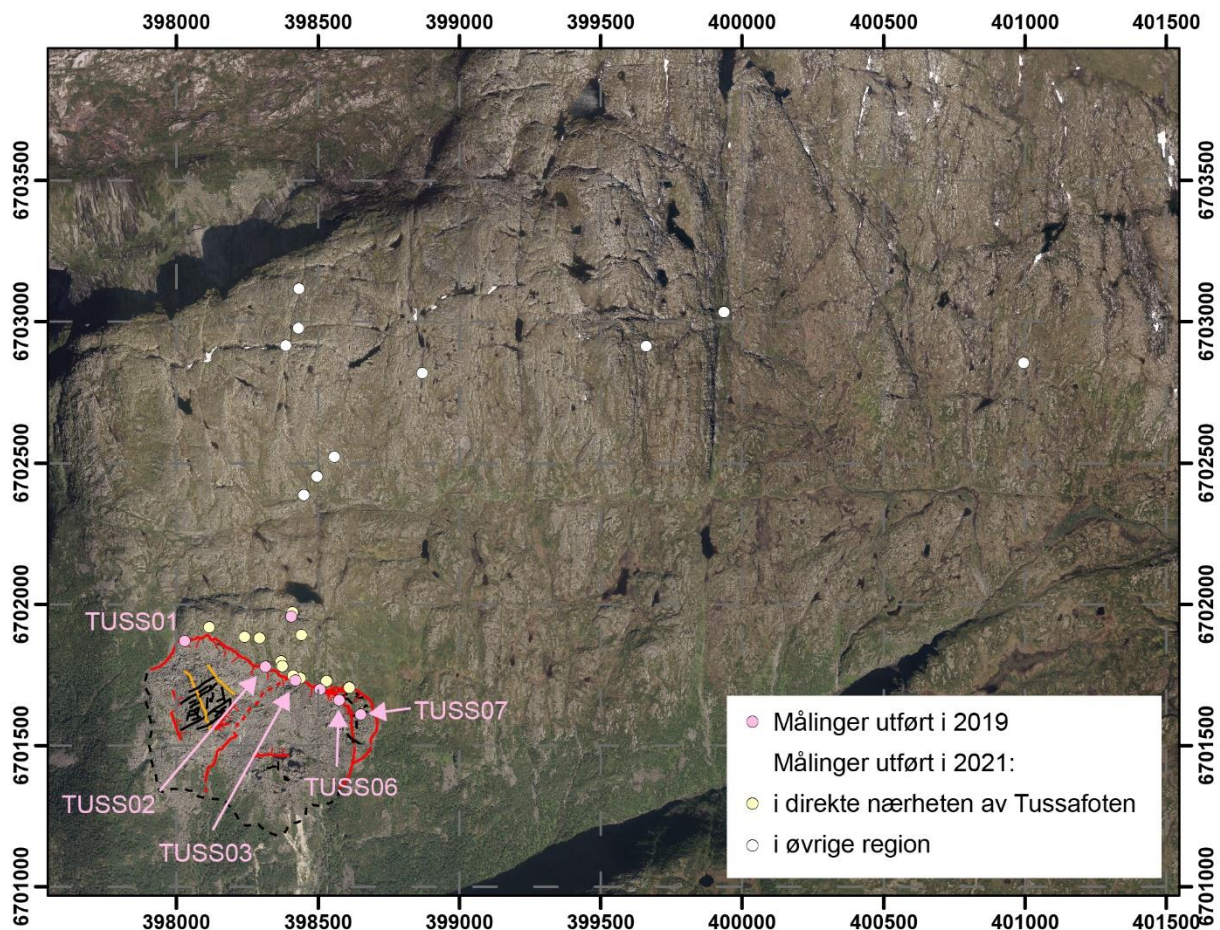
9 dager i juli og august 2018 og har målt kontinuerlig siden mars 2021. Instrumentet driftes av NVE.

3.2.4 3D InSAR

En av de største begrensningene med radarinterferometri er at bevegelsene kun måles langs radarens sikteretning. Da den målte bevegelsen langs sikteretning og reell bevegelsesretning sjelden er like, vil målingen være underestimert. Når datasett fra flere geometrier er tilgjengelige (synkende, stigende og bakkebasert) kan man prøve å løse problemet ved å kombinere resultatene og få en 3D-vektor. NORCE (tidligere Norut) har utviklet et ArcGIS Pro python-verktøy som gjør det mulig å kombinere de tre geometriene (Grahn, 2022).

3.3 Strukturgeologiske og kinematiske analyser

Strukturgeologiske data ble samlet inn i to omganger. I 2019 ble det målt strukturer med kompass langs bakscrenten på 5 forskjellige lokasjoner. I 2021 var to berggrunnsgeologer med i felt. De kartla et større område og brukte dermed mer tid til å forstå deformasjonshistorien og til å karakterisere strukturene (Figur 28).



Figur 28: Oversiktskart med stasjoner for strukturmålinger

3.4 Volumberegning

For å beregne volumet må glideplanet defineres. Det er her definert tre forskjellige glideplan, som gir et minimumsvolum, et mest realistisk volum og et maksimumsvolum. SLBL-metoden

(Jaboyedoff mfl., 2020) er brukt. Den er basert på en digital terrengmodell (DTM), avgrensningen av det ustabile fjellparti og en brukerdefinert krumningstolerans som gir en buet overflate under topografien som representerer glideplanet. Det konstruerte glideplanet kan i tillegg være begrenset av et eller flere plan, for eksempel når geologiske strukturer styrer glideplanet. Et ArcGIS python-verktøy utviklet på NGU er brukt til beregninger (<https://github.com/ngu/pySLBL>). Forsøk med ulike krumningstoleranser og ulike plan er utført for å definere glideplan som samsvarer best mulig de tilgjengelige data, spesielt ERT-profilen, bevegelsesmålinger og strukturgeologiske forhold.

3.5 Dateringer

Tidspunktet en overflate ble eksponert kan måles med kosmogene nuklider datering. Dette er en etablert metode for å datere fjellskredavsetninger (f. eks. Hermanns mfl., 2001; Fenton mfl, 2011; Hilger mfl., 2018) og progressivt eksponering av et glideplan (f. eks. Hermanns mfl. 2013, Zerathe mfl. 2014). For å ha bedre kontroll om nedarvet nuklidkonsentrasjon ble det etablert å ta en prøve bakenfor glideplanet for å forstå fjellets erosjonshistorie bedre (Böhme mfl. 2019; Hilger mfl. 2021).

På Tussafoten ble det tatt en prøve to meter bak bakscrenten i 2021. Videre ble det tatt seks prøver langs bakscrenten med en avstand mellom 3-9 m langs et profil med cirka 70 grad helning.

3.6 Fareanalyse

Fareanalysen er basert på metodologien beskrevet i NGU rapport 2012.029 (Hermanns mfl. 2012) og tar utgangspunkt i 9 kriterier som videre kan deles i to grupper: (1) geologiske og geomorfologiske forhold og (2) bevegelseshastighet og andre tegn for aktivitet. Hvert delområde får en poengsum mellom 0 og 12. For videre analyser må poengsummen konverteres til en årlig sannsynlighet for skred (s_{skred}). Det utføres med følgende formelen:

$$s_{skred} = 10^{\left(\frac{poengsum}{2,4} - 6\right)}$$

Formelen er basert på NVE rapport 2016:77 (Majala mfl. 2016).

3.7 Utløpsanalyse

3.7.1 Empirisk tilnærming

Utløpslengden til fjellskred beregnes ofte som en siktevinkel («reach angle» på engelsk). Blikra mfl. (2001) har undersøkt 25 hendelser i Norge. Siden 90% av disse har en kortere rekkevidde enn beregnet med den bredt brukte kurven fra Scheidegger (1973), ble det besluttet at sistnevnte er en konservativ tilnærming for å beregne maksimumsrekkevidden til fjellskred i Norge (Oppikofer mfl. 2016). Derimot kan siktevinkelen også beregnes med en probabilistisk tilnærming (e.g. McDougall mfl. 2012, Glimsdal 2021). På denne måten kan man også tegne faresoner for en bestemt sannsynlighet (s_f) med utgangspunkt i skredsannsynlighet (s_{skred}) med følgende formel:

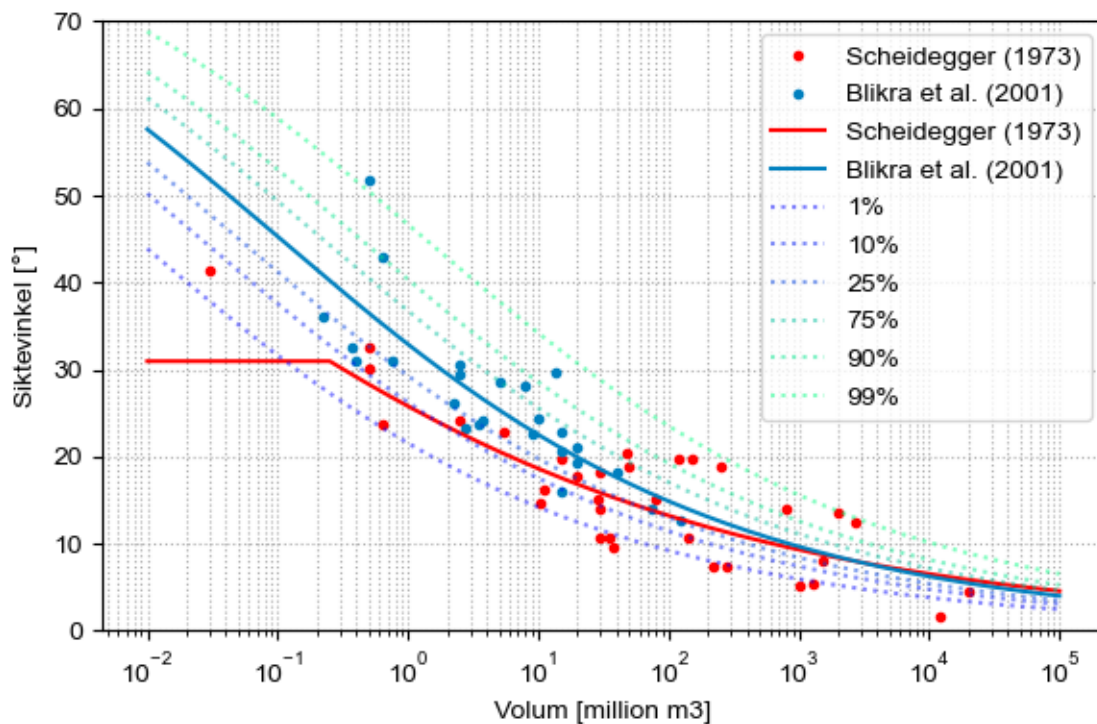
$$c = \frac{s_f}{s_{skred}}$$

Hvor c er andelen av fjellskred med et gitt volum som har en rekkevidde minst så langt som faresonen. For eksempel, hvis $s_{skred} = 1/500$ og man ønsker å tegne faresonen $s_f = 1/1000$ blir $c = 0.5$, dvs. at man vil velge den rekkevidden som 50% av fjellskred med samme volum når.

Det ble bestemt å bruke en probabilistisk tilnærming til Tussafoten. Til det ble det tilpasset en potenslov basert på relasjonen H/L over volum for de norske hendelsene:

$$\log_{10} \left(\frac{H}{L} \right) = -a \cdot \log_{10} V + b$$

Hvor a er stigningstall og b konstantledd (e.g. McDougall mfl. 2012). Med datasettet fra Blikra mfl. (2001) får man $a = -0.193$ og $b = 0.971$ (Figur 29). I tillegg ble det beregnet standardavvik til residualer, som deretter er brukt i en normalfordeling som tar b som forventningsverdi. Normalfordelingen brukes til å beregne b -verdien som tilsvarer en bestemt sannsynlighet c .



Figur 29: Relasjon mellom siktevinkel og volum for fjellskred fra Scheideggers datasett og fra Norge (Blikra mfl 2001) samt tilpasset potenslov til begge datasett (med en avkutting ved 31 grader for Scheideggerskurve). På potensloven med norske data er det tilpasset en normalfordelling på et konstantledd som gir en proporsjon av fjellskred som når en siktevinkel. For eksempel, det forventes at 90% av skredene når minst den vinkel som er indikert av 90%-kurven.

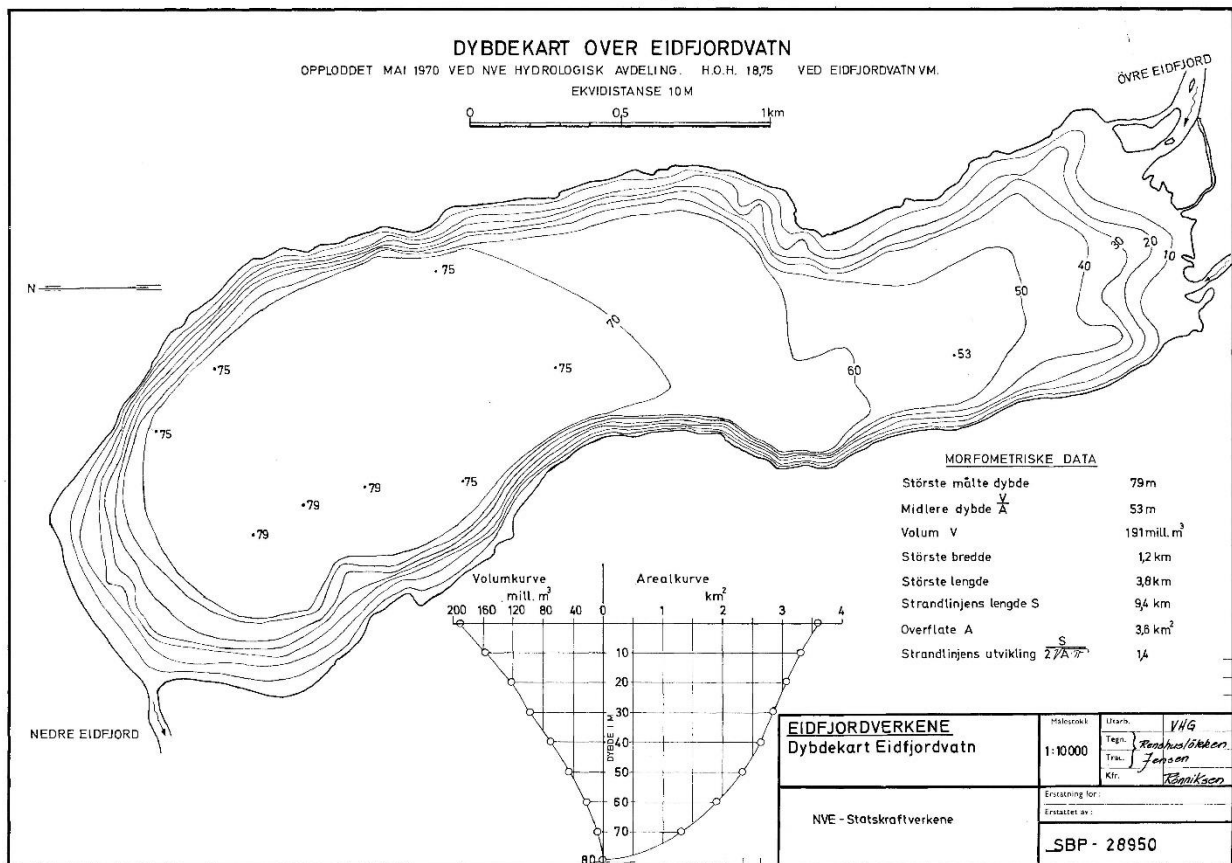
Med funksjonene beskrevet ovenfor kan man beregne siktevinkelen for et bestemt volum. For å få en kartografisk framstilling av områder som er under en bestemt siktevinkel blir det beregnet et siktevinkelskart. For hver celle av en høydemodell blir det beregnet den høyeste vinkelen i rett linje fra alle celler i kildeområdet. Rasteren med siktevinkler blir deretter konvertert i konturlinjer for enklere visualisering og sammenligning med resultater fra numerisk utløpsmodellering.

3.7.2 Numerisk utløpsmodellering

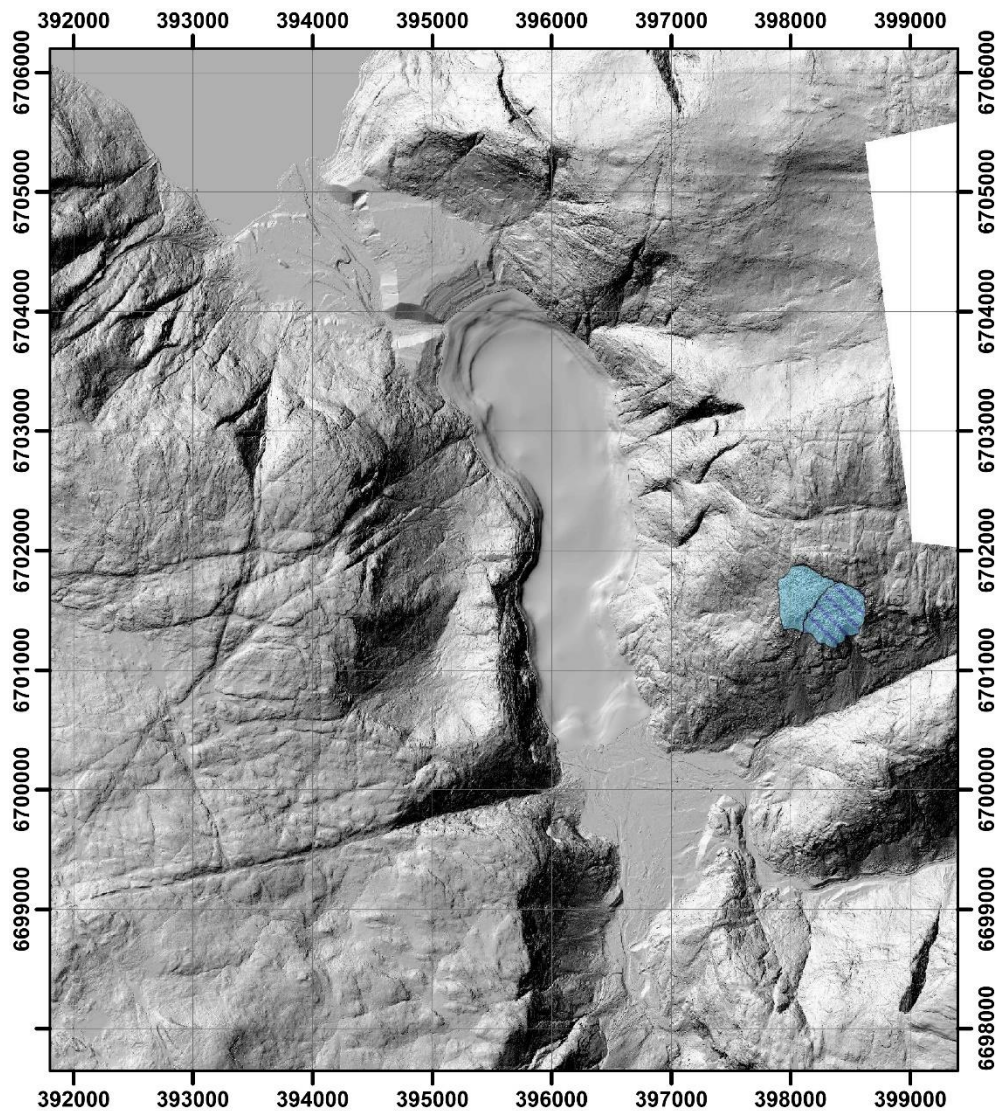
Numerisk utløpsmodellering er utført til å bedre karakterisere utløpsområdet og til å få nødvendige inngangsparametere til flodbølgeommodellering. Det er derfor viktig å bruke en høydemodell som inkluderer batymetriske data. Det finnes ingen raster med dybde data for Eidfjordvatnet tilgjengelig, men det finnes et kart fra 1970 i NVE sin database over innsjøer (Figur 30). Det ble georeferert i ArcMap og isobater ble automatisk vektorisert. Videre ble det interpolert en raster fra isobatene og dybdepunkter. Høydedata på land kommer fra to ulike prosjekter tilgjengelig på høydedata.no:

- Eidfjord_Ulvik_Granvin 2014
- NDH Ullensvang-Eidfjord 2pkt 2020

Polygonet til Eidfjordvatnet fra topografisk kart i 1:50 000 målestokk ble brukt som maske for slå sammen høydemodellen på land og batymetri fra vatnet (Figur 31).



Figur 30: Batymetrisk kart over Eidfjordvatnet (kilde: <https://temakart.nve.no/tema/innsjodatabase/>)



Figur 31: Skyggerelieff av den kombinerte høydemodellen og batymetri som er brukt til utløpsmodellering. Oppløsningen er 1m og størrelsen 7600 ganger 8550. Det ustabile fjellparti Tussafoten er markert i blått.

Numerisk utløpsmodellering er utført med DAN3D (McDougall & Hungr, 2004, 2005). Det er brukt både friksjon og Voellmy reologier og flere verdier er testet for basal friksjonsvinkel (friskjonsreologi) og til friksjonskoeffisient og turbulens (Voellmy reologi). Det er brukt samme parameter på land og i innsjøen da utløpslengde i innsjøen ikke er viktig.

Et utsnitt av høydemodellen med 1000 linjer og kolonner og med 5m oppløsning er brukt til modellering. Rasteret er flyttet slik at hjørnet nede til venstre får koordinat (0,0), dette for å unngå numerisk unøyaktighet. Det er brukt 2000 partikler i beregningene der hver partikkel tilsvarer en totusendedel av det totale volumet. Time-step er definert til 0.1 sekund og resultatene er lagret etter hvert sekund i modellen (dvs. hver tiende step).

Resultatene er deretter postprosessert for enklere analyse. For hver simulasjon er posisjonen av partiklene over tid vurdert. Med dette får man:

- Antall partikler som når Eidfjordvatnet samt hastighet av partiklene
- Hastighetsfordeling av partikler over tid
- Partikkelbane
- Massesenterbane

Massesenterbane er deretter brukt til å beregne siktevinkelen. Polylinjen av massesenteret er forlenget 300 meter over startpunkt og 2000 meter etter endepunkt ved bruk av gjennomsnittlig orientering av de 50 første eller de 50 siste meterne. Partiklene som er nærmere enn 500 meter fra massesenterbane er prosjektert på polylinjen. Vinkelen langs massesenterbanen, mellom den høyeste partikkelen som brukes som utgangspunkt i simulasjon og den nederste partikkelen på slutten av simulasjonen, er beregnet og representerer siktevinkelen for simulasjon. Den brukes til å sammenligne resultatene med forventet verdi. I tillegg er siktevinkelen til hver partikkel beregnet for sammenligning.

3.8 Sekundærvirkninger

3.8.1 Flodbølge

Flodbølge er en mulig sekundærvirkning. Da Tussafoten blir et høyt risikoobjekt er det fornuftig med en numerisk modellering. Denne utføres av NGI med en probabilistisk tilnærming som er beskrevet i Glimsdal (2021).

3.8.2 Oppdemning

Da flere elver renner gjennom utløpsområdet er oppdemning en mulig sekundærvirkning. Juvo og Bjoreio er mer utsatt for oppdemning da de ligger i trange daler. DAN3D beregner et kart med avsetningstykkelse, men den tar dessverre ikke hensyn til topografien og jevner dermed ut resultatene over et relativt stort område ut fra partikkelsposisjon. Som resultat blir hele dalen hevet i stedet for å fylles. For å løse denne begrensningen er en invers SLBL-metode brukt. Metoden er lik den som er brukt til volumberegningen (se seksjon 3.4), men den brukes her i motsatt retning. Praktisk talt er et polygon manuelt tegnet rundt en gruppe partikler der tetthet av partikler er omtrent jevn og det totale volumet av partiklene i polygonet er beregnet. En 25m buffer er deretter lagt rundt polygonet og det utvidede polygonet brukes så til å beregne SLBL. Det totale volumet av partiklene i polygonet er brukt som begrensning i beregningen og toleransene er manuelt tilpasset slik at totalvolumet nås, men heller ikke for raskt slik at krumningen ser grei ut. Flere polygoner er tegnet for hver avsetning og SLBL er beregnet i en rekkefølge ved å begynne med polygonet som er lengst bort fra kildeområdet (eller med lavest høyde) og fortsette med det neste slik at polygonet som er nærmest kildeområdet (eller øverst) er beregnet sist. Dette må gjøres da selv om SLBL-metode tar hensyn til topografi, tar den ikke hensyn til partiklers posisjon i polygonet. Derfor må hvert polygon ha en jevn tetthet av partikler. Å begynne med polygonene som er borteste eller lavere gir mer realistiske resultater. Oppdemningsområdet er deretter beregnet med «Fill»-funksjonen i ArcMap som fyller innsynkninger i terrenget. Det er også mulig å beregne vannmengde når innsynkningen bak demningen er fylt.

Demningsstabilitet vurderes ved behov ved bruk av DBI-tilnærmingen (Oppikofer mfl. 2016)

3.9 Risikoklassifisering

3.9.1 Konsekvensanalyse

Konsekvenser er analysert i form av mulig tap av menneskeliv som er et resultat av selve skredet eller sekundærvirkninger (f.eks. flodbølge eller dambrudd). Antall personer i utløpsområdet

baseres hovedsakelig på forventet antall personer i bygninger. I primærboliger hentes antall beboere fra befolkningsdata fra Statistisk sentralbyrå mens i andre type bygninger brukes det standardverdier. Det blir i tillegg estimert antall turister i utløpsområdet. Ytterlige detaljer finnes i Oppikofer mfl. (2016).

3.9.2 Risikoanalyse

Risikoanalysen følger tilnærmingen beskrevet i Hermanns mfl. 2012, men siden utløpsområdet er beregnet for flere sannsynligheter og ikke som et unikt utløpsområde må man tilpasse risikoberegningen litt. Justeringen er nødvendig siden risiko vanligvis plottes som et punkt i en matrise med sannsynlighet og konsekvenser som x- og y-akser, mens konsekvenser beregnes i dette tilfellet for flere scenarier med ulike sannsynligheter og konsekvenser. Risiko beregnes her for følgende intervaller av sannsynligheter: s_{skred} -1/1000, 1/1000-1/5000, < 1/5000 hvor s_{skred} er skredsannsynlighet som kommer fra fareanalysen. Følgende nominell sannsynligheter er brukt:

$$\begin{cases} s_{min} = s_{skred} \\ s_{1000} = 0.5 \cdot \left(\frac{1}{s_{skred}} + \frac{1}{1000} \right) \\ s_{5000} = 0.5 \cdot \left(\frac{1}{1000} + \frac{1}{5000} \right) \end{cases}$$

Her brukes gjennomsnittet mellom sannsynlighetene av to påfølgende faresoner, siden området mellom to faresoner er nådd med en sannsynlighet som er inkludert i intervallet mellom de to ytterpunktene. Samtidig må sannsynlighetene justeres for å kunne summere risikoen da risikoen beregnes for sannsynlighetsintervaller. For eksempel, for å beregne risikoen knyttet til faresonen 1/5000 må vi bruke nominell sannsynlighet knyttet til scenarieret (s_{5000}) men trekke fra sannsynligheten knyttet til den påfølgende faresonen. Dette gjøres for å unngå å beregne konsekvenser til scenarieret to ganger siden scenarieret 1/1000 er inkludert i den neste faresonen. Korrigerte sannsynligheter som brukes til risikoberegningen blir da:

$$\begin{cases} s'_{min} = s_{min} - s_{1000} \\ s'_{1000} = s_{1000} - s_{5000} \\ s'_{5000} = s_{5000} \end{cases}$$

Korreksjonen sikrer at den totale sannsynligheten ikke overstiger skredsannsynligheten, men blir lik:

$$s_{tot} = s'_{min} + s'_{1000} + s'_{5000} = s_{min}$$

Risikoen beregnes for de ulike sannsynlighetsintervaller:

$$\begin{cases} R_{min} = s'_{min} \cdot K_{min} \\ R_{1000} = s'_{1000} \cdot K_{1000} \\ R_{5000} = s'_{5000} \cdot K_{5000} \end{cases}$$

Hvor K_{min} , K_{1000} og K_{5000} er konsekvensene i de respektive faresoner. Total risiko beregnes ved å summere de ulike risikoene:

$$R_{total} = R_{min} + R_{1000} + R_{5000}$$

Hvor R_{total} er total risiko i antall dødsfall pr.år. Som beskrevet over plottes vanligvis risikoen i en matrise med sannsynlighet og konsekvenser som akser, men risiko kan ikke plottes direkte i matrisen. Det blir da beregnet konsekvenser til en ekvivalent risiko med skredsannsynlighet:

$$K'_{skred} = \frac{R_{total}}{S_{skred}} \Leftrightarrow K'_{skred} \cdot S_{skred} = R_{total}$$

Konsekvensene K'_{skred} samsvarer ikke med et definert utløpsområdet, men sikrer at poengene som plottes i matrisen samsvarer den beregnede totale risikoen. Minimum og maksimum risiko beregnes på samme måte slik at usikkerheten også kan plottes i matrisen.

4. Resultater

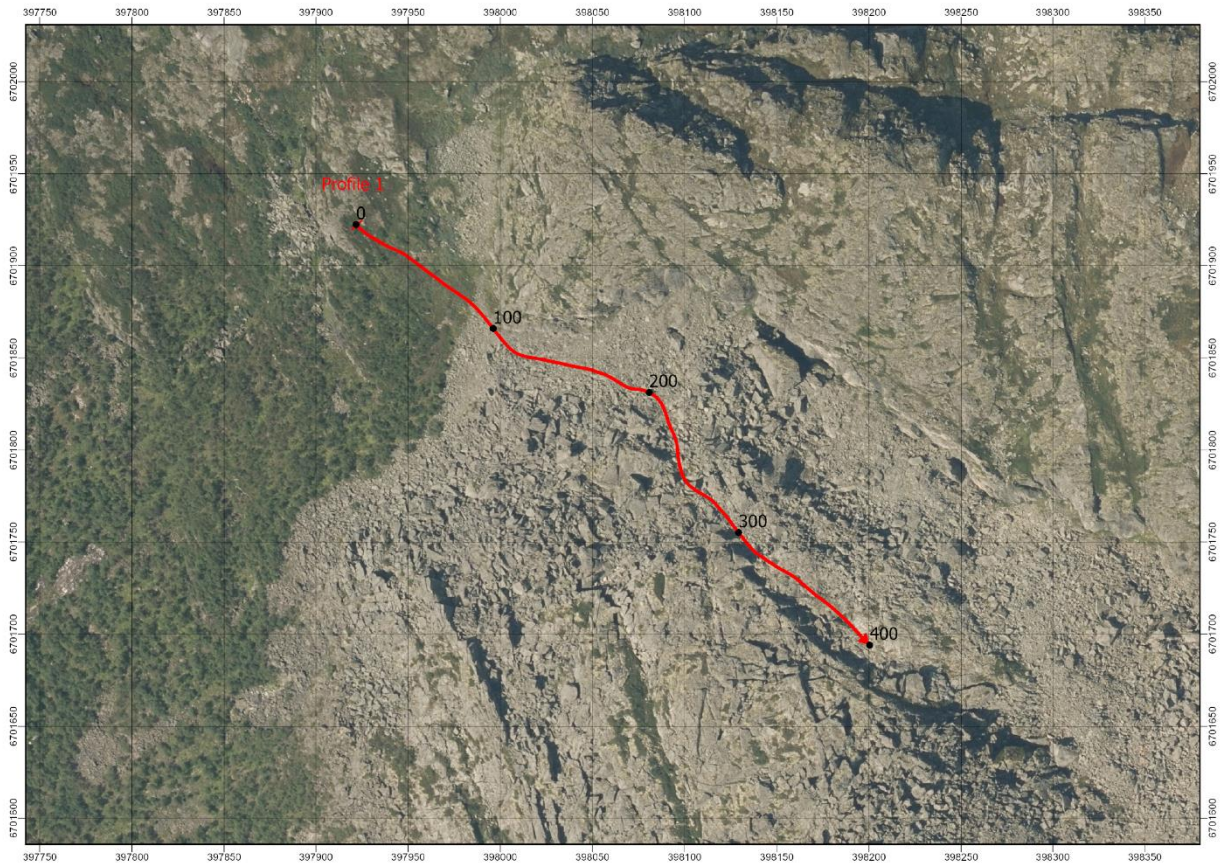
4.1 Geofysiske målinger

Det 400 meter lange profilet starter i vest og de første 100 meter går gjennom vegetasjon, men de resterende 300 meter går gjennom steinur. Dette er også synlig i resultatene. Figur 32 viser lav resistivitet i overflaten de første 120 meter og høy resistivitet de resterende 250 meter. Sonen med lav resistivitet viser tilsynelatende fall mot øst, utbredelsen til denne sonen er markert med tykke, stiplede linjer i Figur 32. Denne sonen passer godt med hvor man forventer å finne glideplanet til det ustabile området. Det er mulig å følge denne sonen nesten 300 meter ut i profilet, hvor dybden til sonens øverste grense er ca. 50 meter dyp. Som tidligere diskutert så kan den store mektigheten til sonen være et resultat av at det finns få datapunkter i akkurat dette området. Figur 33 viser tolkete sprekkesoner plottet på datapunkter i pseudoseksjon. Her ser vi at den store lavresistivitet-sonen som er tolket som glideplan har forholdsvis få datapunkter sammenliknet med resten av seksjonen. Men det er ingen grunn til å tro at lavresistivitetssonen er en effekt av denne lave punktettheten, kun mektigheten.

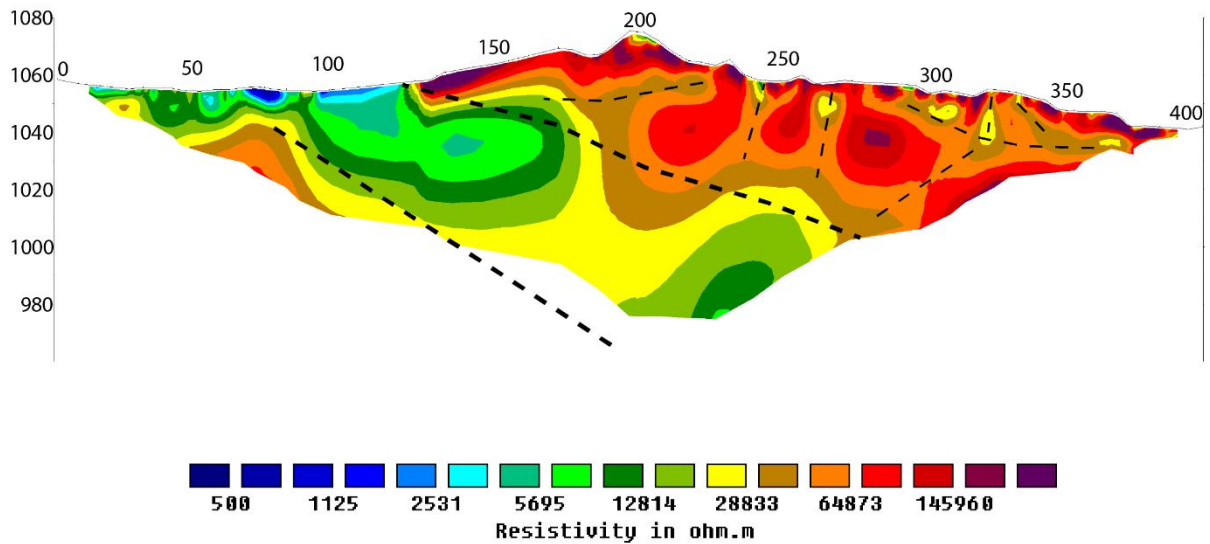
Figur 32 viser i tillegg mindre sprekkesoner over glideplanet i den ustabile delen av området. Disse er markert med tynne stiplede linjer. Resistiviteten til disse sonene er høyere enn glideplanet under, noe som sannsynligvis skyldes drenerte masser. Et glideplan med høyere vanninnhold vil vise lavere resistivitet enn de tørre, overliggende sonene.

