

Skredkartlegging og -kronologi mellom Indreeide og Korsmyra, Korsmyrdalen, indre Sunnmøre

Masteroppgave i
kvartærgeologi og paleoklima



Laura Då

Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Desember 2020

Sammendrag

Skredavsetninger er vanlige i norske daler og fjorder. Studier av tidligere skredhendelser og skredavsetninger er viktig i arbeidet med skredfarevurderinger, da «naturlige» utløste skred ofte gjentar seg på steder der det tidligere har gått skred. Kunnskap om ulike skredavsetninger er viktig for vurdering av frekvensen av skredaktiviteten, utløpslengder, bevegelsesdynamikk og utløsningsmekanismer. Skred er en landskapsendrende prosess og er delt inn i ulike skredtyper: skred i fast fjell, snøskred og løsmasseskred. De ulike skredtypene kan gjenkjennes på bakgrunn av at skredavsetningene har hver sine karakteristiske geomorfologiske og sedimentære trekk i utløpssonen.

I denne masteroppgaven er det gjennomført skredkartlegging i Korsmyrdalen, på strekningen mellom Korsmyra og Indreeide i Stranda og Fjord kommuner, Møre og Romsdal. For å studere de ulike skredprosessene i studieområdet er det utført morfologiske og sedimentære undersøkelser. Tolkning av skredavsetninger er basert på feltarbeid og studier av høyoppløselige høydemodeller og flyfoto. Resultatet av skredkartleggingen er presentert i to kartprodukter: et tradisjonelt kvartærgeologisk kart og et detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger, i målestokk 1 :10 000. Schmidhammerdatering (SHD) er brukt for å konstruere en regional kronologi over skredaktiviteten i senglasial tid og holocen.

Avsetninger av steinsprang, steinskred og snøskred er blitt kartlagt i Korsmyrdalen. Snøskred er mest dominerende langs den vestlige dalsiden og små steinskred og steinsprang langs den østlige dalsiden. SHD-aldre av skredavsetningene gir et aldersintervall fra $14\,375 \pm 1053$ til -2936 ± 837 år. 38 SHD-aldre med deres 95% konfidensintervall indikerer en sammenheng mellom skredaktivitet og klima. Steinsprangaktiviteten var høy i bølling-allerød interstadial og yngre dryas etter at området ble isfritt. De første tusenårene etter deglasiasjonen i tidlig holocen økte tilsynelatende steinsprangaktiviteten som følge av paraglasiale forhold og høy jordskjelvaktivitet. Fra ~ 8 ka i midtre holocen var skredaktiviteten lav som trolig kan knyttes til et varmere klima. Etterfulgt av lav skredaktivitet i midtre holocen økte frekvensen av steinsprang og snøskred etter ~ 4 ka som følge av klimatiske forhold, og som respons på den neoglasiale veksten av isbreer som et resultat av mer snø og lenger snøsesong i fjellområdene. Sammenligning mellom skredhistorikken fra Storfjorden og med andre steder på Vestlandet indikerer at Korsmyrdalen gir et lignende skredmønster. De topografiske og klimatiske forholdene i studieområdet gjør at snøskred og steinsprang er aktive i dag.

Abstract

Avalanche deposits are common in Norwegian valleys and fjords. Studies of earlier avalanche events and their deposits are important for risk assessments, as “naturally” triggered avalanches often occur in areas where they have previously occurred in the past. Knowledge of avalanche deposits are important for estimating the frequency of avalanches, potential run-out lengths, dynamics and trigger mechanisms. Avalanches have distinctive effects on the landscape and are divided into different types: rockslide, snow avalanche and landslide. Each type has their own characteristic geomorphological and sedimentary features that can be recognized in the run-out zone.

In this master’s thesis, mapping of avalanche deposits has been conducted in Korsmyrdalen between Korsmyra and Indreeide in Stranda and Fjord municipalities, Møre and Romsdal. The various kinds of avalanche in the study area has been examined based on morphological and sedimentary analysis. Avalanche deposits are interpreted based on fieldwork and studies of high-resolution elevation models and aerial photographs. The results of the avalanche mappings are presented in two maps: a traditional Quaternary geological map and a detailed Quaternary geological map in steep terrain with focus on mass movement processes, with a scale of 1: 10 000. In addition, Schmidt-hammer surface-exposure dating (SHD) is used to develop a regional chronology of avalanche activity during the Late Glacial and the Holocene.

Deposits of rockfalls, rockslides and snow avalanches have been identified in Korsmyrdalen. Snow avalanches affect large parts of the western valley side and small rockslides and rockfalls along the eastern valley side. SHD-ages of the avalanche deposits ranged from $14\,375 \pm 1053$ to -2936 ± 837 years. 38 SHD-ages with their 95% confidence interval indicates a correlation between avalanche activity and climate. Rockfall activity was high in the Bølling-Allerød interstadial and during Younger Dryas after the area became ice-free. It increased in the first millennia following the deglaciation in the early Holocene due to paraglacial conditions and high earthquake activity. After ~ 8 ka in the mid-Holocene, avalanche activity was low, which could be linked to a warmer climate. Following the low avalanche activity in the mid-Holocene, the frequency of rock falls and snow avalanches increased after ~ 4 ka due to climatic conditions and Neoglacial activity. Comparisons between the avalanche history from Storfjorden and other studies in Western Norway indicates that Korsmyrdalen has a similar avalanche pattern. The topographical and climatic conditions in the study area favour the occurrence of snow avalanches and rock falls today.

Forord

Masteroppgaven markerer avslutningen på fem og et halvt års studier i geovitenskap. I løpet av min tid som masterstudent er det en rekke personer som jeg ønsker å takke.

Først vil jeg takke min hovedveileder professor Atle Nesje ved Institutt for geovitenskap, for alle tilbakemeldinger, faglig diskusjoner og mange kjekke feltturer. Jeg setter stor pris på at du alltid var lett tilgjengelig og ga raske og gode tilbakemeldinger. Jeg vil også takke min medveileder førsteamanuensis Henriette Linge ved Institutt for geovitenskap, for arrangering av felles veiledningsmøter og for gode tips til skriving gjennom geomorfologikurset (GEOV229). Takk til Johannes Hardeng for hjelp med ArcMap og tilbakemelding på de kvartærgeologiske kartene. Takk til Merete L. Rønneberg for lån av hus i Eidsdal under feltarbeidet i 2019.

Jeg vil rette en stor takk til verdens beste pappa som gikk bort i november 2018. Det å ta en høy utdanning betydde mye for deg, og på grunn av deg har jeg klart å holde motet oppe under vanskelige perioder. Takk for den økonomiske støtten jeg har fått fra deg og mamma i løpet av min studietid. Dette har gjort det mulig å konsentrere seg fullt og helt om studiene.

En stor takk til Thomas Skålevik Foldnes for korrekturlesing av oppgaven og for å ha vært feltassistent og sjåfør under feltarbeidet i 2019 og 2020. Takk til Rune Foldnes og Elin Skålevik Foldnes for lån av bil til felt. Jeg vil også takke Ioannis Hoel Zervas som ble med meg en dag i felt i 2020. Takk for mange gode samtaler og diskusjoner vi hadde i felt. Takk for at du og Eli tok så godt imot oss.

Jeg vil takke alle mine medstudenter for mange fine år på studiet. Takk til Lise Mikkelsen som har holdt ut sammen med meg på lesesalen. Jeg setter pris på frokostmøtene som vi har hatt på Teams i periodene med hjemmekontor i november.

Bergen, desember 2020

Laura Då

Innholdsfortegnelse

Sammendrag	I
Abstract	II
Forord	III
Kapittel 1 – Introduksjon	1
1.1 Formål og problemstillinger.....	3
Kapittel 2 – Områdebeskrivelse	4
2.1 Geografi og topografi.....	4
2.2 Berggrunnsgeologi	7
2.3 Kwartærgeologisk rammeverk.....	8
2.4 Klima	11
2.4.1 Klimavariasjoner i holocen	11
2.4.2 Dagens klima.....	12
2.4.3 Klimaprognoser	15
Kapittel 3 – Skred	16
3.1 Klassifisering av skred.....	16
3.2 Skråningsstabilitet	17
3.3 Skred fra fast fjell.....	18
3.3.1 Steinsprang.....	19
3.3.2 Steinskred.....	20
3.3.3 Fjellskred.....	21
3.4 Snøskred.....	22
3.4.1 Løssnøskred.....	24
3.4.2 Flakskred.....	24
3.4.3 Sørpeskred.....	24
Kapittel 4 - Metoder	25
4.1 Skredkartlegging.....	25
4.1.1 Kwartærgeologiske kart og tradisjonell kwartærgeologisk kartlegging.....	25
4.1.2 Detaljert kwartærgeologisk kartlegging i bratt terreng	26
4.1.3 Beskrivelse av sedimentære parametere.....	27
4.1.4 Terrengmodeller i ArcMap.....	28
4.1.5 Flyfoto	28
4.2 Schmidhammer	29
4.2.1 Funksjon.....	29
4.2.2 Feilkilder	30
4.2.3 Statistiske parametere.....	32
4.2.4 Kalibrering	34
Kapittel 5 – Resultat	36
5.1 Skredkartlegging.....	36
5.1.1 Lokaltetstype A, snøskred.....	39
5.1.2 Lokaltetstype B, steinsprang og steinskred	49
5.1.3 Lokaltetstype C, steinsprang	56

5.2 Schmidhammer	58
5.2.1 R-verdier fra lokalitetstype A, snøskred.....	58
5.2.2 R-verdier fra lokalitetstype B, steinsprang og steinskred.....	60
5.2.3 R-verdier fra lokalitetstype C, steinsprang.....	62
5.2.4 Kalibreringskurve.....	64
5.2.5 Alderskalibrering.....	67
Kapittel 6 – Diskusjon.....	71
6.1 Morfologiske trekk av kartlagte skredtyper	71
6.1.1 Mulige feilkilder.....	71
6.1.2 Snøskred.....	72
6.1.3 Steinsprang og steinskred.....	74
6.2 Schmidhammer	75
6.2.1 Mulige feilkilder.....	75
6.2.2 Kalibreringskurve.....	76
6.3 Skredaktiviteten i senglasial tid og holocen.....	78
6.3.1 Skredaktivitet i dag og i fremtiden	85
6.4 Sammenligning av de kvartærgeologiske kartene.....	87
6.4.1 Fargepolygoner	87
6.4.2 Punkt- og linjesymboler	87
6.4.3 Evaluering av kartproduktene	88
Kapittel 7 – Konklusjon.....	89
7.1 Forslag til videre arbeid.....	90
Referanseliste.....	91
Vedlegg.....	98
Vedlegg 1: Flyfoto av studieområdet.....	98
Vedlegg 2: Skyggerelieff av studieområdet.....	99
Vedlegg 3: Helningskart av studieområdet.....	100
Vedlegg 4: Schmidhammermålte blokker	101
Vedlegg 5: Koordinater for schmidhammermålinger.....	107
Vedlegg 6: Frekvensdiagrammer.....	108
Vedlegg 7: Statistiske parametere	113
Vedlegg 8: SHD-aldre	118

Kapittel 1 – Introduksjon

De geologiske, topografiske og klimatiske forholdene gjør at skred er den største geofaren i Norge. Bratte fjell- og dalsider på Vestlandet utgjør en stor fare for snøskred, skred i fast fjell og løsmasseskred. Skred er en gravitasjonsdrevet og en plutselig forflyttelse av tørre eller våte masser av bergartsfragmenter, løsmasser, snø eller en kombinasjon av flere komponenter (Blikra & Nemeč, 1998). I løpet av de siste 150 årene har omtrent 2000 mennesker mistet livet i Norge som en direkte eller indirekte konsekvens av skred (NGU, 2020). Snøskred er den skredtypen som tar flest menneskeliv i Norge. Fra 1972 til dags dato har NGI (2020) registrert 260 dødsfall relatert til snøskred. Ekstremvær og økt frekvens av skred forventes å bli hyppigere i fremtiden på grunn av klimaendringer (Hanssen-Bauer et al., 2015). På bakgrunn av faren knyttet til skred er det viktig å ha kunnskap om skredtypenes løsnemekanismer, bevegelsesdynamikk og utløpslengder. Studier av skredtypenes geomorfologiske og sedimentære egenskaper er viktig for å se hvilke skredprosesser som forekommer i området, og hvordan skredaktiviteten har variert over tid.

For å utvikle en kronologi over skredaktiviteten er schmidthammerdatering en passende metode for å estimere numeriske aldre for skredavsetninger avsatt i senglasial tid og holocen (Matthews et al., 2015, 2018, 2020a, 2020b; Wilson et al., 2019). Schmidthammerdatering av et fjellskred på Sunnmøre har vist at metoden er i stand til å gi SHD-aldre som er konsistente med aldre fra ¹⁰Be-eksponeringsdatering (Wilson et al., 2019). I tidligere skredundersøker på Vestlandet er det blitt registrert et tydelig skredmønster i holocen (Grove, 1972; Blikra & Nemeč, 1998; Blikra & Selvik, 1998; Nesje et al., 2007; Longva et al., 2009; Vasskog et al., 2011; Böhme et al., 2015; Bellwald et al., 2019; Matthews et al., 2015, 2018, 2020a). Studiene antyder at skred i fast fjell oppstod gjennom hele holocen, men at frekvensen var størst i de indre fjordområdene i tidlig og sen holocen som følge av paraglasiale forhold, høy jordskjelvaktivitet og klimatiske forhold. Den holocene snøskredaktiviteten på Vestlandet gjenspeiler veldig lav aktivitet i den varme perioden i midtre holocen og en økende aktivitet etter ~ 4 ka i sen holocen som følge av et kaldere klima.

I nyere tid har det vært økt fokus på skredkartlegging for å få et bedre grunnlag for å vurdere skredfaren ved arealplanlegging, utbygging, prioritering av sikringstiltak og beredskapsarbeid (NVE, 2011a; Rubensdotter et al., 2016). Skred kan være vanskelige å forutsi og utløses ofte uten forvarsel. Dersom de opptrer i befolkede områder, kan de føre til store økonomiske og

menneskelige tap. I Korsmyrdalen mellom Korsmyra i Stranda kommune og Indreeide i Fjord kommune i Møre og Romsdal har snøskred vært en overhengende fare (fig. 1.1). Gjennom dalføret går fylkesvei 63 som er den eneste tilkomstveien til Geiranger via Indreeide på vinterstid. Om vinteren kan veien være stengt i flere dager på grunn av skred og høy skredfare. I 2018 startet Møre og Romsdal fylkeskommune arbeidet av den nye skredsikringstunnelen til 800 millioner kroner for å sikre hele 13 skredpunkt for snøskred på strekningen mellom Korsmyra og Indreeide (SVV, 2016; Møre og Romsdal fylke, 2019).



Fig. 1.1: Korsmyrdalen sett fra sør mot Indreeide. Bildet er tatt fra Hesjidalshaugene (1011 m o.h.).

1.1 Formål og problemstillinger

Formålet med denne masteroppgaven er å kartlegge ulike skredprosesser i Korsmyrdalen og etablere en kronologi over skredhendelsene ved å hjelp av skredkartlegging og schmidthammer-datering. Problemstilling og underproblemstillingene i oppgaven er:

Hvilke skreddannende prosesser har ført til dannelsen av de holocene skredavsetningene mellom Korsmyra og Indreeide?