Tussafoten

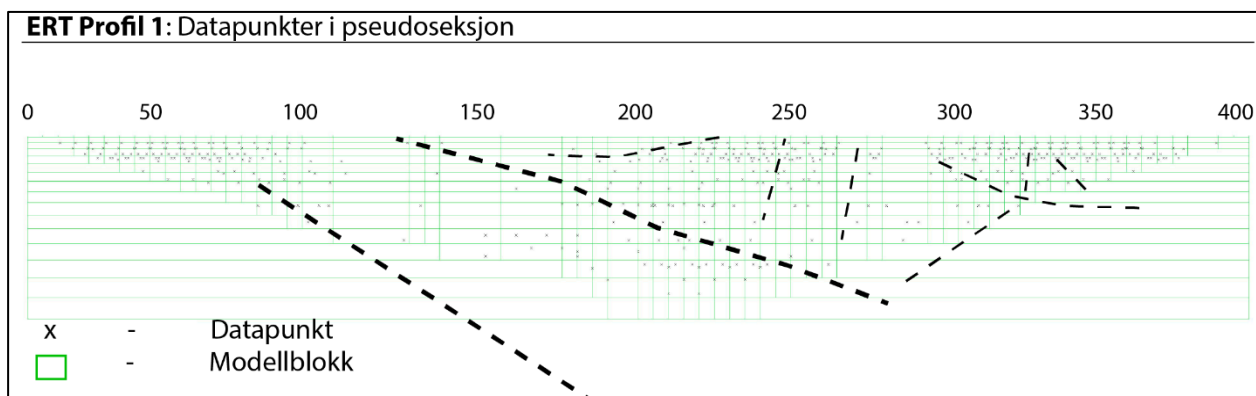
ERT Profil 1



ERT Profil 1: 7 iterasjoner, RMS Error 15.5%, standard inversjon



Figur 32: Øverst: Kartoversikt med ERT Profil 1. Under: ERT Profil 1 med tolkninger.



Figur 33: Plott av alle målte resistivitetpunkter og modellblokker brukt i inversjon med tolkede linjer fra inverterte data.

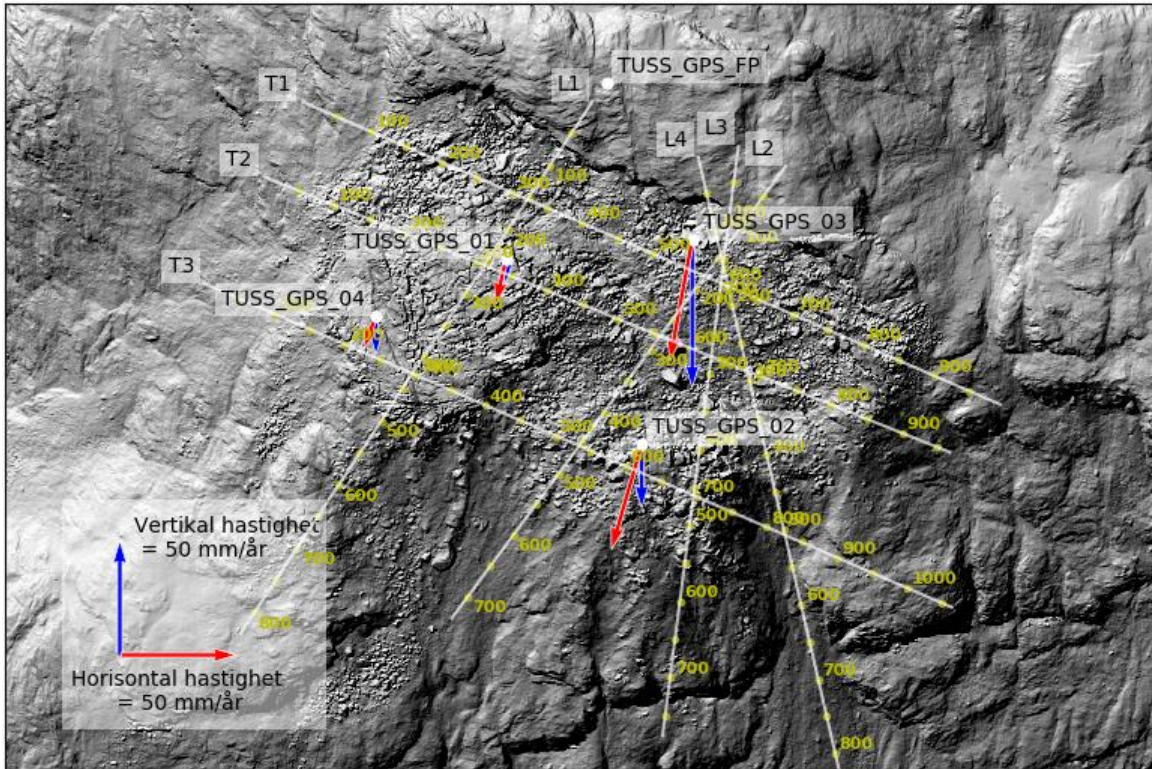
4.2 Bevegelsesmålinger

4.2.1 Differensielt globalt satellitnavigasjonssystem (dGNSS)

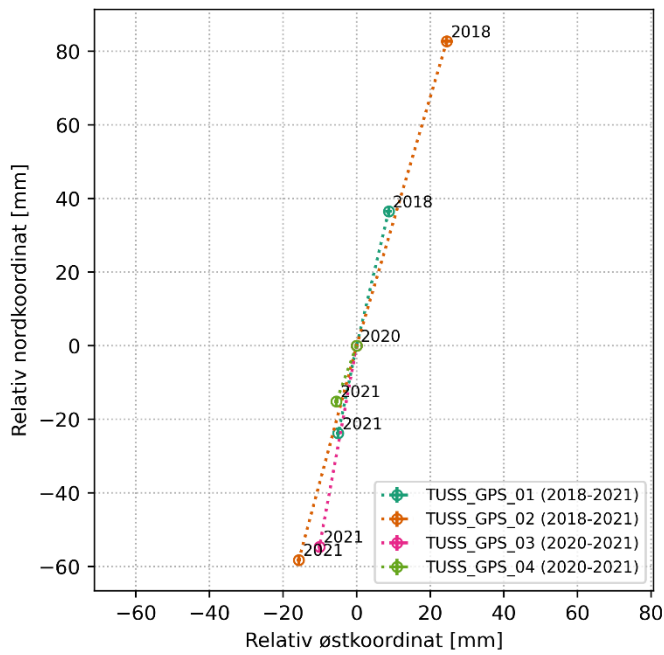
Alle fire målepunkter viser en statistisk signifikant bevegelse i både horisontale og vertikale retninger (Tabell 4 og Vedlegg A). De to målepunktene som ble installert i 2020 ble bare målt igjen én gang, noe som vanligvis er for lite for å være sikkert på konklusjonen. Likevel, siden bevegelsene er store og resultatene koherente med de to andre punktene, både i horisontal retning og i hastighet (Tabell 4, Figur 34 og Figur 35), kan resultatene brukes videre. Derimot må fallvinkelen tolkes forsiktig da den er større for de to nye punktene. Dette kan muligens skyldes atmosfæriske korreksjoner som i stor grad påvirker den vertikale koordinaten. Figur 36 viser også at fallvinkelen mellom 2020 og 2021 er større for de to første punktene. Siden gjennomsnittet vist i Tabell 4 bruker hele måleperiode for hvert punkt kan fallverdiene for TUSS_GPS_03 og TUSS_GPS_04 være for stor i forhold til de to andre. Det er også synlig på profilene i Figur 37 og Figur 38 samt i Figur V - 1 og Figur V - 2 i Vedlegg D. Likevel virker TUSS_GPS_03 å ha en større hastighet og brattere fallvinkel enn TUSS_GPS_02, men dette bør bekreftes med flere målinger.

Tabell 4: Resultater fra GNSS målinger

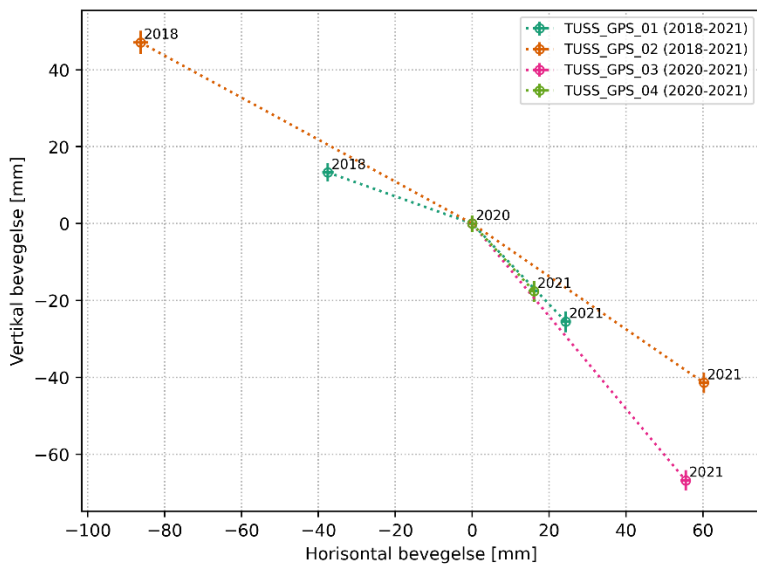
Punkt	TUSS_GPS_01	TUSS_GPS_02	TUSS_GPS_03	TUSS_GPS_04
Først måleår	2018	2018	2020	2020
Siste måleår	2021	2021	2021	2021
Gjennomsnitt Ø-V bevegelse [mm/år]	-4.6	-13.2	-9.7	-5.3
Gjennomsnitt N-S bevegelse [mm/år]	-19.7	-45.6	-52.6	-14.5
Gjennomsnitt horisontal bevegelse [mm/år]	20.2	47.5	53.5	15.5
Gjennomsnitt vertikal bevegelse [mm/år]	-10.6	-27.8	-64.3	-16.9
Gjennomsnitt 3D bevegelse [mm/år]	22.9	55.0	83.7	23.0
Gjennomsnittsretning [grader]	193.0	196.1	190.5	200.0
Gjennomsnittsfallvinkel [grader]	28.1	30.4	50.3	47.6



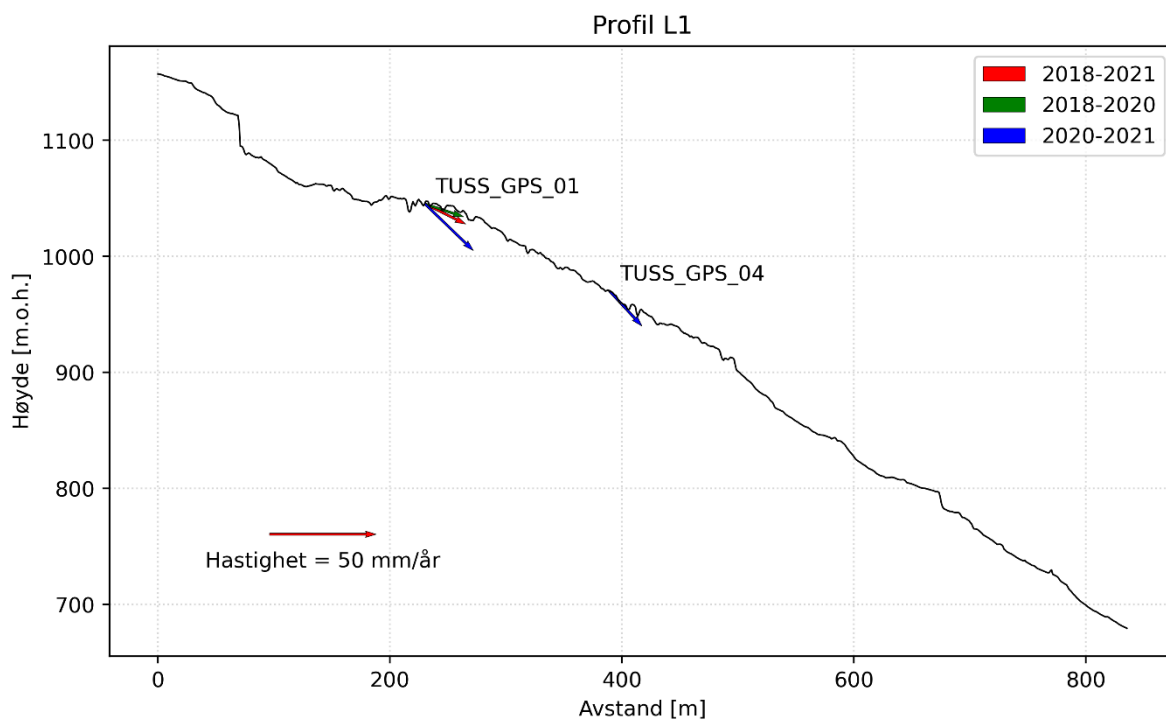
Figur 34: GNSS vektorer i det horisontale planet (rød) og den vertikale aksen (blå). Bevegelsene er større i delområde B.



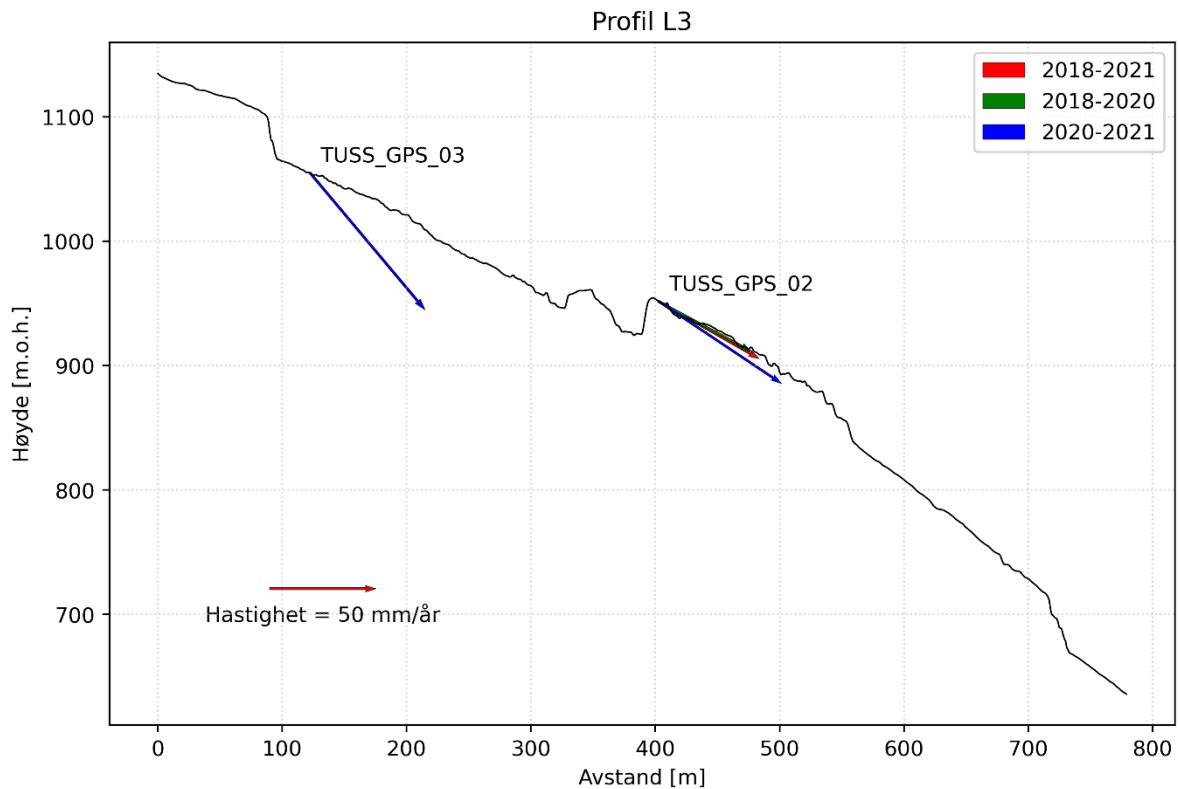
Figur 35: Relative koordinater for de fire GNSS punktene. 2020 er brukt som referanse siden alle punktene er målt fra denne datoen. Bevegelsesretningen er ganske lik for alle punktene og varierer lite i tid.



Figur 36: Horizontal bevegelse mot vertikal bevegelse. Fallvinkelen er brattere mellom 2020 og 2021 enn mellom 2018 og 2020 for TUSS_GPS_01 og TUSS_GPS_02. Dette indikerer at fallvinkelen muligens er overestimert i perioden 2020–2021. Denne trenden er noe mindre tydelig for TUSS_GPS_02. Da gjennomsnittet er brukt i Figur 34 er kanskje fallvinkelen for TUSS_GPS_03 og TUSS_GPS_04 for store i forhold til de to andre.



Figur 37: GNSS-vektorene projisert på profil L1 gjennom delområde A (se Figur 34 for lokalisering). TUSS_GPS_01 viser vektorene for forskjellige tidsrom.

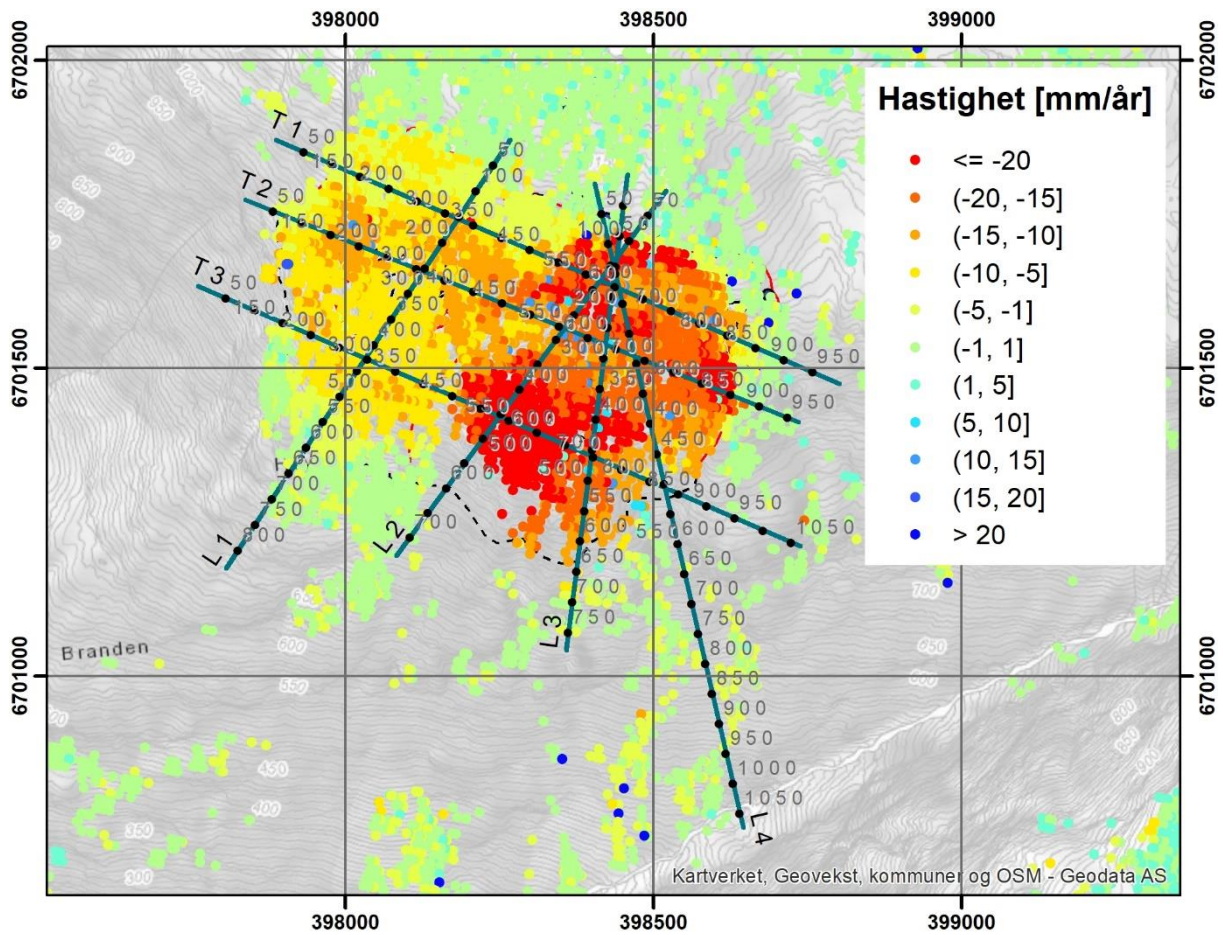


Figur 38: GNSS-vektorene prosjektert på profil L3 gjennom delområde B (se Figur 34 for lokalisering). TUSS_GPS_02 viser vektorene for forskjellige tidsrom

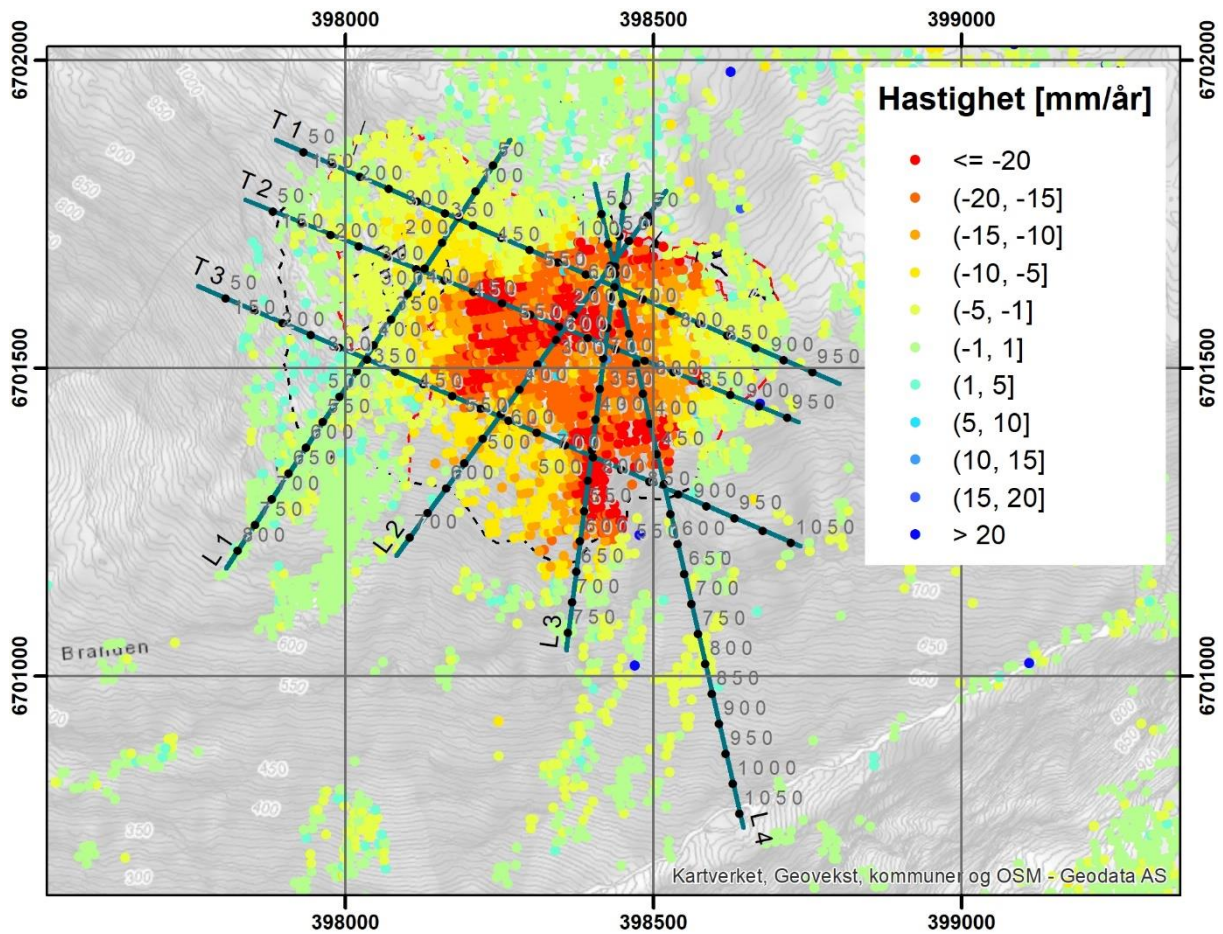
4.2.2 Satellittbasert radarinterferometri (InSAR)

4.2.2.1 Naturlige reflektorer

Bevegelsene er godt synlige i InSAR-resultatene fra både synkende (Figur 39) og stigende geometrier (Figur 40). Resultatene er her vist kun for synkende 1 og stigende 1 da de er ganske like for synkende 2 og stigende 2. Med begge geometrier er grensen mellom delområde B og resten av Tussafoten godt synlig, selv om den ikke virker å være helt lik i begge datasett. Resultatene er vist i profiler på Figur 45 til Figur 47 i seksjon 4.2.4 og på Figur V - 3 til Figur V - 6 i Vedlegg D.



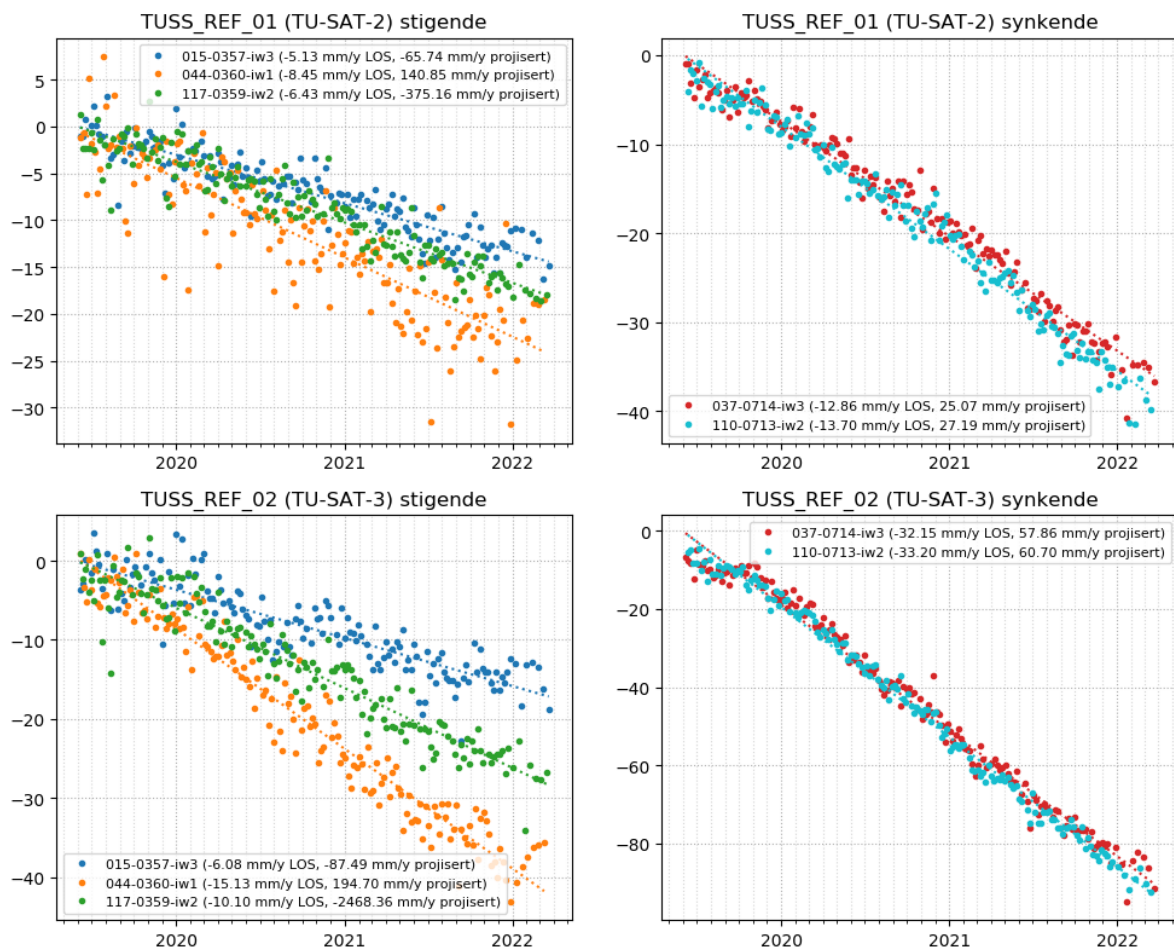
Figur 39: hastighet målt med satellittbasert radarinterferometri (synkende 1)



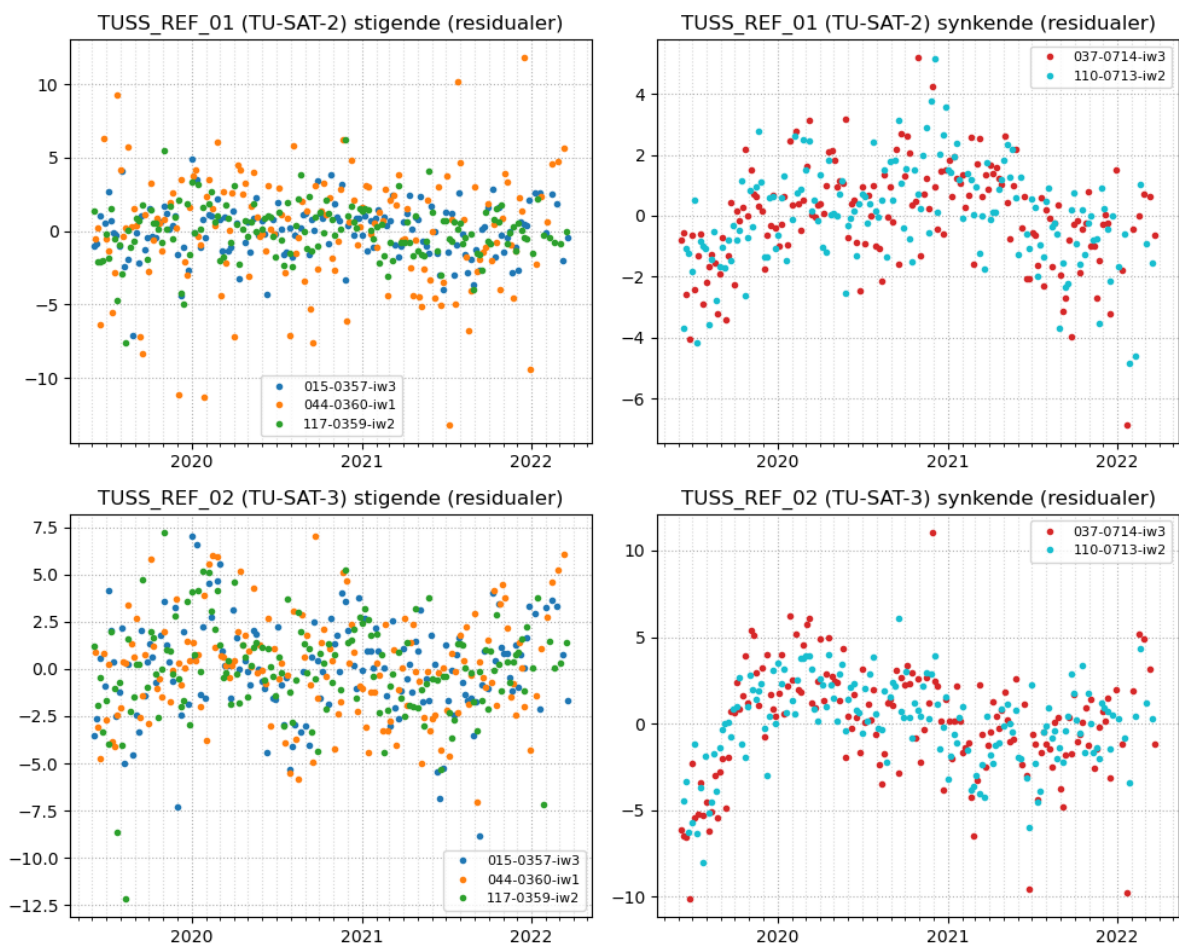
Figur 40: Hastighet målt med satellittbasert radarinterferometri (stigende 1)

4.2.2.2 Hjørnereflektorer

Figur 41 viser tidsseriene fra InSAR for de to hjørnereflektorene. Gjennomsnittshastigheten for hvert datasett er projisert i bevegelsesretningen til de to GNSS målestasjoner som er ved siden av hjørnereflektorene og resultatene vises i legende. Verdiene stemmer omtrentlig med de synkende geometriene, men er ganske ulik de stigende geometriene. Det skyldes på at vinkelen mellom LOS vektor og bevegelsesvektor er nær 90 grader og dermed er cosinus av vinkelen nær 0 (enten positiv eller negativ), noe som gir store hastigheter. Figur 42 viser residualer, dvs. forskjell mellom rå data og de lineære regresjonene. Ingen sesongvariasjon er synlig, men en akselerasjon skjedde muligens i T USS_REF_02 i 2019 samt en svak reduksjon i hastighet fra 2020 ifølge den synkende geometrien. Reduksjon i hastigheten skyldes kanskje bare data fra 2019 som endrer regressjonshelningen.



Figur 41: Tidsserier for de to hjørnereflektorene



Figur 42: Residualer for de to reflektorene. Residualer viser forskjellen mellom målingene og de lineære regresjonene fra Figur 41, altså avviket fra en konstant bevegelse.

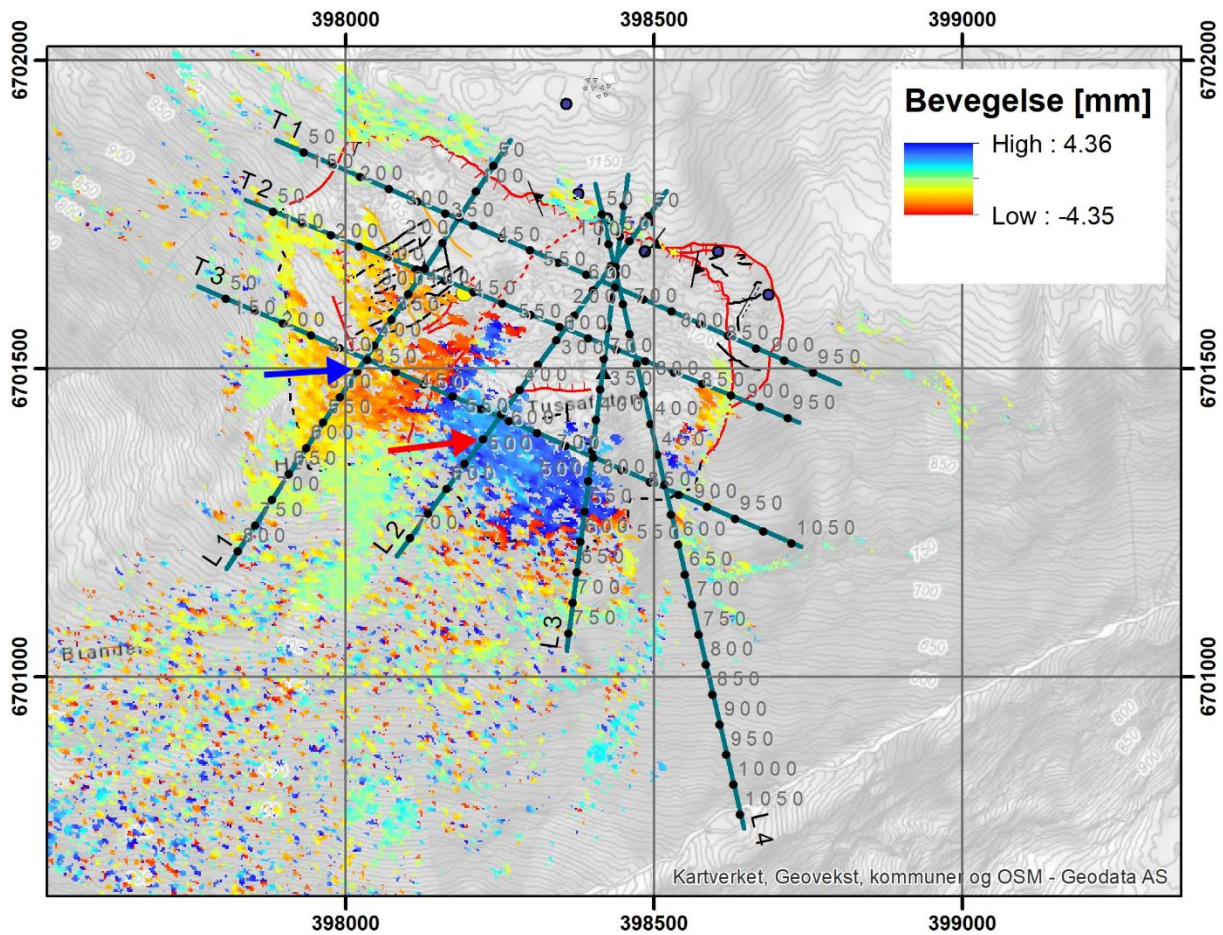
Med de ulike InSAR datasett kan man prøve å finne en bevegelsesvektor som minimerer den kvadratisk gjennomsnittlige feil i hastigheten når en vektor er projisert på hver InSAR geometri. Resultatene er presentert i Tabell 4 og gir vektorer som passer bra med resultatet fra GNSS selv om hastighetene er større her (se seksjon 4.2.1).