- *Hvilke skredprosesser har vært de mest dominerende i Korsmyrdalen i senglacial tid og holocen?*
- *Når har de ulike skredprosessene vært aktive, og i hvilken grad er disse prosessene aktive i dag?*
- *Hvor pålitelig er bruk av schmidthammer til å datere ulike skredavsetninger i området?*
- *Hvordan skiller «detaljerte kvartærgeologiske kart med fokus på skråninger» seg fra «tradisjonelle kvartærgeologiske kart»?*

For å besvare problemstillingene er skredtypenes morfologi og sedimentologi kartlagt gjennom feltarbeid, studie av flyfoto og utarbeiding av ulike terrengmodeller i ArcMap. Resultatet av kartleggingen er presentert i to ulike kartprodukter, et tradisjonelt og et detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger. For å utvikle en kronologi over skredaktiviteten i senglacial tid og holocen ble det samlet inn R-verdier fra ulike skredavsetninger ved bruk av en schmidthammer. I denne oppgaven er det blitt brukt en lokal og en ikke-lokal kalibreringskurve for å kalibrere R-verdier til aldre. For å finne ut hvor pålitelig schmidthammer-resultatene er, blir skredaktiviteten i Korsmyrdalen sammenlignet med skredhistorikken fra Storfjorden og med andre steder fra Vestlandet, i tillegg til å sette SHD-aldrene inn i en geologisk og paleoklimatisk kontekst. For å studere skredaktiviteten i nyere tid er sammenligning av flyfoto fra de siste tiårene blitt brukt, samt observasjoner av sår i vegetasjonsdekket og ferske bruddflater i utløpssonen.

Kapittel 2 – Områdebeskrivelse

I dette kapitlet gis en beskrivelse av områdets geografi, topografi, berggrunnsgeologi, det kvartærgeologiske rammeverket med fokus på løsmasser og deglasiasjon, og klimatiske forhold. De topografiske, geologiske og klimatiske forholdene i området er med på styre skredaktiviteten, både med hensyn på hvilke skredtyper som utløses og deres frekvens.

2.1 Geografi og topografi

Studieområdet befinner seg i Korsmyrdalen mellom Korsmyra i Stranda kommune og Indreeide i Fjord kommune på indre Sunnmøre i Møre og Romsdal (fig. 2.1). Møre og Romsdal er preget av variert topografi, med flere fjelltopper, botner, daler og fjorder. Studieområdet er en del av Geiranger-Herdalen landskapsvernområde og ligger om lag 4 km i luftlinje nord for Geiranger/Geirangerfjorden. Geirangerfjorden er den innerste fjordarmen av Storfjorden, som er et av Norges mest besøkte turiststeder og som er på UNESCO sin verdensarvliste. Studieområdet ligger i et naturskjønt område med rike muligheter for turer og friluftsliv. Området ved Indreeide er et beiteområde for beitedyr gjennom vår- og sommermånedene, og vegetasjonsdekket vil være påvirket av beitingen. Noen mil sørvest for studieområdet ligger Norges største isbre, Jostedalsbreen.

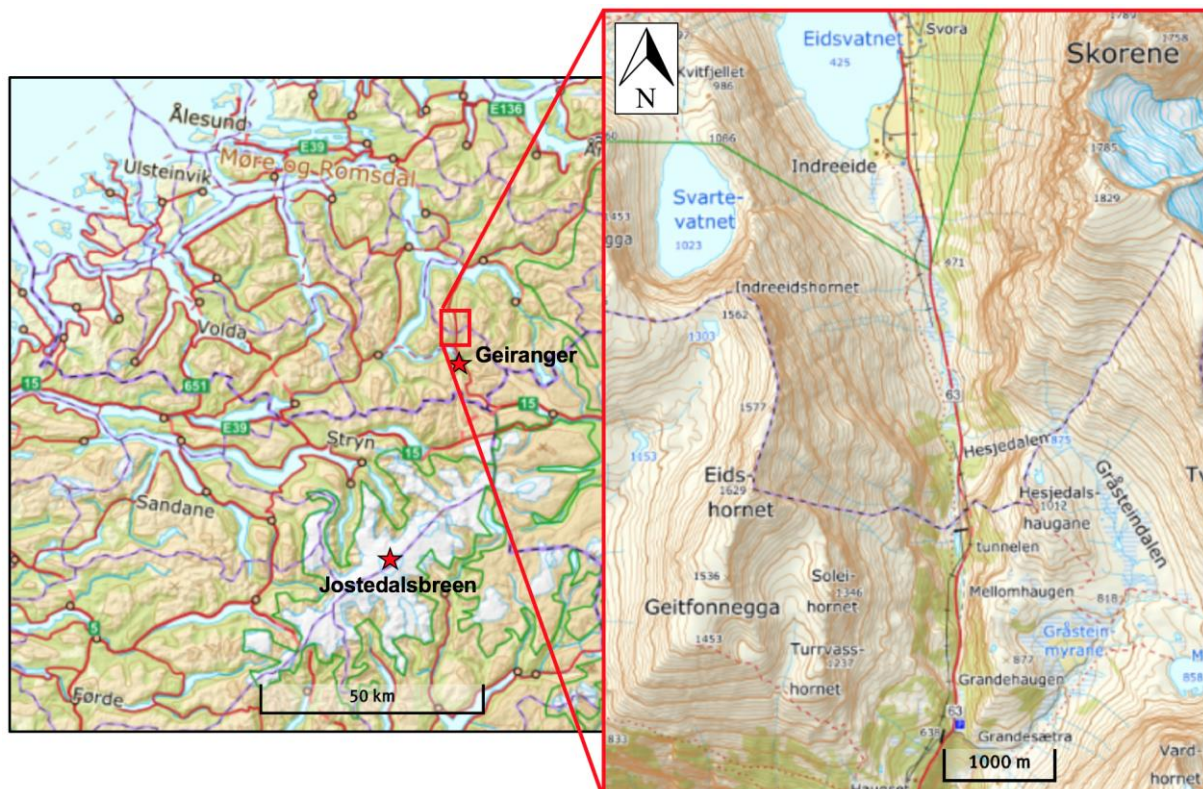


Fig. 2.1: Studieområdet omfatter området fra Indreeide til parkeringsplassen på Korsmyra. Kartet er hentet fra norgeskart.no (Kartverket, 2020a).

Fig. 2.2 viser en høyde- og terrengmodell av et utsnitt av indre Sunnmøre, der studieområdet er markert med en rød firkant. Korsmyrdalen er en nord-sør orientert U-dal, preget av et alpint landskap med bratte fjellsider, et stort relieff, egger, tinder og hengende daler. Korsmyrdalen befinner seg 472 m o.h. og har fjelltopper på over 1800 m o.h. På strekningen fra Indreeide og Korsmyra er det stor snøskredaktivitet og det er registrert 13 snøskredpunkter (SVV, 2016). I skrednett (2020) er det blitt registrert ca. 25 snøskredhendelser på denne strekningen de siste ti årene. På grunn av et stort relieff med bratte fjellsider utgjør denne strekningen en stor fare for skred.

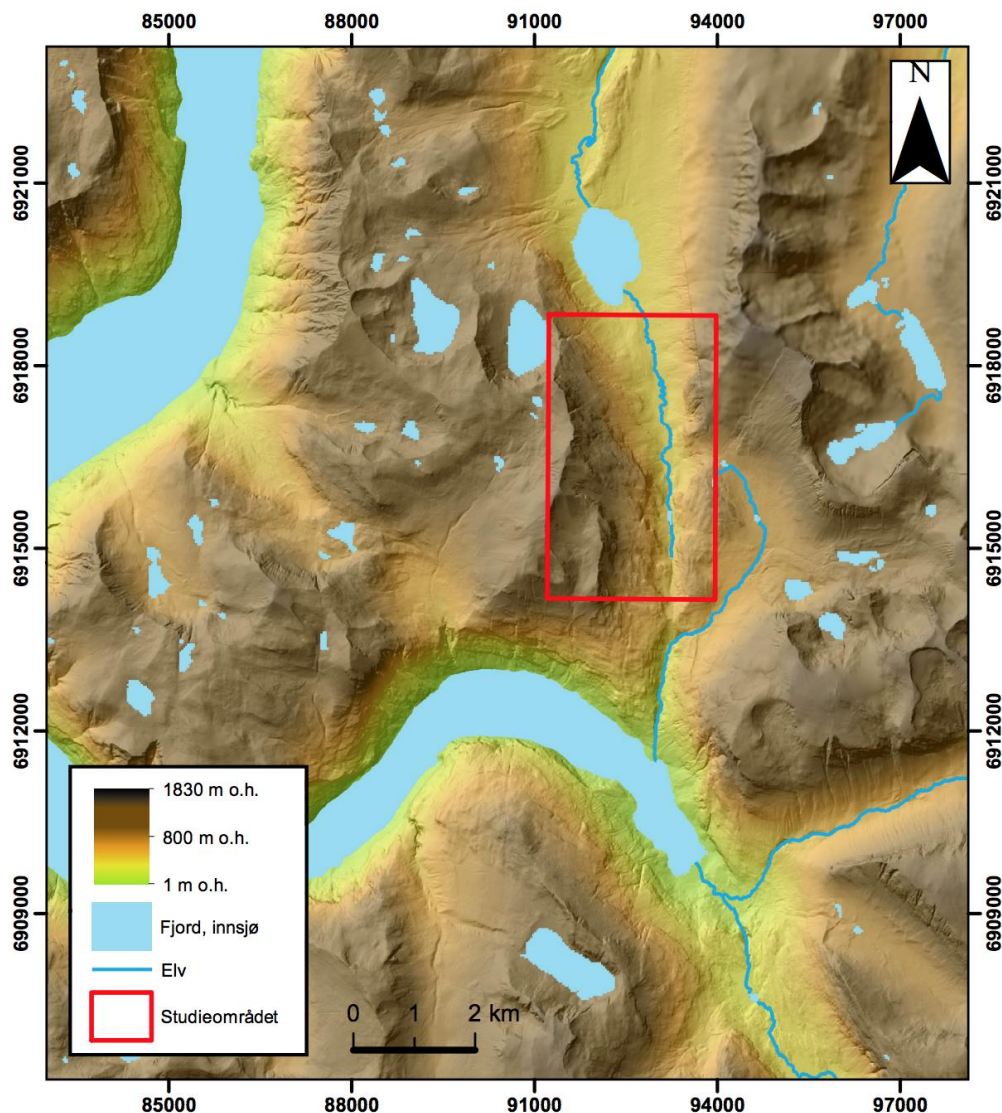


Fig. 2.2: Høyde- og terrengmodell av et utsnitt av indre Sunnmøre, studieområdet er markert med en rød firkant. Kartet er utarbeidet i ArcMap ved å kombinere en digital terrengmodell (DTM) og en skyggerelieffmodell. DTM med oppløsning på 10 x 10 m er hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2020b).

Studieområdet har en strekning på ca. 5 km og er preget av et stort relieff. Fig. 2.3 viser gradientforholdene i studieområdet. I bunnen av dalen er dalbredden varierende fra smal i sør til bredere i nord. Det bratte fjellmassivet Skorene ligger øst for studieområdet og består av tre

fjelltopper: Heimsteskorene (1708 m o.h.), Mellomskorene (1785 m o.h.) og Fremsteskorene (1829 m o.h.). I tillegg har man Hesjdalshaugene (1011 m o.h.), Mellomhaugen (875 m o.h.) og Grandehaugen (877 m o.h.) som ligger i øst mellom Korsmyra og Oppskredtunnelen. I vest ligger de bratte fjellsidene med fjelltoppene Indreidshornet (1562 m o.h.), Eidshornet (1629 m o.h.), Soleihornet (1346 m o.h.) og Turrvasshornet (1237 m o.h.).

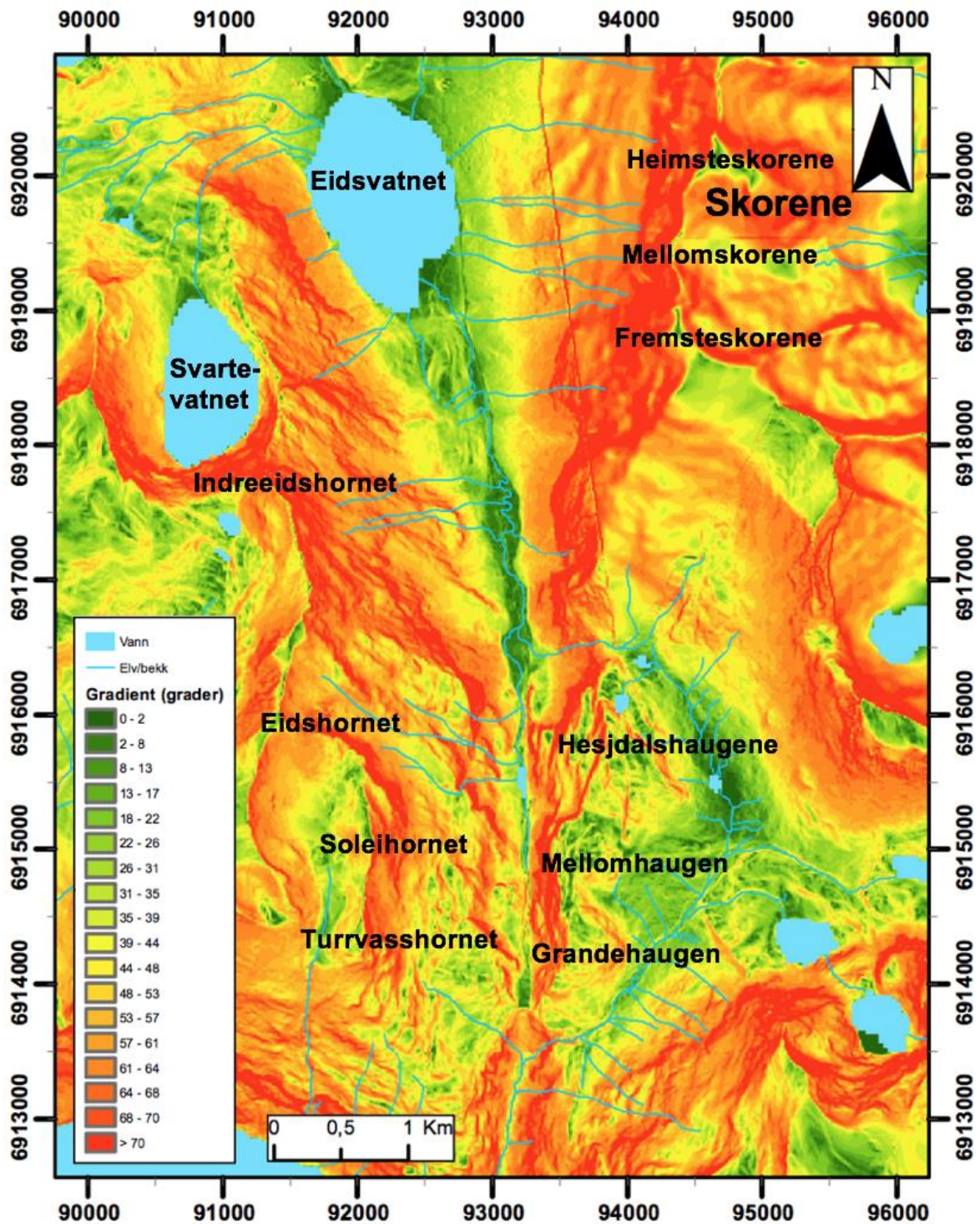


Fig. 2.3: Helningskart for studieområdet med 18 gradientgrupper viser at den østlige dalsiden er relativt brattere enn den vestlige. Kartet er utarbeidet i ArcMap fra en DTM med oppløsning 10 x 10 m fra hoydedata.no (Kartverket, 2020b).