Tabell 5: Bevegelsesvektor beregnet fra de ulike InSAR datasett

Reflektor	Retning	Fallvinkel	Hastighet [mm/år]
TUSS_REF_01	191.3	23.7	103.1
TUSS_REF_02	189.9	28.6	36.8

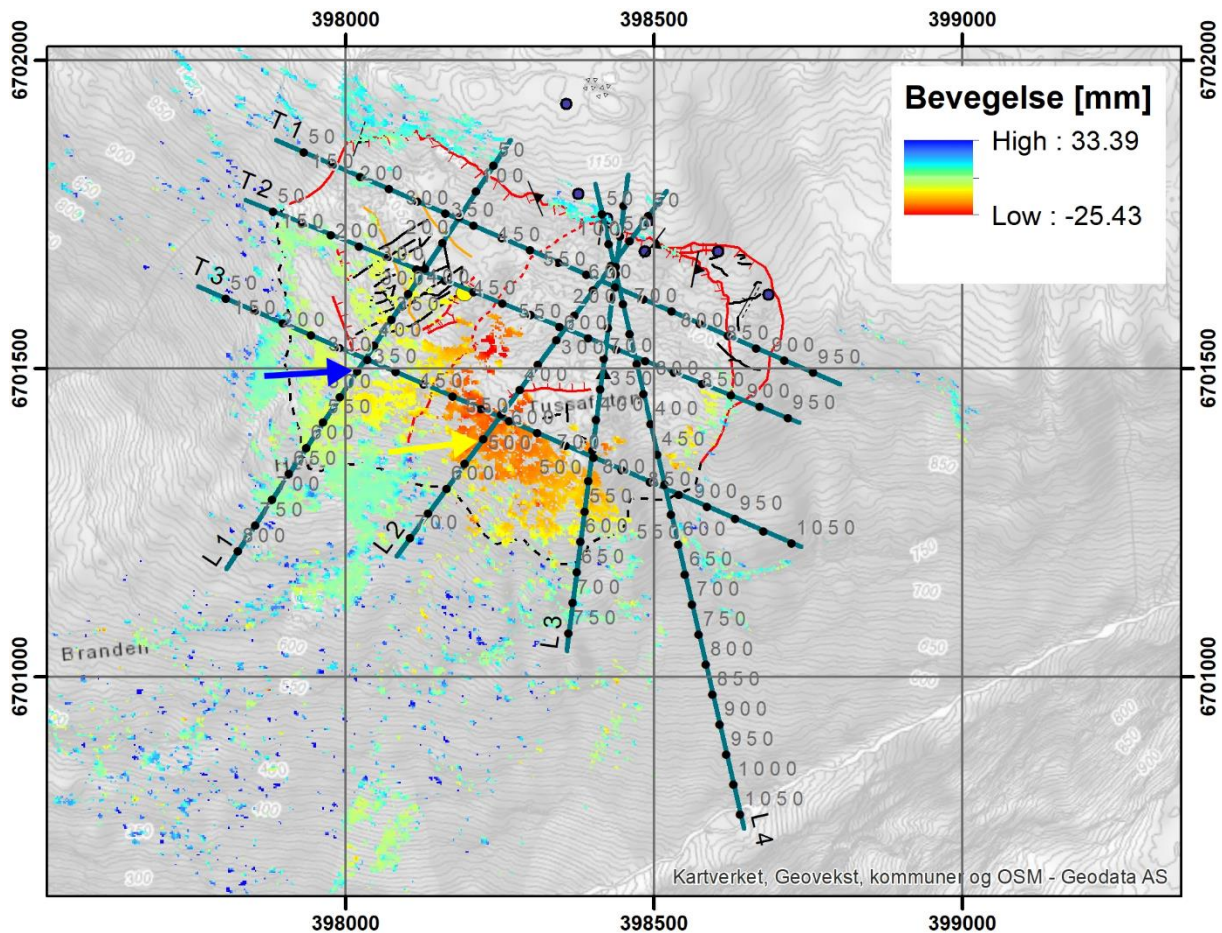
4.2.3 Bakkebasert radarinterferometri (InSAR)

Resultatene fra bakkebasert radarinterferometri er presentert i Figur 43 og Figur 44. I 2018 (Figur 43) ble InSAR målt 2 ganger over en periode på til sammen 46 dager. Negative verdier representerer bevegelser mot radaren. I dette tilfelle er bevegelsene i delområde B positive, noe som skyldes at bevegelser over 4,4 mm mellom 2 radarbilder fører til fasehopp/fasetvetydighet. Konvertert til årlige bevegelser viser den ca. 51 mm/år i den raskeste delen (rød pil), og ca. 21 mm/år på fronten av den vestlige delen (blå pil).



Figur 43: Bakkebasert radarinterferometri målt i perioden 07.07.2018–22.08.2018 (46 dager). De positive verdiene i delområde B skyldes fasehopp.

Siden 2021 har radaren målt kontinuerlig, noe som gir gode nok bilder til å unngå fasehopp (Figur 44). Bevegelsesmønsteret er ganske likt det fra 2018, men hastighetene er større. Konvertert til årlige bevegelser viser bakkeradaren ca. 69 mm/år i den raskeste delen (gul pil), og ca. 34 mm/år på fronten av den vestlige delen (blå pil).



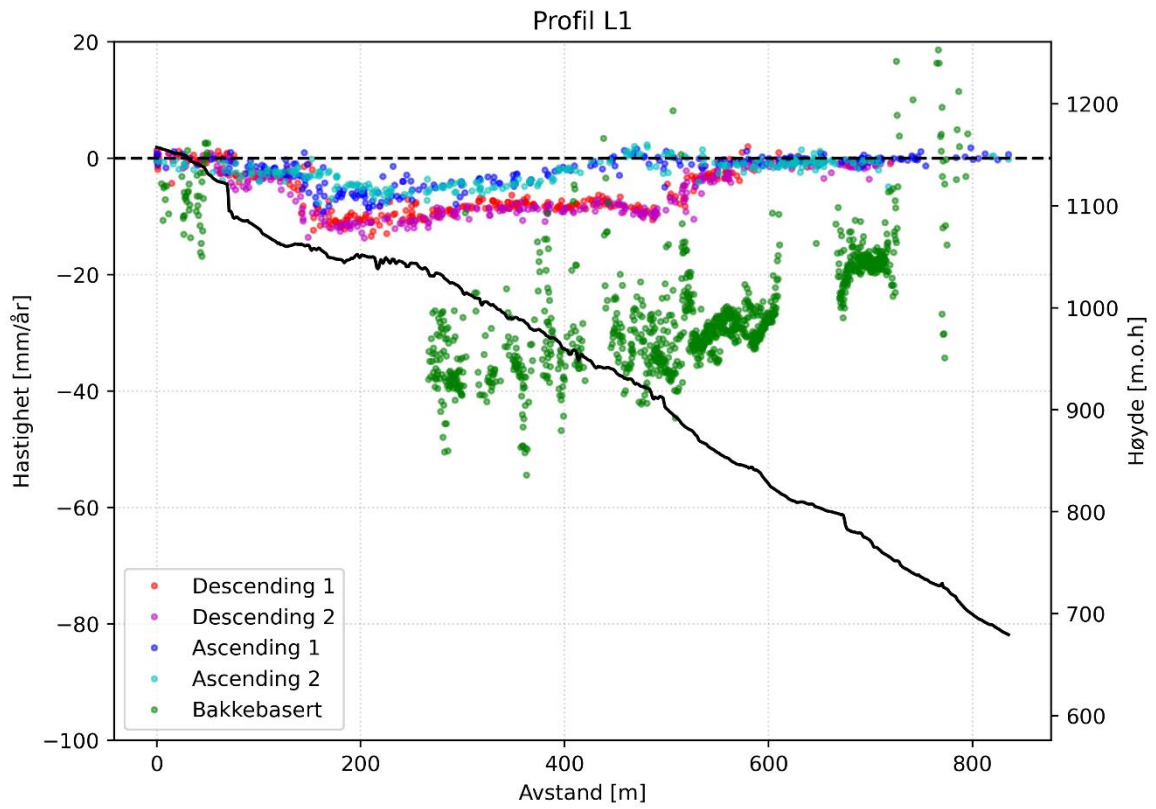
Figur 44: Bakkebasert radarinterferometri målt i perioden 01.07.2021–01.10.2021. Siden radaren har målt kontinuerlig er det ingen fasehopp selv om bevegelsene er større enn i Figur 43 (93 dager)

4.2.4 3D InSAR

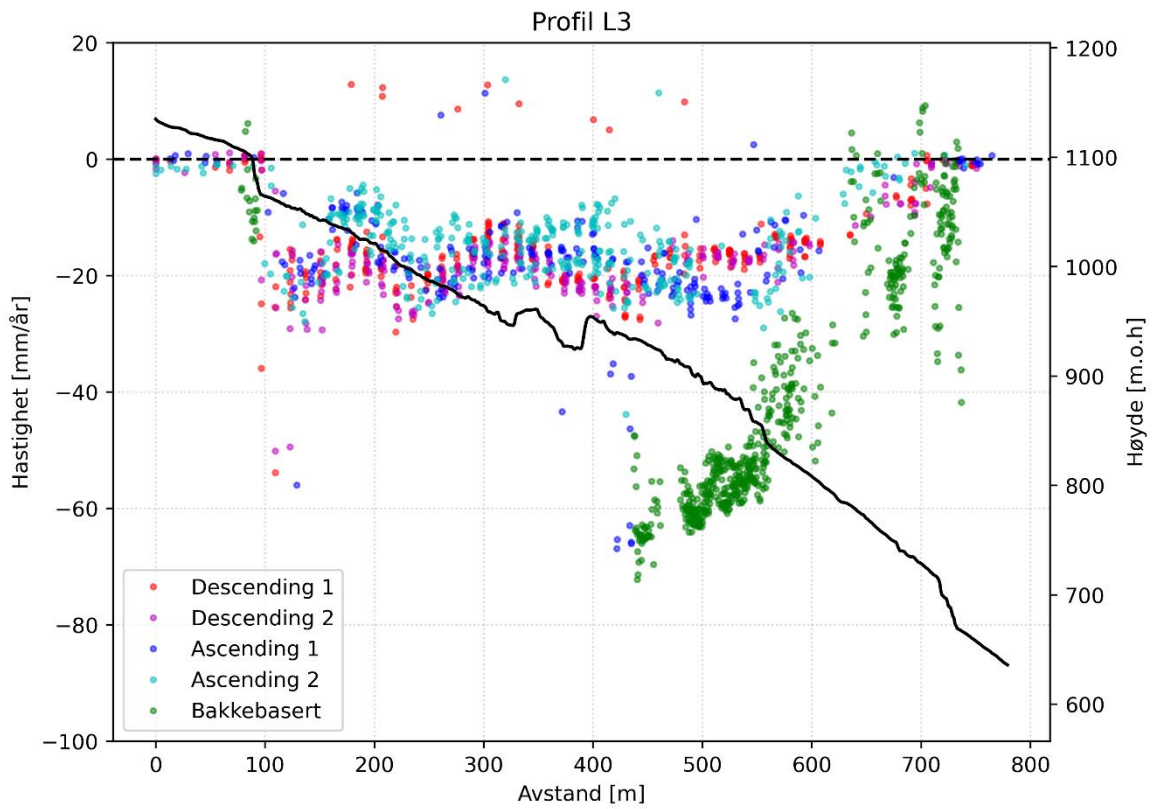
De ulike geometriene fra både satellitt og bakkeradar gjør det mulig å beregne bevegelsene i 3D. Figur 45, Figur 46 og Figur 47, samt Figur V - 3 til Figur V - 6 i Vedlegg D viser profiler med rådata fra de 3 geometriene (se f. eks Figur 44 for lokalisering). Data fra bakkebasert InSAR fra 2021 er konvertert til årlig bevegelse og invertert for å være sammenlignbar med de andre geometriene. På disse profilene ser man at hastighet i fronten reduseres progressivt. Det er best synlig i dataene fra bakkebasert InSAR, men også med satellittbasert InSAR, for eksempel mellom ca. 580 og 700 meter på profil L3 (Figur 46).

De tre geometriene er kombinert med hensyn til sikteretning. Kombinerte resultater vises i Figur 48 med bakkebasert InSAR fra 2018 og i Figur 49 med bakkebasert InSAR fra 2021. Retningsvektorene og det generelle bevegelsesmønsteret er sammenlignbare, men hastighetene er større i resultatene fra bakkebasert InSAR fra 2021. Det vises også i profilene med dekomponerte vektorer i Figur 54, Figur 55 og Figur 56 samt i Figur V - 7 til Figur V - 10 i Vedlegg D. I disse er østlige og vertikale komponenter relativt like, mens den nordlige komponenten er vesentlig mindre i 2018. Det skyldes at bakkebaserte InSAR-målinger fra 2021 gir høyere hastigheter enn de fra 2018, som beskrevet i kapittel 4.2.3, og at bakkebasert InSAR bidrar mest til den nordlige komponenten. Bevegelsesretningene er egentlig sammenlignbare for de to bakkebaserte InSAR kampanjene, som vist på Figur 57. Begge kampanjene viser litt brattere vektorer i den vestlige delen, noe som samsvarer med GNSS målinger fra

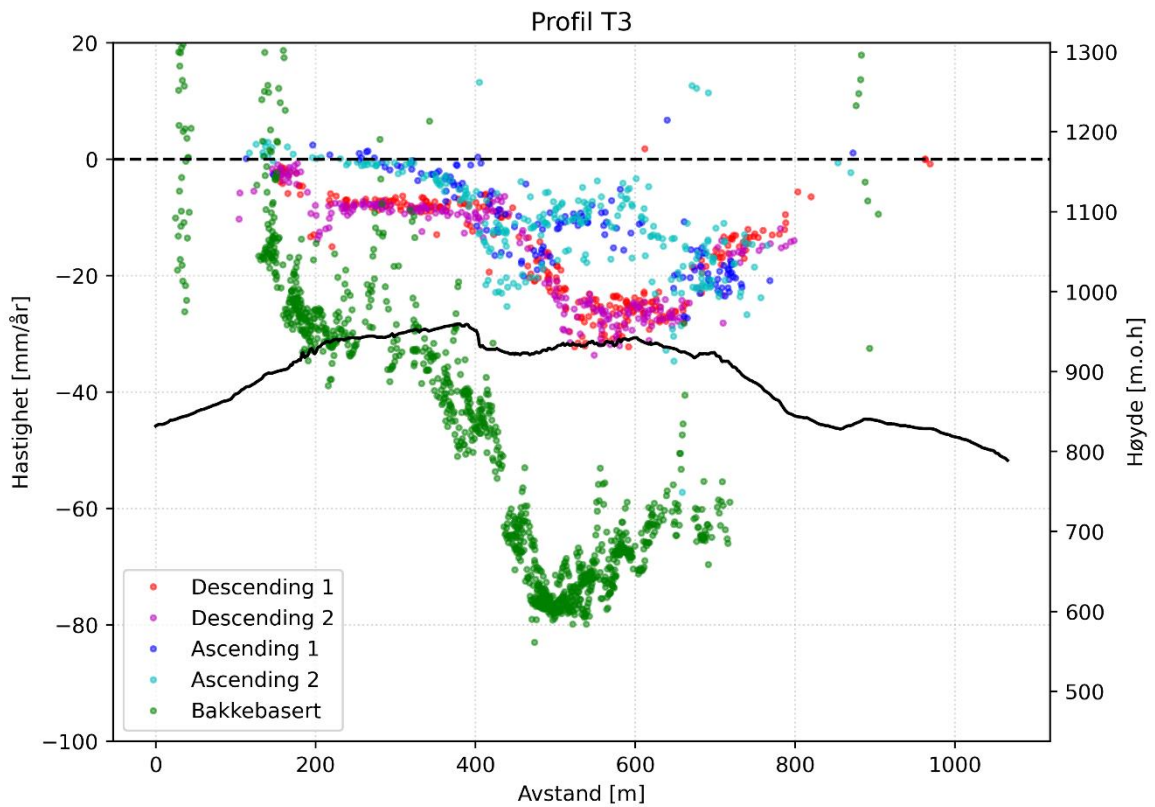
TUSS_GPS_02 og TUSS_GPS_04. Disse er plassert i fronten av de to områdene, der dekningen med 3D InSAR er best.



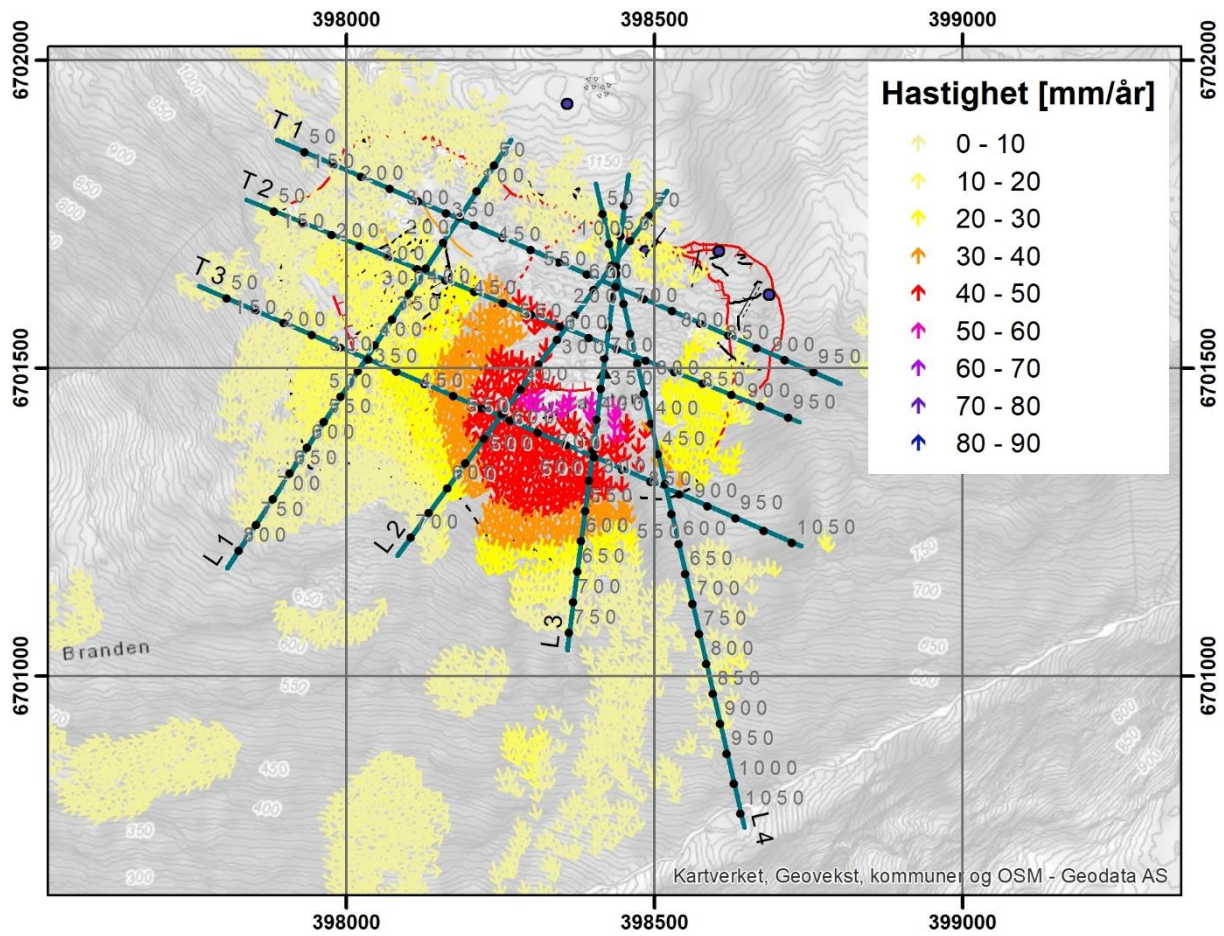
Figur 45: Profil L1 med råverdiene av InSAR målinger fra flere geometrier (data fra bakkebasert InSAR fra 2021 er konvertert til årlig bevegelse og invertert for å være sammenlignbar med de andre geometriene)



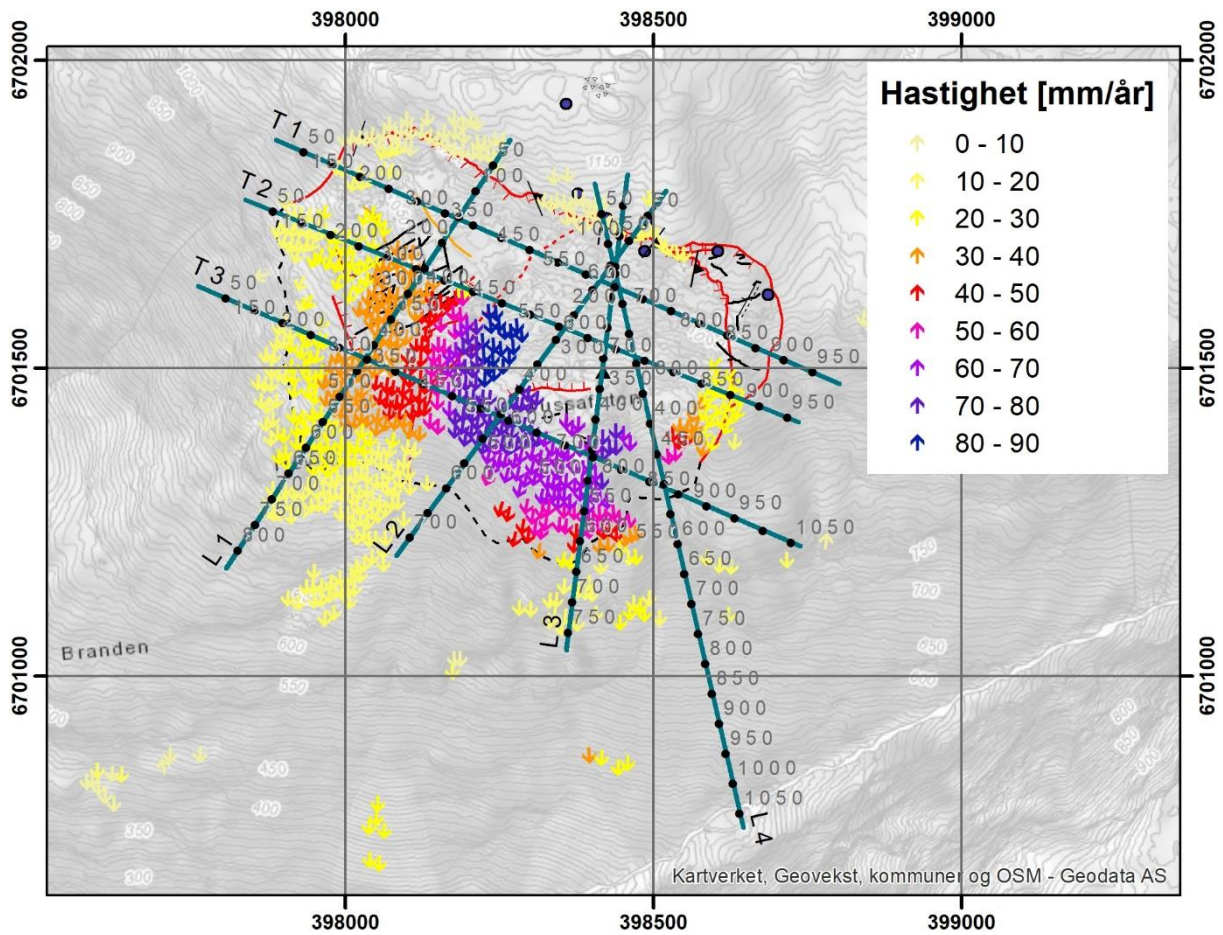
Figur 46: Profil L3 med råverdiene av InSAR målinger fra flere geometrier (data fra bakkebasert InSAR fra 2021 er konvertert til årlig bevegelse og invertert for å være sammenlignbar med de andre geometriene)



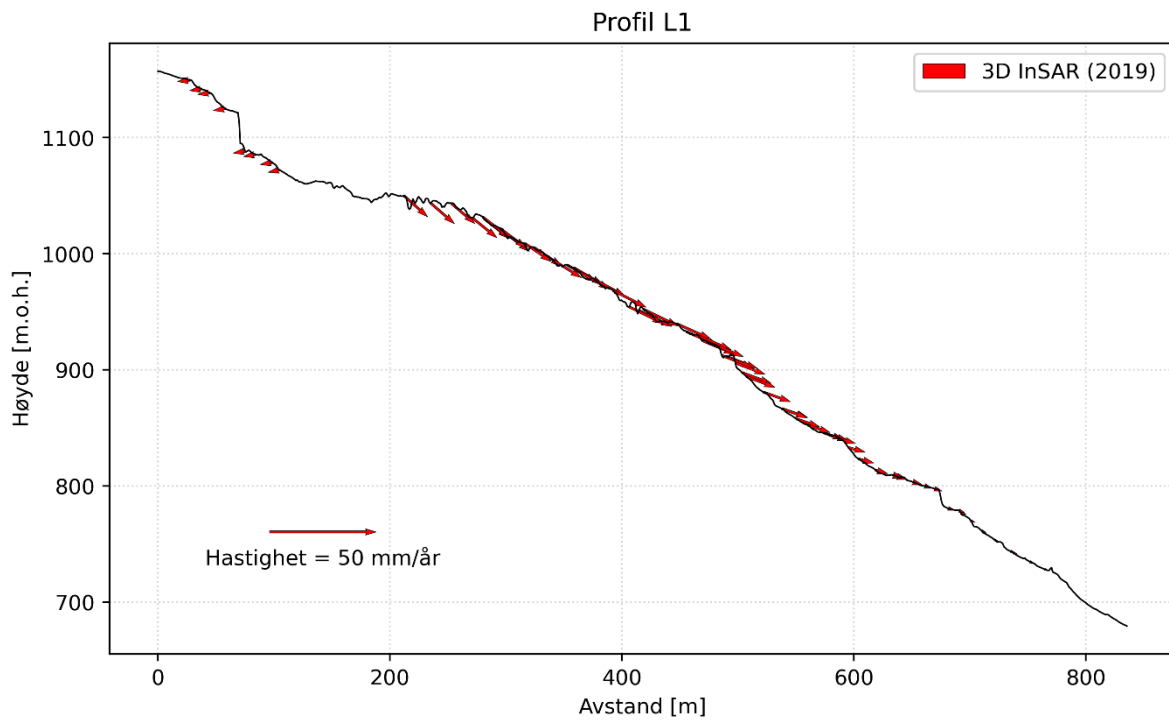
Figur 47: Profil T3 med rå verdiene av InSAR målinger fra flere geometrier (data fra bakkebasert InSAR fra 2021 er konvertert til årlig bevegelse og er invertert for å være sammenlignbar med de andre geometriene)



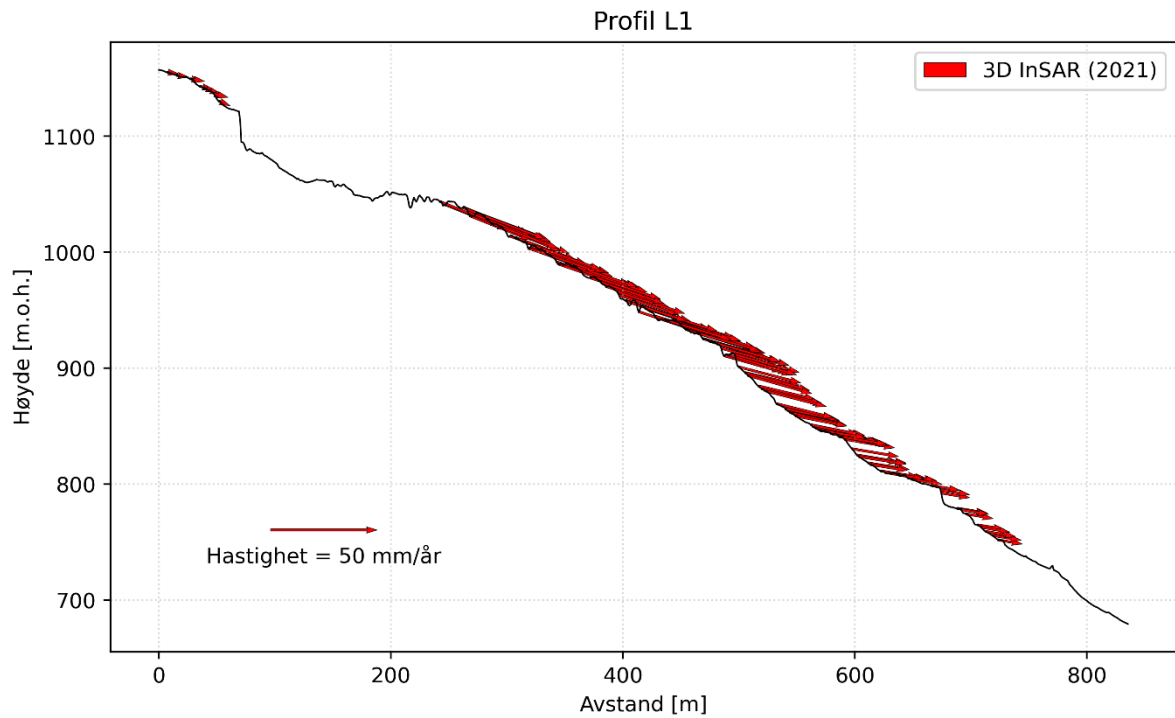
Figur 48: 3D InSAR beregnet fra bakkebasert InSAR data målt i perioden 07.07.2018–22.08.2018 (46 dager) og gjennomsnittlig hastighet fra satellittbasert InSAR. Vektorene viser bevegelsesretning og er farget etter hastighet.



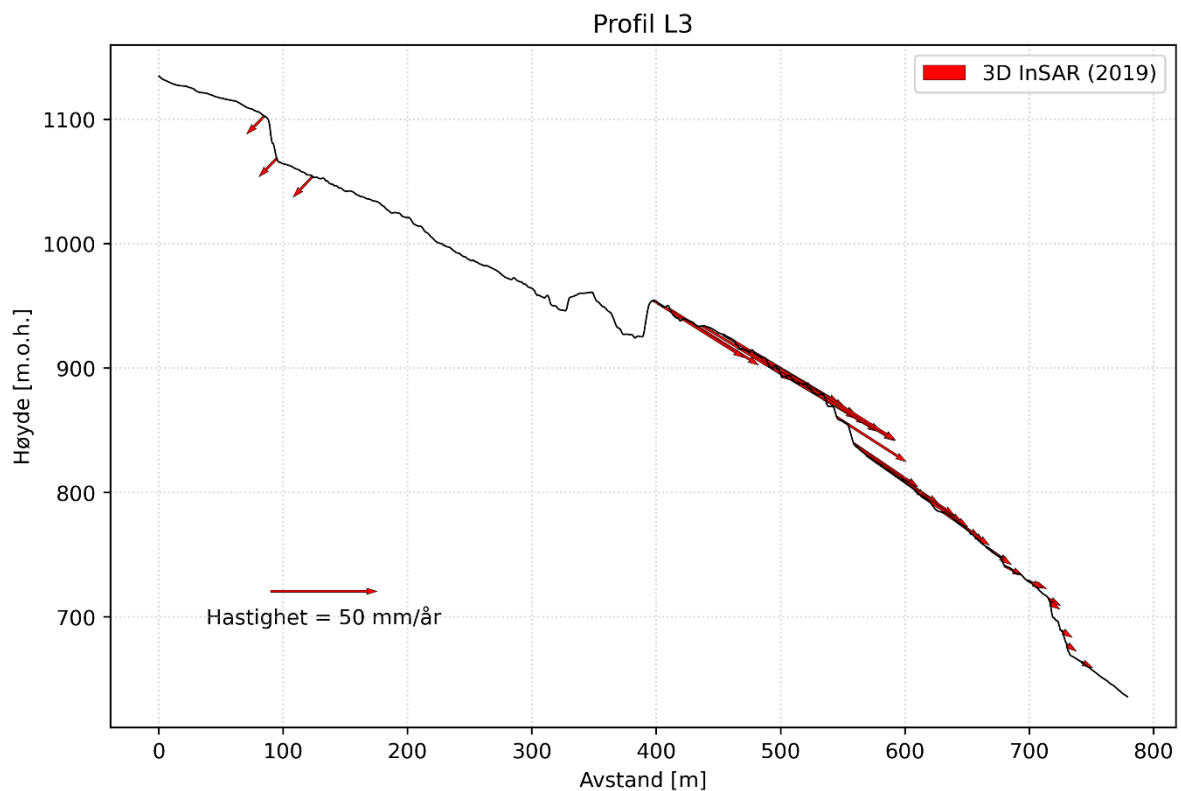
Figur 49: 3D InSAR beregnet med bakkebasert InSAR data målt i perioden 01.07.2021–01.10.2021 og gjennomsnittlig hastighet fra satellittbasert InSAR fra perioden 08.10.2016–29.01.2020. Vektorene viser bevegelsesretning og er farget etter hastighet.