2.2 Berggrunnsgeologi

Møre og Romsdal er en del av den vestre gneisregionen som omfatter områdene med grunnfjell vest for de kaledonske skyvedekkene. Gneisregionen består stort sett av prekambriske bergarter som strekker seg fra Sogn til Nord-Trøndelag (Tveten et al., 1998; Henderson & Saintot, 2011; Nordgulen & Andersen, 2013). Store deler av gneisregionen består av ulike typer granittiske gneiser og migmatitter av proterozoisk alder (1700 – 1500 Ma), som ble omdannet og deformert under den kaledonske fjellkjedefoldningen for 490 – 390 millioner år siden (Tveten et al., 1998). Berggrunnskartet fra Tveten et al. (1998) viser at Korsmyrdalen ligger i et område preget av middels- til grovkornet diorittisk til granittisk gneis og øyegneis (fig. 2.4). Bergartene i studieområdet er autoktone og har et varierende mineralinnhold. Gneisene er hovedsakelig gråhvite eller gråaktig i fargen med et lagdelt utsende, foliasjon. Bergartene er foliert av den kaledonske fjellkjedefoldningen og består av vekslende lag av lyse og mørke mineraler av kvarts, feltspat, biotitt og/eller hornblende (Tveten et al., 1998; Henderson et al., 2006).

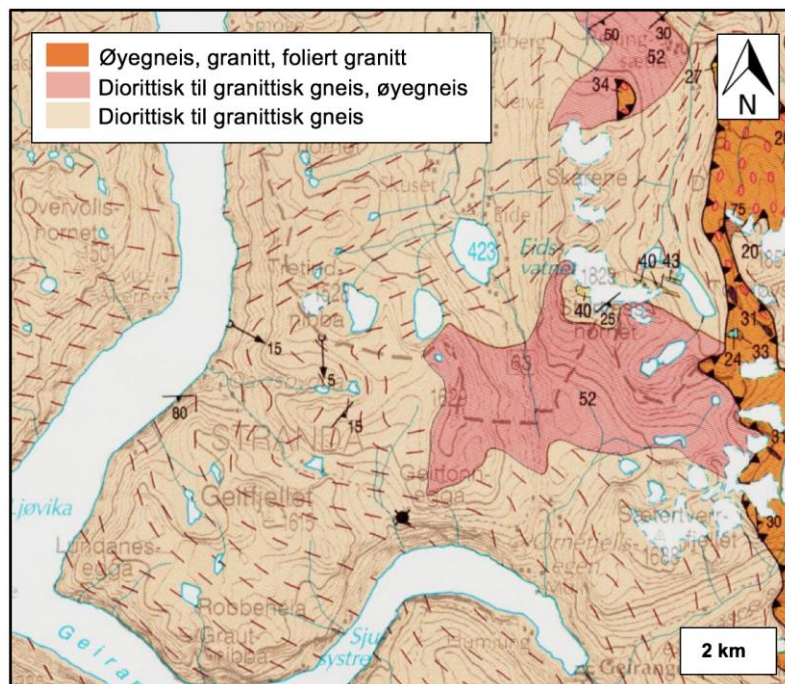


Fig. 2.4: Berggrunnskart av et utsnitt av indre Sunnmøre. De røde stiplede linjene representerer forenklede foliasjonslinjer. Modifisert fra Tveten et al. (1998).

De geologiske strukturene i gneisregionen viser til ekstremt komplekse, og langvarige duktile og sprø tektoniske hendelser som har ført til en rekke strukturelle svakhetssoner i berggrunnen. Strukturelle svakhetssoner som eksfoliasjon, foliasjon, folder, sprekker, forkastninger og flere lignende strukturer. Svakhetssoner i berggrunnen er en avgjørende faktor for å utløse skred i fast fjell, spesielt områder med et stort relieff (Henderson et al., 2006; Saintot et al., 2011; Henderson & Saintot, 2011).

2.3 Kwartærgeologisk rammeverk

Fordelingen av løsmasser og det store relieffet er viktige faktorer for skredaktiviteten i studieområdet. Relieffet er blitt dannet ved glacial erosjon gjennom gjentatte istider i kvartær og periodene før, mens løsmassedekket stammer fra siste istid og holocen. NGU sitt løsmassekart over studieområdet viser at skredprosesser er det dominerende avsetningsmiljøet i Korsmyrdalen (fig. 2.5). Langs begge dalsidene ligger det store mengder med skredavsetninger ved foten av skråningene og i dalbunnen. Løsmassemengtigheten er tynt i de bratte fjellpartiene og består for det meste av bart fjell. Det er kartlagt noe morenemateriale i dalbunnen og forvittringsmateriale på fjelltoppene. Forståelse av løsmassefordelingen avhenger av kunnskap om isens utbredelse og deglasiasjonsforløpet.

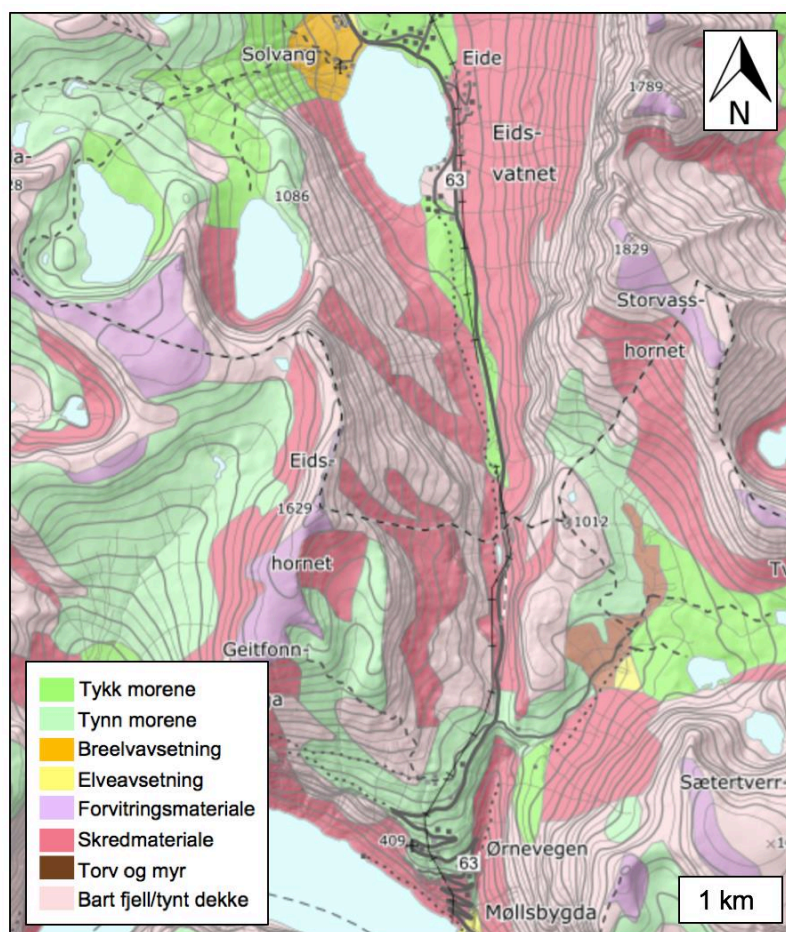


Fig. 2.5: Løsmassekart over studieområdet, hvor skredmateriale dominerer langs dalsidene og i dalbunnen. I de bratte fjellsidene består området hovedsakelig av bart fjell. Modifisert fra NGU (2020).

Kvartærperioden omfatter de siste 2,58 millioner år, og er delt inn i epokene pleistocen (2,58 Ma – 11,7 ka) og holocen (11,7 ka til i dag). Kvartær kjennetegnes i Nord-Europa av mange og hyppige klimasvingninger der klimaet skifter mellom istider og mellomistider. Kalde faser under en istid kalles stadialer, mens milde perioder betegnes som interstadialer (Nesje, 2012).

Siste istid i Norge og resten av Nord-Europa var i weichsel som er delt inn i tidlig, midtre og sen (fig. 2.6). I tidlig weichsel var utbredelsen av det skandinaviske innlandsisen avgrenset til kysten av Norge (Svendsen et al., 2004; Mangerud et al., 2011). Store deler av kysten av Sunnmøre var isfri mellom 34 – 28 ¹⁴C ka, etter funn og datering av marine skjell i Ålesund og beinrester i hulene Skjonghelleren og Hamnsundhelleren (Mangerud et al., 1981, 2010, 2011). Denne isfrie perioden i midtre weichsel kalles for Ålesund interstadial. Etter Ålesund interstadial strakk innlandsisen helt ut til eggakanten under siste istids maksimum (LGM), i sen weichsel for omtrent 20 000 kalenderår siden (Svendsen et al., 2004; Mangerud et al., 2011). I løsmassekartet (fig. 2.5) er det kartlagt forvitningsmateriale i form av blokkhav på de høyeste fjelltoppene i regionen: Fremsteskorene (1829 m o.h.), Eidshornet (1629 m o.h.) og Geitfonnegga (1469 m o.h.). Blokkhav er dannet ved kjemisk og fysisk forvitring av berggrunnen over svært lang tid. Forvitningsmateriale har trolig blitt dannet i sen weichsel da enkelte fjellområder har vært nunataker (Rye et al., 1987; Nesje et al., 1988). Avsetninger fra tidlig og midtre weichsel er for det meste erodert bort under siste istids maksimum (Mangerud et al., 2011).

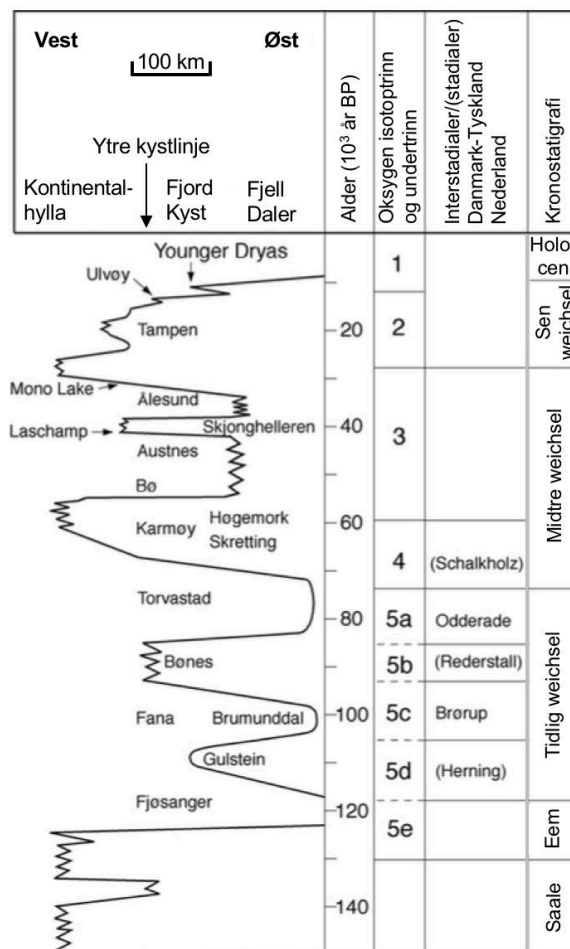


Fig. 2.6: Glasiasjonskurve som viser isens utbredelse i Vest-Norge gjennom ulike perioder i weichsel. Modifisert fra Mangerud et al. (2011).

Etter LGM var det en hurtig oppvarming, og kysten av Sunnmøre ble isfri i bølling-allerød interstadial for 14 700 kalenderår siden, etter funn og datering av pollen i Sunnmøre regionen (Krüger et al., 2011). Deglasiasjonen var preget av hyppige klimasvingninger som førte til en rekke brefremstøt i den generelle tilbaketrekningen. Det største brefremstøtet var i yngre dryas, som var en kort kuldeperiode for 12 900 – 11 700 kalenderår siden. Langs kysten av Norge kan man kartlegge morenerygger fra denne perioden (Sollid & Sørbel, 1979; Mangerud et al., 2010). Store deler av Sunnmøre var isfri i yngre dryas med brearmer i fjordene ved Hellesylt, Geiranger og Tafjord (Sollid & Sørbel, 1979; Aarseth et al., 1997). I indre Sunnmøre er det gjort flere kartleggingsarbeid for å kartlegge utbredelsen av isdekket i yngre dryas. Basert på kartleggingsarbeidet av Sollid & Sørbel (1979) og Horten (2018) er det en lateral morene ca. 800 m i luftlinje sørøst fra Korsmyra som er avsatt i yngre dryas. I henhold til Sollid & Sørbel (1979) og plasseringen av lateral morenen ved Korsmyra var Korsmyrdalen isfri i yngre dryas. I høyfjellet var Sunnmøre preget av lokalglasiasjon, hvor man i dag finner randmorener foran botnbreer og fra andre lokale isbreer som er knyttet til yngre dryas (Reite, 1966; Sollid & Sørbel, 1979). Fig. 2.7 illustrerer hvor ismarginen lå i tidsrommet 15 – 10 ka på Sunnmøre ved bruk av DATED-1 (Hughes et al., 2016) og yngre dryas marginene fra Sollid & Sørbel (1979) og Mangerud et al. (2010). DATED-1 er en database med dateringsresultater fra flere publiserte studier som har blitt brukt til å rekonstruere utviklingen av det eurasiske isdekket (Hughes et al., 2016).

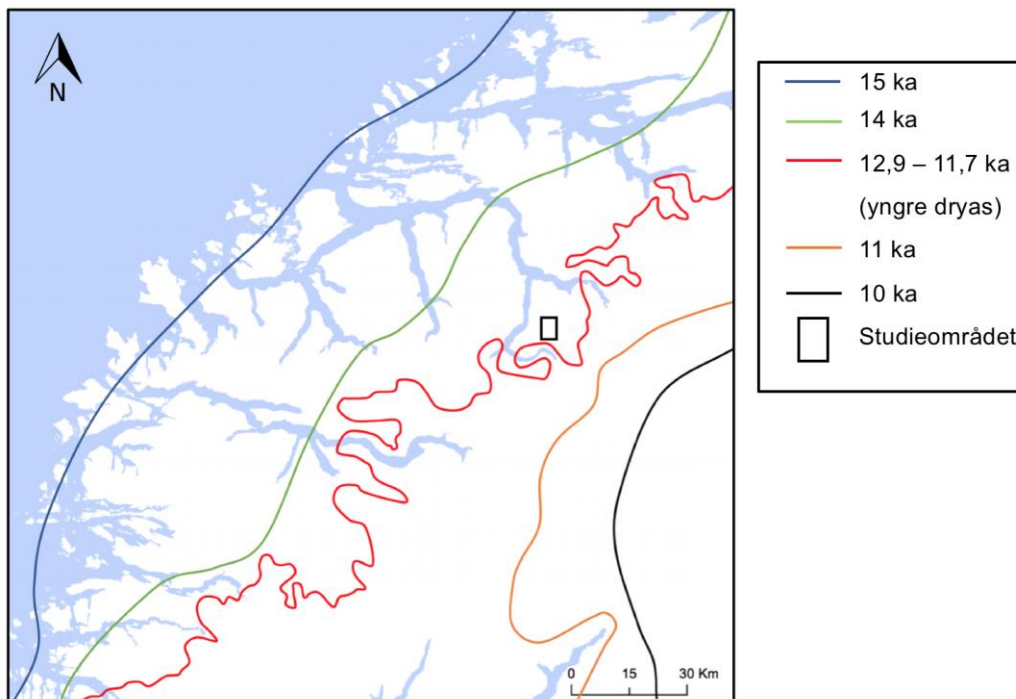


Fig. 2.7: Modifisert versjon av deglasiasjonsforløpet på Sunnmøre i tidsrommet 15 – 10 ka, studieområdet er markert med en svart firkant. Kartet er konstruert med DATED-1 databasen (Hughes et al., 2016) og yngre dryas marginene av Sollid & Sørbel (1979) og Mangerud et al. (2010).

2.4 Klima

I en rekke studier er det vist at klimatiske forhold er en viktig faktor for skredaktiviteten i et område (Blikra & Nemec, 1998; Vasskog et al., 2011; Laute & Beylich, 2014). Frekvensen av skred er knyttet til faktorer som nedbør, temperatur og vind. Størrelsen på skred og hvilke skredtyper som dominerer kan også knyttes til klimaet. For å studere skredaktiviteten i Korsmyrdalen er det viktig å ha kunnskap om klimavariasjonene i holocen, dagens klima og prognoser for det fremtidige klimaet. Klimaet i Norge er i stadig endring og det vil føre til endringer i skredaktiviteten. Snøskredaktiviteten er vist til å øke når klimaet blir kaldere og/eller når nedbøren i form av snø øker (Grove, 1972; Blikra & Nemec, 1998; Blikra & Selvik, 1998; Nesje et al., 2007; Vasskog et al., 2011). Hovedårsaken til at skred i fast fjell oppstår er på grunn av små og store strukturelle svakhetssoner i berggrunnen, hvor klimatiske faktorer er en viktig utløsende faktor (Braathen et al., 2004). Klimatiske faktorer som er knyttet til frekvensen av skred i fast fjell er ekstremnedbør og hurtige temperaturfluktuasjoner. Ekstremnedbør i form av regn og snøsmelting kan føre til økt vanntrykk, mens temperaturfluktuasjoner kan føre til endring av permafrost, økt frostsprengning og termal ekspansjon av berggrunnen (Blikra & Nemec, 1998; Braathen et al., 2004; Matthews et al., 2018).

2.4.1 Klimavariasjoner i holocen

Klimarekonstruksjon i holocen er basert på ulike studier av blant annet isbreer (Nesje & Kvamme, 1991; Nesje et al., 1991, 2008; Nesje, 2009), biologiske proksier (Bjune et al., 2005) og innsjøkjerner (Nesje et al., 2001; Dahl et al., 2002; Bjune et al., 2005; Vasskog et al., 2011). Studie av isbreer på Vestlandet indikerer at holocen har vært preget av store klimasvingninger. Isbreer er en god proksi for paleoklimatiske rekonstruksjoner, da massebalansen til breer er klimaavhengig og det er hovedsakelig sommertemperatur og vinternedbør som har størst påvirkning (Nesje et al., 1991, 2001, 2008; Nesje, 2009). Holocen kan deles inn i tre perioder: tidlig (11,7 – 8,3 ka), midtre (8,3 – 4,3 ka) og sen (4,3 ka – i dag).

Klimaet i tidlig holocen var preget av et kaldt og tørt klima (Bjune et al., 2005). Overgangen fra yngre dryas til tidlig holocen kjennetegnes av en hurtig tilbaketrekking av innlandsisen, da sommertemperaturen steg på den nordlige halvkulen (Nesje et al., 2008; Nesje, 2009). Den glasiale tilbaketrekkingen ble imidlertid avbrutt av flere kortvarige kuldeperioder som har ført til en rekke brefremrykk (Dahl et al., 2002). Bjune et al. (2005) har rekonstruert juli-middeltemperaturen for holocen basert på pollen og plante makrofossilanalyse av

innsjøsedimenter på Vestlandet. I tidlig holocen steg sommertemperaturen fra 8,5 – 10,5°C i perioden mellom 11 000 og 10 000 kalenderår før nåtid (Bjune et al., 2005).

Midtre holocen var den varmeste perioden etter siste istid og kjennetegnes av et varmt og fuktig klima. Temperaturen var 1,5 – 2°C varmere enn i dag og de fleste isbreene i Norge smeltet bort en eller flere ganger i denne tidsperioden (Nesje & Kvamme, 1991; Bjune et al., 2005; Nesje et al., 2001; 2008; Nesje, 2009). I tidsperioden mellom 7300 og 6100 kalenderår før nåtid var Jostedalsbreen smeltet bort (Nesje, 2009). Perioden da breene ble smeltet bort var klimaet preget av høye sommertemperaturer og/eller lav vinternedbør (Bjune et al., 2005).

I sen holocen var klimaet kaldere og fuktigere (Bjune et al., 2005). Breene vokste tilbake i den neoglasiale perioden som var fra ca. 6100 til 2000 kalenderår før nåtid (Nesje, 2009). Tidspunktet for dannelsen av breene i de forskjellige regionene varierer da breene er avhengig av blant annet topografien og det regionale klimaet. For ca. 6000 kalenderår før nåtid startet den neoglasiale perioden på Jostedalsbreen, hvor breer vokste gradvis frem etter å ha vært smeltet bort (Nesje & Kvamme, 1991; Nesje et al., 2008; Nesje, 2009). Fra den første neoglasiale perioden har Jostedalsbreen gjennomgått en rekke neoglasiale hendelser på grunn av høyfrekvente klimasvingninger. Jostedalsbreen hadde sin maksimale utbredelse i «den lille istid» på 1800-tallet, da klimaet var kaldt og fuktig som førte til økt vinternedbør (Nesje & Dahl, 2003; Nesje et al., 2001, 2008; Nesje, 2009). Etter «den lille istid» har det vært en gradvis tilbaketrekning av isbreene som en konsekvens av den globale oppvarmingen som startet på slutten av 1900-tallet (Nesje & Dahl, 2003).

2.4.2 Dagens klima

De topografiske forholdene på indre Sunnmøre påvirker klimaet i stor grad og medfører lokale variasjoner i nedbør, temperatur og vindretning. Studieområdet ligger ca. 100 km i luftlinje fra kystlinjen og er derfor ikke påvirket av den orografisk forsterket nedbøren i like stor grad som kystområdet. Studieområdet har et kombinert klima av fuktig kystklima og tørt innlandsklima.

De nærmeste meteorologiske målestasjonene med rikelig data av temperatur og nedbør er på Linge (stasjonsnr.: 60650) og Tafjord (stasjonsnr.: 60500), ca. 14 km i luftlinje nord og nordøst for studieområdet. Fig. 2.8 viser månedsnormaler for målestasjonene i normalperioden 1961 – 1990. I normalperioden har den gjennomsnittlige årsnedbøren vært 1290 mm på Linge og 965 mm på Tafjord, med desember som den mest nedbørsrike måneden. Tafjord har mye mindre

nedbør enn Linge, spesielt i høst- og vintermånedene. Årsmiddeltemperaturen for Linge og Tafjord er 7,1°C og 6,9 °C, med juli som den varmeste, og januar og februar som de kaldeste månedene.

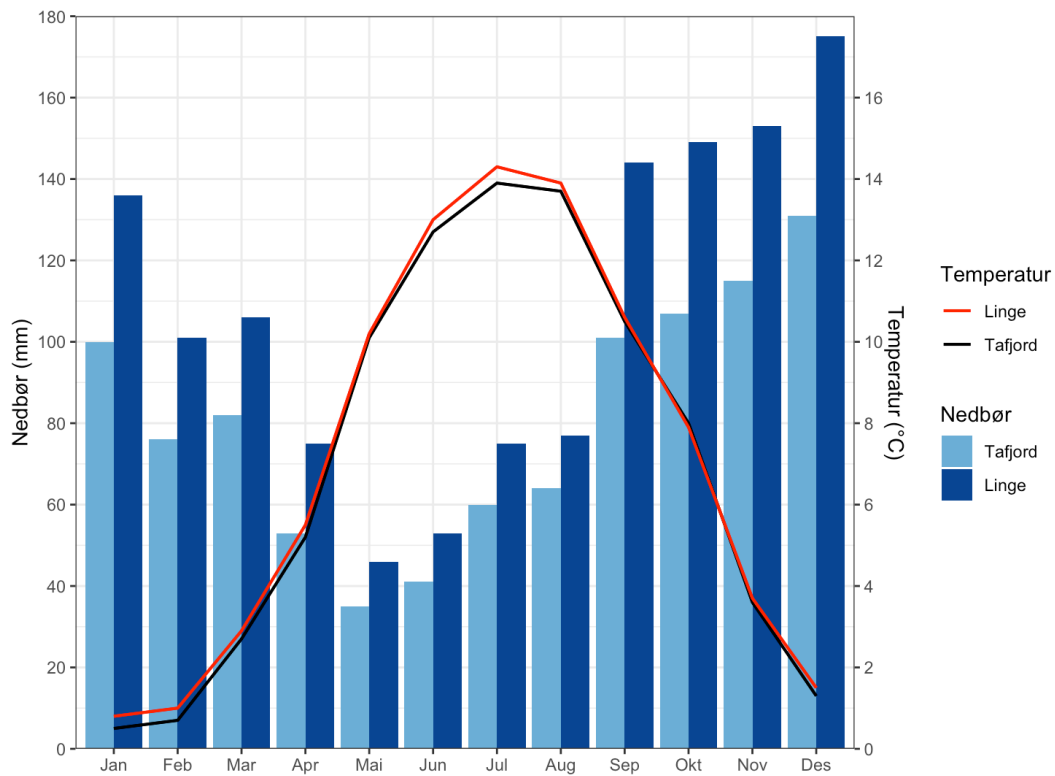


Fig. 2.8: Månedsnormaler for middeltemperatur og nedbør fra målestasjonene på Linge og Tafjord i normalperioden 1961 - 1990. Nedbør- og temperaturdata er hentet fra eKlima (2020).

Av målestasjonene fra Linge og Tafjord er det Tafjord som har tilstrekkelig med data til å gi en grafisk fremstilling av årsnedbør. Tafjord har nedbørsmålinger fra 1925 – 2019, der målinger fra 1930, 1956 og 1983 mangler (fig. 2.9). Nedbørsmålingene viser en tydelig økning fra ca. 875 til 1050 mm/år.

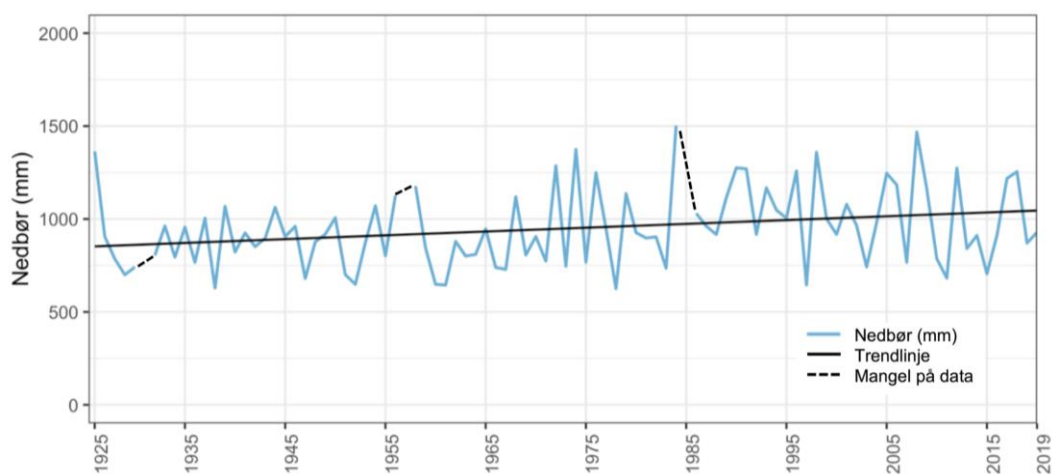


Fig. 2.9: Årsnedbør for målestasjonen på Tafjord i perioden 1925 – 2019, hvor nedbørsmålinger fra 1930, 1956 og 1984 mangler. Nedbørsmålingene viser en tydelig økning i årlig nedbør fra ca. 875 til 1050 mm/år. Nedbørsmålinger er hentet fra klimaservicesenter (2020).

Tafjord har sammenhengende målinger av middeltemperatur i perioden 1931 – 2019 (fig. 2.10). Middeltemperaturen har variert fra år til år, men viser en trend der den årlige middeltemperaturen gradvis har økt fra ca. 7 til 8°C.

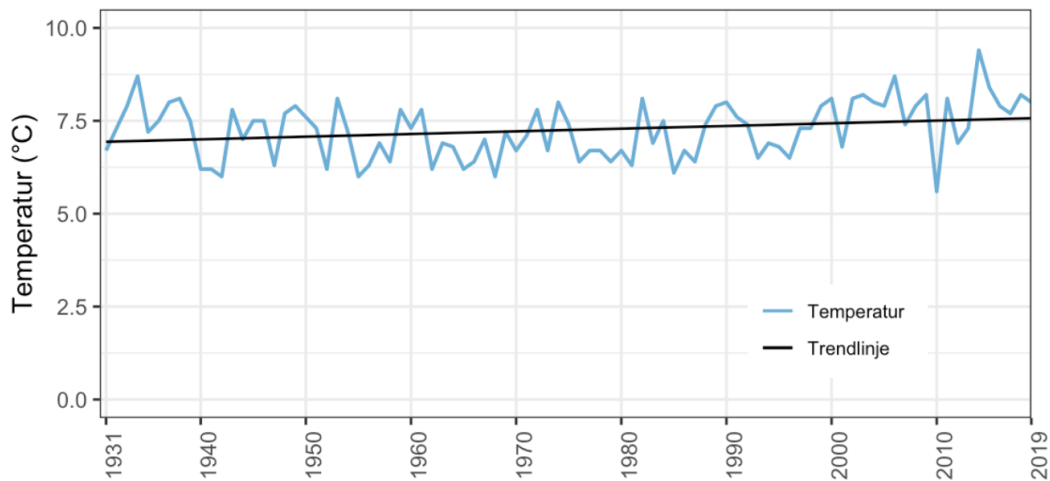


Fig. 2.10: Årsmiddeltemperatur for målestasjonen på Tafjord i perioden 1931 – 2019. Temperaturdataene viser en gradvis økning i den årlige middeltemperaturen. Temperaturdata er hentet fra klimaservicesenter (2020).

Fordeling av vindretning er viktig i forhold til snøtransport og snøskred. I studieområdet er det ingen målestasjoner med lang måleserie av vindretning. Det er derfor valgt å bruke målestasjoner fra Vigra (stasjonsnr.: 60990) og Kråkenes (stasjonsnr.: 59110) for å se på den regionale vindretningen. I Vigra og Kråkenes er vindretningen mindre styrt av topografien da landskapet er relativt flatt. Vigra er en øy like nord for Ålesund og befinner seg nordvest for studieområdet. Helt ut mot Stadthavet ligger Kråkenes som befinner seg sør for Ålesund og vest for studieområdet. Den dominerende vindretningen i Vigra beveger seg fra nordvest til sørøst i akkumulasjonssesongen (fig. 2.11). I Kråkenes beveger vinden seg i to retninger, mot øst og sør (fig. 2.12). Vindretningen fører til en lo- og lesideeffekt i daler, hvor snøen akkumulerer seg mest på lesiden. Hvis vindretningen i studieområdet blåser mot sørøst og øst er det de nordvest- og vestvendte fjellssidene som er mest utsatt for snøskred.

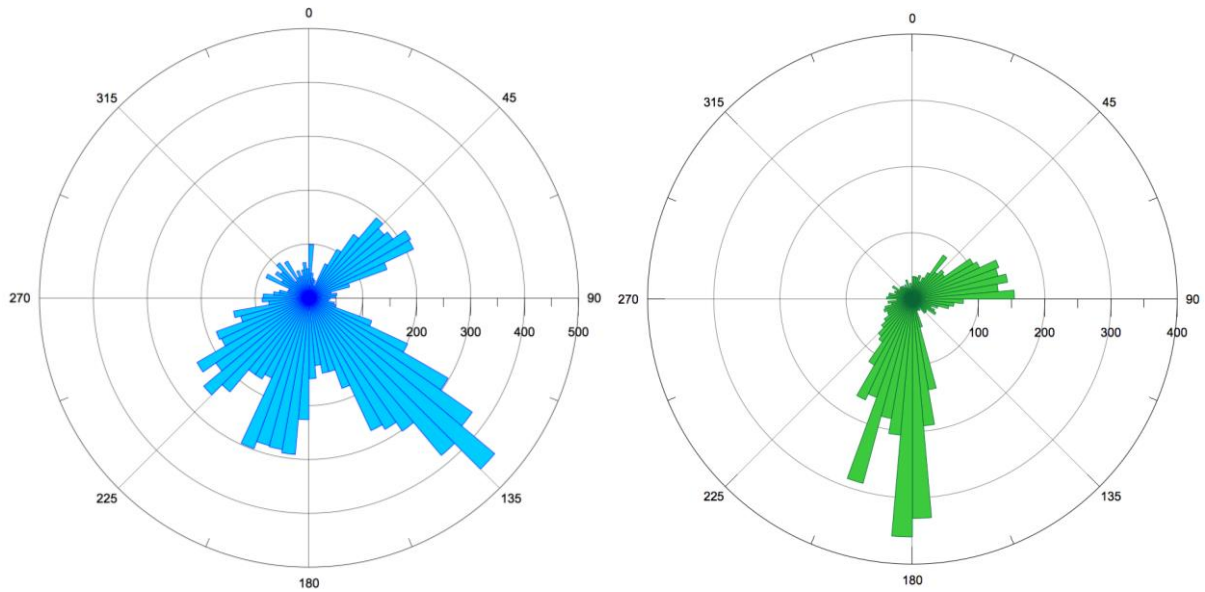


Fig. 2.11 (venstre): Vindrose fra målestasjonen på Vigra under akkumulasjonssesongen fra 1. oktober 2018 til 30. april 2019. Vinddata er hentet fra senorge.no (2020).