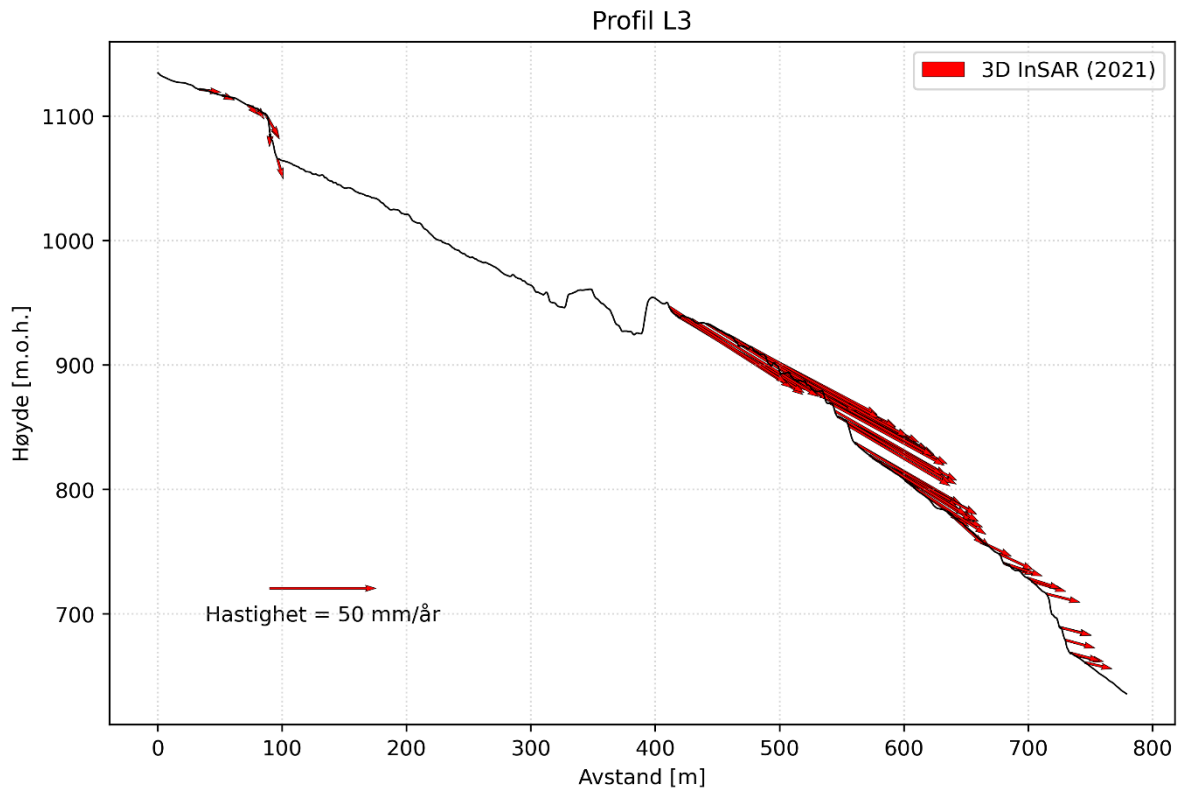
Figur 50: Profil L1 (lokalisering se Figur 48) med projisert 3D InSAR beregnet med bakkebasert InSAR data, målt i perioden 07.07.2018–22.08.2018 (46 dager), og gjennomsnittlig hastighet fra satellittbasert InSAR.



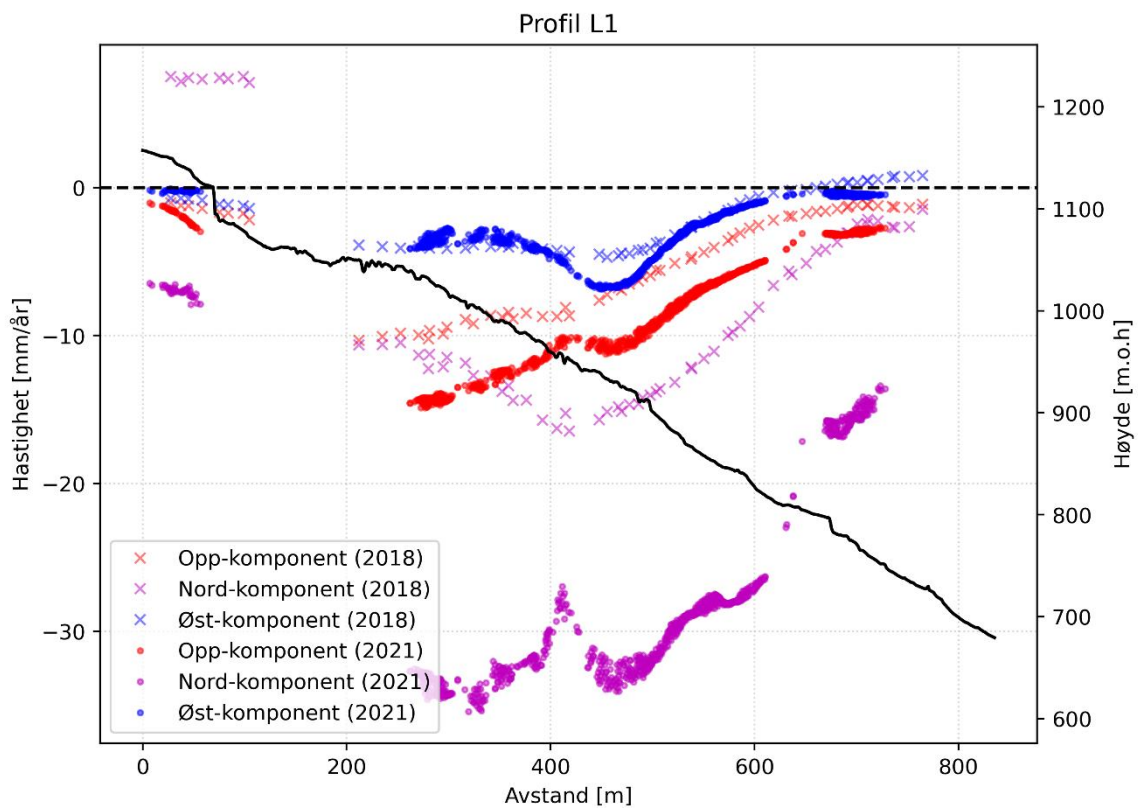
Figur 51: Profil L1 (lokalisering se Figur 49) med prosjektet 3D InSAR beregnet med bakkebasert InSAR data, målt i perioden 01.07.2021–01.10.2021, og gjennomsnittlig hastighet fra satellittbasert InSAR fra perioden 08.10.2016–29.01.2020.



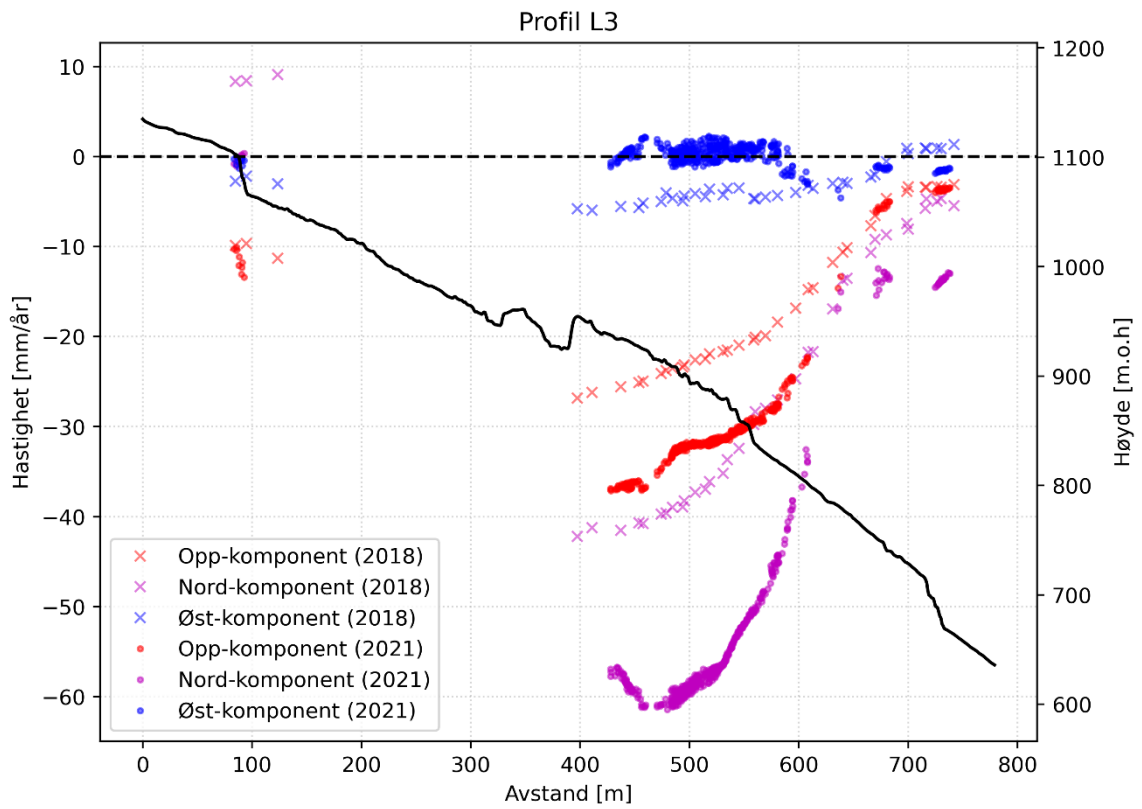
Figur 52: Profil L3 (lokalisering se Figur 48) med prosjektet 3D InSAR beregnet med bakkebasert InSAR data, målt i perioden 07.07.2018–22.08.2018 (46 dager), og gjennomsnittlig hastighet fra satellittbasert InSAR.



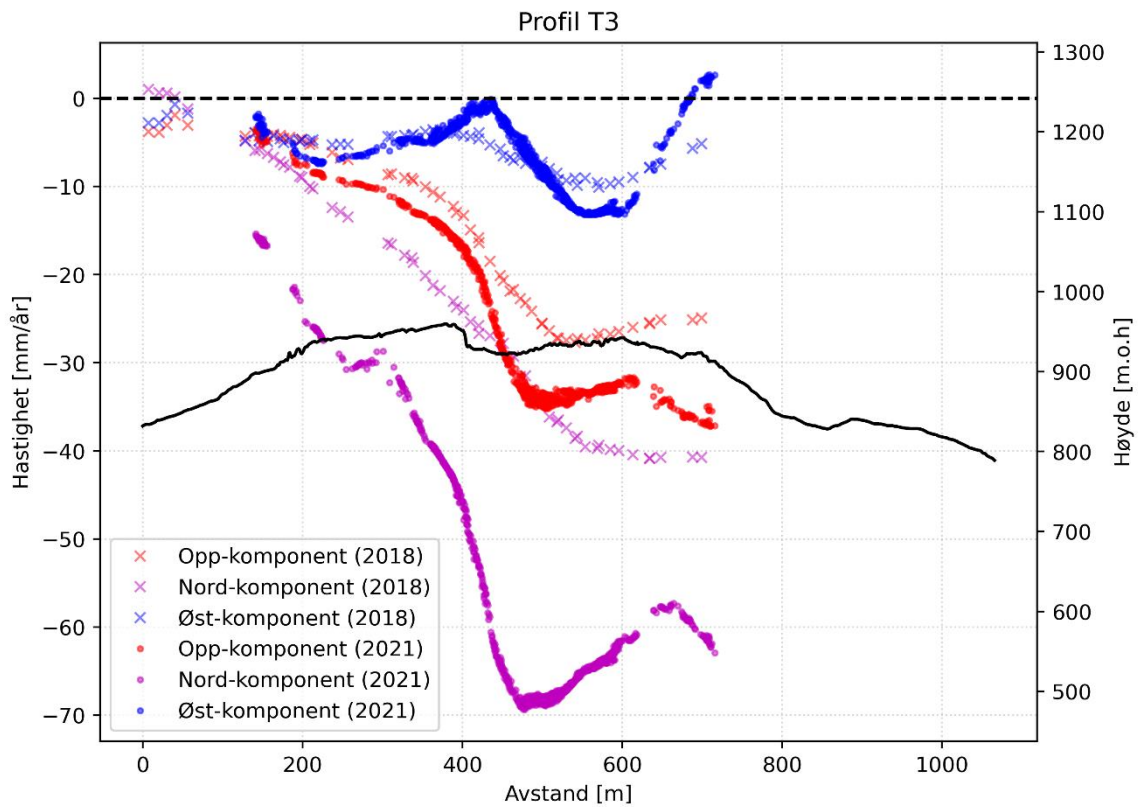
Figur 53: Profil L3 (lokalisering se Figur 49) med prosjektert 3D InSAR beregnet med bakkebasert InSAR data målt i perioden 01.07.2021–01.10.2021 og gjennomsnittlig hastighet fra satellittbasert InSAR fra perioden 08.10.2016–29.01.2020.



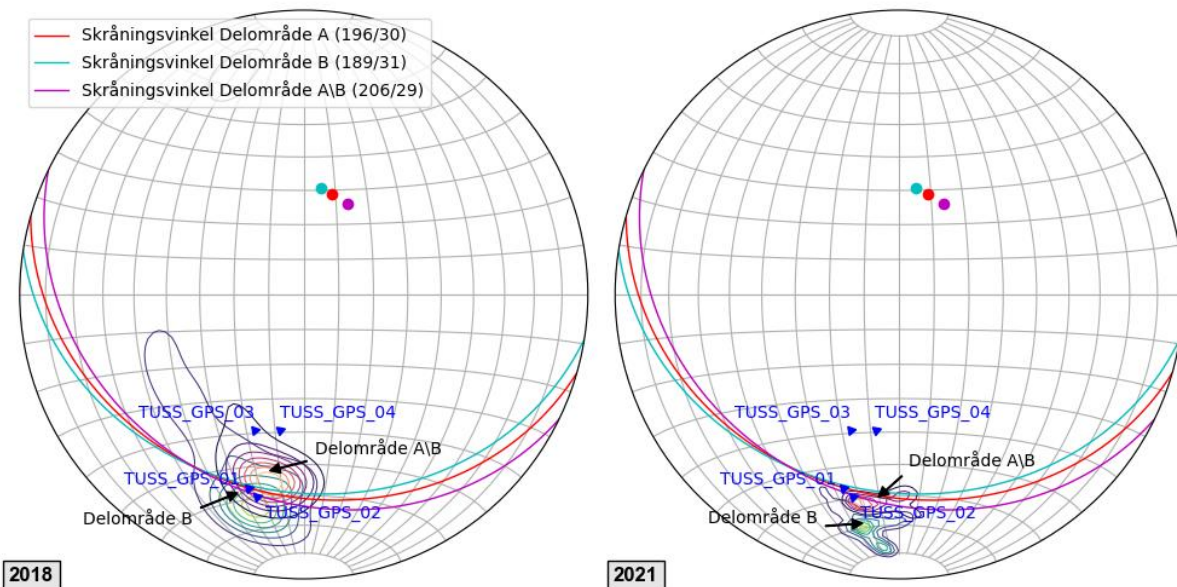
Figur 54: Profil L1 med dekomponerte 3D InSAR resultater fra 2018 og 2021.



Figur 55: Profil L3 med dekomponerte 3D InSAR resultater fra 2018 og 2021.



Figur 56: Profil T3 med dekomponerte 3D InSAR resultater fra 2018 og 2021.

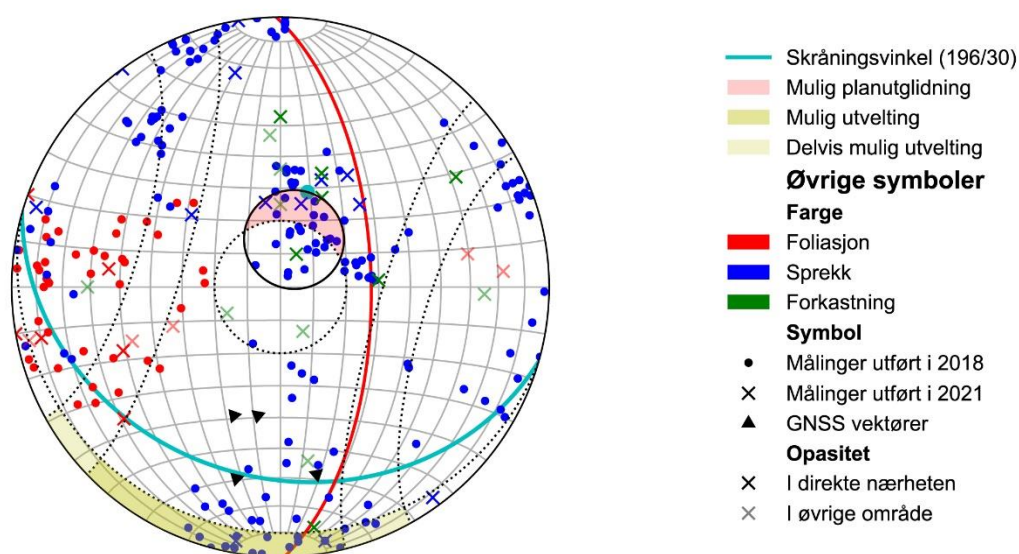


Figur 57: Resultatene fra 3D InSAR projisert for delområde B og delområde A/B (dvs. den vestlige delen som kun er inkludert i delområde A). Vektorene fra GNSS er vist til sammenligning. På venstre vises beregning med bakkebasert InSAR fra 2018 (Figur 48) og på høyre vises beregning med bakkebasert InSAR fra 2021 (Figur 49).

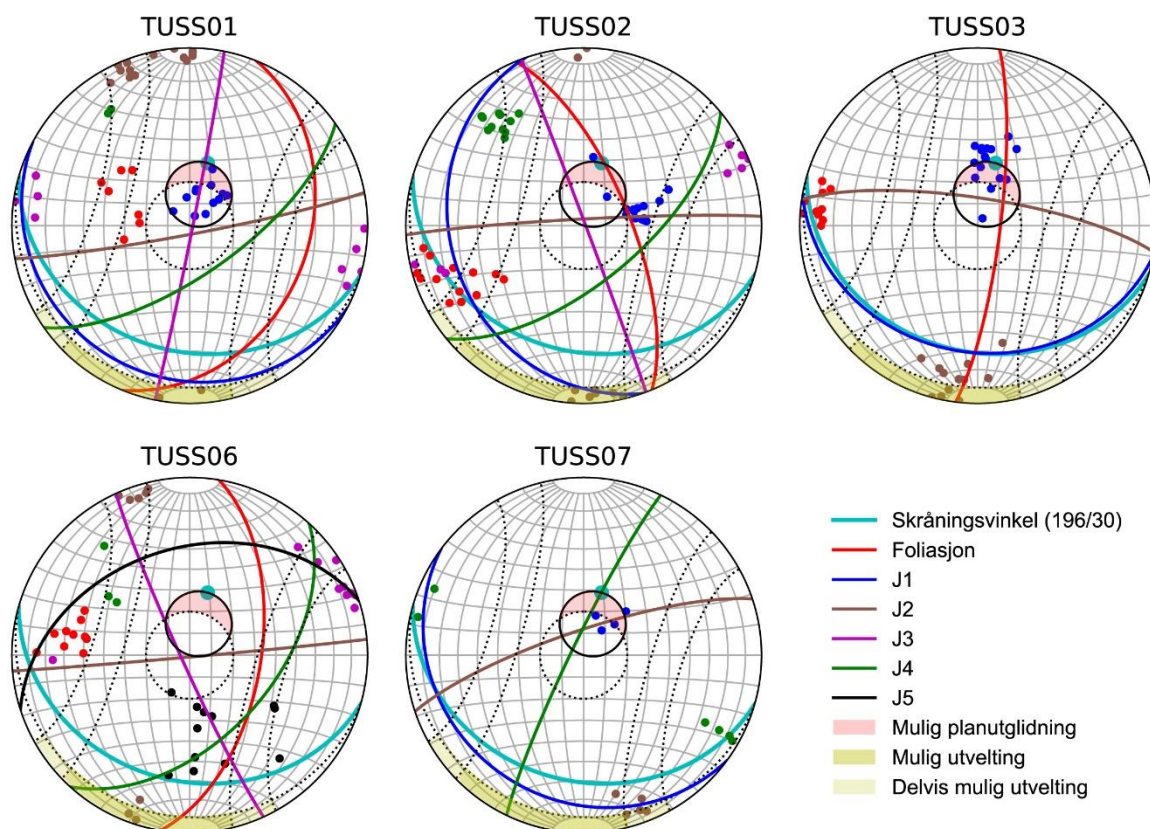
4.3 Strukturgeologiske og kinematiske analyser

Strukturere varierer mye (Figur 58). Foliasjonen er ikke tydelig utviklet, men kan måles på flere steder og viser hovedsakelig et fall mot øst. På grunn av variasjonen er det vanskelig å definere sprekesett for hele området, men det er mulig på enkelte observasjonspunkter (Figur 59 og Tabell 6).

Det finnes en struktur (J1) som tillater planutglidning, men den er ikke observert overalt og varierer i retning (Figur 59). På noen steder er den for flat (TUSS01) eller med en retning som ikke tillater planutglidning (TUSS02). På noen steder, spesielt på observasjonspunkt TUSS03, passer strukturen bra med denne mekanismen. En annen struktur (J5) tillater utvelting, men det er lite sannsynlig å observere denne mekanismen i kompetente bergarter og det finnes heller ingen indikasjon på rotasjon av blokkene.



Figur 58: Stereonett av strukturere målt i felt ved Tussafoten og kinematiske analyse for planutglidning og fleksurell utvelting

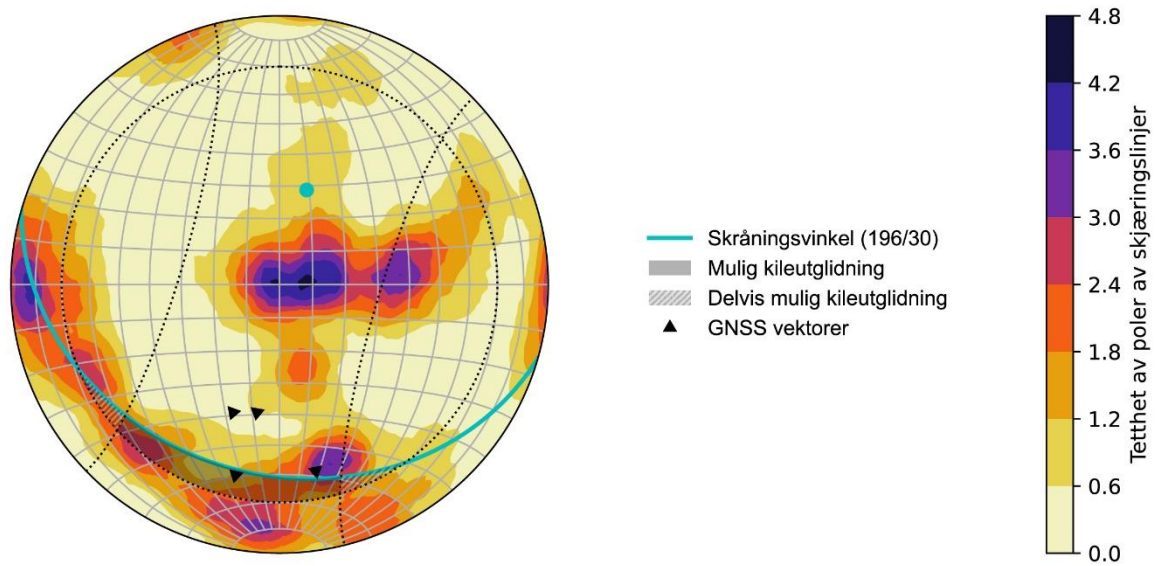


Figur 59: Stereonett av strukturene målt på forskjellige observasjonspunkter (se for Figur 28 lokalisering) samt kinematisk analyse for planutglidning og fleksurell utvelting.

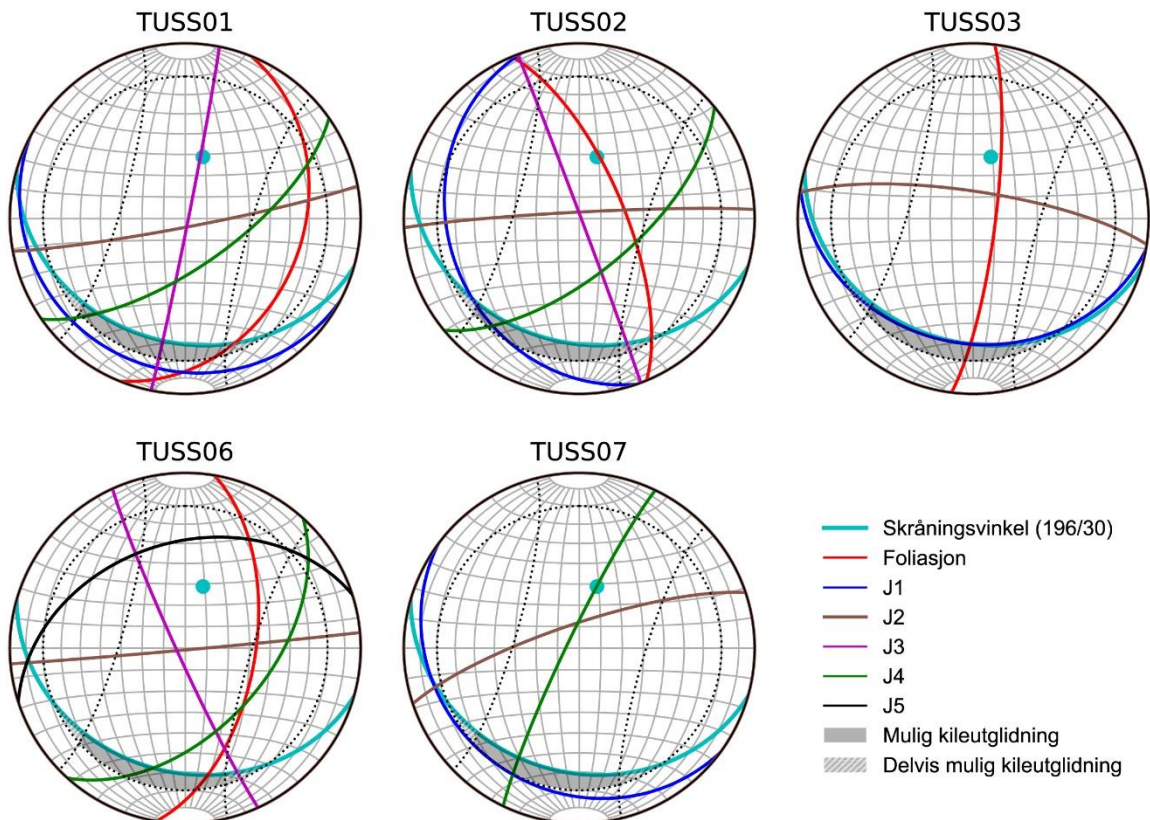
Tabell 6: Gjennomsnittlig orientering av de ulike sprekkesettene på de ulike observasjonspunktene.

Observasjonspkt.	Foliasjon	J1	J2	J3	J4	J5
TUSS01	112/33	208/15	169/86	101/89	145/67	
TUSS02	067/69	251/26	357/87	069/89	140/64	
TUSS03	097/80	190/29	009/77			
TUSS06	099/57		175/89	246/86	132/52	342/40
TUSS07		217/20	342/79		296/84	

Kileutglidning er også kinematisk mulig. Det finnes mange skjæringslinjer mellom J1 eller noen forkastninger og enten foliasjonen, J2 eller J4 (Figur 60 og Figur 61). Det finnes også mange skjæringslinjer mellom vertikale sprekkesett som danner en høy tetthet av poler til skjæringslinjer midt på stereonettet i Figur 60. Bevegelsesretningen passer best med en planutglidning langs J1 eller en forkastning med lik orientering, noe som også passer bra med avgrensningen av det ustabile området. Likevel, på grunn av stor variasjon av strukturer og mye oppsprekking er det forventet at glideplanet ikke er en helt jevn flate.



Figur 60: Stereonett som viser tettheten av poler til skjæringslinjer mellom de ulike planene, samt kinematisk analyse for kileutglidning



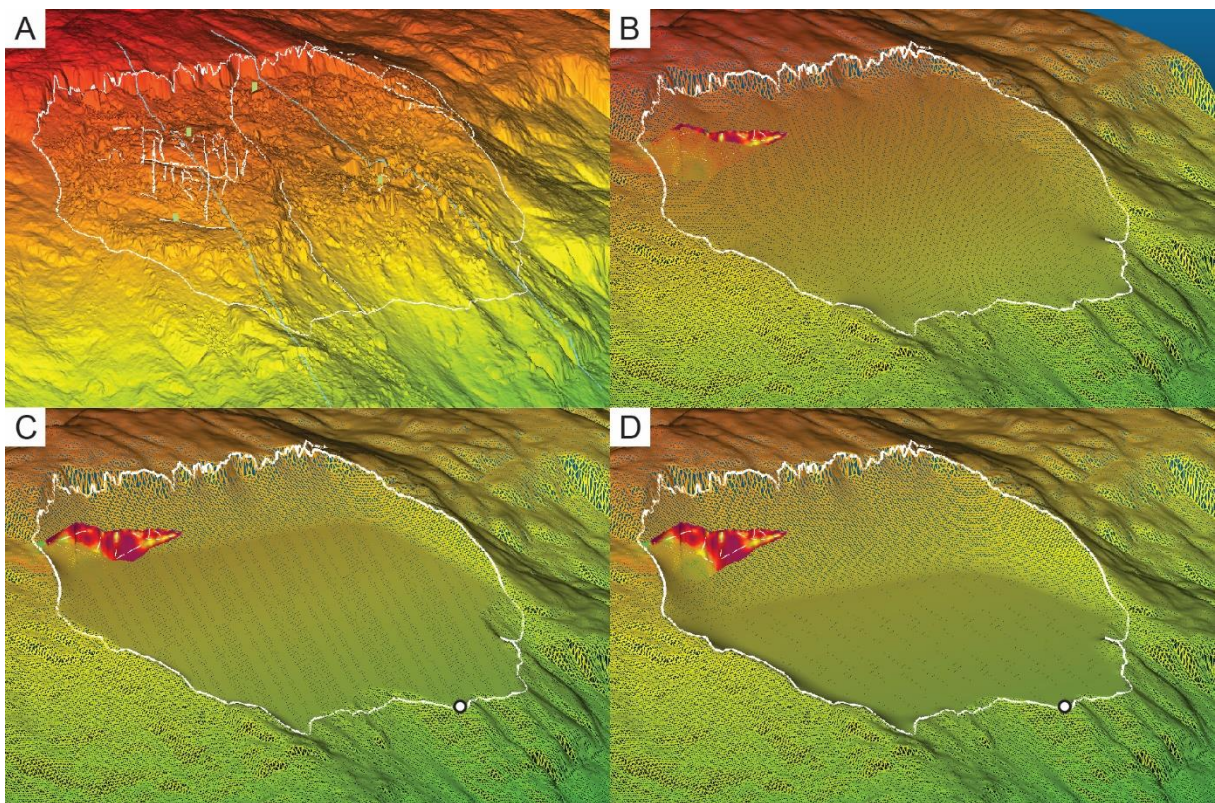
Figur 61: Stereonett med de ulike sprekesett målt på observasjonspunkter samt kinematisk analyse for kileutglidning

4.4 Volumberegning

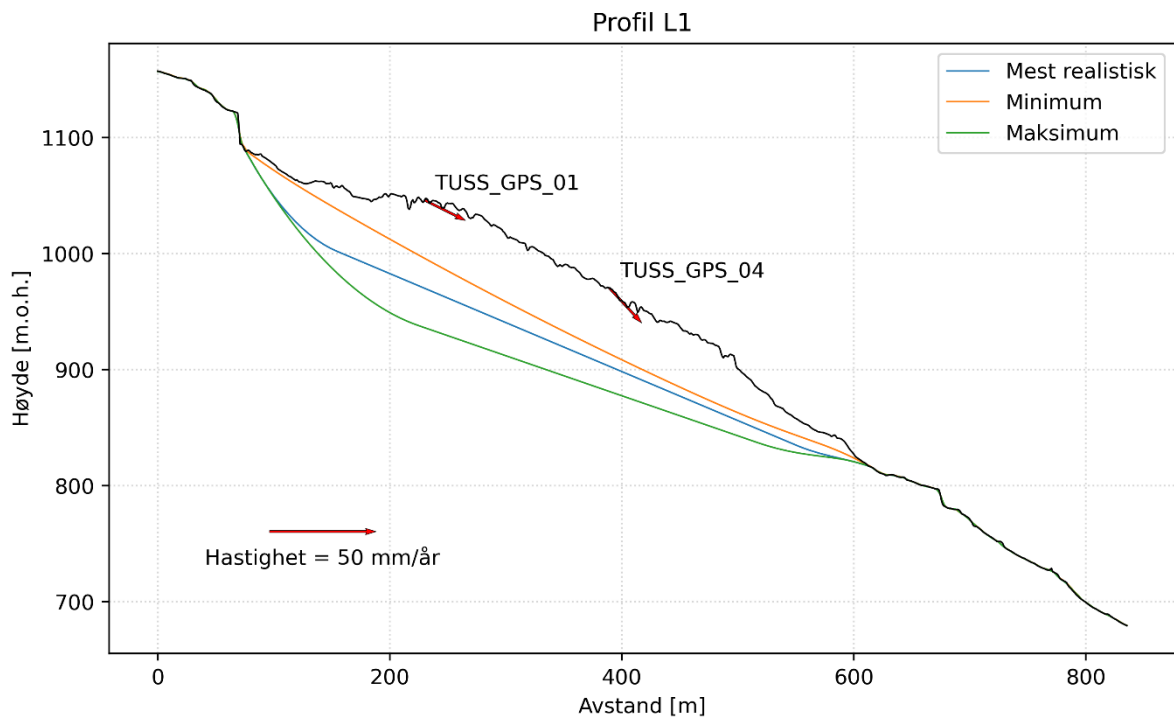
Volumet ble beregnet for både delområde A og delområde B ved bruk av SLBL-metoden. Et plant glideplan ble brukt for flere beregninger. Planene ble plassert for å sammenfalle med overflaten på koordinatet 398275, 6701182, mens retning og helning varierer. Et sammendrag av resultatene er tilgjengelig i Tabell 7 og Tabell 8. Resultatene for delområde A vises i 3D med geofysiske data i Figur 62 og i profiler i Figur 63 til Figur 67. Resultatene til delområde B vises i 3D i Figur 68.

Tabell 7: Volum beregnet for delområde A.