Fig. 2.12 (høyre): Vindrose fra målestasjonen på Kråkenes under akkumulasjonssesongen fra 1. oktober 2019 til 30. april 2020. Vinddata er hentet fra senorge.no (2020).

2.4.3 Klimaprognooser

Klimaprognooser som presenteres her er fra rapporten «Klima i Norge 2100» av Hanssen-Bauer et al. (2015), der klimautviklingen mot år 2100 er beregnet med 1971-2000 som referanseperiode. Prognosene er basert på to utslippsscenarioer, hvor RCP8.5 innebærer at utslippene av klimagasser fortsetter å øke mot slutten av dette hundreåret, mens RCP4.5 innebærer små utslippsendringer frem til 2050. Hanssen-Bauer et al. (2015) viser at forventede klimaendringer vil føre til et mildere og våtere klima med økt frekvens og intensitet av ekstremnedbør. I Møre og Romsdal er det prognostisert at den årlige nedbørsmengden kan øke med 6% for RCP4.5 og 14% for RCP.8.5. Antall dager med ekstremnedbør er forventet å øke kraftig i slutten av dette århundret med en økning på 47% for RCP4.5 og 86% for RCP8.5. For Vestlandet er det beregnet at temperaturen vil stige, med den laveste stigningen på 1,2°C og den høyeste på 3,9°C. En gradvis varmere klima vil gi kortere snøsesong. Snøreduksjonen vil være størst i høyereliggende strøk på Vestlandet og gi redusert antall døgn med snødekke. I høyfjellet er det forventet at mye av den årlige nedbørsøkningen vil komme som snø og føre til økt snømengde (Hanssen-Bauer et al., 2015).

Kapittel 3 – Skred

I dette kapittelet blir det gjort rede for klassifiseringen av skred jeg benytter meg av i oppgaven. Det blir gitt en kort introduksjon til skråningsstabilitet, og deretter en beskrivelse av skredtypenes løsnemekanismer, bevegelsesdynamikk og avsetningsformer. Skredtypenes morfologiske trekk blir grundigere gjennomgått i kapittel 5 og 6.

3.1 Klassifisering av skred

Blikra og Nemec (1998) og NVE (2011a) definerer et skred som en gravitasjonsdrevet og en plutselig forflyttelse av tørre eller våte masser av bergartsfragmenter, løsmasser, snø eller en kombinasjon av flere komponenter. Forskjellige systemer for klassifisering av skredtyper er blitt foreslått, slik som klassifikasjonssystemet av Varnes (1978), Hutchinson (1988) og Hungr et al. (2001). Varnes (1978) og NVE (2011a) klassifiserer skred basert på materialet som raser ut og materialets bevegelsesdynamikk. Basert på materialet som raser ut, kan skredtypene klassifiseres i tre hovedgrupper: skred fra fast fjell, snøskred og løsmasseskred (fig. 3.1). Hovedgruppene er videre klassifisert på grunnlag av skredenes bevegelsesdynamikk. Skredenes bevegelsesdynamikk avhenger av ulike faktorer, skredets volum for skred fra fast fjell, snøens massetetthet for snøskred, og vanninnhold og kornstørrelse for løsmasseskred (Varnes, 1978; NVE, 2011a). For denne masteroppgaven benyttes klassifikasjonssystemet og begrepene introdusert av NVE (2011a). Løsmasseskred vil ikke bli beskrevet i denne oppgaven, da skredtypene i løsmasseskred har lite effekt i studieområdet.

Fast fjell	Snø	Løsmasser	
Steinsprang $< 100 \text{ m}^3$ Steinskred $100 - 100\,000 \text{ m}^3$ Fjellskred $> 100\,000 \text{ m}^3$	Løssnøskred Flakskred Sørpeskred	Jordskred	
		Grovkornet	Finkornet
		Flømskred	Kvikkleire-skred

Fig. 3.1: Klassifisering av skredtyper basert på NVE sin klassifiseringssystem. Basert på materialet som raser ut er systemet delt inn i tre hovedgrupper. Videre klassifisering kan utføres basert på skredets volum, massetetthet, vanninnhold og kornstørrelse. Modifisert fra NVE (2011a).

3.2 Skråningsstabilitet

Skråningsstabiliteten styres av et komplekst samspill mellom ulike faktorer. Et skred utløses når de drivende kreftene er større enn de motstående kreftene (Van Beek et al., 2008; De Blasio, 2011; Braathen et al., 2004). Fig. 3.2 illustrerer hvordan kreftene påvirker stabiliteten på en masse i en skråning. Gravitasjonskraften trekker på massen i to komponenter i forhold til skråningen. Den ene trekker på massen nedover i skråningen som et resultat av skjærkraften og den andre trekker på massen inn i skråningen som en følge av normalkraften. Normalkraften er proporsjonal med friksjonskraften og virker vinkelrett fra underlaget på massen. Skjærkraften er den drivende kraften til et skred, mens den motstående kraften er friksjonen mellom massen og underlaget (Van Beek et al., 2008; De Blasio, 2011). Den største drivkraften er gravitasjonskraften, men skråningsstabiliteten er også avhengig av en rekke topografiske, klimatiske og geologiske faktorer (Van Beek et al., 2008; De Blasio, 2011; Saintot et al., 2011; Fischer et al., 2012; Braathen et al., 2004). En økning i vanntrykk og vannmetning er en av de viktigste faktorene for svekking av skråningsstabiliteten (Braathen et al., 2004; NVE, 2011b, 2011c). Skråningsstabiliteten i skred fra fast fjell er hovedsakelig kontrollert av geologiske strukturer, bergartstype og skråningsgradient. I tillegg kan tining av permafrosten svekke stabiliteten (Saintot et al., 2011; Fischer et al., 2012; Braathen et al., 2004; Matthews et al., 2018). Vegetasjon kan øke skråningsstabiliteten gjennom rotforsterkning og støtting, i tillegg til å absorbere vann og øke bindinger mellom løsmasser (De Blasio, 2011). Menneskelig inngrep i form av byggeaktiviteter, avskoging og endring i den naturlige dreneringen kan ha stor innvirkning på skråningsstabiliteten (Van Beek et al., 2008).

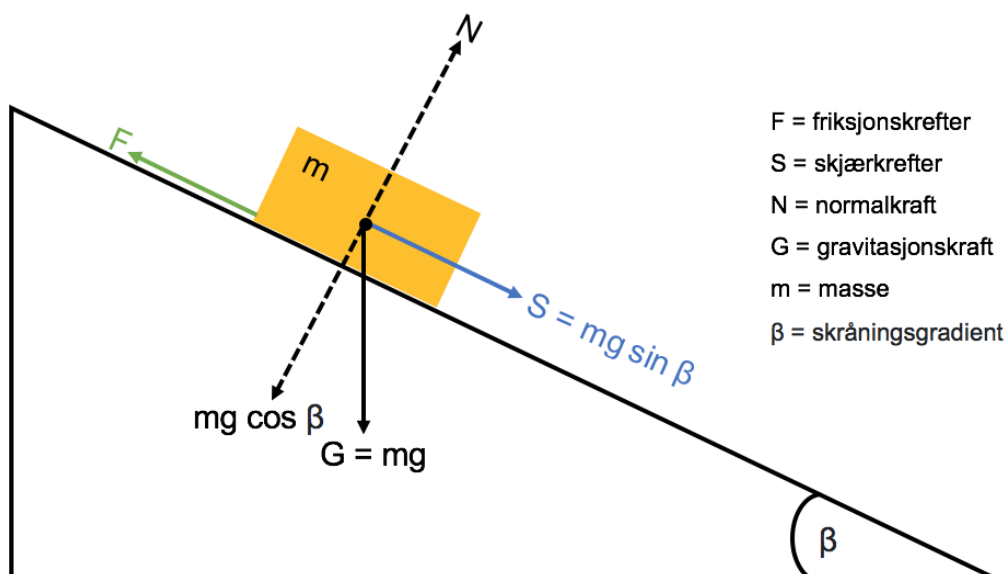


Fig. 3.2: Kraftene som virker på en masse i en skråning. Gravitasjons- og skjærkraften er de drivende kreftene og friksjon er den motstående kraften. Modifisert fra De Blasio (2011).

3.3 Skred fra fast fjell

Skred fra fast fjell utløses direkte fra berggrunnen i ustabile fjellsider som et resultat av små eller store deformasjoner langs svakhetssoner (Braathen et al., 2004; Saintot et al., 2011). Braathen et al. (2004) klassifiserer skred fra fast fjell etter skråningsgradient, skredvolum og deformasjonsstruktur. NVE (2011b) klassifiserer skred fra fast fjell kun etter volumet av skredmateriale, hvor steinsprang er om ras av masser mindre enn 100 m^3 , steinskred om masser mellom 100 og $100\,000 \text{ m}^3$ og fjellskred om volum større enn $100\,000 \text{ m}^3$. I denne oppgaven vil skred fra fast fjell klassifiseres på bakgrunn av NVE (2011b) sine volummålinger. Fig. 3.3A-C viser typiske løsneområder for skred fra fast fjell.

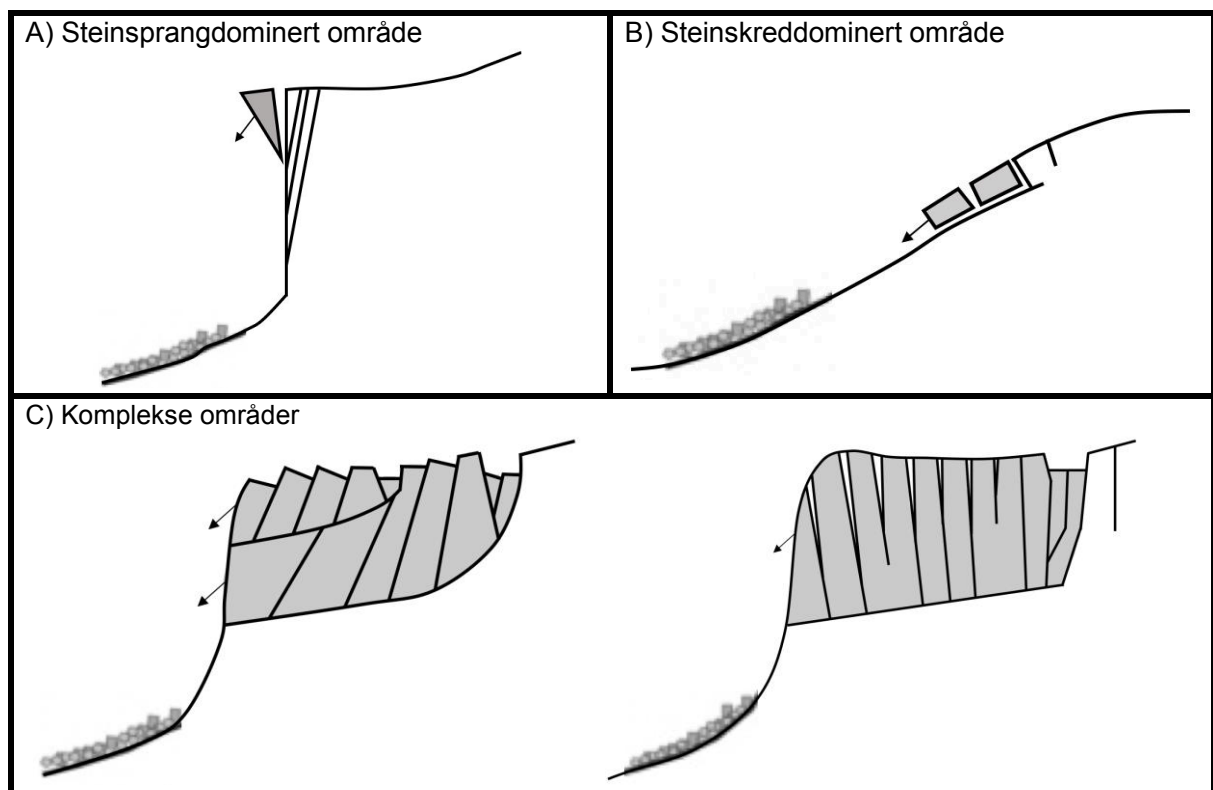


Fig. 3.3: Klassifisering av løsneområder for skred fra fast fjell etter Braathen et al. (2004). Klassifiseringen er basert på deformasjonsstruktur, skråningsgradient og volumet av skredmateriale. A) Et steinsprangdominert område der enkeltblokker løsner fra sprekkesoner som går sub-parallelt med fjellveggen. B) Et steinskreddominert område der skredmateriale løsner langs et sub-horisontalt glideplan. C) Komplekse områder bestående av flere bevegemekanismer og deformasjonsstrukturer. Komplekse områder er det samme som fjellskred. Modifisert fra Braathen et al. (2004).

3.3.1 Steinsprang

Steinsprang er en gravitasjonell massebevegelse der enkeltblokker med volum under 100 m^3 løsner fra overhengende skrenter eller bratte skråninger i oppsprukken berggrunn (Blikra & Nemeč, 1998; NVE, 2011b). Steinsprang forekommer i skråninger med helninger på over 60 grader med sprekkesoner som vanligvis går sub-parallelt med fjellveggen (Braathen et al., 2004). I et steinsprang vil enkeltblokkene hovedsakelig være i fritt fall, før de spretter og ruller ned til terrenget flater ut (Blikra & Nemeč, 1998; NVE, 2011b). I prosessen der blokkene spretter og ruller danner de sår på løsmassene, i berggrunnen og i vegetasjonsdekket langs skredbanen og i utløpssonen. Kollisjon mellom skredmateriale kan føre til at blokkene endrer retning, taper energi, stopper opp eller fragmenteres (Blikra & Nemeč, 1998).

I fig. 3.4 på neste side er det en oversikt over morfologiske trekk knyttet til steinsprang-avsetninger. I steinsprangdominerte områder vil skredmaterialene samle seg i urer av umodne og kantede steiner og blokker i bunnen av fjellsidene (Rapp, 1959; Blikra & Nemeč, 1998). Skredmaterialets kantede form gjør at urene ofte er stabile i relativt bratte skråninger på mellom 24 og 45 grader (Blikra & Nemeč, 1998). Steinsprangenes utløpslengde er styrt av materialets volum, form, og skredbanens gradient og ruhet (Parsons & Abrahams, 1987). I urene vil det være en fallsortering med de groveste materialene avsatt i foten av uren, da større blokker vil ha lengre utløpslengde enn mindre blokker og steiner. Den nedre delen av uren er ofte åpen, med spredte store blokker avsatt utenfor urfoten (Rapp, 1959; Blikra & Nemeč, 1998).