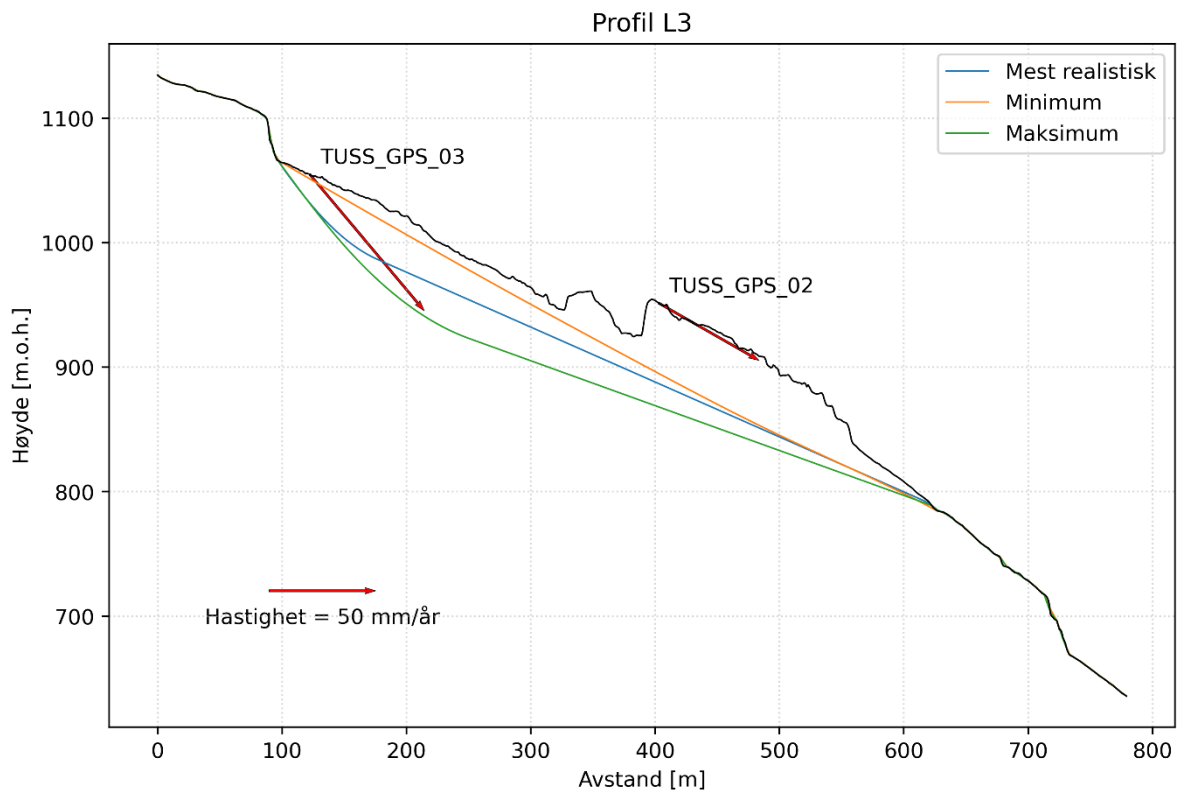
	Method	Volum (10^6 m^3)
Minimum	SLBL toleranse=0	8.8
Mest realistisk	SLBL, plan 195/24, tol=0.1	13.4
Maksimum	SLBL, plan 195/20, tol=0.055	18.9



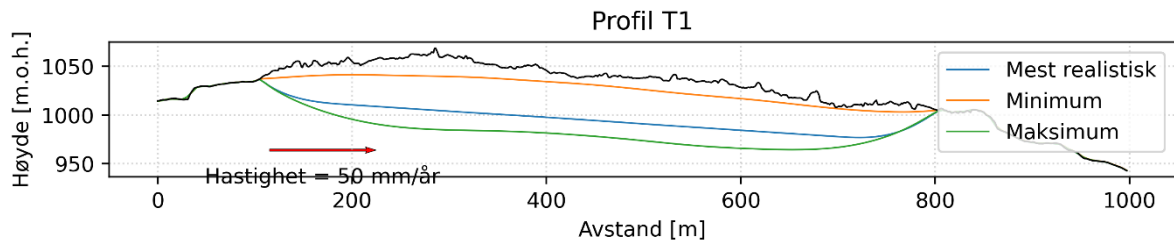
Figur 62: Glideplan foreslått for delområde A. Glideplanet sammenfalle med overflaten der det hvite punktet er plassert



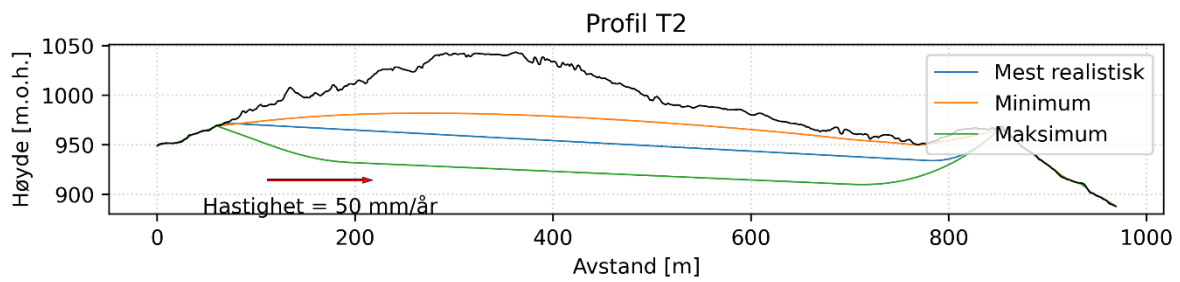
Figur 63: Profil L1 med de ulike glideplanene foreslått for delområde A (se f. eks. Figur 43 for lokalisering av profilet).



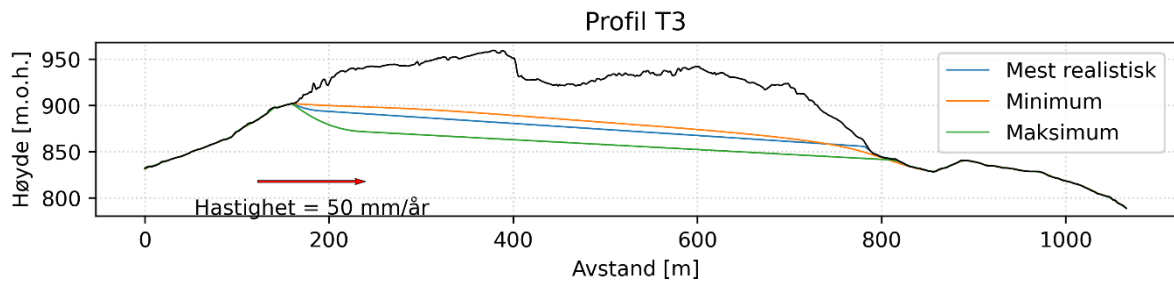
Figur 64: Profil L3 med de ulike glideplanene foreslått til delområde A (se f. eks. Figur 43 for lokalisering av profilet).



Figur 65: Profil T1 med de ulike glideplanene foreslått til delområde A (se f. eks. Figur 43 for lokalisering av profilet).



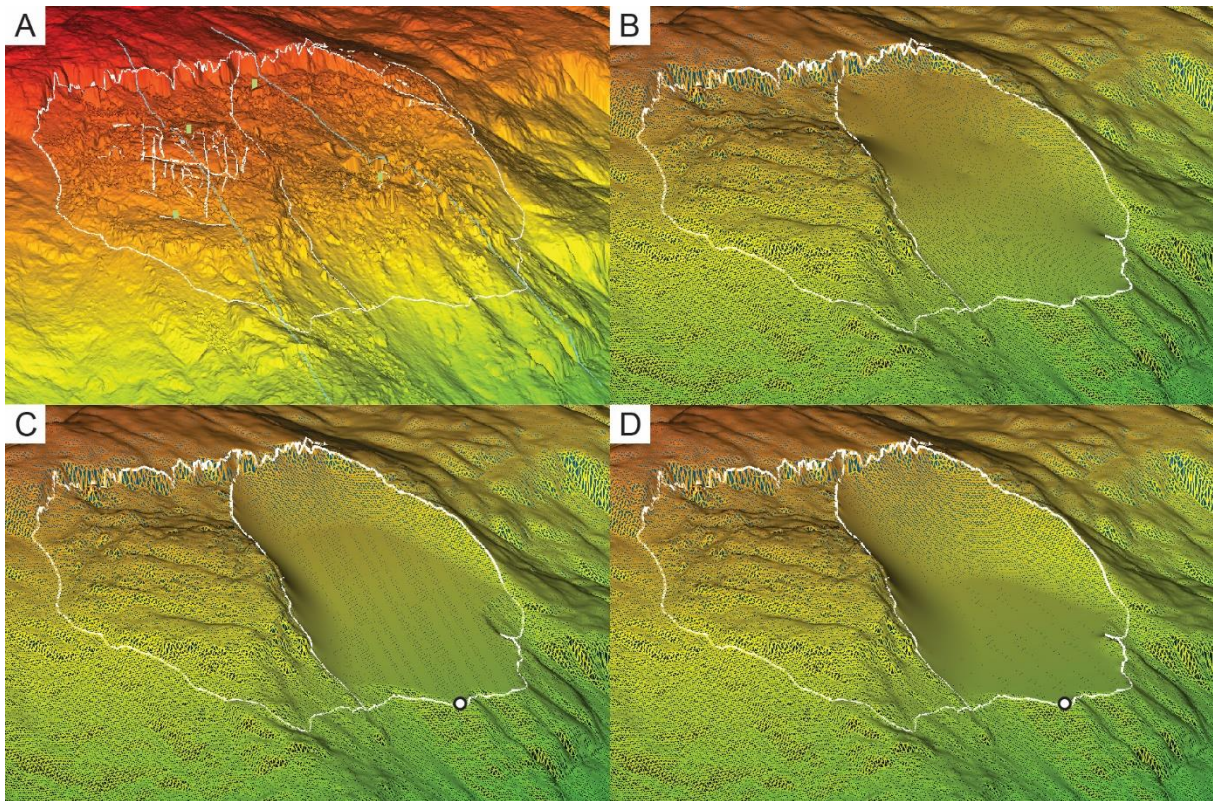
Figur 66: Profil T2 med de ulike glideplanene foreslått til delområde A (se f. eks. Figur 43 for lokalisering av profilet).



Figur 67: Profil T3 med de ulike glideplanene foreslått til delområde A (se f. eks. Figur 43 for lokalisering av profilen)

Tabell 8: Volum beregnet for delområde B

	Method	Volum (10⁶ m³)
Minimum	SLBL toleranse=0	2.8
Mest realistisk	SLBL, plan 195/24, tol=0.07	5.6
Maksimum	SLBL, plan 195/20, tol=0.045	7.3



Figur 68: Glideplan foreslått for delområde B. Glideplanet sammenfaller med overflaten der det hvite punktet er plassert.

4.5 Dateringer

Per i dag har vi bare mottatt foreløpige resultater for tre prøver. Foreløpige resultater til prøven som er tatt 2 m bak bakskrenten viser en alder på $12\,250 \pm 1070$ år. De to øverste prøver i bakskrent har foreløpige resultater på henholdsvis 4550 ± 370 og 3350 ± 310 år.

Deglasiasjonsmodellen for Tussafoten viser at dalen ved Øvre Eidfjord ble isfritt for rund 11 000 år. Fjellene rundt dalen var sikkert isfritt som nunatak flere hundre år tidligere. Dermed er erosjonsalderen, altså alderen målt bak bakskrenten, en god indikasjon på at fjellet ble erodert under istiden. Erosjonsalder er dermed satt null og nedarvete kosmogene nuklider kan utelukkes. Bakskrenten selv er mye yngre enn forventet.

Første resultater tyder på at det ustabile fjellpartiet utviklet seg trolig ikke med enn gang etter siste istid, men er mye yngre. Metoden kan gi yngre alder enn forventet når prøven er tatt på et område der steinsprang har løsnet i etterkant (Ivy-Ochs mfl. 2009). Med bare to resultater er det umulig å utelukke dette. Prøvene er utvalgt med omhu til å unngå dette, men flere koherente resultater er ønskelig for å konkludere paleohastigheter til det ustabile fjellpartiet..

4.6 Fareanalyse

Detaljert fareklassifisering for Tussafoten delområdene A og B er presentert i Vedlegg B. De ni kriteriene kan oppsummeres slik for begge delområder:

- **Bakskrent:** Bakskrenten er full utviklet over hele bredden av det ustabile området med en høyde på cirka 40 meter. Det er likevel uklart hvordan massene har beveget seg langs denne subvertikale strukturen. Det finnes ingen åpning mellom bakskrenten og det

ustabile fjellpartiet, noe som tyder på en bevegelsesretning parallelt til baks-krenten. Dette samsvarer derimot ikke med bevegelsesmålinger.

- **Potensielle glidestrukturer:** Foliasjonen er lite utviklet og ikke orientert slik at den kan danne en glidestruktur, men det finnes noen forkastinger i området som kan danne et glideplan. Det er likevel usikkert om glideplanet består av en av disse forkastningene.
- **Flanker:** Flankene er tydelig utviklet på begge sider og kan klart defineres ut fra bevegelsesmålinger.
- **Kinematisk analyse:** Planutglidning er mulig langs J1 og langs noen forkastninger, men strukturene varierer mye. Andre mekanismer er mulig, men geometrien til det ustabile fjellpartiet samt bevegelsesmønster peker mer mot en planutglidning.
- **Morfologisk tegn på bruddflaten:** Det er ikke entydig hvor bruddflaten befinner seg, men det finnes en overgangssone mellom oppsprukket- og fast fjell. I dette området er det mye steinsprangaktivitet. Bevegelsesmålingene er ikke de beste i dette området, men indikerer at bevegelsene minker progressivt, noe som kan tyde på at glideplanet er mer en skjæringssone enn et klart plan.
- **Bevegelsehastighet:** Bevegelsehastigheten er ca. 2.3 cm/år i delområde A (klasse 1–4 cm/år) og ca. 5.5-8.5 cm/år i delområde B (klasse 4–10 cm/år).
- **Akselerasjon:** Vi har per i dag ikke noe data som kan påvise eller avvise en akselerasjon og standardverdier brukes derfor. Resultatene fra datering av baks-krenten vil kunne gi mer informasjon om dette.
- **Økning av steinsprang aktivitet:** Det er en tydelig økning i steinsprangaktivitet ved Tussafoten i forhold til området utenfor det ustabile fjellpartiet.
- **Tidligere hendelser:** Det finnes ingen tidligere hendelser i samme størrelse i dette området.

Disse kriteriene resulterer i farepoeng på gjennomsnittlig 7.83 for delområde A og gjennomsnittlig 7.83 for delområde B (Tabell 9). Begge delområdene klassifiseres da med høy faregrad, og dette samsvarer med en årlig sannsynlighet som ligger mellom 1/100 og 1/1000. Til videre analyser brukes det en normalfordeling tilpasset fordelingen av poengsummene (Tabell 10). Når de konverteres til sannsynlighet, utgjør de gjennomsnittlige farepoengene for delområde A og B en årlig sannsynlighet på henholdsvis 1/546 og 1/210.

Tabell 9: Farepoeng som resultat av fareanalysen.

Farepoeng	Delområde A	Delområde B
Minimum	6.00	7.00
Maksimum	9.50	10.50
Modus	8.00	9.00
Gjennomsnitt	7.83	8.83
5% persentil	6.46	7.46
95% persentil	9.00	10.00

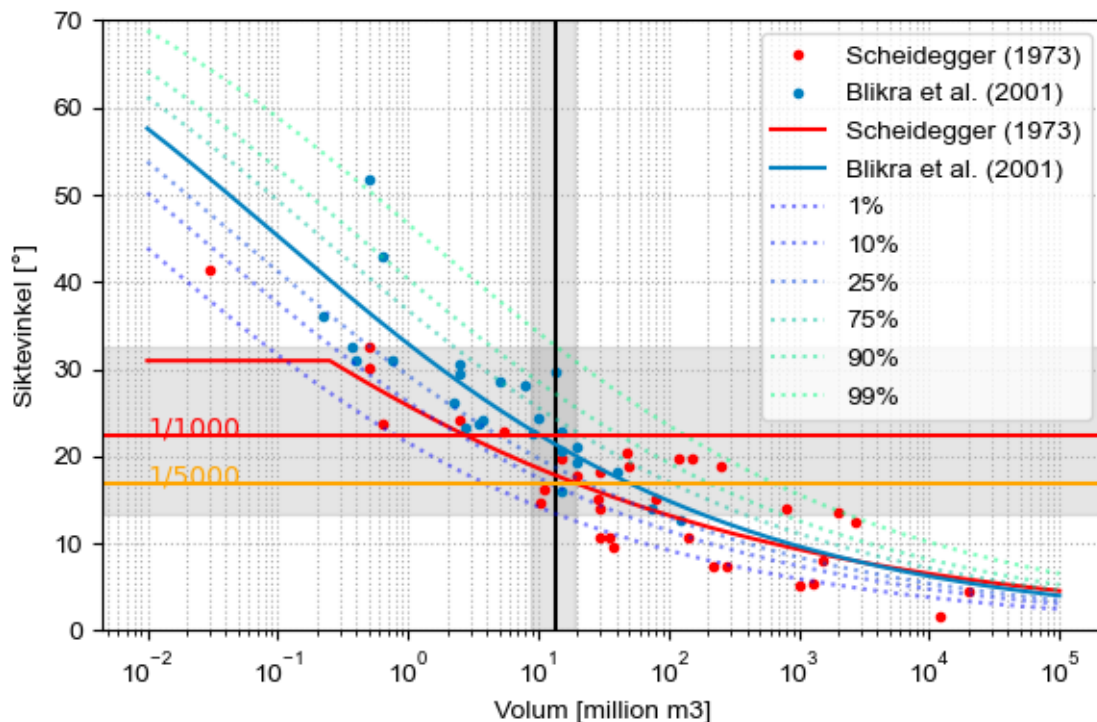
Tabell 10: Normalfordeling tilpasset fordeling av poengsummene.

Tilpasset normalfordeling	Delområde A	Delområde A
Gjennomsnitt	7.70	8.70
Standardavvik	0.75	0.75

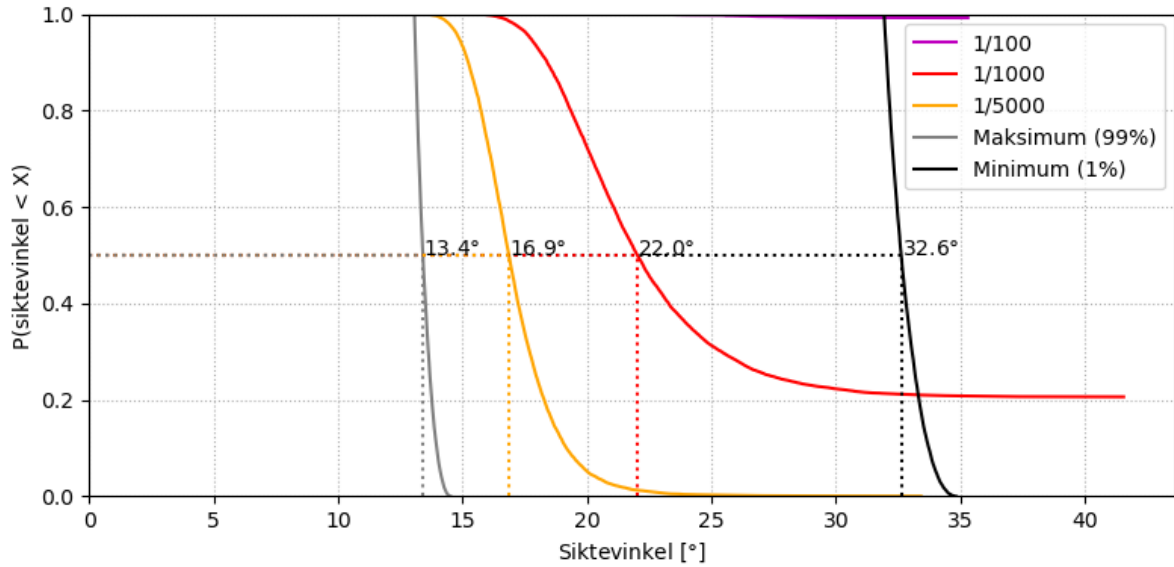
4.7 Utløpsanalyse

4.7.1 Empirisk tilnærming

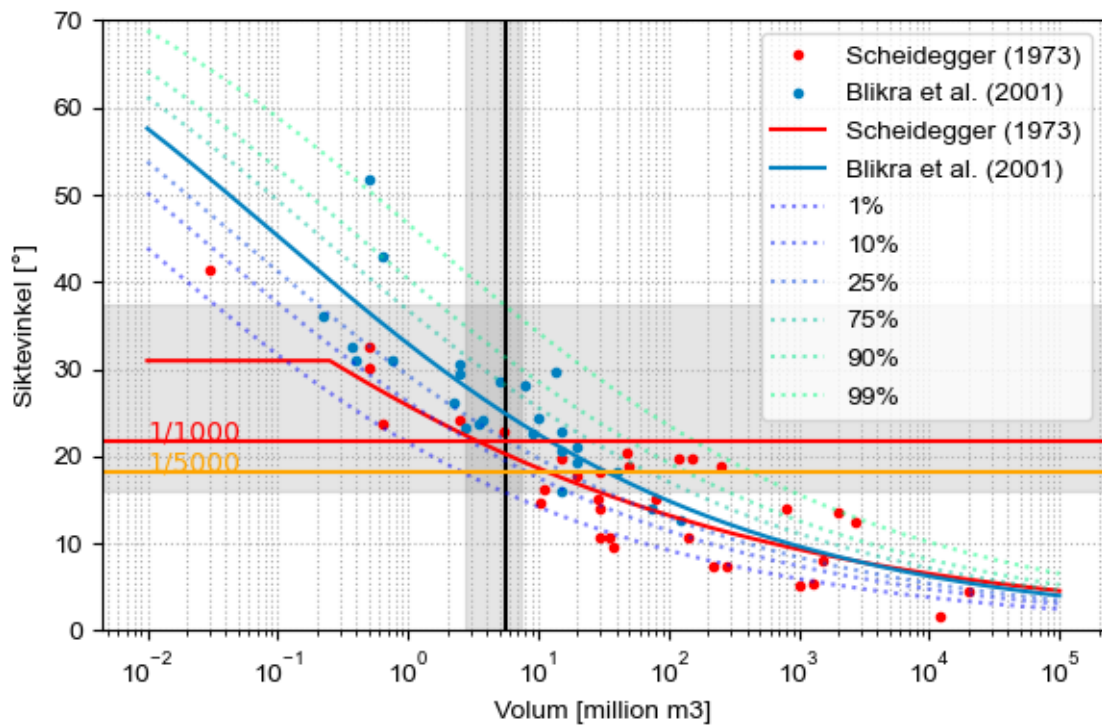
Volumet og sannsynligheten er brukt til å beregne en forventet siktevinkel for de ulike faresonene. Tussafoten delområde A har et volum som tilsvarer ca. 18-grader siktevinkel med kurven fra Scheidegger (1973, Figur 69). Med fordelingen tilpasset dataene fra Blikra mfl. (2001) får man en 22-graders vinkel til 1/1000-grensen og en 17-graders vinkel til 1/5000-grensen (Figur 70). Tussafoten delområde B har et volum som utgjør ca. 20-grader siktevinkel med kurven fra Scheidegger (1973, Figur 71). Med fordelingen tilpasset dataene fra Blikra mfl. (2001) får man en 22-graders-vinkel for 1/1000-grensen og en 18-graders vinkel for 1/5000-grensen (Figur 72).



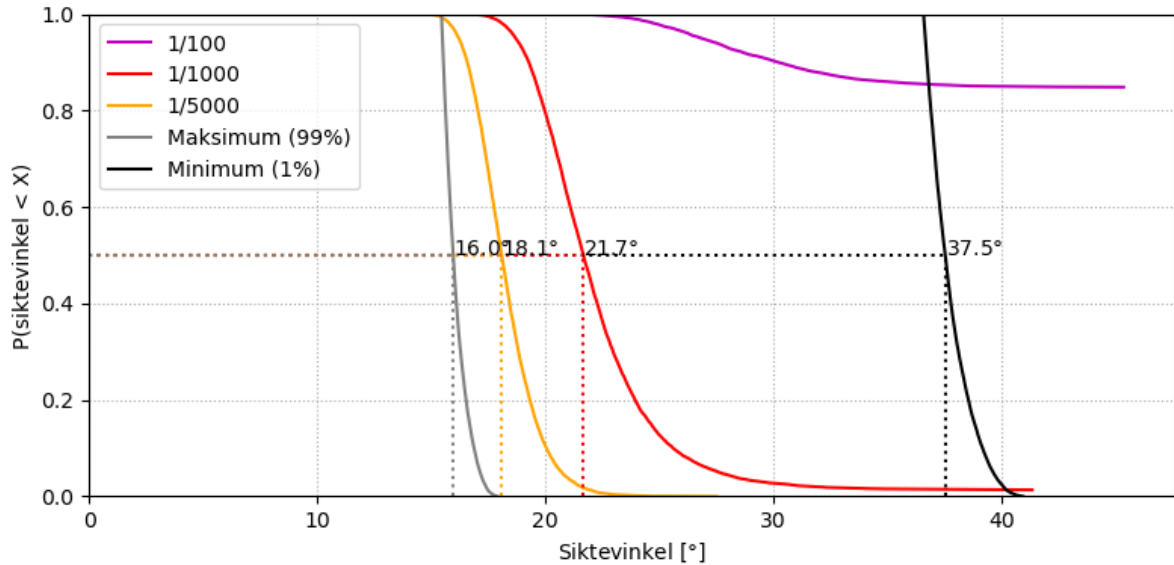
Figur 69: Siktevinkel for Tussafoten delområde A. Området mellom minimums- og maksimumsvolum samt området med siktevinkler som tilsvarer et 98% konfidensintervall med gjennomsnittsvolumet er markert i grå. Vinklene som tilsvarer 1/1000- og 1/5000-faresone samsvarer en 50% sannsynlighet i Figur 70.



Figur 70: Fordeling av siktevinke for Tussafoten delområde A til de ulike faresonene samt 1% og 99% konfidensintervall. Variasjonen i siktevinke er et resultat av usikkerhet i sannsynlighet og volum. Konfidensintervallene varierer kun med volumet da de er uavhengige av sannsynligheten. Medianverdien er brukt til å definere faresoner.

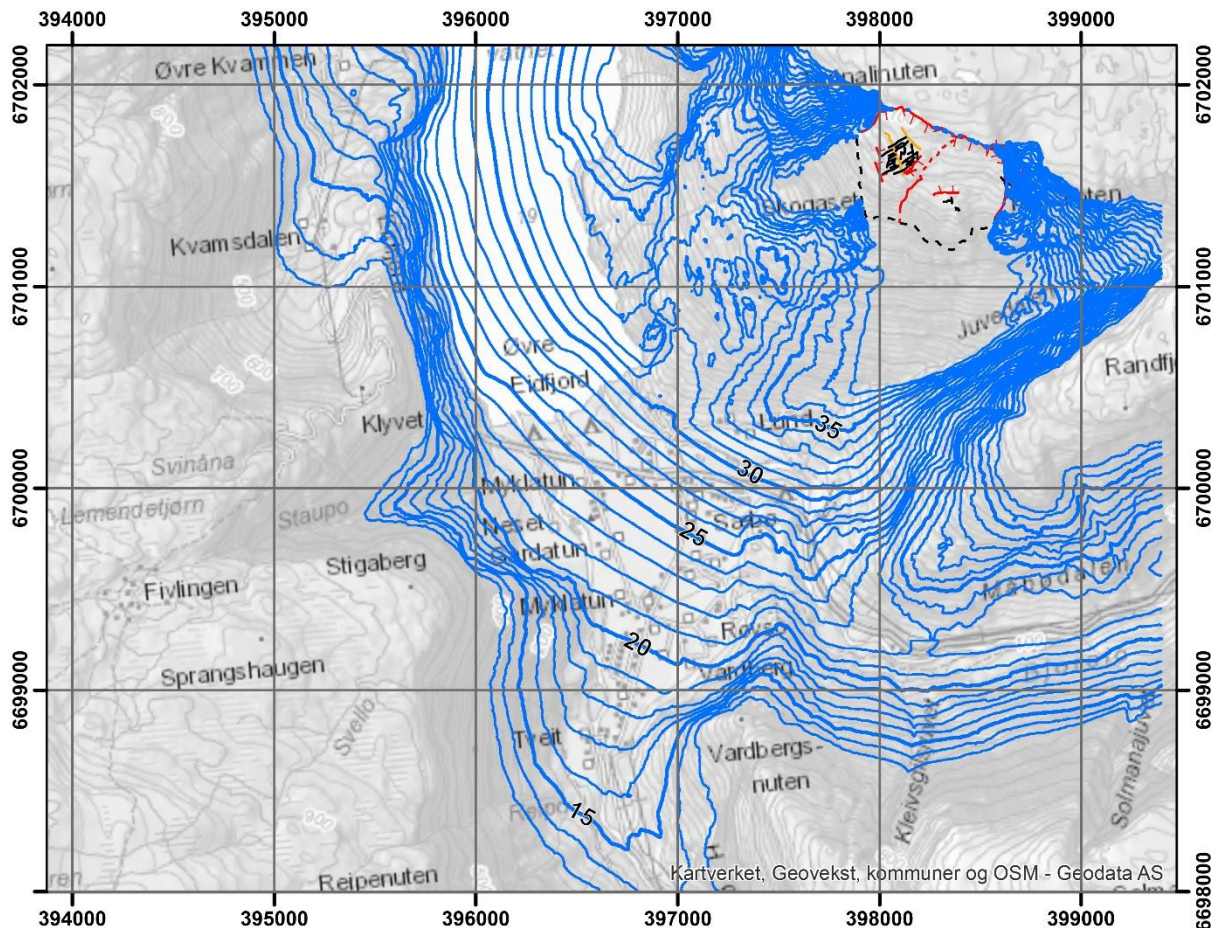


Figur 71: Siktevinke for Tussafoten delområde B. Området mellom minimums- og maksimumsvolumet samt området med siktevinkler som tilsvarer et 98% konfidensintervall med gjennomsnittsvolumet er markert i grå. Vinklene som tilsvarer 1/1000 og 1/5000 faresoner samsvarer en 50% sannsynlighet i Figur 72.



Figur 72: Fordeling av siktevinke for Tussafoten delområde A til de ulike faresoner samt 1% og 99% konfidensintervall. Variasjonen i siktevinke er et resultat av usikkerhet i sannsynlighet og volum. Konfidensintervaller varierer kun med volum da de er uavhengige av sannsynligheten. Medianverdien er brukt til å definere faresoner.

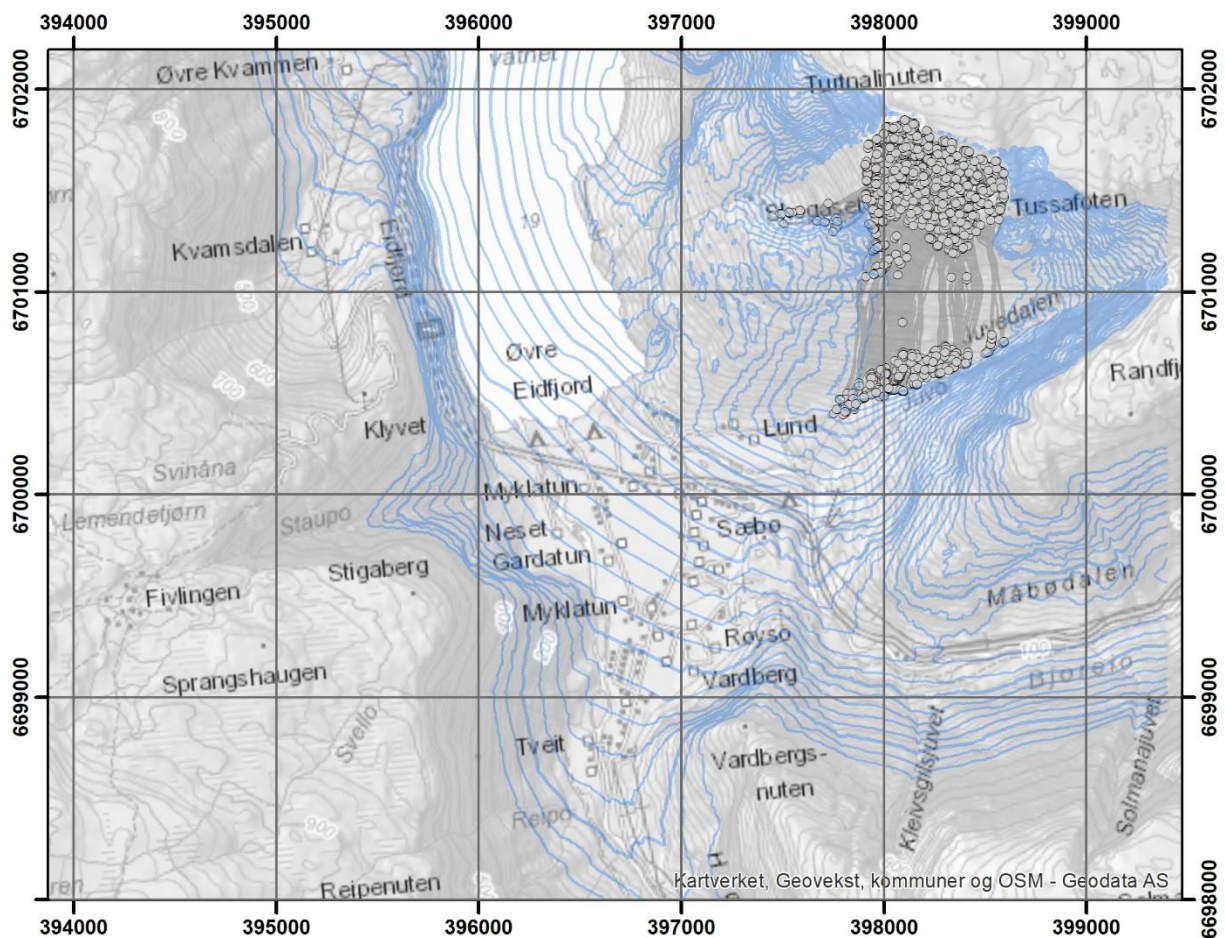
Siktevinklene måles langs et profil som følger skredbanen, fra det øverste punktet i løснеområdet til det ytterste punktet i skredavsetningen. Profilet tegnes da ikke nødvendigvis i rett linje. Likevel gir et kart med siktevinkler målt i rett linje en god oversikt over områder som kan nås av et skred. Et slikt kart er vist i Figur 73 for Tussafoten. Siktevinklene er målt for delområde A, men ville være ganske like for delområde B.



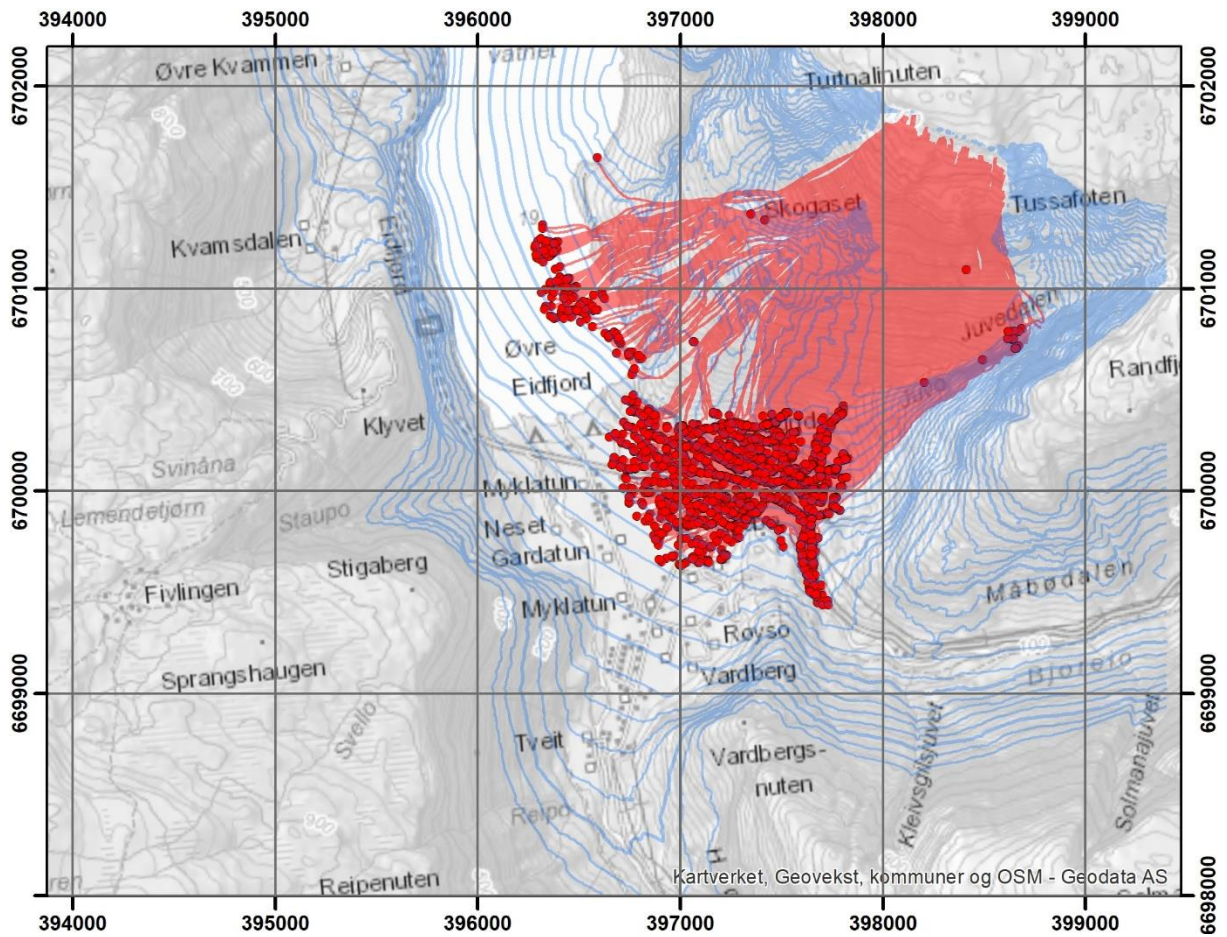
Figur 73: Kart med største vinklne målt mellom kildeområdet og hvert punkt i terrenget. Vinkler mellom 13 og 38 grader er vist på kartet.