De viktigste utløsende faktorene for steinsprang er økt vanntrykk i svakhetssonene og/eller frostsprengning ved tine- og fryseprosesser (Braathen et al., 2004; NVE, 2011b). Steinsprang forekommer hyppigst om våren og høsten grunnet temperatursvingninger rundt frysepunktet, i tillegg til økt vanntrykk fra perioder med kraftig nedbør og snøsmelting. Rotsprengning kan også være en utløsende faktor (NVE, 2011b).

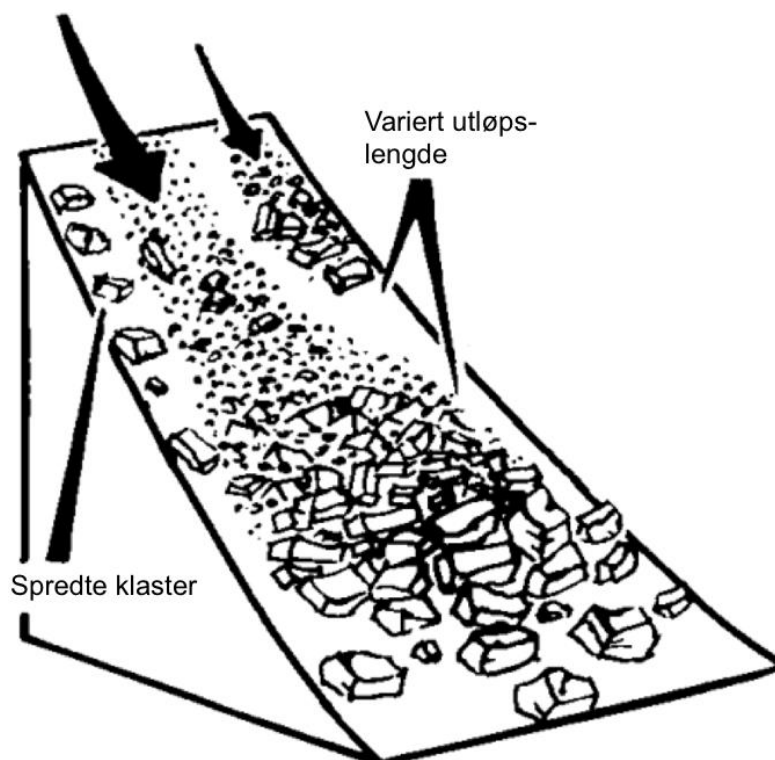


Fig. 3.4: Typiske morfologiske trekk som er karakteristisk for avsetninger av steinsprang. Kantede klaster i en fallsortering med det groveste materialet avsatt i foten av viften. Den nedre delen av viften er ofte åpen, med spredte store enkeltblokker avsatt utenfor urfoten. Modifisert fra Blikra & Nemeč (1998).

3.3.2 Steinskred

Steinskred er en utglidning av en mer sammenhengende bergartsmasse med volum mellom 100 og 100 000 m³ (Braathen et al., 2004; NVE, 2011b). Steinskred utløses ifølge Braathen et al. (2004) fra et lavvinklet glideplan på mindre enn 45 grader. Svakhetssoner som danner glideplan kan være foliasjon, forkastningsflate, lagdeling eller andre typer svakhetssoner som stammer fra et tektonisk brudd (Braathen et al., 2004; Saintot et al., 2011). Et steinskred har flere likheter som steinsprang, men har et større volum og en mer veldefinert skredbane (NVE, 2011b). I et steinskred fragmenteres sedimentene langs skredbanen på grunn av et stort skredvolum. I likhet med steinsprang vil materialet fra steinskred samle seg i urer av kantede steiner og blokker med en fallsortering (NVE, 2011b).

3.3.3 Fjellskred

Fjellskred er den største og mest destruktive skredtypen, der et volum på over 100 000 m³ skredmaterial raser ut (Braathen et al., 2004; NVE, 2011b). Fjellskred beveger seg som en glidende masse av berggrunnen med eventuelle løsmasser og vegetasjon som dekker det ustabile fjellpartiet. Utglidningen foregår oftest langs svakhetssoner i fjellpartiet som forkastningssoner og andre komplekse og dyptgående sprekke-dannelser i berggrunnen (Braathen et al., 2004; Saintot et al., 2011). Skredmassenes volum gjør at den kinetiske energien er stor og fører til at utløpslengden strekker seg flere kilometer. Skredtypen beveger seg uavhengig av topografien og skredmaterialene avsettes oftest som en tungeformet avsetningsform/lobe av usorterte og kantede berggrunnsfragmenter (NVE, 2011b). Skredmateriale i utløpssonen er preget av en kaotisk og en ujevn overflatemorfologi med en relativt lav gradient (Braathen et al., 2004).

I likhet med alle skredtyper fra fast fjell utvikler svakhetssonene seg til større sprekker som følge av økt vanntrykk i sprekker og ved frostsprengning. Selve utløsningen av skredet kan være jordskjelv, ekstremnedbør eller kraftig snøsmelting som fører til rask økning i vanntrykket i sprekkesystemene (Braathen et al., 2004; NVE, 2011b).

3.4 Snøskred

Snøskred er en gravitasjonell massebevegelse av tørr eller våt snø langs et glideplan, som kan være et snølag lengre nede i snødekket eller en berggrunnsflate (Blikra & Nemeč, 1998; NVE, 2011c). Snøskred er den skredtypen som tar flest menneskeliv og som fører til flest skader på infrastrukturen i Norge (NVE, 2011c). I tillegg er snøskred en viktig geomorfologisk og landskapsendrende prosess som gir karakteriske avsetninger av ulike småformer og landformer (Rapp 1959; Luckman, 1977; Blikra & Nemeč, 1998; Laute & Beylich, 2014). Snøskred kan deles inn i to hovedgrupper: løssnøskred og flakskred (Hopfinger, 1983; Blikra & Nemeč, 1998; NVE, 2011c). Løssnøskred og flakskred kan klassifiseres videre inn i tørrsnøskred og våtsnøskred basert på vanninnhold. Ved vannmettet snø oppstår det sørpeskred.

Utløsning, frekvens, størrelse og utløpslengde til snøskred avhenger av klimatiske og topografiske forhold (Luckman, 1977; Blikra & Nemeč, 1998; Laute & Beylich, 2014). Terrengenes helning, relieff, orientering og morfologi er de topografiske forholdene som har størst betydning for graden av skredfare. Snøskredenes frekvens er styrt av nedbørintensiteten, perioder med sterk vind og korte tidsperioder med raske temperaturstigninger (Blikra & Nemeč, 1998; Laute & Beylich, 2014). Snøskred oppstår i konkave og konvekse skråninger med en helning på mellom 30 og 60 grader (Blikra & Nemeč, 1998; NVE, 2011c; Laute & Beylich, 2014). Skråninger som består av bart fjell eller gressdekket overflate har en høyere frekvens av snøskred enn skråninger med vegetasjon eller av ur (Luckman, 1977). Våte snøskred kan løses ut i terreng på 10 grader (Blikra & Nemeč, 1998). Helninger på over 60 grader er generelt for bratte for akkumulering av store mengder snø. Skråninger som ligger på lesiden av vind og nedbør er mest utsatt for snøskred (Rapp, 1959; NVE, 2011c).

Tørre snøskred er vanligst på vinteren ved temperaturer under null grader over en lengre periode (NVE, 2011c; Laute & Beylich, 2014). Utløsningsfaktorer av tørre snøskred er strukturelle svakheter i snødekket etter perioder med store nedbørsmengder i form av snø eller regn, kombinert med sterk vind (Luckman, 1977; NVE, 2011c). Våte snøskred forekommer ofte om våren med plussgrader over en lengre periode og mer nedbør i form av regn. Økt vanninnhold i snødekket fra snøsmelting og regn fører til økt vekt og tap av kohesjonen i snøkrystallene (Luckman, 1977; NVE, 2011c; Laute & Beylich, 2014).

I fig. 3.5 er det en generell oversikt over morfologiske trekk knyttet til snøskred. Snøskred har store landskapsendrende effekt, da enkelte snøskred er svært erosive (Rapp 1959; Luckman, 1977; Laute & Beylich, 2014). Snøskred har evnen til å erodere og transportere kornstørrelser

opp til blokker avhengig av snøens massetetthet, hvor økt vanninnhold fører til økt massetetthet (Luckman, 1977; Blikra & Nemeč, 1998; Laute & Beylich, 2014). Skred som beveger seg langs et glideplan av snø vil ikke erodere i underlaget og transporterer derfor lite til ingen løsmasser (Luckman, 1977). Snøskred transporterer løsmasser på snødekket som er avsatt etter steinsprang og andre skredprosesser, i tillegg til løsmasser som plukkes opp i snømassen langs skredløpet (Blikra & Nemeč, 1998). I områder med høy snøskredaktivitet kan løsmassene ligge i tungeformende avsetninger av kantede blokker og steiner i enden av utløpssonen (Rapp, 1959; Corner, 1980; Matthews et al., 2020a). Vertikal nedsmelting av snø fører til at steiner er avsatt oppå blokker eller på vegetasjonsdekket. I enkelte tilfeller kan steinene ligge i ustabile posisjoner (Blikra & Nemeč, 1998). Snøskredavsetninger er karakterisert av løsmasseskygger, løsmassehaler, pløyespor, spredte klaster og lober (Rapp, 1959; Blikra & Nemeč, 1998). I de mest ekstreme tilfellene kan det dannes snøskredgroper i utløpssonen. En snøskredgrop er dannet ved at snøskred over tid har avsatt en distal rygg av løsmasser på grunn av kraftige sammenstøt mellom snømassen og løsmassedekket. I flere tilfeller er gropen fylt av vann (Corner, 1980; Blikra & Nemeč, 1998).

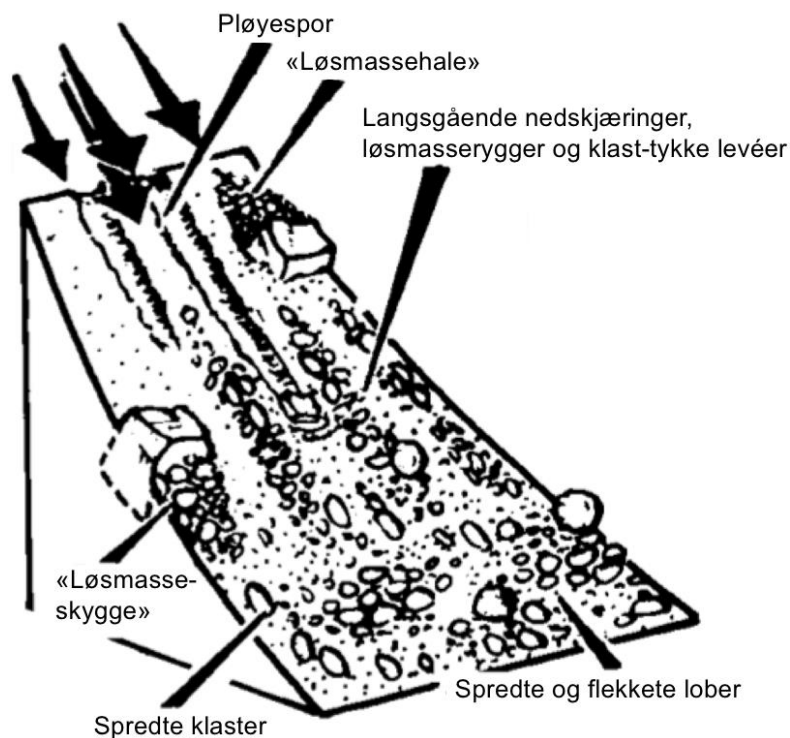


Fig. 3.5: Typiske morfologiske trekk som er karakteristisk for avsetninger av snøskred. Modifisert fra Blikra & Nemeč (1998).

3.4.1 Løssnøskred

Løssnøskred er skred av fersk nysnø eller våt snø med lite kohesjon. Skredene utløses ofte fra et punkt i veldig bratte skråninger og brer seg utover i skredløpet som en hurtig turbulent masse (NVE, 2011c). De groveste snøkrystallene forflytter seg langs underlaget, mens finere snøpartikler virvles opp og beveger seg som en luftbåren masse (Hopfinger, 1983). Løssnøskred forekommer oftest i overflaten av snødekket og har derfor en liten erosiv effekt langs skredløpet (Luckman, 1977). Løssnøskred er vanligvis små og harmløse, men dersom skredet består av tørr snø kan det dannes en skredsky som kan gi store skader (NVE, 2011c).

3.4.2 Flakskred

Flakskred er den største og den mest destruktive snøskredtypen. Flakskred starter som et større flak av snø som glir ut som en masse langs et glideplan. Skredet etterlater en skarp bruddkant i snødekket og snøflaket brytes opp i mindre blokker av kompakt snø på vei nedover skredløpet (Hopfinger, 1983; Blikra & Nemec, 1998; NVE, 2011c). Et flakskred utløses når det er et skjærbrudd mellom glideplanet og snøflaket, grunnet svake bindinger mellom lagene. Lagdeling i snødekket er et resultat av at snøen akkumuleres under ulike værforhold (Blikra & Nemec, 1998). Flakskred kan bli flere kilometer i bredden og forekommer hovedsakelig langs berggrunnsflaten eller dypt i snødekket. Glideflatenes plassering og størrelsen på skredet gjør at flakskred er veldig erosive (Luckman, 1977; Hopfinger, 1983; Blikra & Nemec, 1998).

3.4.3 Sørpeskred

Sørpeskred er en type snøskred med veldig høyt vanninnhold. Snø med vanninnhold høyere enn 25% betegner som sørpe (Blikra & Nemec, 1998). Det høye vanninnholdet gjør at sørpeskred har stor skadepotensial, høy hastighet og høy massetetthet (NVE, 2011c). Sørpeskred beveger seg vanligvis i bekke- og elveløp eller andre forsenkninger i terrenget med oppsamling av vann. Sørpeskred forekommer oftest etter perioder med kraftig nedbør i form av regn og/eller intens snøsmelting. Snøsmelting og tilførsel av vann fører til tap av kohesjon i den våte snøen. Det resulterer i at snøens skjærstyrke og stabilitet reduseres (Luckman, 1977; Blikra & Nemec, 1998; NVE, 2011c).

Kapittel 4 - Metoder

Dette kapitlet tar for seg metodene som er blitt brukt i masteroppgaven. Kwartærgeologisk kartlegging er blitt brukt for å kartlegge skredavsetningene i feltområdet. Til å estimere aldrene på skredavsetningene er det blitt brukt en schmidthammer. Potensielle feilkilder vil bli presentert og drøftet når resultatene diskuteres i kapittel 6.

4.1 Skredkartlegging

Metodene som ble brukt i forbindelse med kartlegging av skredavsetninger er tradisjonell kvartærgeologisk kartlegging og detaljert kvartærgeologisk kartlegging i bratt terreng. Metodene for å avgjøre løsmassenes avsettende agens er basert på geomorfologiske og sedimentære egenskaper. Et kvartærgeologisk kart viser hvilke løsmasser, avsetnings- og erosjonsformer man finner i feltområdet. Kartet gir en god indikasjon på hvilke geologiske prosesser som har vært aktive i et område og hvilke agenser som står bak dannelsen av disse prosessene (Fredin et al., 2014).

4.1.1 Kwartærgeologiske kart og tradisjonell kvartærgeologisk kartlegging

Kwartærgeologiske kart gir hovedsakelig informasjon om løsmasser, avsetnings- og erosjonsformer og kornstørrelse i et område ved bruk av fargepolygoner, linje- og punktsymboler. Kartene er nyttige for forståelse av landskapets utforming og utvikling siden siste istid. Kartene blir brukt til ulike formål, som kartlegging av naturressurser, arealplanlegging og vurdering av geofarer (Fredin et al., 2014). Ulike landformer og jordarters beliggenhet i forhold til hverandre gir et grunnlag for tolkning av områdets geologiske historie. Spor etter tidligere skred gir innsikt i hvor ulike skredtyper har funnet sted i holocen. Nøyaktigheten og mengden informasjon på et kvartærgeologisk kart avhenger av ønsket detaljnivå. Kartleggingen utføres hovedsakelig i målestokk 1: 200 000, 1: 50 000 og 1: 20 000 (Fredin et al., 2014). I min undersøkelse har jeg valgt å presentere det ferdige resultatet i målestokk 1:10 000.