4.7.2 Numerisk utløpsmodellering

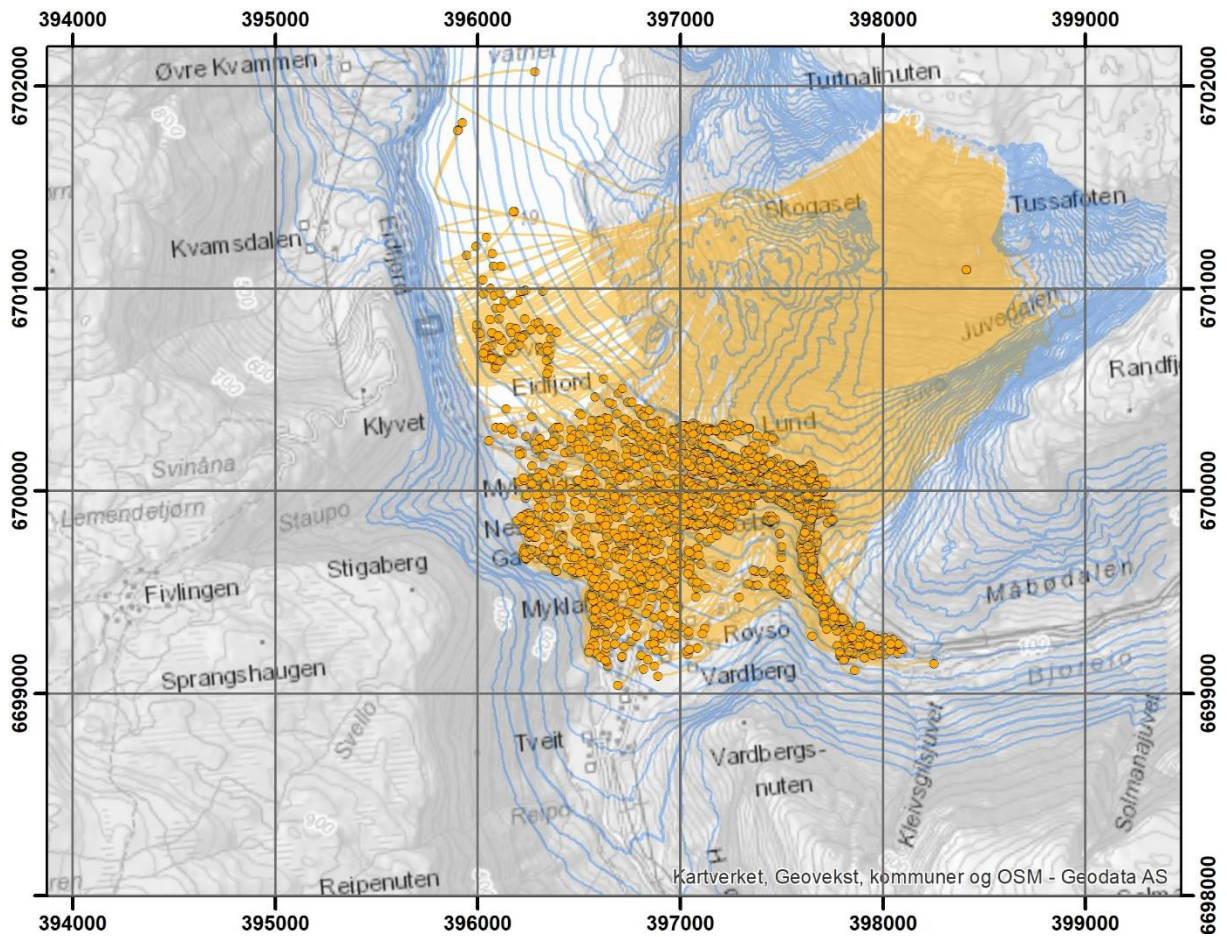
Det ble kjørt totalt 59 modelleringer med DAN3D for å finne de som passer best med de forventede siktevinklne. Et sammendrag av resultatene er presentert i Vedlegg C. For delområde A ble det kjørt modelleringer med både det mest realistiske volumet og det maksimale volumet. Modellingene som ble valgt ut for å tegne faresonene for Tussafoten delområde A er vist på Figur 74 (minimalt utløpsområde), Figur 75 (1/1000) og Figur 76 (1/5000), mens de som er brukt for delområde B er vist på Figur 77 (minimalt utløpsområde), Figur 78 (1/1000) og Figur 79 (1/5000).



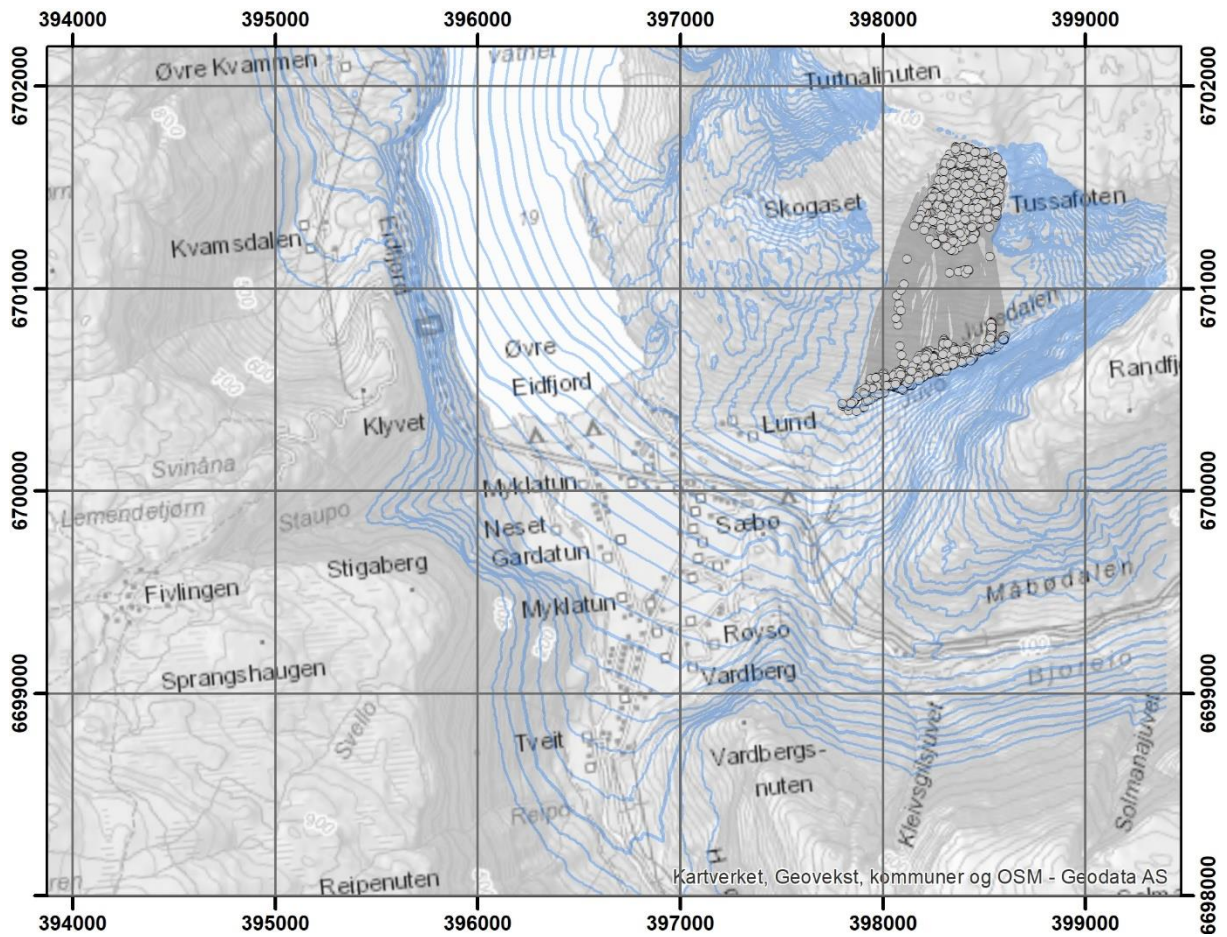
Figur 74: Partiklene ved slutten av modellering for Tussafoten delområde A med en friksjonsmodell med 32 grader friksjonsvinkel (A17). Partiklene har cirka 33 grader siktevinkel og tilsvarer et minimalt utløpsområde.



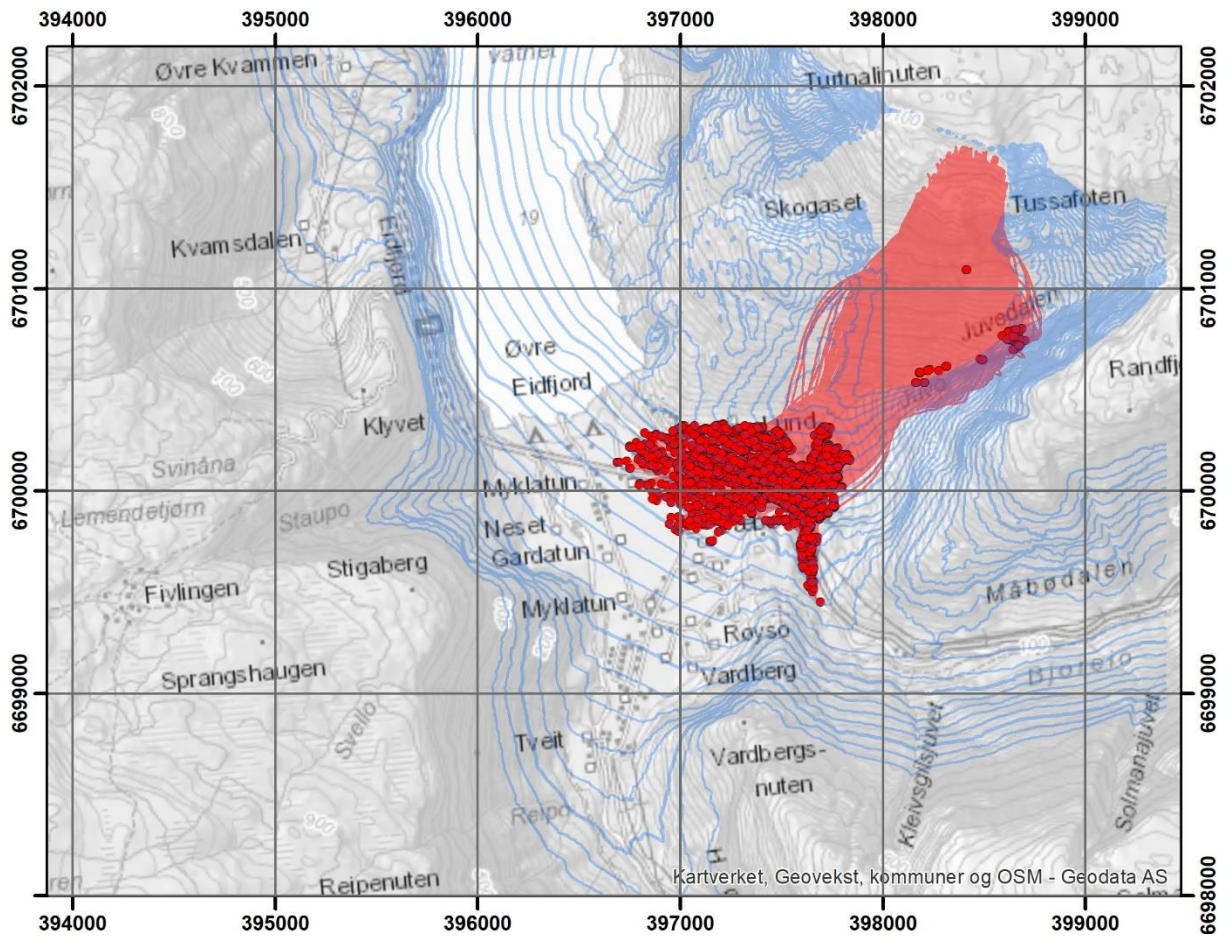
Figur 75: Partiklene på slutten av modellering for Tussafoten delområde A med en Voellmy-modell med 0.12 friksjonskoeffisient og $600 \text{ m}^2/\text{s}^2$ turbulenskoeffisient (A29). Partiklene har cirka 22 graders siktevinkel og tilsvarer 1/1000 faresone.



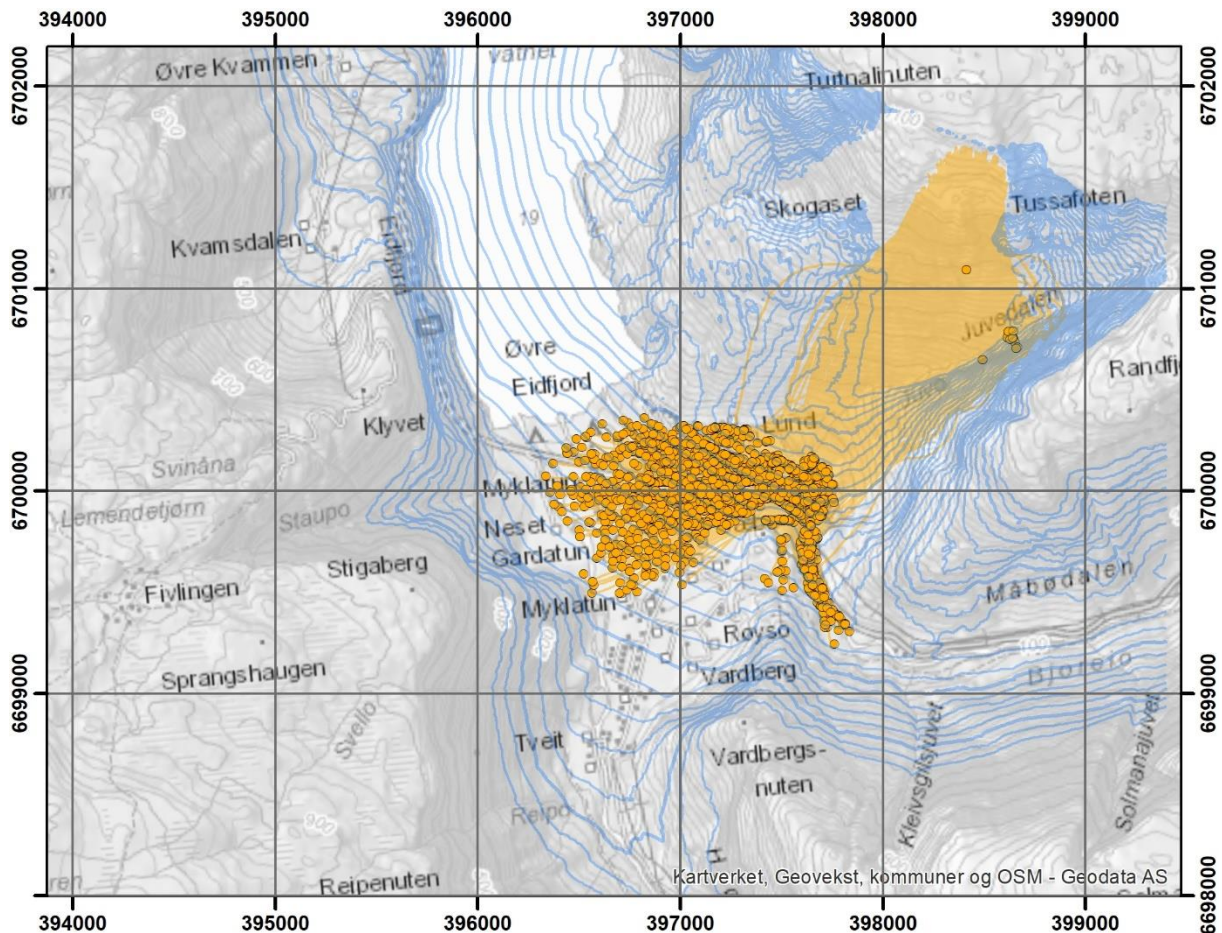
Figur 76: Partiklene på slutten av modellering for Tussafoten delområde A med en friksjonsmodell med 7 grader friksjonsvinkel (A03). Partiklene har cirka 17 graders siktevinkel og tilsvarer en 1/5000 faresone.



Figur 77: Partiklene på slutten av modellering for Tussafoten delområde B med en friksjonsmodell med 30 grader friksjonsvinkel (B13). Partiklene har cirka 33 grader sikteveinkel og tilsvarer et minimalt utløpsområde.



Figur 78: Partiklene på slutten av modellering for Tussafoten delområde B med en friksjonsmodell med 10 grader friksjonsvinkel (B03). Partiklene har cirka 21 grader siktevinkel og tilsvarer en 1/1000 faresone.



Figur 79: Partiklene på slutten av modellering for Tussafoten delområde B med en friksjonsmodell med 8 grader friksjonsvinkel (B02). Partiklene har cirka 18 grader siktevinkel og tilsvarer en 1/5000 faresone.

Modellene som er presentert her bruker for det meste parametere som er ganske konservative i forhold til kalibreringer av tidligere hendelser (e.g. Sosio mfl. 2008). Modellene med mer brukte parametere har en kortere utløpslengde enn forventet med en empiristisk tilnærming, og dette kan skyldes noen lokale egenskaper som tyder på et relativt kort utløp. For eksempel, for delområde A, der en del av massen går direkte mot Eidfjordvatnet mens resten går mot Juvødalen. Dette vil kunne redusere dynamikken, men siden det kun er ca. 5% som går mot Eidfjordvatnet er ikke dette tydelig. En annen årsak som kan redusere dynamikken er at massen som går ned mot Øvre Eidfjord beveger seg først langs en bratt skråning og snur deretter med cirka 45 grader for så å fortsette langs den slakere skråningen i Juvødalen. En slik brå retningsendring kan føre til kortere utløpslengde. Det er likevel besluttet å hovedsakelig stole på den empiristiske tilnærmingen når det gjelder utløpslengde da det er en mye brukt metode og siden det er mangelfull kalibrering av dynamiske modeller opp mot tidligere hendelser i lignende kontekst.

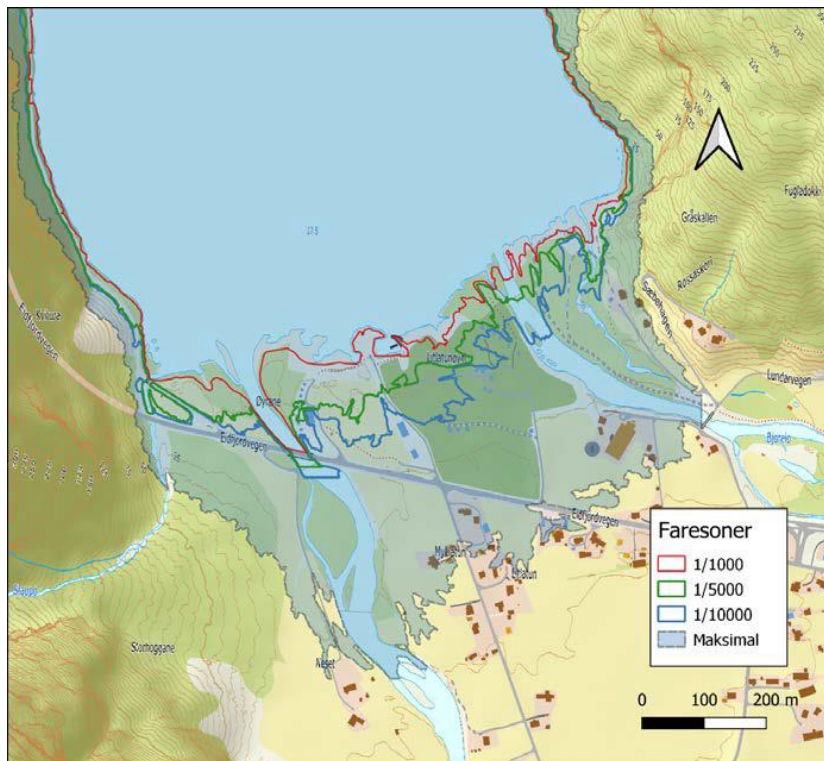
4.8 Sekundærvirkninger

4.8.1 Flodbølge

Som vist i forrige kapittel går en del av skredmassen fra delområde A direkte ned i Eidfjordvatnet, noe som vil føre til en flodbølge. I vedlegg C er volumet som når Eidfjordvatnet, samt gjennomsnittlig hastighet av partiklene som når Eidfjordvatnet, vist. Med de fleste modelleringsparameterne når cirka 500 000 til 800 000 m³ Eidfjordvatnet, men volumet er

betydelig større med de mest konservative modelleringene. Dette skyldes at en del av partiklene da entrer vannet fra Øvre Eidfjord, noe som også skjer i noen modelleringer for delområde B (Figur 79). Dette er vurdert som ikke relevant for flodbølgen da de partiklene som når Eidfjordvatnet på et senere tidspunkt og med lavere hastighet. Tidligere modelleringer viste også at volumet som når Eidfjordvatnet er avhengig av geometrien til glideplanet, noe som forårsaker at større skredvolumer ikke nødvendigvis gir større volum som når Eidfjordvatnet.

Resultatene fra tidligere modelleringer ble viderefremmet til NGI som deretter har modellert flodbølger i Eidfjordvatnet (Glimsdal 2021). Faresonene som er et resultat av flodbølgemodelleringen er presentert i Figur 80.

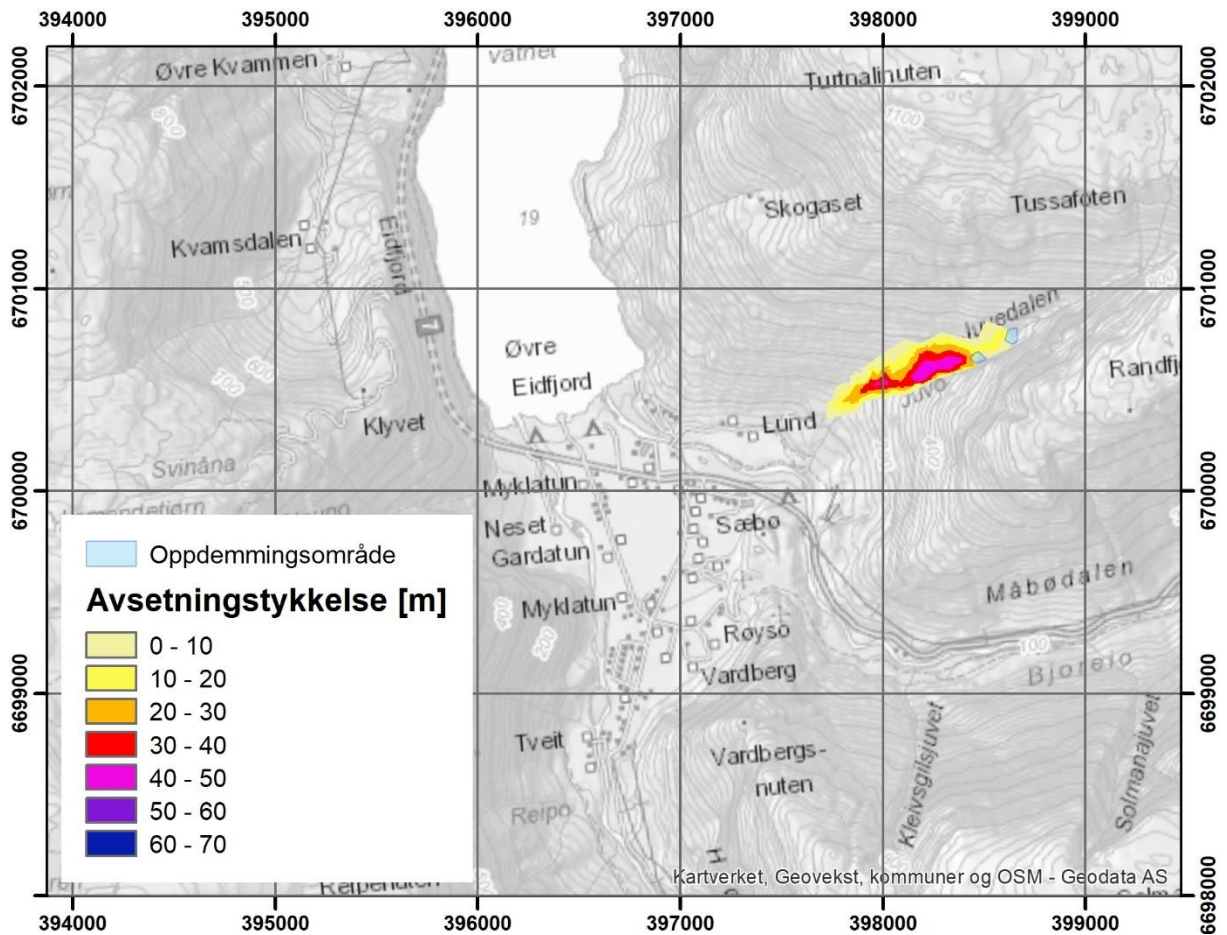


Figur 80: Faresoner for oppskylling av flodbølge fra Tussafoten delområde A ved Øvre Eidfjord (Glimsdal 2021)

4.8.2 Oppdemming

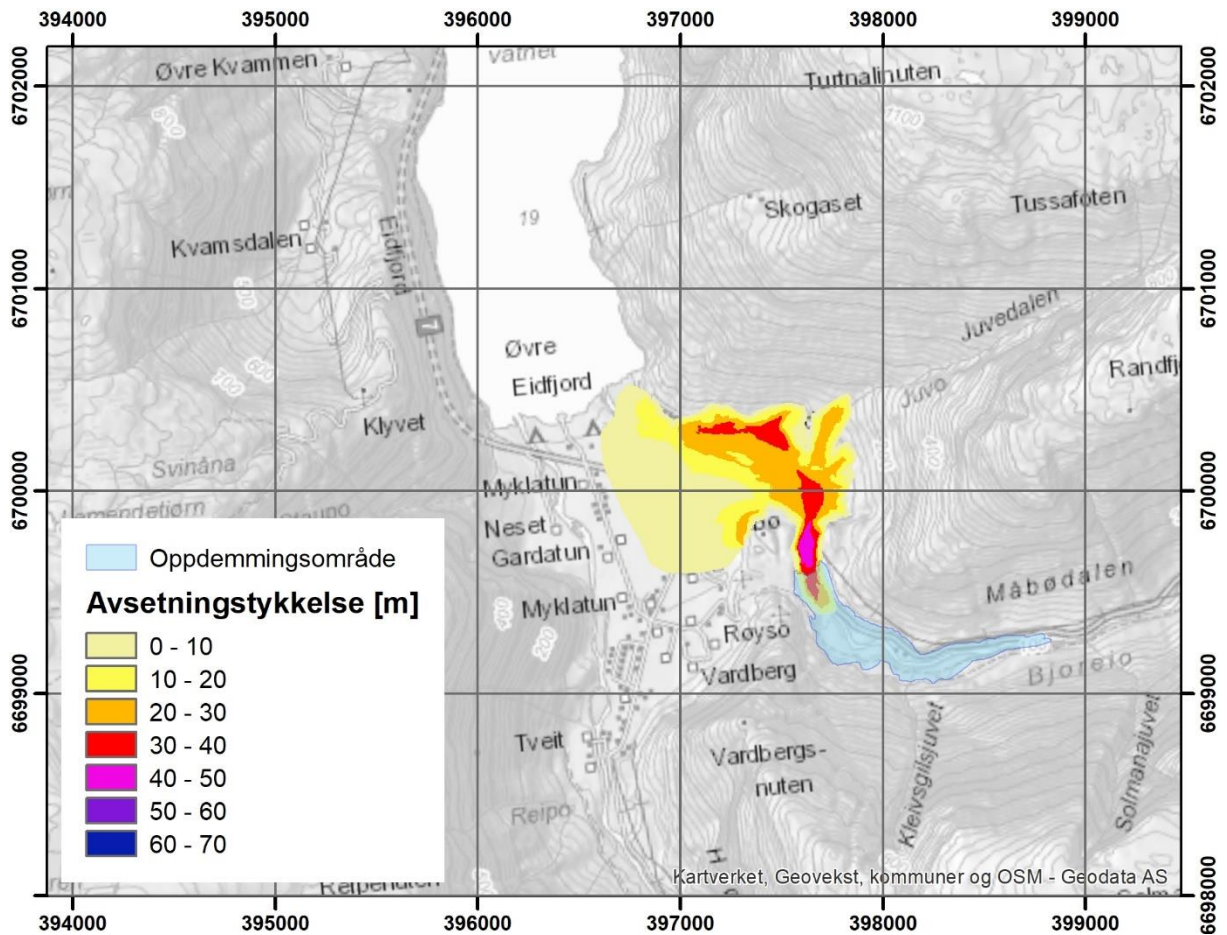
Siden det finnes flere elver og bekker i utløpsområdet, er oppdemming en mulig sekundærvirkning. Som beskrevet i kapittel 3.8.2 er avsetningstykkelsen modellert med DAN3D ikke egnet til å beregne oppdemming. Derfor er avsetningstykkelsen heller rekonstruert ut fra partikkelposisjon og en invers SLBL-metode. For at dette skal fungere bør SLBL brukes i et relativt lite område med en jevn tetthet av partikler.

Til minimum utløpsområde ble avsetningen rekonstruert for å beregne oppdemming i Juvedalen (Figur 81). Da Juvedalen er bratt vil den ikke demmes opp i det hele tatt.



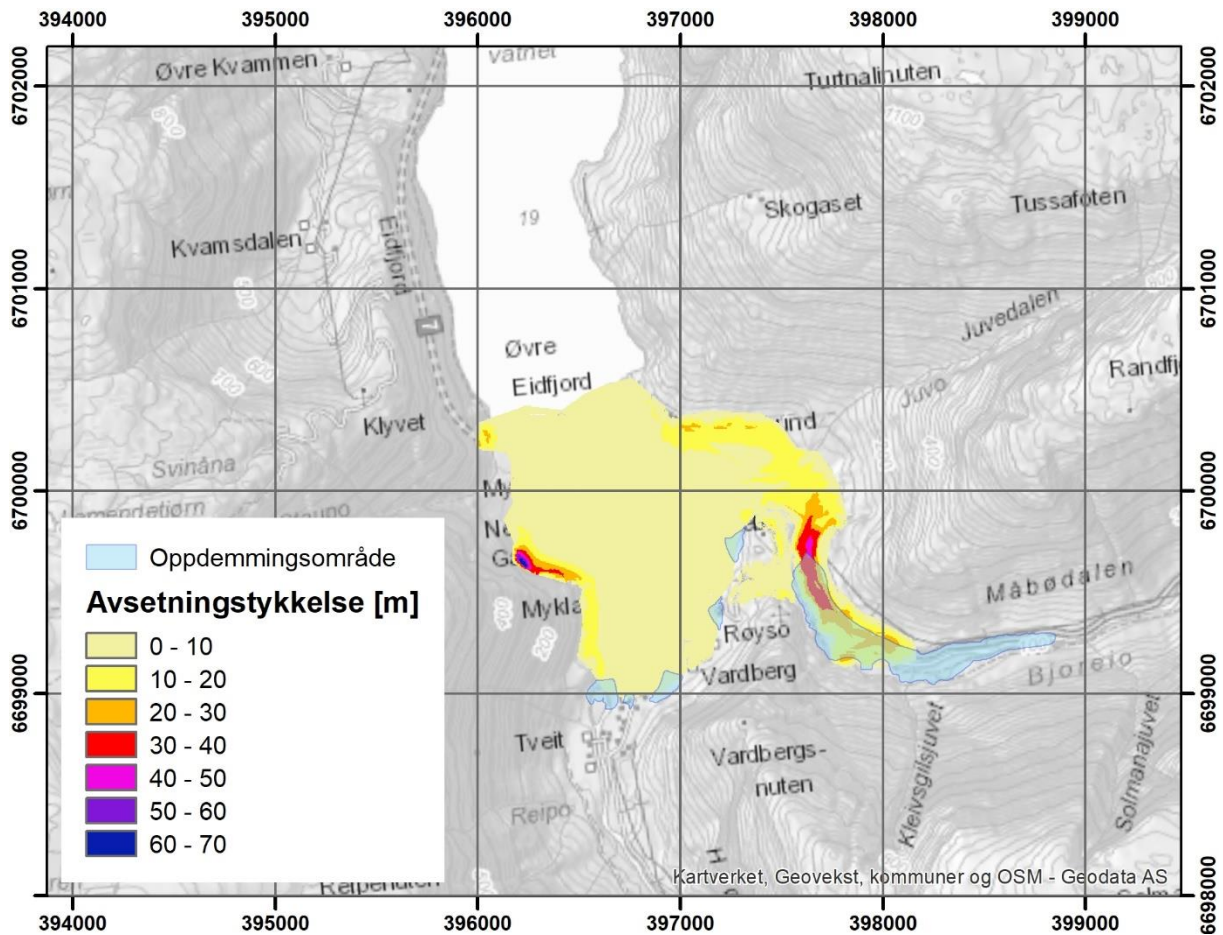
Figur 81: Estimert avsetningstykkelse i modellering A17 og tilhørende oppdemningsområde.

Utløpsmodellen som gir faresonen på 1/1000 har potensial til å demme opp Måbødalen (Figur 82). Sannsynligheten for dambrudd og følgende nedstrøms flom ble ikke beregnet da den uansett bare vil kunne nå områder som allerede inngår i faresonene for fjellskred.



Figur 82: Estimert avsetningstykkelse som demmer opp Måbødalen i modellering A29 og tilhørende oppdemningsområde.

For utløpsmodellen som gir faresonen på 1/5000 blir skredavsetningene spredt over et stort område, noe som reduserer tykkelsen (Figur 83). Måbødalen vil kunne demmes opp, men oppdemningsområdet blir ikke større enn det for utløpsmodellen som gir faresonen på 1/1000. En demning i Hjølmadalen blir ganske liten på grunn av liten tykkelse.

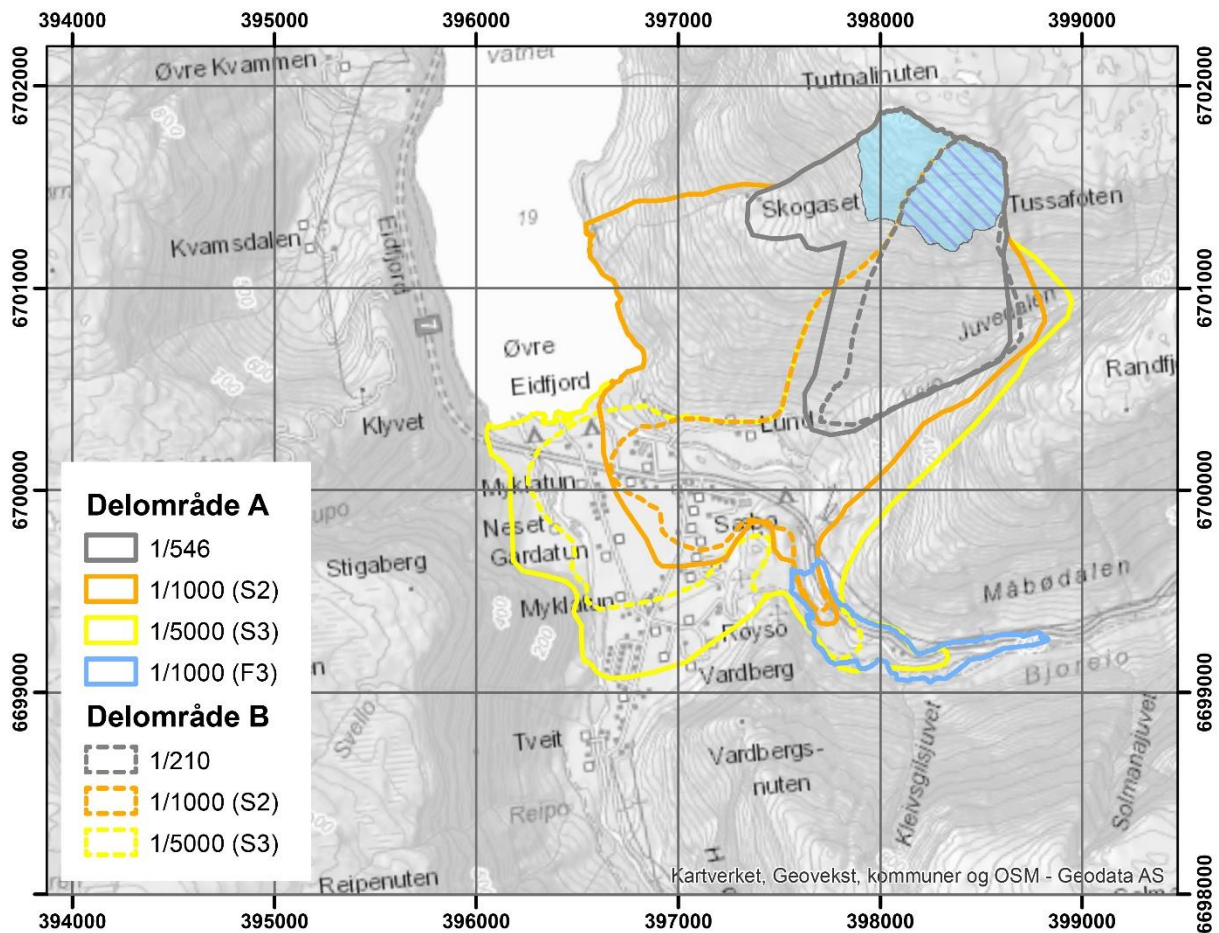


Figur 83: Estimert tykkelse av avsetninger i modellering A03 og tilhørende oppdemningsområde.

4.9 Risikoklassifisering

4.9.1 Foreslåtte faresoner

Med utgangspunkt i utløpsanalysen og oppdemningsanalysene blir det foreslått faresoner for Tussafoten (Figur 84). Disse er videre brukt i konsekvens- og risikoanalysen. I tillegg til de offisielle faresonene er de minste utløpsområdene til begge delområdene vist i grått. Denne brukes også i konsekvens- og risikoanalysen.



Figur 84: Foreslåtte faresoner for Tussafoten delområde A og B. Faresonene for skred og oppdemming (nedstrøms flom) er vist her, mens faresoner for flodbølge vises ikke her (se Figur 80). De minste utløpsområdene er vist i grått, men danner ikke noe faresone.

4.9.2 Konsekvensanalyse

Risikoanalysen tar kun hensyn til tap av menneskeliv som et resultat av direkte treff av skredmassene. Ingen personer er eksponerte i flodbølgeområdet. Det er ikke tatt hensyn til oppdemming i risikoanalysen. Nedstrøms flom vil kun påvirke et område som allerede inngår i faresonene og det antas at det er god nok tid etter skredet til å evakuere før oppdemmingsområdet fylles med vann. Antall personer som befinner seg i fareområdene til enhver tid er gitt i Tabell 11. Den tar hensyn til eksponering som er antatt 100% for fast bosatte. Antall personer i bygninger som ikke er primærboliger er estimert ut fra standardverdier med en eksponeringsverdi som varierer for ulike typer bygninger. I den største faresonen finnes det, i tillegg til primærboliger, 8 fritidsboliger, 1 sæterhus, 57 garasjer o. l., 4 boligbygninger som er definert som «annet», 6 industribygninger, 1 lagerbygning, 87 fiskeri- og landbruksbygninger, 3 forretningsbygninger, 42 camping-/utleiehytter, 1 annen bygning for overnatting, 5 restaurantbygninger, 1 barneskolebygning, 2 idrettsbygninger og 2 kulturbygninger.

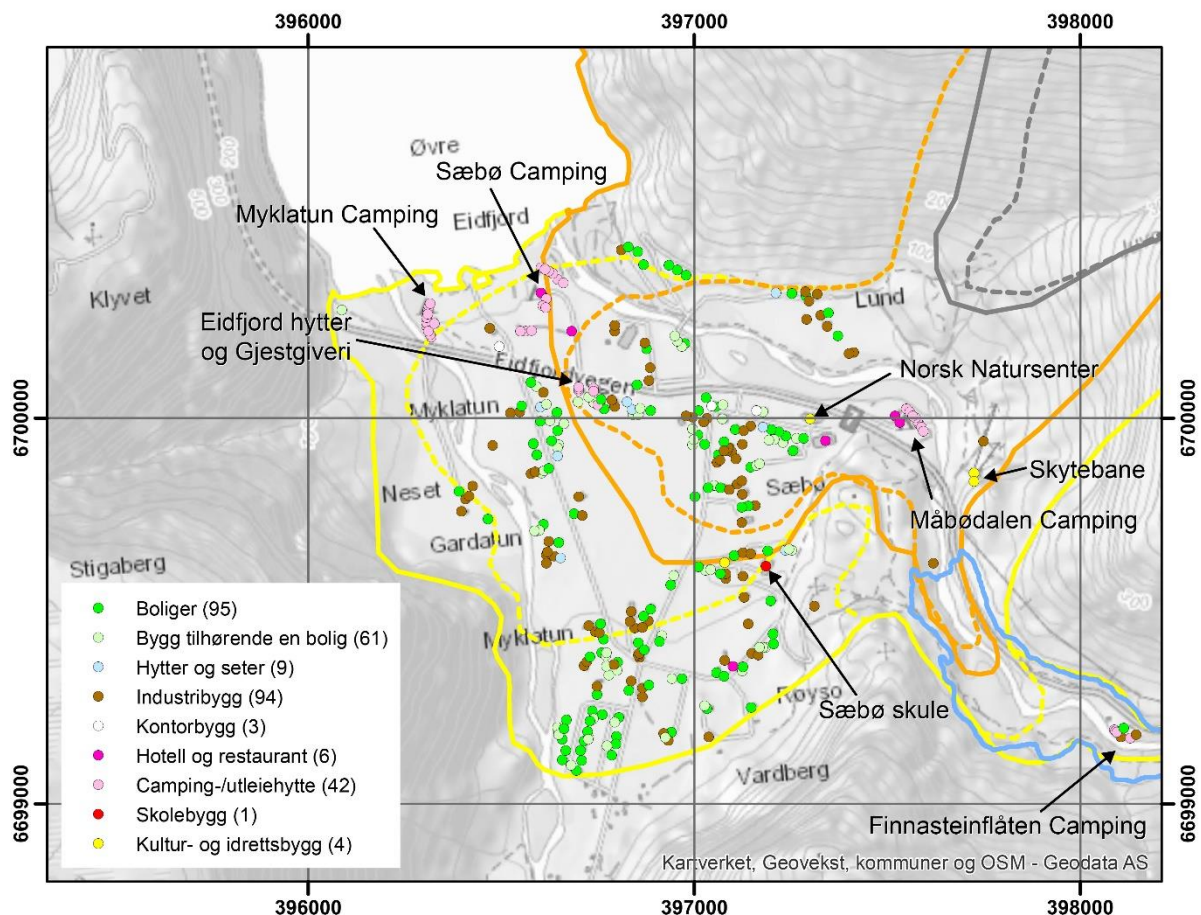
Tabell 11: Antall eksponerte personer i de ulike fareområdene

Faresone	Fast bosatte	Antall eksponerte personer		
		Min	Gj. snitt	Maks.

Delområde A	Min	0	0	0	1
	1/1000	65	91	149	273
	1/5000	148	189	278	449
Delområde B	Min	0	0	0	0
	1/1000	47	70	122	237
	1/5000	83	117	188	332

I tillegg ble det estimert hvor mange turister som oppholder seg i området. Kulturbygningen Norsk Natursenter befinner seg innenfor faresonene. Den besøkes av cirka 60 000 personer per år (Radio Folgefonn 2018). Hvert år er senteret åpent fra og med april til og med oktober, med høysesong fra og med juni til og med august. Besøkende er da fordelt med antatt størst antall besøk i juli. 66% av julis antall besøk er antatt i juni og august og 33% av junis antall besøk er antatt i lavsesongen. Fordelingen påvirker kun det maksimale antallet turister, mens gjennomsnittsverdien er det årlige antallet delt på antall dager i året. Minimum antall turister er 0, da senteret er stengt 5 måneder av året. Eksposeringen ble estimert til 13% (3 timer per besøk). Dette anslaget kommer i tillegg til standardverdier for nabobygningen, en restaurant, som er klassifisert «Annet kulturhus». Likevel, selv om turistene på denne måten er telt to ganger, påvirker det resultatet i liten grad og tar således hensyn til turister som oppholder seg i området utenfor bygningene. Turister i campinghytter er beregnet med standardverdier.

Det finnes en skolebygning i området (Sæbø skule). Den er ikke i bruk som skole lenger, men leies ut til befolkningen for gruppeaktiviteter. Da antall besøkende trolig er lavt, og de fleste besøkende mest sannsynlig bor i utløpsområdet, er det antatt at det ikke er personer i denne bygningen i konsekvensanalysen.



Figur 85: Bygninger i faresonene. Alle bygninger som finnes i minst en faresone er vist her, bortsett fra en sæter og to landsbruksbygninger som befinner seg lengre nord for Eidfjordvatnet og utløpsområdet av Tussafoten delområde A

4.9.3 Risikoanalyse

Konsekvensene er kombinert med de tilsvarende sannsynlighetene for å beregne en risiko i form av antall dødsfall per år. Det er forventet, i gjennomsnitt 0.289 og 0.390 dødsfall per år for delområde A (Tabell 12) og B (Tabell 13) henholdsvis. Dette tilsvarer et dødsfall hvert 3.4 og 2.6 år i gjennomsnitt. I dette tilfellet har gjennomsnittet liten betydning, siden det er snakk om en hendelse som på ingen måte skjer jevnlig, men en hendelse som har liten årlig sannsynlighet i forhold til andre type hendelser. Derimot kan en slik hendelse føre til store konsekvenser. Derfor er det beregnet kombinerte konsekvenser (K') som tar hensyn til alle faresoner og som gir en forventet risiko når den multipliseres med skredsannsynligheten. De kombinerte konsekvensene er på 157.7 og 82.1 dødsfall og plottes i matrisen med tilsvarende usikkerhet (Figur 86). Begge delområder kommer ut av risikoanalysen som høy-risikoområder.

Tabell 12: Resultater av risikoanalysen for Tussafoten delområde A

	Konsekvens [dødsfall]			Sannsynlighet [/år]		Risiko [dødsfall/år]		
	min	middels (K)	maks	opprinnelig (s)	kombinert (s')	min	middels (R)	maks
Minimum	0.0	0.3	0.5	0.00183	0.00042	0.00000	0.00010	0.00021
1/1000	91.0	149.0	273.0	0.00142	0.00082	0.07417	0.12145	0.22252
1/5000	189.4	278.5	448.9	0.00060	0.00060	0.11361	0.16707	0.26934
	(K')				0.00183	0.18778	0.28862	0.49207
Kombinert¹	102.6	157.7	268.9					

¹Tilsvarende antall dødsfall med den opprinnelige sannsynligheten

Tabell 13: Resultater av risikoanalysen for Tussafoten delområde B

	Konsekvens [dødsfall]			Sannsynlighet [/år]		Risiko [dødsfall/år]		
	min	middels (K)	maks	opprinnelig (s)	kombinert (s')	min	middels (R)	maks
Minimum	0.0	0.0	0.0	0.00475	0.00188	0.00000	0.00000	0.00000
1/1000	69.7	122.0	236.9	0.00288	0.00228	0.15877	0.27781	0.53945
1/5000	116.9	187.6	332.2	0.00060	0.00060	0.07016	0.11259	0.19932
	(K')				0.00475	0.22893	0.39039	0.73877
Kombinert¹	48.2	82.1	155.4					

¹Tilsvarende antall dødsfall med den opprinnelige sannsynligheten

konsekvensene av de to vil være lav. Konsekvensene av et skred vil kunne være tap av over 100 menneskeliv, noe som sammen med en høy fare gir høy risiko for begge delområdene.

6. Takksigelse

Vi takker Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) som har finansiert dette arbeidet og spesielt Lars Harald Blikra for mange verdifulle innspill. Fjellskredgrupper fra både NVE og NGU har gitt nyttige innspill gjennom flere møter. Thierry Oppikofer, Odd André Morken, Jose Pullarello og François Noël (NGU) takkes for viktig innsats på feltarbeid. Vi er også takknemlig til Jakob Grahn (NORCE) som har beregnet de 3D InSAR dataene fra 2018 og utviklet verktøyet som ble brukt for å beregne de fra 2021. Martina Böhme har gitt mye innspill underveis og utført en grundig kvalitetskontroll av denne rapporten og takkes for det. Tusen takk til Marie Bredal for en faglig og språklig retting av denne rapporten.

7. Referanser

- ABEM, 2012. ABEM Terrameter LS. Instruction Manual, release 1.11, Sundbyberg: ABEM Instrument AB, Sweden.
- Bingen, B., Viola, G., Möller, C., Auwera, J.V., Laurent, A. & Yi, K. (2021) The Sveconorwegian orogeny. *Gondwana Research*, Vol. 90, pp. 273-313.
- Blikra, L. H., Braathern, A., and Skurtveit, E. (2001). Hazard evaluation of rock avalanches; The Baraldsnes - Oterøya area. NGU Available at: https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2001/2001_108.pdf.
- Böhme, M., Bunkholt, H., Dehls, J., Oppikofer, T., Hermanns, R., Dalsegg, E., Kristensen, L., Lauknes, T. R., Eriksen, H. Ø. (2016) Geologisk modell og fare- og risikoklassifisering av det ustabile fjellpartiet Gamanjuni 3 i Manndalen, Troms, Norges geologiske undersøkelse, Available at: https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2016/2016_031.pdf
- Böhme, M., Hermanns, R. L., Gosse, J., Hilger, P., Eiken, T., Lauknes, T. R., & Dehls, J. F. (2019). Comparison of monitoring data with paleo-slip rates: Cosmogenic nuclide dating detects acceleration of a rockslide. *Geology*, 47(4), 339-342.
- Dahlin, T. (1993). On the automation of 2D resistivity surveying for engineering and environmental applications. Doctoral thesis, Lund University. 187pp, ISBN 91-628-1032-4
- Dahlin, T., & Zhou, B. (2006). Multiple-gradient array measurements for multichannel 2D resistivity imaging. *Near Surface Geophysics*, 4(2), 113-123.
- Fenton, C. R., Hermanns, R. L., Blikra, L. H., Kubik, P. W., Bryant, C., Niedermann, S., Meixner, A., & Goethals, M. M. (2011). Regional ^{10}Be production rate calibration for the past 12 ka deduced from the radiocarbon-dated Grøtlandsura and Russenes rock avalanches at 69 N, Norway. *Quaternary Geochronology*, 6(5), 437-452.
- Fossen, H., and Hurich, C. A. (2005). The Hardangerfjord Shear Zone in SW Norway and the North Sea: a large-scale low-angle shear zone in the Caledonian crust. *Journal of the Geological Society* 162, 675–687. doi:10.1144/0016-764904-136.
- Glimsdal, S. (2021). Flodbølger etter skred fra Tussafoten, Eidfjord kommune. NGI.
- Grahn, J. (2022, 2. mars) VPI toolbox, hentet fra <https://gitlab.itek.norut.no/jakob/vpi-toolbox/wikis/home>

- Hall, A. M., Krabbendam, M., van Boeckel, M., Goodfellow, B. W., Hättestrand, C., Heyman, J., Palamakumbura, R. N., Stroeve, A. P., and Näslund, J.-O. (2020). Glacial ripping: geomorphological evidence from Sweden for a new process of glacial erosion. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 102, 333–353. doi:10.1080/04353676.2020.1774244.
- Hermanns, R. L., Niedermann, S., Garcia, A. V., Gomez, J. S., & Strecker, M. R. (2001). Neotectonics and catastrophic failure of mountain fronts in the southern intra-Andean Puna Plateau, Argentina. *Geology*, 29(7), 619-622.
- Hermanns, R.; 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. (2012) Recommended hazard and risk classification system for large unstable rock slopes in Norway, Norges geologiske undersøkelse.
- Hermanns, R. L., Oppikofer, T., Dahle, H., Eiken, T., Ivy-Ochs, S., & Blikra, L. H. (2013). Understanding long-term slope deformation for stability assessment of rock slopes: the case of the Oppstadhornet rockslide, Norway. In *International Conference on Vajont–1963–2013*, edited by: Genevois, R. and Prestininzi, A., Italian J. Eng. Geol. Environ., Book Ser (Vol. 6, pp. 255-264).
- Hilger, P., Hermanns, R. L., Czekirda, J., Myhra, K. S., Gosse, J. C., & Eitzelmüller, B. (2021). Permafrost as a first order control on long-term rock-slope deformation in (Sub-) Arctic Norway. *Quaternary Science Reviews*, 251, 106718.
- Hilger, P., Hermanns, R. L., Gosse, J. C., Jacobs, B., Eitzelmüller, B., & Krautblatter, M. (2018). Multiple rock-slope failures from Mannen in Romsdal Valley, western Norway, revealed from Quaternary geological mapping and ¹⁰Be exposure dating. *The Holocene*, 28(12), 1841-1854.
- Ivy-Ochs, S., Poschinger, A. V., Synal, H. A., & Maisch, M. (2009). Surface exposure dating of the Flims landslide, Graubünden, Switzerland. *Geomorphology*, 103(1), 104-112.
- Jaboyedoff, M., Carrea, D., Derron, M.-H., Oppikofer, T., Penna, I. M., and Rudaz, B. (2020). A review of methods used to estimate initial landslide failure surface depths and volumes. *Engineering Geology* 267, 105478. doi:https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2020.105478.
- Jensen, E., and Corfu, F., 2016, The U–Pb age of the Finse batholith, a composite bimodal Sveconorwegian intrusion: *Norwegian Journal of Geology*, v. 96.
- Johannessen, K. C. (2012). Low-temperature thermochronological and structural study of the inner Hardangerfjord area, southern Norway. Available at: <https://hdl.handle.net/1956/6567>.
- Jorde, K., and Andresen, A. (2018). Berggrunnskart Eidfjord, 1415-4, M 1:50 000. Norges Geologiske Undersøkelse.
- Loke, M. H. (2017). *Geoelectrical Imaging 2D & 3D. Instruction Manual. Res2DInv 4.07.* <http://www.geotomosoft.com/>.
- Majala, G., Anda, E., Berg, H., Eikenæs, O., Helgås, G., Oppikofer, T., Hermans, R., and Böhme, M. (2016). Fare- og risikoklassifisering av ustabile fjellparti. Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) Available at: http://publikasjoner.nve.no/rapport/2016/rapport2016_77.pdf.

- Mangerud, J., Goehring, B. M., Lohne, Ø. S., Svendsen, J. I., and Gyllencreutz, R. (2013). Collapse of marine-based outlet glaciers from the Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 67, 8–16. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.01.024>.
- McDougall, S. & Hungr, O. (2004). A model for the analysis of rapid landslide motion across three-dimensional terrain. *Canadian Geotechnical Journal* 41, 1084-1097
- McDougall, S. & Hungr, O. (2005). Dynamic modelling of entrainment in rapid landslides. *Canadian Geotechnical Journal* 42, 1437-1448
- McDougall, S., McKinnon, M., and Hungr, O. (2012). “Developments in landslide runout prediction,” in *Landslides: types, mechanisms and modeling.*, ed. J. J. Clague and D. Stead (Cambridge University Press), 187–195.
- Oppikofer, T., Böhme, M., Nicolet, P., Penna, I., and Hermanns, R. L. (2016). Metodikk for konsekvensanalyse av fjellskred. Norges geologiske undersøkelse Available at: http://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2016/2016_047.pdf.
- Oppikofer, T., Saintot, A., Otterå, S., Sandøy, G., Hermanns, R. L., Anda, E., Dahle, H., and Eiken, T. (2013). Undersøkelser av ustabile fjellpartier i Møre og Romsdal – status og planer etter feltarbeid i 2012. Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) Available at: https://www.ngu.no/upload/Publikasjoner/Rapporter/2013/2013_053.pdf.
- Radio Folgefonn (2018) Norsk Natursenter Hardanger – meir enn Hardangervidda, Available at: <https://folgefonn.media/2018/06/28/norsk-natursenter-hardanger-meir-enn-hardangervidda/>. Accessed 23 March 2022.
- Scheidegger, A. E. (1973). On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides. *Rock mechanics* 5, 231–236. doi:10.1007/BF01301796.
- Sosio, R., Crosta, G. B., and Hungr, O. (2008). Complete dynamic modeling calibration for the Thurwieser rock avalanche (Italian Central Alps). *Engineering Geology* 100, 11–26. doi:<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.02.012>.
- Zerathe, S., Lebourg, T., Braucher, R., & Bourlès, D. (2014). Mid-Holocene cluster of large-scale landslides revealed in the Southwestern Alps by ³⁶Cl dating. Insight on an Alpine-scale landslide activity. *Quaternary Science Reviews*, 90, 106-127.
- Åkesson, H., Gyllencreutz, R., Mangerud, J., Svendsen, J. I., Nick, F. M., and Nisancioglu, K. H. (2020). Rapid retreat of a Scandinavian marine outlet glacier in response to warming at the last glacial termination. *Quaternary Science Reviews* 250, 106645. doi:<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106645>.

Vedlegg A: GNSS-målinger

PUNKT	Dato	N	E	H	sN	sE	sH	dN	dE	Avstand	Retning	dH
TUSS_GPS_FP	28/08/2018	6701895.5790	398286.1230	1213.7970								
	07/08/2020	6701895.5790	398286.1230	1213.7970								
	21/08/2021	6701895.5790	398286.1230	1213.7970								
TUSS_GPS_01	28/08/2018	6701665.6031	398154.5730	1093.0210	0.0004	0.0003	0.0008					
	07/08/2020	6701665.5666	398154.5643	1093.0077	0.0003	0.0002	0.0006	-0.037	-0.009	0.038	193.41	-0.013
	21/08/2021	6701665.5428	398154.5593	1092.9822	0.0004	0.0002	0.0009	-0.060	-0.014	0.062	192.80	-0.039
TUSS_GPS_02	28/08/2018	6701424.1405	398331.7113	994.0343	0.0005	0.0004	0.0010					
	07/08/2020	6701424.0578	398331.6868	993.9872	0.0003	0.0002	0.0007	-0.083	-0.024	0.086	196.50	-0.047
	21/08/2021	6701423.9996	398331.6711	993.9458	0.0004	0.0002	0.0009	-0.141	-0.040	0.147	195.92	-0.089
TUSS_GPS_03	07/08/2020	6701690.7248	398397.5930	1106.5586	0.0003	0.0002	0.0007					
	21/08/2021	6701690.6702	398397.5829	1106.4918	0.0004	0.0002	0.0009	-0.055	-0.010	0.056	190.48	-0.067
TUSS_GPS_04	07/08/2020	6701592.1460	397984.6911	1002.6119	0.0003	0.0002	0.0007					
	21/08/2021	6701592.1309	397984.6856	1002.5943	0.0004	0.0002	0.0009	-0.015	-0.0055	0.016	200.01	-0.018

Vedlegg B: Fareklassifisering

Farevurdering av ustabile fjellpartier i Norge

Lokalitetens navn: Tussafoten Delområde: A Utført av: P. Nicolet Dato: 31.01.2022

Fareklasser	Sannsynlighet	Kumul. sannsyn.
Meget lav	0,0 %	0,0 %
Lav	0,0 %	0,0 %
Middels	19,4 %	19,4 %
Høy	80,6 %	100,0 %
Meget høy	0,0 %	100,0 %

Farepoeng	
Minimum	6,0
Maksimum	9,5
Modus	8,0
Gjennomsnitt	7,8
5% persentil	6,5
95% persentil	9,0

Tilpasset normalfordeling	
Gjennomsnitt μ	7,7
Standardavvik σ	0,8
$\mu - 2\sigma$	6,2
$\mu + 2\sigma$	9,2
Korrelasjonskoeff.	0,9999
K-S-test	1,8 %

1. Baksikret	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: Baksikretten er full utviklet over hele bredden av det ustabile området med en høyde på cirka 40 meter. Det er likevel uklart hvordan massene har beveget seg langs denne subvertikale strukturen. Det finnes ingen åpning mellom baksikretten og det ustabile fjellpartiet, noe som tyder på en bevegelsesretning parallell til baksikretten. Dette samsvarer derimot ikke med bevegelsesmålinger.		

2. Potensielle glidestrukturer	Poeng	Norm. sannsyn.
Ingen gjennomsettende strukturer er utgående i fjellsiden	0	25,0 %
Gjennomsettende strukturer faller gjennomsnittlig <20 grader eller er brattere enn fjellsiden	0,5	25,0 %
Gjennomsettende strukturer faller gjennomsnittlig >20 grader og er utgående i fjellsiden	1	50,0 %
Kommentar: Folasjonen er lite utviklet og ikke orientert slik at den kan danne en glidestruktur, men det finnes noen forkastinger i området som kan danne et glideplan. Det er likevel usikkert om glideplanet består av en av disse forkastningene		

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 sider	0,75	0,0 %
Fullstendig utviklet eller åpen skråning på 2 sider	1	100,0 %
Kommentar: Flankene er tydelig utviklet på begge sider og kan klart defineres ut fra bevegelsesmålinger.		

4. Kinematisk analyse	Poeng	Norm. sannsyn.
Kinematisk mulighetstest tillater ikke planutglidning, kileutglidning eller utvelting	0	20,0 %
Brudd er delvis kinematisk mulig (bevegelsesretning er > ±30° i forhold til skråningsorientering)	0,5	0,0 %
Brudd er kinematisk mulig (bevegelsesretning er ≤ ±30° i forhold til skråningsorientering)	0,75	40,0 %
Brudd er delvis kinematisk mulig på utholdende svakhetsplan (bevegelsesretning er > ±30° i forhold til skråningsorientering)	0,75	0,0 %
Brudd er kinematisk mulig på utholdende svakhetsplan (bevegelsesretning er ≤ ±30° i forhold til til skråningsorientering)	1	40,0 %
Kommentar: Planutglidning er mulig langs J1 og langs noen forkastninger, men strukturene varierer mye. Andre mekanismer er mulig, men geometrien til det ustabile fjellpartiet samt bevegelsesmønster peker mer mot en planutglidning.		

5. Morfologisk tegn på bruddflaten	Poeng	Norm. sannsyn.
Ingen indikasjon i morfologien	0	50,0 %
Morfologi av skråningen tyder på utviklingen av en bruddflate (utbuling, konkavitet-konveksetet, vannkilder)	0,5	50,0 %
Sammenhengende bruddflate er antydning i skråningens morfologi og kan kartlegges	1	0,0 %
Kommentar: Det er ikke entydig hvor bruddflaten befinner seg, men det finnes en overgangssone mellom oppsprukket- og fast fjell. I dette området er det mye steinsprangaktivitet. Bevegelsesmålingene er ikke de beste i dette området, men indikerer at bevegelsene minker progressivt, noe som kan tyde på at glideplanet er mer en skjæringssone enn et klart plan.		

6. Bevegeshastighet	Poeng	Norm. sannsyn.
Ingen signifikant bevegelse	0	0,0 %
>0 - 0,5 cm/år	1	0,0 %
0,5 - 1 cm/år	2	0,0 %
1 - 4 cm/år	3	100,0 %
4 - 10 cm/år	4	0,0 %
> 10 cm/år	5	0,0 %
Kommentar: Bevegeshastigheten er ca. 2,3 cm/år i delområde A (klasse 1–4 cm/år). Raskere bevegelser er målt i delområde A, men disse er representative for delområde B, som er en del av delområde A		

7. Akselerasjon (hvis bevegelsen er >0,5 cm/år og <10 cm/år)	Poeng	Norm. sannsyn.
Ingen akselerasjon eller endring i bevegeshastigheten	0	75,0 %
Økning i bevegeshastigheten	1	25,0 %
Kommentar: Vi har per tida ikke noe data som kan påvises eller avvise en akselerasjon og standardverdier brukes derfor.		

8. Økning av steinsprangaktivitet	Poeng	Norm. sannsyn.
Ingen økning av steinsprangaktivitet	0	0,0 %
Økt steinsprangaktivitet	1	100,0 %
Kommentar: Det er en tydelig økning i steinsprangaktivitet ved Tussafoten i forhold til området utenfor det ustabile fjellpartiet.		

9. Tidligere hendelser	Poeng	Norm. sannsyn.
Ingen postglasielle hendelser av liknende størrelse	0	100,0 %
En eller flere hendelser av liknende størrelse eldre enn 5000 år	0,5	0,0 %
En eller flere hendelser av liknende størrelse yngre enn 5000 år	1	0,0 %
Kommentar: Det finnes ingen tidligere hendelser i samme størrelse i dette området.		

Farevurdering av ustabile fjellpartier i Norge

Lokalitetens navn: Tussafoten

Delområde: B

Utført av: P. Nicolet

Dato:

31.01.2022

Fareklasser	Sannsynlighet	Kumul. sannsyn.
Meget lav	0,0 %	0,0 %
Lav	0,0 %	0,0 %
Middels	1,9 %	1,9 %
Høy	85,6 %	87,5 %
Meget høy	12,5 %	100,0 %

Farepoeng	
Minimum	7,0
Maksimum	10,5
Modus	9,0
Gjennomsnitt	8,8
5% persentil	7,5
95% persentil	10,0

Tilpasset normalfordeling	
Gjennomsnitt μ	8,7
Standardavvik σ	0,8
$\mu - 2\sigma$	7,2
$\mu + 2\sigma$	10,2
Korrelasjonskoeff.	0,9999
K-S-test	1,8 %

1. Baksikret	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: Baksikretten er full utviklet over hele bredden av det ustabile området med en høyde på cirka 40 meter. Det er likevel uklart hvordan massene har beveget seg langs denne subvertikale strukturen. Det finnes ingen åpning mellom baksikretten og det ustabile fjellpartiet, noe som tyder på en bevegelsesretning parallell til baksikretten. Dette samsvarer derimot ikke med bevegelsesmålinger.		

2. Potensielle glidestrukturer	Poeng	Norm. sannsyn.
Ingen gjennomsettende strukturer er utgående i fjellsiden	0	25,0 %
Gjennomsettende strukturer faller gjennomsnittlig <20 grader eller er brattere enn fjellsiden	0,5	25,0 %
Gjennomsettende strukturer faller gjennomsnittlig >20 grader og er utgående i fjellsiden	1	50,0 %
Kommentar: Foliasjonen er lite utviklet og ikke orientert slik at den kan danne en glidestruktur, men det finnes noen forkastinger i området som kan danne et glideplan. Det er likevel usikkert om glideplanet består av en av disse forkastningene.		

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 tydelig utviklet på begge sider og kan klart defineres ut fra bevegelsesmålinger.		

4. Kinematisk analyse	Poeng	Norm. sannsyn.
Kinematisk mulighetstest tillater ikke planutglidning, kileutglidning eller utvelting	0	20,0 %
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	40,0 %
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	40,0 %
Kommentar: Planutglidning er mulig langs J1 og langs noen forkastinger, men strukturene varierer mye. Andre mekanismer er mulig, men geometrien til det ustabile fjellpartiet samt bevegelsesmønster peker mer mot en planutglidning.		

5. Morfologisk tegn på bruddflaten	Poeng	Norm. sannsyn.
Ingen indikasjon i morfologien	0	50,0 %
Morfologi av skråningen tyder på utviklingen av en bruddflate (utbulning, konkavitet-konveksetet, vannkilder)	0,5	50,0 %
Sammenhengende bruddflate er antydning i skråningens morfologi og kan kartlegges	1	0,0 %
Kommentar: Det er ikke entydig hvor bruddflaten befinner seg, men det finnes en overgangssone mellom oppsprukket- og fast fjell. I dette området er det mye steinsprangaktivitet. Bevegelsesmålingene er ikke de beste i dette området, men indikerer at bevegelsene minker progressivt, noe som kan tyde på at glideplanet er mer en skjæringssone enn et klart plan.		

6. Bevegeshastighet	Poeng	Norm. sannsyn.
Ingen signifikant bevegelse	0	0,0 %
>0 - 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: Bevegeshastigheten er ca. 5,5-8,5 cm/år i delområde B (klasse 4-10 cm/år).		

7. Akselerasjon (hvis bevegelsen er >0,5 cm/år og <10 cm/år)	Poeng	Norm. sannsyn.
Ingen akselerasjon eller endring i bevegeshastigheten	0	75,0 %
Økning i bevegeshastigheten	1	25,0 %
Kommentar: Vi har per tida ikke noe data som kan påvises eller avvises en akselerasjon og standardverdier brukes derfor.		

8. Økning av steinsprangsaktivitet	Poeng	Norm. sannsyn.
Ingen økning av steinsprangsaktivitet	0	0,0 %
Økt steinsprangsaktivitet	1	100,0 %
Kommentar: Det er en tydelig økning i steinsprangsaktivitet ved Tussafoten i forhold til området utenfor det ustabile fjellpartiet.		

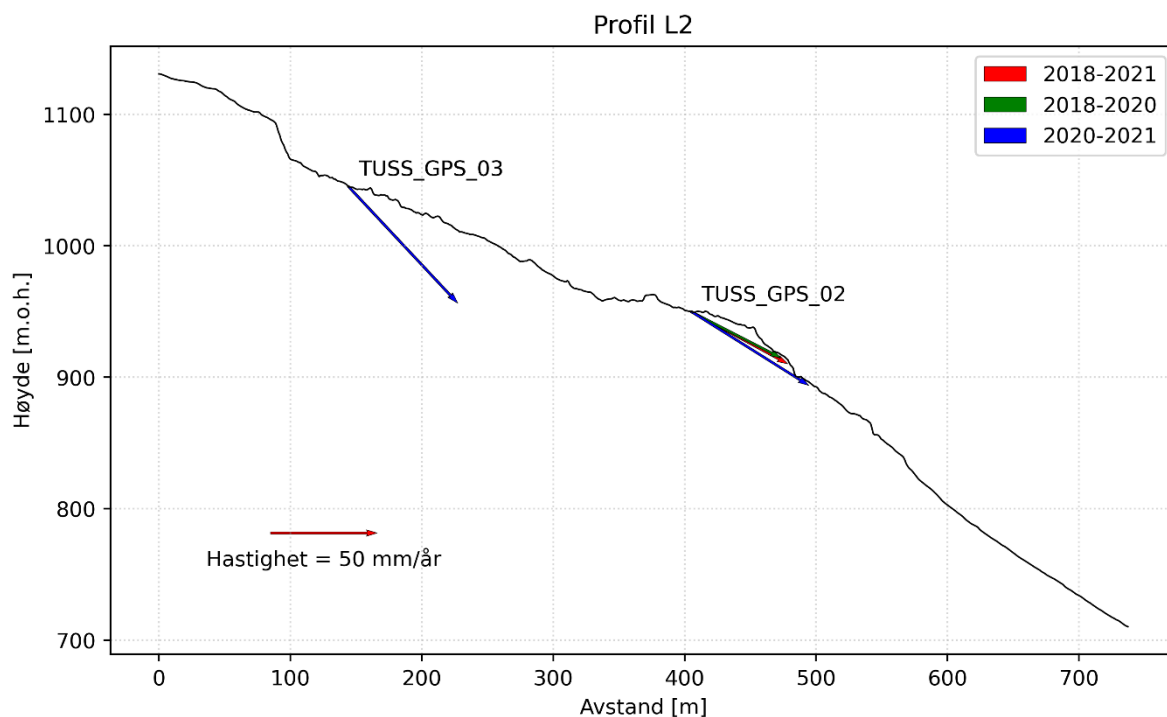
9. Tidligere hendelser	Poeng	Norm. sannsyn.
Ingen postglasiale hendelser av liknende størrelse	0	100,0 %
En eller flere hendelser av lignende størrelse eldre enn 5000 år	0,5	0,0 %
En eller flere hendelser av lignende størrelse yngre enn 5000 år	1	0,0 %
Kommentar: Det finnes ingen tidligere hendelser i samme størrelse i dette området.		