I tradisjonell kvartærgeologisk kartlegging er løsmasseinndelingen basert på ulike jordarter på bakgrunn av deres avsettende agenser (Fredin et al., 2014). De vanligste avsettende agensene i Norge er isbreer (morenemateriale), breelver (glasifluviale sedimenter), innsjøer (lakustrine sedimenter), elver og bekker (fluviale sedimenter), hav (marine sedimenter), skred (skredavsetninger) og vind (eoliske sedimenter). Fordelingen av jordarter i et område avhenger

dermed av hvilke geologiske prosesser som har vært aktive. Prosessenes ulike transportmekanisme fører til avsetninger med ulike sedimentære egenskaper. Ved å undersøke sedimentenes kornstørrelse, rundingsgrad, sortering og plassering kan man skille de ulike jordartene fra hverandre.

Under feltarbeidet ble det benyttet et topografisk kart til å skissere et utkast basert på observasjoner i felt. Kartleggingen er gjort med vekt på NGUs standard for tegn- og fargekoder til kvartærgeologiske kart. I forkant av feltarbeidet ble flyfoto (norgebilder.no) og terrengmodeller (hoydedata.no) brukt for å få en oversikt over studieområdet. Det ferdige kvartærgeologiske kartet er utarbeidet i ArcMap ved bruk av feltobservasjoner, flyfoto og terrengmodeller.

4.1.2 Detaljert kvartærgeologisk kartlegging i bratt terreng

Etter at NVE lanserte nye retningslinjer for plan for skredfarekartlegging i 2011 (NVE, 2011a), har NGU utviklet et nytt kartprodukt, detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger, som gir mer detaljert informasjon på skråningsprosesser. Kartproduktet gjør det mulig å utføre en detaljert kartlegging av skredutsatte områder, noe som kan være et nyttig verktøy for faresonekartlegging (Rubensdotter et al., 2016). Kartproduktet skiller seg fra det tradisjonelle kvartærgeologiske kartet ved at kartleggingen gjennomføres i målestokk 1:10 000. Den detaljerte standarden gjør det mulig å skille avsetninger av skred i fast fjell, snøskred og løsmasseskred ved å ha et bredt utvalg av punkter, linjer og fargepolygoner. I tillegg har standarden et utvalg av polygoner med blandede avsetninger av de ulike skredtypene (Rubensdotter et al., 2016). Kartleggingen er gjort med vekt på NGUs standard for tegn- og fargekoder for detaljert kartlegging. Ettersom kartproduktet er under utvikling er ikke standarden for punkter, linjer og fargepolygoner komplett. Fremgangsmåten for kartleggingen er på mange måter den samme som for tradisjonell kvartærgeologisk kartlegging, men på grunn av detaljnivået kreves det mer tid per areal.

4.1.3 Beskrivelse av sedimentære parametere

For å kunne identifisere et sediment og tolke deres avsettende agens, må man kjenne til de sedimentære parameterne. De sedimentære parameterne er kornstørrelse, sortering- og rundingsgrad. Beskrivelse og tolkning av skredavsetningene er gjort på overflaten, da det å grave snitt i umodne skredavsetninger er vanskelig og i tillegg ligger studieområdet i et verneområde.

Wentworths (1922) kornstørrelsesinndeling er benyttet for å beskrive kornstørrelser, der leire er de minste partiklene og blokker de største. Kornstørrelsesinndelingen består av seks hovedgrupper: leire (< 0,004 mm), silt (0,004 – 0,063 mm), sand (0,063 – 2 mm), grus (2 – 64 mm), stein (64 – 256 mm) og blokk (> 256 mm). Sedimentets sorteringsgrad beskriver om løsmassene har samme størrelse og form. God sortering er når sedimentene forholdsvis har samme størrelse og form, og dårlig sorteringsgrad når sedimentene varierer. Bergartsfragmenter i avsetninger har ulik rundingsgrad. Rundingsgraden er et resultat av den fysiske og kjemiske forvitringen sedimentene utsettes for under massetransporten, og er derfor avhengig av transportmekanismen og -lengden. For å bestemme rundingsgraden til avsetningene ble det gjennomført en analyse av materialets rundingsgrad i utløpssonen for de ulike skredlokalitetene. I analysen ble 30 tilfeldige steiner plukket ut fra et 1 m² område på overflaten. Det ble benyttet fire rundingsgrader: kantet (K), kantrundet (KR), rundet (R) og godt rundet (GR), som illustrert i fig. 4.1.

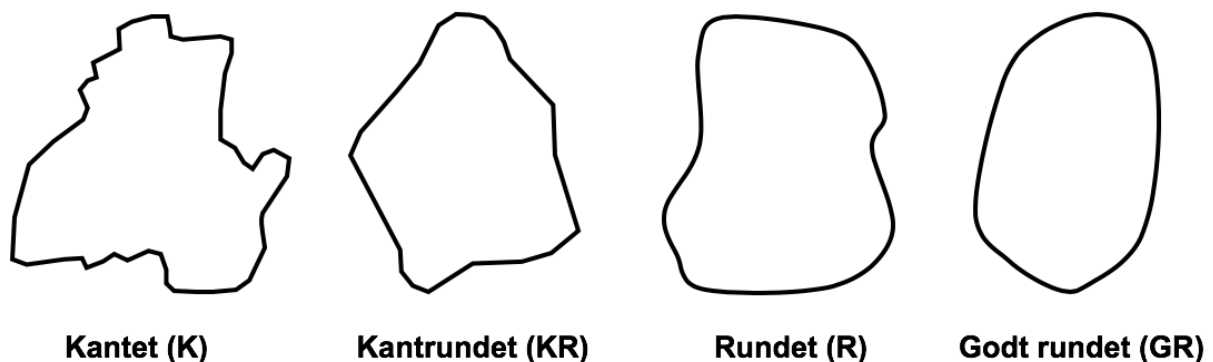


Fig. 4.1: Klassifisering av sedimentenes rundingsgrad er basert på fire rundingsgrader. Modifisert fra Lindholm (1987) og Bergersen (1970).

4.1.4 Terrengmodeller i ArcMap

Terrengmodeller gjør det mulig å studere geomorfologien i et område med mye vegetasjon. I tillegg er det et nyttig verktøy til å bruke når man ikke har muligheten å kartlegge alt i felt grunnet tid, krevende terreng og stort feltareal. I kartleggingen er skyggerelieff («hillshade») og helningskart («slope») benyttet. I skyggerelieff kommer blant annet store blokker, rygger og erosjonskanaler tydelig frem.

Skyggerelieff kan utarbeides i ArcMap ved bruk av «hillshade» i «spatial analyst»-verktøyet under «surface». Terrengmodellen gir en gråtonisk 3D-fremstilling av terrengoverflaten ved å definere lyskildens/solens relative posisjon. I modellen dannes «skygger» der topografien vender vekk fra solen, mens terreng som vender mot solen blir belyst. I «hillshade» er det to muligheter å fremstille «skygger», tradisjonell og multidireksjonell. Den tradisjonelle metoden beregner «skygger» ved å bruke en lyskilde fra en retning ved hjelp av høyde- og asimutegenskapene for å spesifisere solens posisjon. I multidireksjonell kombinerer man lys fra flere kilder. I oppgaven er den tradisjonelle metoden brukt. Lyskildens høyde er høyde over horisonten og varierer fra 0 til 90 grader. En verdi på 0 grader indikerer at solen er i horisonten, mens en verdi på 90 grader indikerer at solen er normal på overflaten. Asimut er solens relative posisjon langs horisonten med et intervall på 0 – 360 grader. En asimut på 0 grader er nord og 180 grader er sør (Esri Resources, 2020). Som input-data er det brukt en digital terrengmodell/høydmodell (DTM) til å lage en terrengmodell med skyggerelieff. Dataene er tilgjengelig på hoydedata.no.

I ArcMap kan også helningskart utarbeidet fra en DTM ved bruk av funksjonen «slope» som befinner seg i samme kategori som «hillshade»-verktøyet. Verktøyet beregner gradienten i hver rastercelle, basert på høydeverdiene til nabocellen (Esri Resources, 2016).

4.1.5 Flyfoto

Flyfoto er lastet ned fra norgebilder.no og er brukt for å få innsikt i skredaktiviteten i studieområdet ved å sammenligne vegetasjonsdekket og skredavsetninger i skredenes utløpssoner på ulike flyfoto. Endringer i vegetasjonsdekket og avsetning av løsmasser fra skred gir en indikasjon på skredaktivitet i tidsrommet mellom fotoene. I Korsmyrdalen er det ti flyfoto som er tilgjengelig: 1976, 2003, 2006, 2007, 2011, to sett fra 2013 og 2018. Flyfoto fra 2007, 2011 og det ene settet fra 2013 er ikke brukelig da store deler av dalen er dekket av skygge. Flyfoto fra 1976 er i svart-hvit, men i god kvalitet.

4.2 Schmidthammer

Under feltarbeidet ble det brukt en schmidthammer av type N for å måle hardheten (R-verdi) på blokker og eksponert berggrunn. En schmidthammer kan estimere hvor lenge en bergartsoverflate har vært eksponert, da R-verdien avtar som respons på at den kjemiske forvitringen øker lineært over tid (Colman, 1981; Matthews & Shakesby, 1984; McCarroll, 1991; Matthews & Wilson, 2015; Wilson et al., 2019; Matthews et al., 2020a). Til alderskalibrering er det blitt brukt en lokal og en ikke-lokal kalibreringskurve. Schmidthammermålinger i denne oppgaven er brukt som grunnlag for å estimere når de ulike skredprosessene i studieområdet har vært aktive. Dette blir grundigere gjennomgått i kapittel 5 og 6.

4.2.1 Funksjon

Schmidthammer er et instrument oppfunnet av Ernst Schmidt på slutten av 1940-tallet (Goudie, 2006). Instrumentet var opprinnelig designet for å estimere hardheten på betong, men har blitt mye brukt av geologer og geografer til å måle hardheten på bergartsoverflater for relativ datering og eksponeringsdatering av ulike landformer og avsetninger. Schmidthammer har blant annet blitt brukt til datering av glasiale landformer (Matthews & Shakesby, 1984; Matthews et al., 2014; Matthews & Wilson, 2015), avsetninger fra skred i fast fjell (Matthews et al., 2018; Wilson et al., 2019), snøskredavsetninger (Matthews et al., 2015, 2020a) og alluviale vifter (Matthews et al., 2020b).

Schmidthammer eksisterer i flere versjoner. N-typen er den mest brukte schmidthammeren innen geomorfologi og er satt sammen av ulike mekaniske komponenter (fig. 4.2) (Goudie, 2006). Ved bruk av schmidthammeren presses instrumentet normalt på en bergartsoverflate og et springfjærladd stempel utløses og treffer overflaten. Deler av energien som oppstår under sammenstøtet konverteres til varme og lyd (Goudie, 2006). Den gjenværende energien vil føre stemplet tilbake til huset og denne energien representerer bergartens hardhet (Aydin & Basu, 2005; Goudie, 2006). Det er avstanden til dette tilbakeslaget som kalles R-verdi (fra engelsk: R = rebound) og kan leses av på indikatoren med en skala fra 10 – 100.

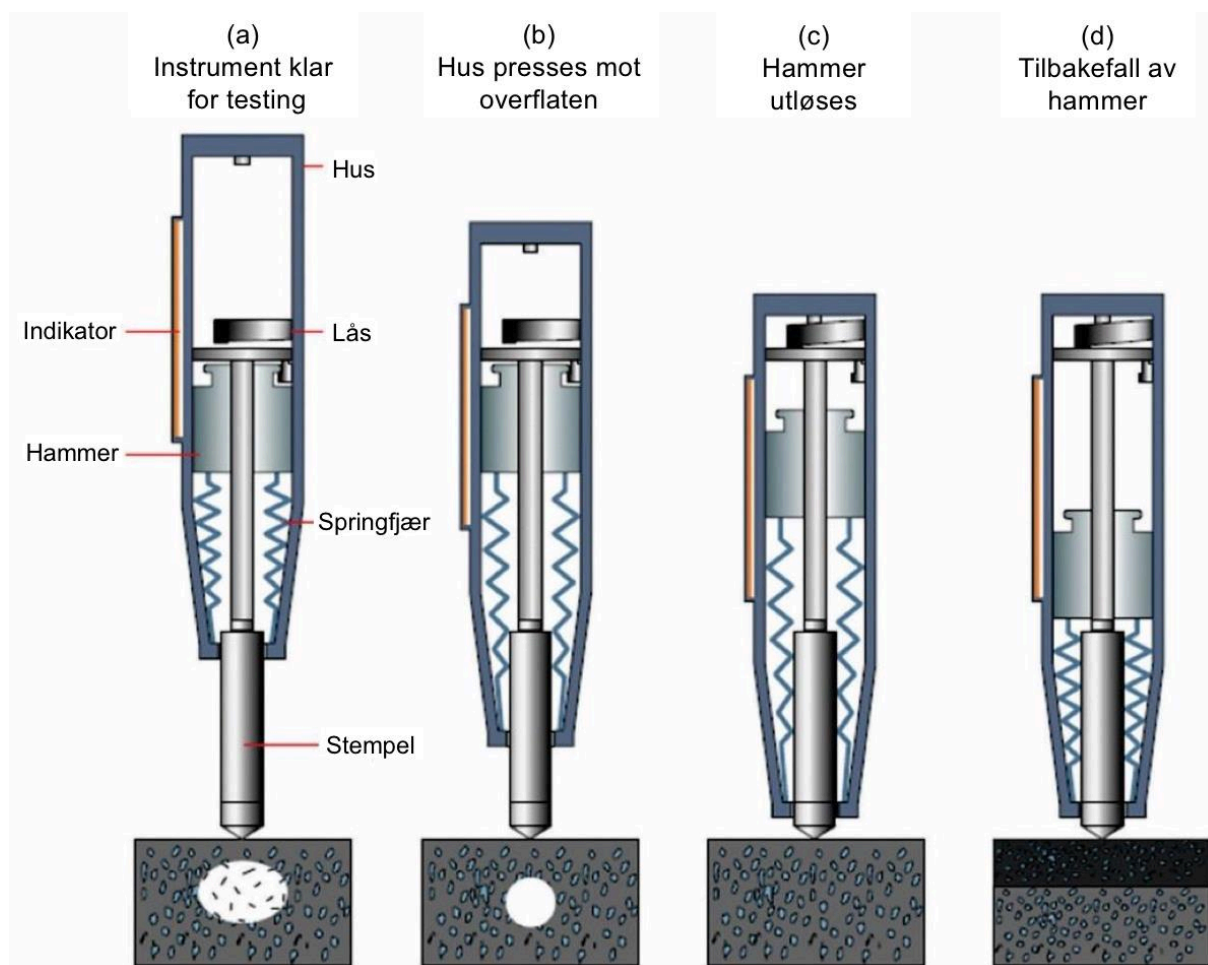


Fig. 4.2: De mekaniske hovedkomponentene i en schmidthammer, utført på en jevn og horisontal overflate. Modifisert fra Castañeda et al. (2017).