Vedlegg C:
Sammendrag av utløpsmodellene

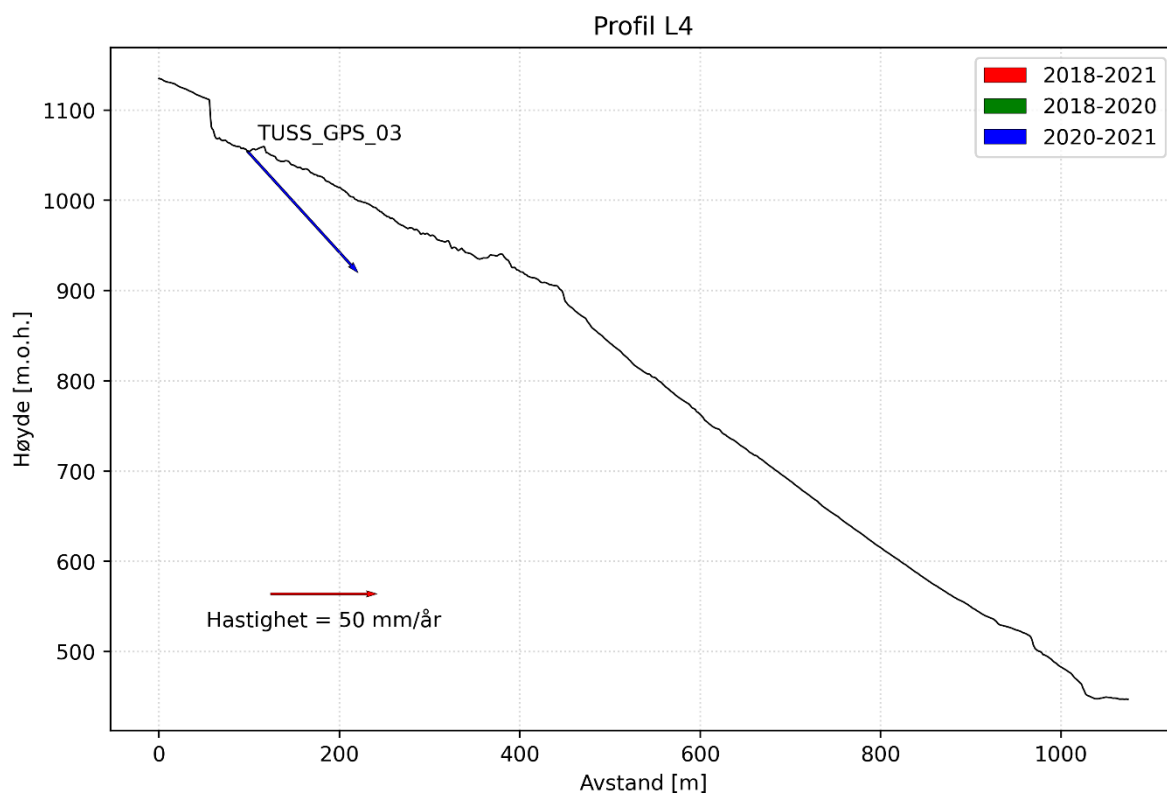
ID	Volum [million m ³]	Reologi	Friksjonvinkel	Friksjonkoeffisient	Turbulens [m/s ²]	Globalt siktevinkel [grader]	Siktevinkler partikler [grader]					Eidfjordvatnet	
							min	qt 5%	median	qt 95%	max	Volum	Gjennomsn. hastighet
A01	13.4	Friksjon	4			12.5	1.0	10.1	14.4	20.1	73.3	3'070'597	29.9
A02	13.4	Friksjon	6			16.4	12.3	14.8	18.8	23.5	30.9	1'300'646	31.4
A03	13.4	Friksjon	7			17.2	14.5	16.4	20.8	24.9	32.6	831'341	36.7
A04	13.4	Friksjon	8			18.1	15.6	18.0	22.4	25.8	30.2	683'845	41.4
A05	13.4	Friksjon	10			20.4	17.7	21.0	24.5	27.8	33.9	757'593	36.5
A06	13.4	Friksjon	11			21.7	19.0	22.0	25.3	28.5	32.1	797'819	33.5
A07	13.4	Friksjon	12			22.4	20.3	22.7	26.1	28.9	34.9	750'888	31.0
A08	13.4	Friksjon	14			23.6	21.6	24.1	27.2	30.2	34.5	703'958	28.0
A09	13.4	Friksjon	16			24.4	23.2	25.3	28.3	31.5	35.6	603'392	24.1
A10	13.4	Friksjon	18			24.8	23.1	26.1	29.3	32.3	35.7	408'966	20.7
A11	13.4	Friksjon	20			26.2	13.7	27.0	30.3	33.4	35.7	207'835	17.7
A12	13.4	Friksjon	22			28.2	14.0	27.6	31.1	34.2	37.8	53'635	11.3
A13	13.4	Friksjon	24			29.4	13.1	23.9	31.7	34.9	90.0	0	
A14	13.4	Friksjon	26			30.5	10.4	23.1	31.9	36.1	90.0	0	
A15	13.4	Friksjon	28			31.6	8.2	22.5	32.7	90.0	90.0	0	
A16	13.4	Friksjon	30			31.9	13.0	22.3	33.5	90.0	90.0	0	
A17	13.4	Friksjon	32			32.7	12.1	21.6	34.5	90.0	90.0	0	
A18	13.4	Voellmy		0.02	600	14.1	11.8	13.9	17.6	23.0	28.3	3'667'285	9.7
A19	13.4	Voellmy		0.02	800	13.4	11.2	13.1	16.8	21.6	27.4	4'036'025	10.6
A20	13.4	Voellmy		0.03	600	14.7	12.9	15.3	18.8	24.8	29.1	2'494'022	10.9
A21	13.4	Voellmy		0.03	800	14.0	12.6	14.5	17.9	24.1	29.2	2'775'605	10.8
A22	13.4	Voellmy		0.04	600	16.0	14.2	16.5	19.9	25.8	29.4	1'810'177	11.6
A23	13.4	Voellmy		0.04	800	15.1	13.4	15.6	18.9	25.3	29.1	2'038'125	12.4
A24	13.4	Voellmy		0.05	600	18.2	14.2	17.0	20.6	27.0	30.4	1'528'594	12.6
A25	13.4	Voellmy		0.05	800	17.7	13.9	16.5	19.7	26.5	29.8	1'582'229	13.8
A26	13.4	Voellmy		0.10	600	20.7	17.9	20.1	23.2	28.1	30.1	844'749	16.6
A27	13.4	Voellmy		0.10	800	20.1	17.6	19.5	22.9	27.8	32.9	804'523	19.0
A28	13.4	Voellmy		0.11	600	21.3	18.0	20.5	23.7	28.4	32.1	831'341	15.8
A29	13.4	Voellmy		0.12	600	21.7	19.3	20.9	24.1	28.6	32.1	864'862	15.4
A30	13.4	Voellmy		0.15	600	22.7	19.5	21.9	25.0	29.4	34.0	784'410	15.0
A31	13.4	Voellmy		0.15	800	22.2	18.7	21.7	24.8	29.1	32.9	817'932	17.2
A32	13.4	Voellmy		0.20	600	23.9	20.0	23.6	26.4	30.3	34.0	710'662	12.8
A33	13.4	Voellmy		0.20	800	23.8	20.3	23.3	26.5	30.4	33.3	710'662	14.4
A34	13.4	Voellmy		0.25	600	24.7	22.2	24.8	27.9	31.3	33.7	502'827	10.2
A35	13.4	Voellmy		0.25	800	24.8	23.0	24.8	27.8	31.2	34.8	549'758	12.8
A36	18.9	Friksjon	6			14.8	12.2	14.4	18.1	22.9	78.0	1'989'769	26.9
A37	18.9	Friksjon	8			19.6	15.0	17.6	21.8	25.5	37.4	682'206	37.0
A38	18.9	Friksjon	10			19.9	17.8	20.2	23.8	27.7	40.2	634'831	36.1
A39	18.9	Friksjon	12			22.0	19.5	22.1	25.4	28.7	34.1	653'781	31.8
A40	18.9	Voellmy		0.05	600	15.8	13.4	16.0	19.2	25.4	30.1	2'397'198	11.7

A41	18.9	Voellmy		0.1	600	21.7	17.1	19.0	22.3	27.1	30.8	985'409	14.2
A42	18.9	Voellmy		0.15	600	19.6	18.0	20.9	24.0	28.4	32.3	814'858	14.7
B01	5.6	Friksjon	6			16.1	13.0	14.9	18.2	22.3	30.2	150'538	11.4
B02	5.6	Friksjon	8			18.2	16.3	18.6	21.7	25.0	31.3	0	
B03	5.6	Friksjon	10			21.3	18.9	21.1	23.9	27.2	32.8	0	
B04	5.6	Friksjon	12			22.5	20.8	22.9	25.4	29.2	34.5	0	
B05	5.6	Friksjon	14			23.9	22.4	24.2	26.7	31.0	34.8	0	
B06	5.6	Friksjon	16			25.2	23.4	25.4	27.9	31.9	37.4	0	
B07	5.6	Friksjon	18			26.3	24.7	26.5	29.2	32.6	42.0	0	
B08	5.6	Friksjon	20			27.4	26.1	27.6	30.5	33.6	41.1	0	
B09	5.6	Friksjon	22			28.3	25.9	28.6	31.5	34.2	39.2	0	
B10	5.6	Friksjon	24			29.7	23.6	29.4	32.6	34.8	39.8	0	
B11	5.6	Friksjon	26			31.0	23.3	23.9	33.3	35.6	44.2	0	
B12	5.6	Friksjon	28			31.7	16.2	23.6	33.5	36.2	45.8	0	
B13	5.6	Friksjon	30			32.8	11.1	22.8	33.8	90.0	90.0	0	
B14	5.6	Voellmy		0.05	600	19.3	17.1	18.6	21.1	24.5	30.1	2787.7	1.4
B15	5.6	Voellmy		0.1	600	21.8	19.3	21.2	23.3	26.3	32.1	0.0	
B16	5.6	Voellmy		0.15	600	23.4	19.9	22.3	24.7	28.1	34.4	0.0	
B17	5.6	Voellmy		0.2	600	24.5	21.3	23.7	25.9	30.3	34.4	0.0	

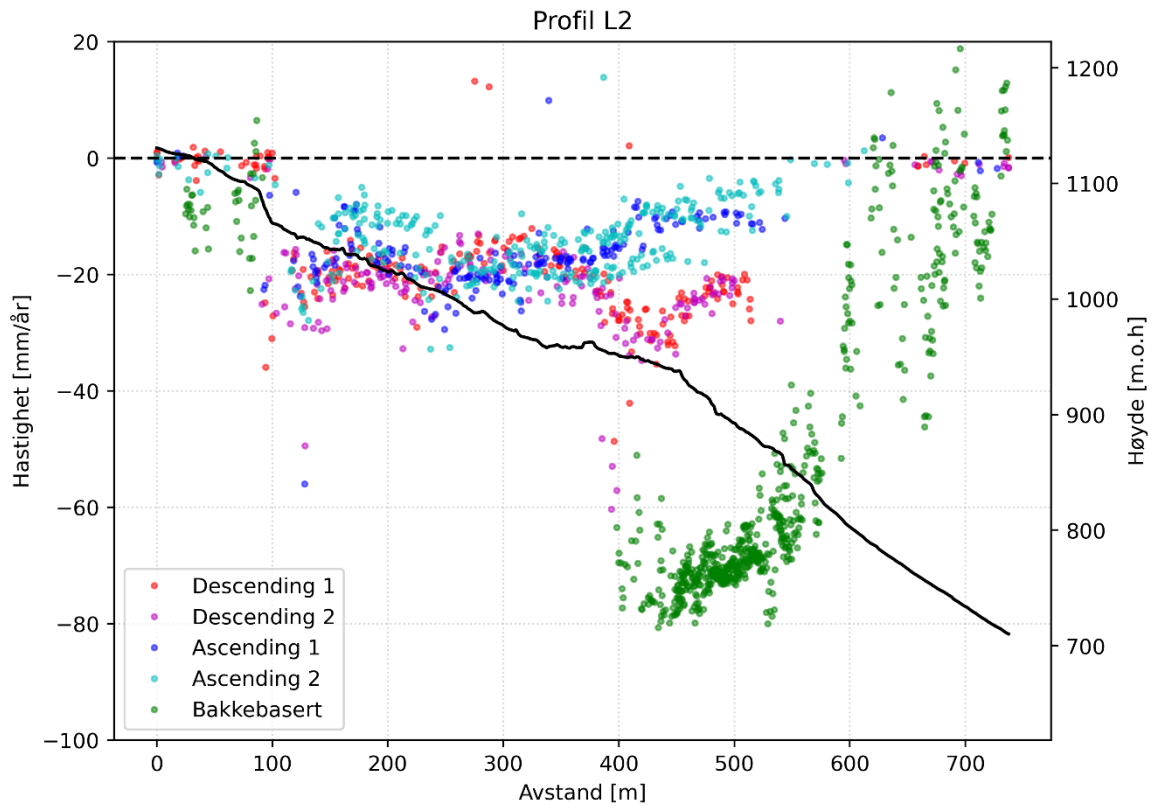
Vedlegg D: Øvrige figurer



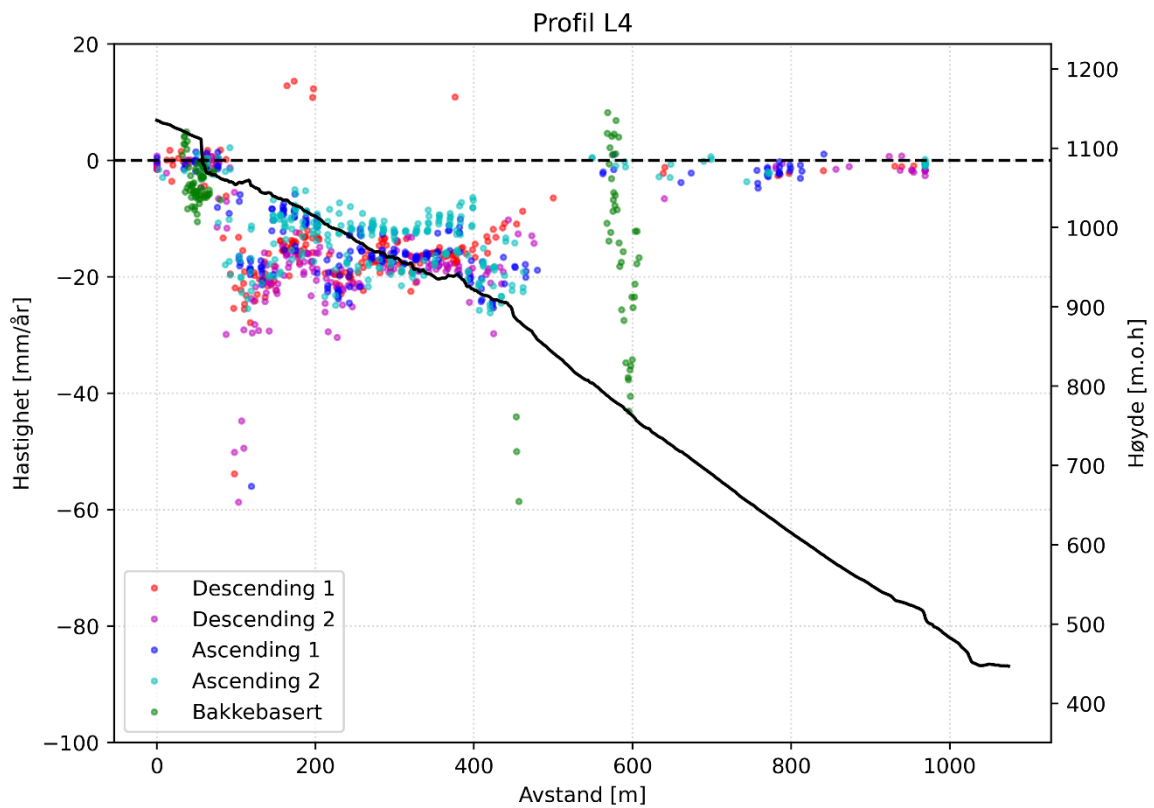
Figur V - 1: GNSS vektorene projisert på profil L2 gjennom delområde B (se Figur 34 for lokalisering). TUSS_GPS_02 viser vektorene for forskjellige tidsrom.



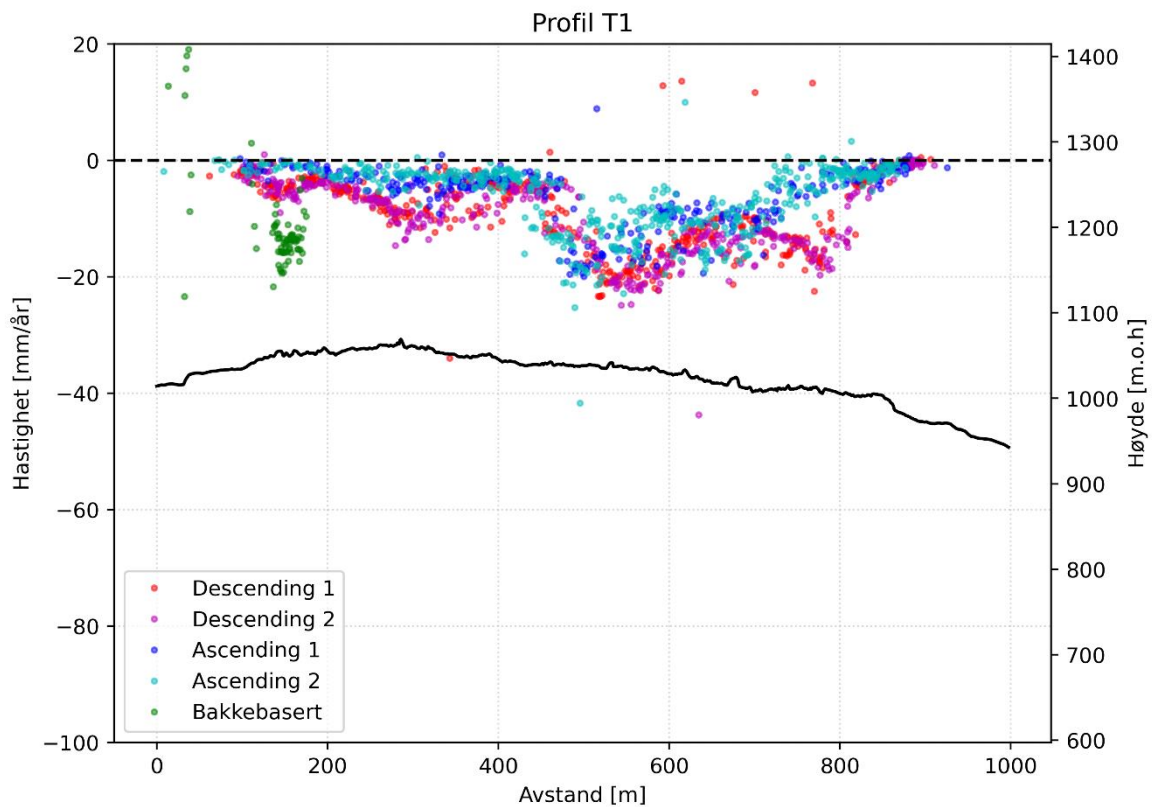
Figur V - 2: GNSS vektorene projisert på profil L4 gjennom delområde B (se Figur 34 for lokalisering). TUSS_GPS_02 viser vektorene for forskjellige tidsrom.



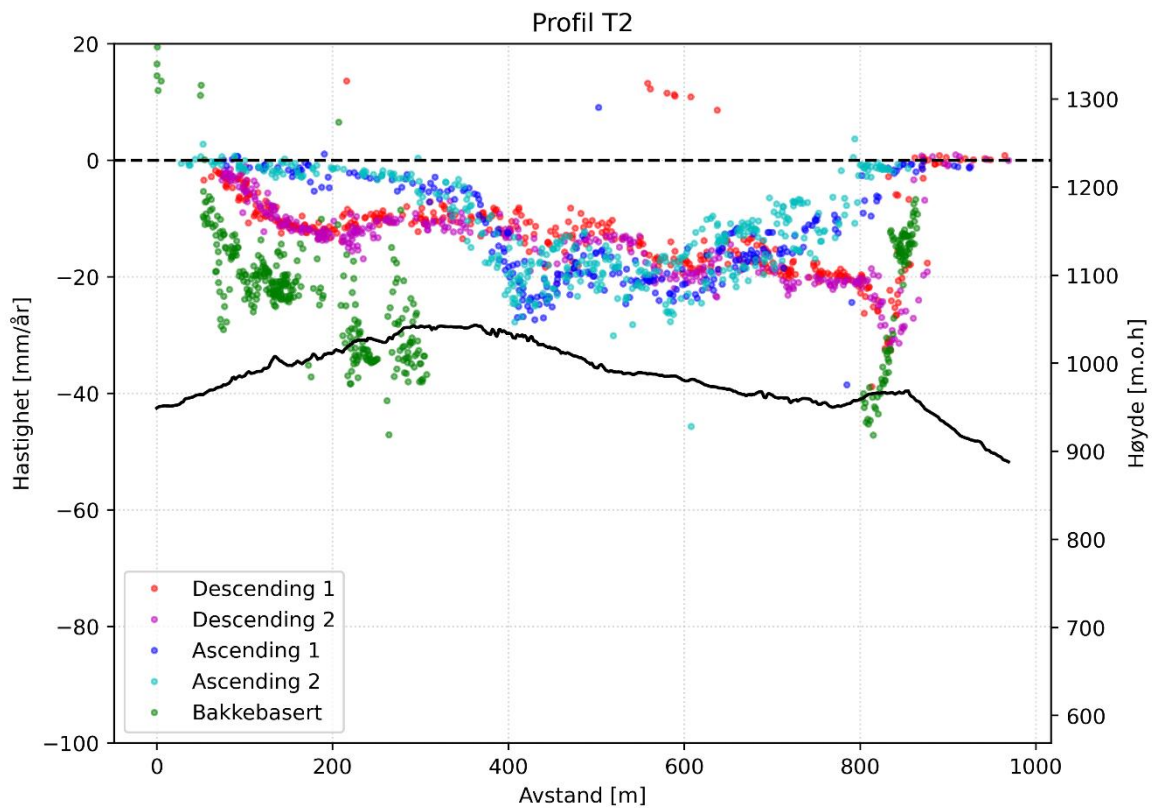
Figur V - 3: Profil L2 med rå verdiene av InSAR målinger fra flere geometrier (data fra bakkebasert InSAR fra 2021 er konvertert til årlig bevegelse og invertert for å være sammenlignbar med de andre geometriene)



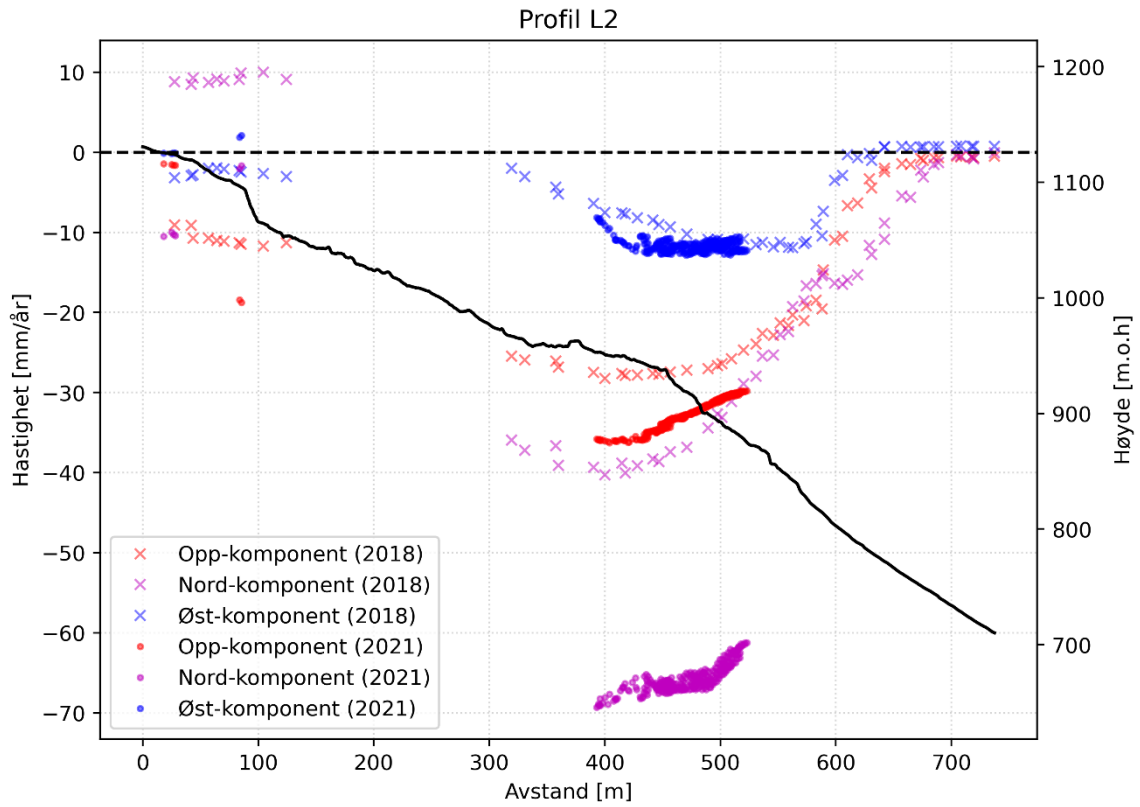
Figur V - 4: Profil L2 med rå verdiene av InSAR målinger fra flere geometrier (data fra bakkebasert InSAR fra 2021 er konvertert til årlig bevegelse og invertert for å være sammenlignbar med de andre geometriene)



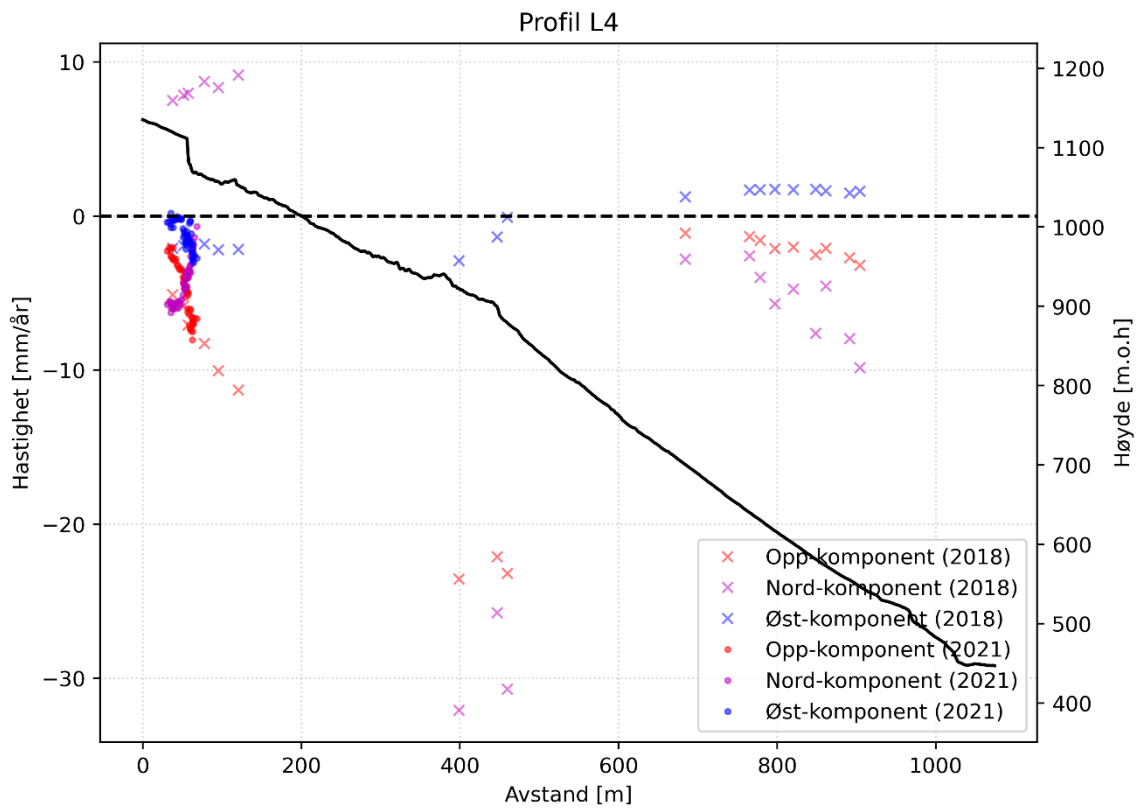
Figur V - 5: Profil T1 med rå verdiene av InSAR målinger fra flere geometrier (data fra bakkebasert InSAR fra 2021 er konvertert til årlig bevegelse og invertert for å være sammenlignbar med de andre geometriene)



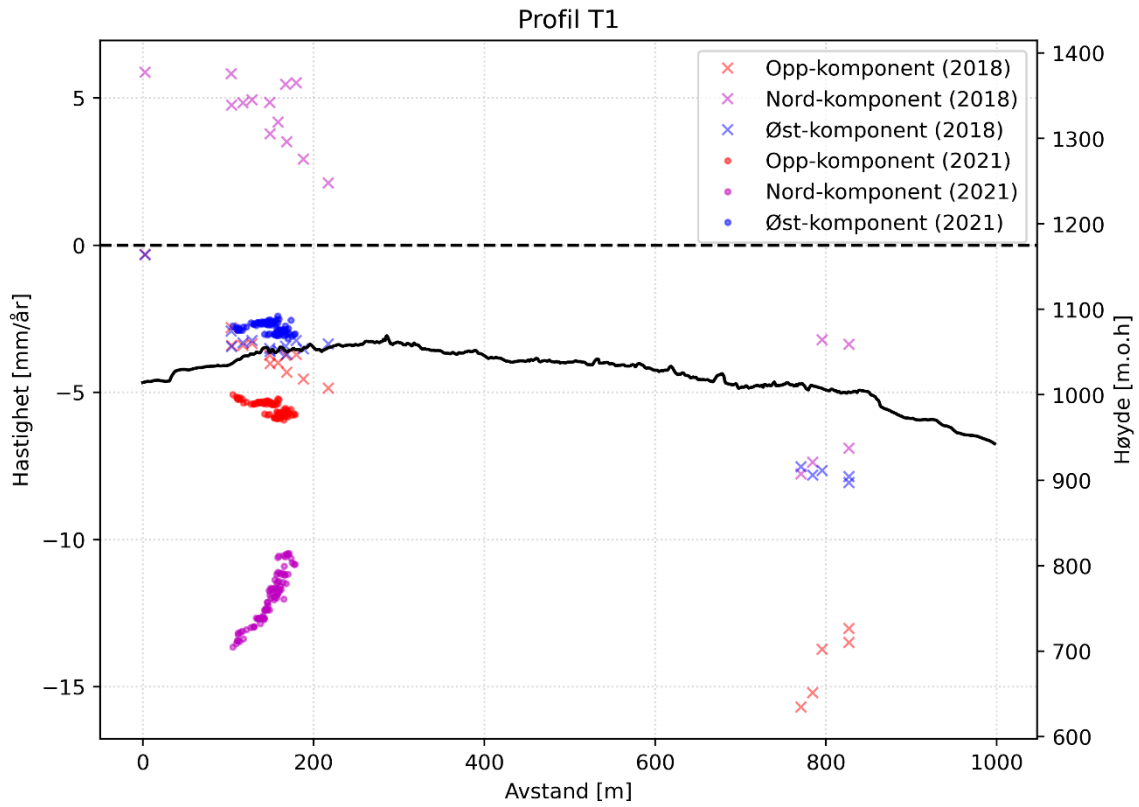
Figur V - 6: Profil T2 med rå verdiene av InSAR målinger fra flere geometrier (data fra bakkebasert InSAR fra 2021 er konvertert til årlig bevegelse og invertert for å være sammenlignbar med de andre geometriene)



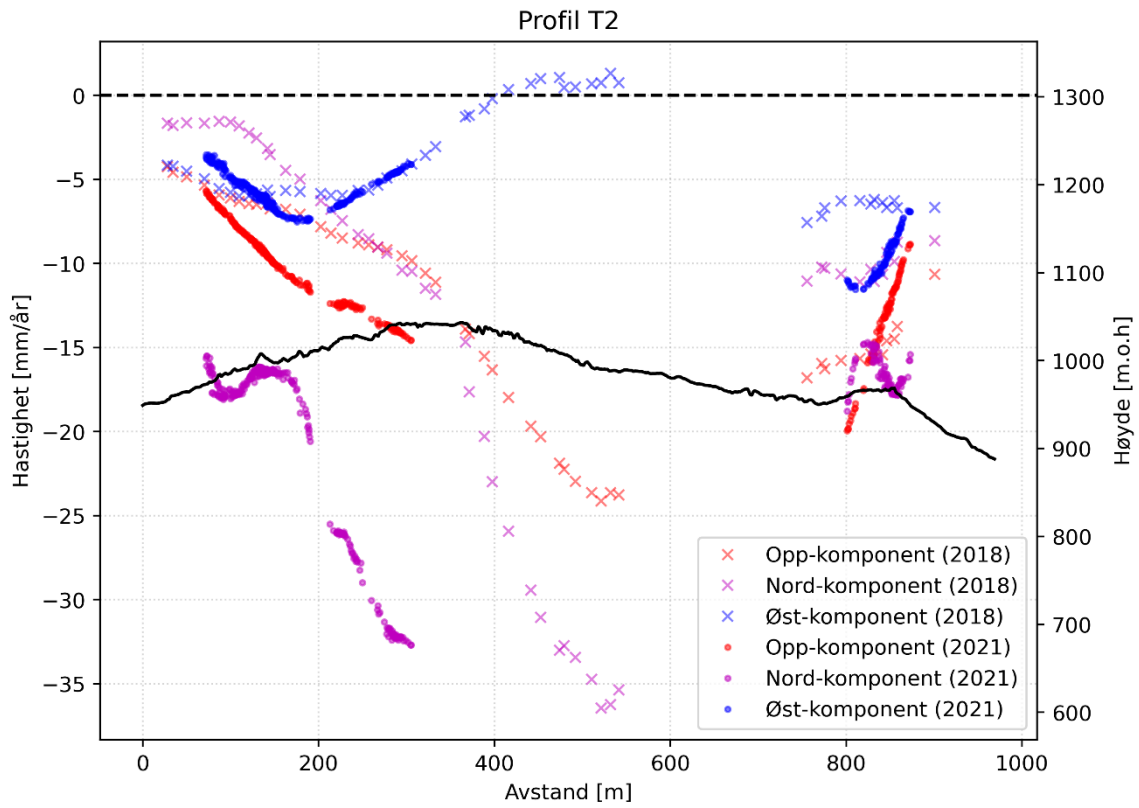
Figur V - 7: Profil L2 med dekomponerte 3D InSAR produkter fra 2018 og 2021



Figur V - 8: Profil L4 med dekomponerte 3D InSAR produkter fra 2018 og 2021



Figur V - 9: Profil T1 med dekomponerte 3D InSAR produkter fra 2018 og 2021



Figur V - 10: Profil T2 med dekomponerte 3D InSAR produkter fra 2018 og 2021



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