4.2.2 Feilkilder

Schmidthammeren er et sensitivt instrument og ved bruk av schmidthammeren innebærer det flere mulige feilkilder. For å oppnå best mulig resultat er det en del faktorer som må tas hensyn til (fig. 4.3). Det kan være viktig å kalibrere schmidthammeren før bruk for å forhindre mulige instrumentfeil (McCarroll, 1987). Schmidthammeren er veldig sensitiv for ujevnheter i bergartsoverflaten og bør derfor brukes på horisontale og jevne overflater (McCarroll, 1989, 1991; Goudie, 2006). Dette gjør at metoden er lite egnet til å brukes på folierte eller lagdelte bergarter (Goudie, 2006). Målinger på ujevne overflater vil gi høyere spredning i R-verdiene enn målinger på jevne overflater (McCarroll, 1989, 1991; Goudie, 2006). Biter av overflaten kan bli knust før stemplet når helt ned til flaten. Dette oppstår generelt på ujevne overflater og fører til tap av energi som resulterer i lavere R-verdi (Goudie, 2006).

Det er viktig å måle flater av samme litologi ettersom ulike bergarter har ulike hardheter og forvittringsrater på grunn av mineralsammensetningen (Goudie, 2006). Harde mineraler (f.eks.

kvarts) er mer motstandsdyktige mot forvitring enn myke mineraler (f.eks. biotitt). Målinger på sterkt forvitrede overflater vil gi lavere R-verdi enn overflater som er relativt ferske (McCarroll, 1989, 1991; Aydin & Basu, 2005; Goudie, 2006).

Målinger tatt på samme sted kan gi høyere R-verdi ettersom slaget fra første måling allerede har påvirket forvittringshuden på overflaten. Blokker som skal bli målt bør være i en viss størrelse ettersom kraften fra slaget kan føre til bevegelse i underlaget og påvirke R-verdien. Summer & Nel (2002) foreslår at blokkene bør veie minst 25 kg. For å få best mulig resultat skal schmidthammeren brukes vinkelrett på overflaten, og unngå sprekker, kanter, og ujevne, våte, mose- og lavdekkete overflater (Summer & Nel, 2002; Goudie, 2006; Matthews & Owen, 2010).

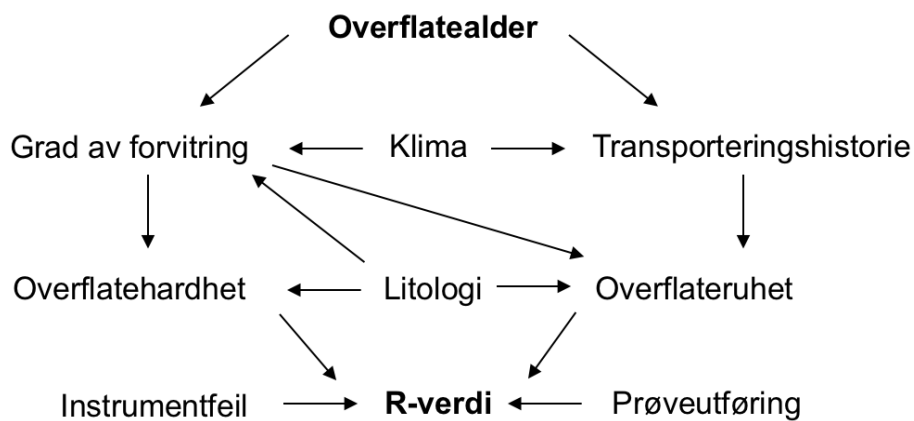


Fig. 4.3: Oversikt over noen faktorer som påvirker R-verdien (Modifisert fra McCarroll, 1989).

4.2.3 Statistiske parametere

For å analysere og tolke schmidthammermålingene brukes ulike statistiske parametere. De statistiske parameterne er beskrevet nedenfor for å kunne få en bedre forståelse for statistikken bak alderskalibreringen.

Minimums- og maksimumsverdi viser hvor stort intervall det er i målingene. Minimum er den laveste målte R-verdien og maksimum er den høyeste verdien for et datasett.

Gjennomsnitt (\bar{x}) er tallet som angir den mest «typiske» verdien i et datasett. Gjennomsnittstallet er summen av alle målingene i et datasett dividert på antall målinger. **Medianen** er verdien som ligger midt i datasettet når verdiene er rangert i stigende rekkefølge (Moore et al., 2017).

$$\bar{x} = (x_1 + x_2 + x_3 + \dots + x_n)/n$$

Varians (var) og **standardavvik** (SD) er et mål på spredningen i et datasett. **Varians** beskriver spredningen i et datasett fra gjennomsnittet. **Standardavvik** er kvadratroten av variansen og definerer hvor stor spredning det er i datasettet i forhold til gjennomsnittet. Det vil si hvor mye i gjennomsnitt hver av verdiene i fordelingen avviker fra gjennomsnittet. I et normalfordelt datasett vil 68% av målingene ligge innenfor et standardavvik ($\pm 1\sigma$), og 95% innenfor to standardavvik ($\pm 2\sigma$) fra gjennomsnittet (Moore et al., 2017).

$$\text{Var} = \frac{\sum(x - \bar{x})^2}{n - 1}$$

$$\text{SD} = \sqrt{\frac{\sum(x - \bar{x})^2}{n - 1}}$$

Standardfeil (SE) er et mål på presisjon på estimatet av gjennomsnittet og angir feilmarginen av en måling.

$$SE = \frac{SD}{\sqrt{n} - 1}$$

Skjevhet og **kurtose** brukes til å beskrive frekvensfordelingen til et datasett. **Skjevhet** beskriver graden av symmetrien i en fordeling og viser om verdiene er jevnt eller ujevnt fordelt i forhold til gjennomsnittet (Čisar & Čisar, 2010). Skjevhet kan være null, positiv eller negativ. For en symmetrisk fordeling vil verdien av skjevhet være 0. Jo nærmere 0 verdien er jo mer symmetrisk er fordelingen (Devore & Berk, 2012). I en positiv forskyvning vil fordelingen ha

en asymmetrisk hale som strekker seg til høyre for gjennomsnittet mot høyere verdier. Dersom den asymmetriske halen strekker seg til venstre for gjennomsnittet mot lavere verdier vil fordelingen være negativ. Om gjennomsnittet er lik medianen vil fordelingen være symmetrisk (Čisar & Čisar, 2010; Devore & Berk, 2012). Kurver med symmetrisk fordeling, og negativ og positiv skjevhet er illustrert i fig. 4.4.

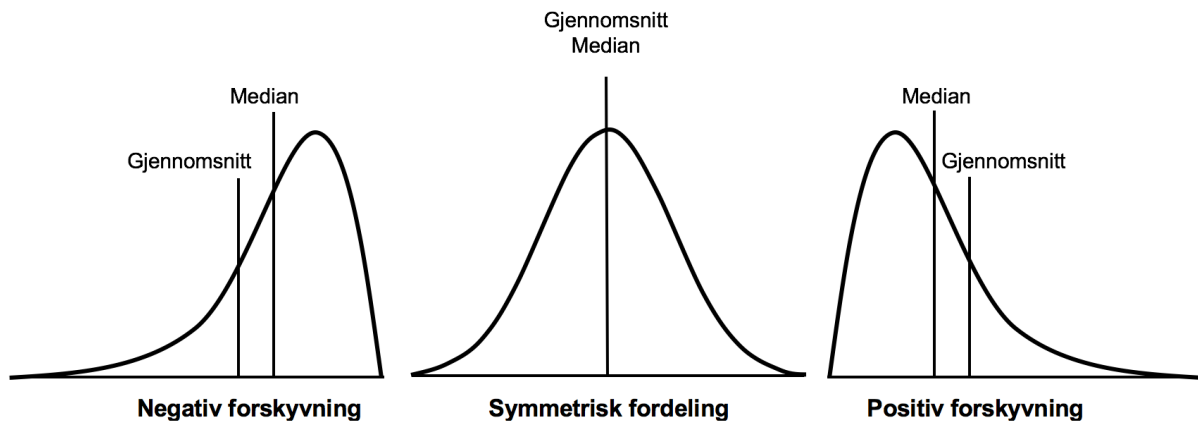


Fig. 4.4: Kurvene illustrerer de forskjellige skjevhetstypene: symmetrisk fordeling, negativ og positiv forskyvning. Modifisert fra Doane & Seward (2011).

Kurtose er et mål på hvordan fordelingen av verdier er spredt mellom ytterpunktene. I en grafisk fremstilling uttrykkes dette med hvor spiss eller flat fordelingen er i forhold til normalfordelingen (fig. 4.5). Kurtosen er 0 i en normalfordeling og positiv når verdiene er sentrert rundt gjennomsnittet. Kurven til en positiv kurtose har en spissere og tynnere form enn normalfordelingskurven. Dersom verdiene ligger mer spredt rundt gjennomsnittet er kurtosen negativ og kurven vil ha en flatere form (Čisar & Čisar, 2010).

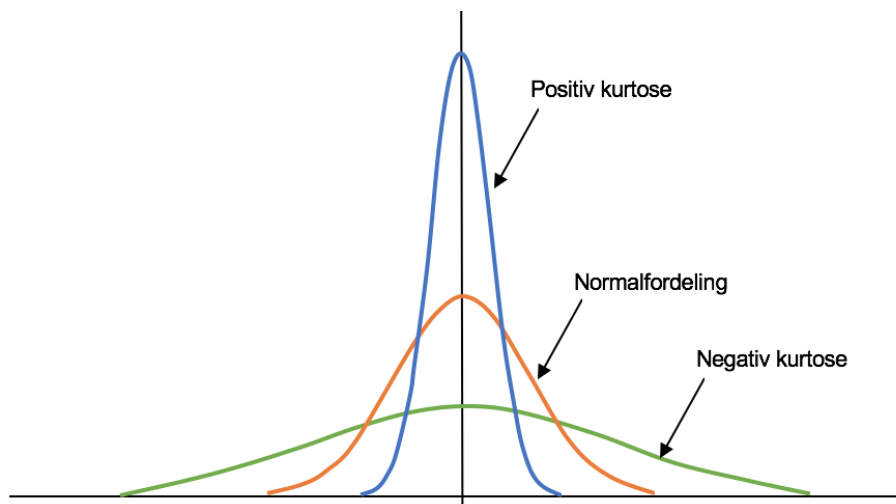


Fig. 4.5: Positiv og negativ kurtose sammenlignet med en normalfordelingskurve. Modifisert fra Čisar & Čisar (2010).

4.2.4 Kalibrering

Eksponeringsdatering kan utføres med en schmidthammer dersom det konstrueres en kalibreringskurve (fig. 4.6). Kurven er basert på to kontrollpunkt av kjent alder, et ungt og et gammelt (Matthews & Owen, 2010). Det ene punktet kan være en nylig eksponert overflate fra en veiskjæring og den andre fra en morenerygg datert med ^{10}Be -eksponeringsdatering (Matthews & Wilson, 2015; Wilson et al., 2019). Bruken av to kontrollpunkt er basert på at R-verdien avtar som respons på at den kjemiske forvitringen øker lineært med tiden (Colman, 1981; McCarroll, 1991; Matthews & Owen, 2010; Matthews & Wilson, 2015). Schmidthammerdatering er best egnet til å bruke på blokker eksponert i senglasial tid og holocen da man antar at forvitringen har holdt en konstant rate gjennom disse periodene (f. eks.: Matthews & Owen, 2010; Wilson et al., 2019; Matthews et al., 2015, 2018, 2020a, 2020b).

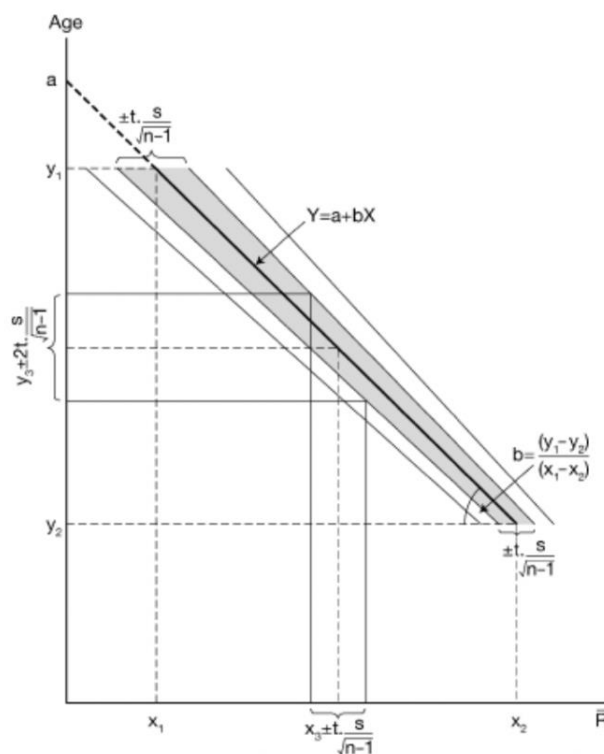


Fig. 4.6: Skjematisk diagram som viser prinsippet bak etablering av en kalibreringskurve. Det grå skraverte området markerer usikkerheten ($\pm 2\sigma$) fra kalibreringskurven, x-aksen representerer gjennomsnittlig R-verdi og y-aksen representerer SHD-alder. Hentet fra Matthews & Owen (2010).

For å konstruere en lokal kalibreringskurve har det blitt brukt samme fremgangsmåte som Matthews & Wilson (2015) gjorde i sin studie. I alderskalibreringen har det blitt brukt en lokal kalibreringskurve og en kurve fra Romsdalsalpene/Valldalen. Dette blir nærmere gjennomgått i kapittel 5.2.4. Romsdalsalpene/Valldalen kalibreringskurve er konstruert av Matthews & Wilson (2015), men har senere blitt korrigert av Wilson et al. (2019). I oppgaven er det den korrigerte kalibreringskurven som vil bli brukt, $y = 39\,923,008 - 707,71428x$.

Kalibreringskurven/-ligningen har en lineær regresjonsligning av formelen:

$$y = a + bx$$

hvor y er bergartens overflatealder og x er den gjennomsnittlig R-verdien, a og b er konstanter som definerer skjæringspunktet og stigningstallet til kalibreringskurven. For to kontrollpunkt defineres stigningstallet av:

$$b = \frac{(y_1 - y_2)}{(x_1 - x_2)}$$

der y_1 og x_1 representerer alder og gjennomsnittlig R-verdi for gammelt kontrollpunkt, og y_2 og x_2 for ungt kontrollpunkt. Skjæringspunktet beregnes ved substitusjon i kalibreringsligningen. 95% konfidensintervall for en alder (C_t) er den totale usikkerheten fra kalibreringskurven (C_c) og prøven (C_s):

$$C_t = \sqrt{(C_c^2 + C_s^2)}$$

Usikkerheten i kalibreringskurven beregnes ut fra usikkerhetene knyttet til kontrollpunktene og deres aldersforskjell:

$$C_c = C_o - \left[\frac{(C_o - C_y)(R_s - R_o)}{(R_s - R_o)} \right]$$

hvor C_o er 95% konfidensintervall for det gamle kontrollpunktet i år og C_y for det unge kontrollpunktet. R_o , R_y og R_s er de gjennomsnittlige R-verdiene til det gamle og unge kontrollpunktet, og prøveoverflaten. Prøvens standardfeil (C_s) er avhengig av stigningstallet (b), antall målinger (n) og standardavviket:

$$C_s = b \left[\frac{SD}{\sqrt{(n - 1)}} \right]$$

Kapittel 5 – Resultat

I dette kapittelet vil resultatene fra skredkartlegging og schmidthammerdatering bli presentert. Feltarbeidet i Korsmyrdalen ble utført i nesten to uker i august 2019 og 3 dager i juli 2020. Studieområdet er delt inn i tre skredtyper basert på topografiske forhold, geomorfologiske og sedimentære egenskaper. Lokalitetene er gitt etter skredtype A – C med lokalitetsnummer 1 – 4 (fig. 5.1). Lokalitetstype A representerer snøskreddominerte lokaliteter, B for steinsprang og steinskred og C for steinsprang.

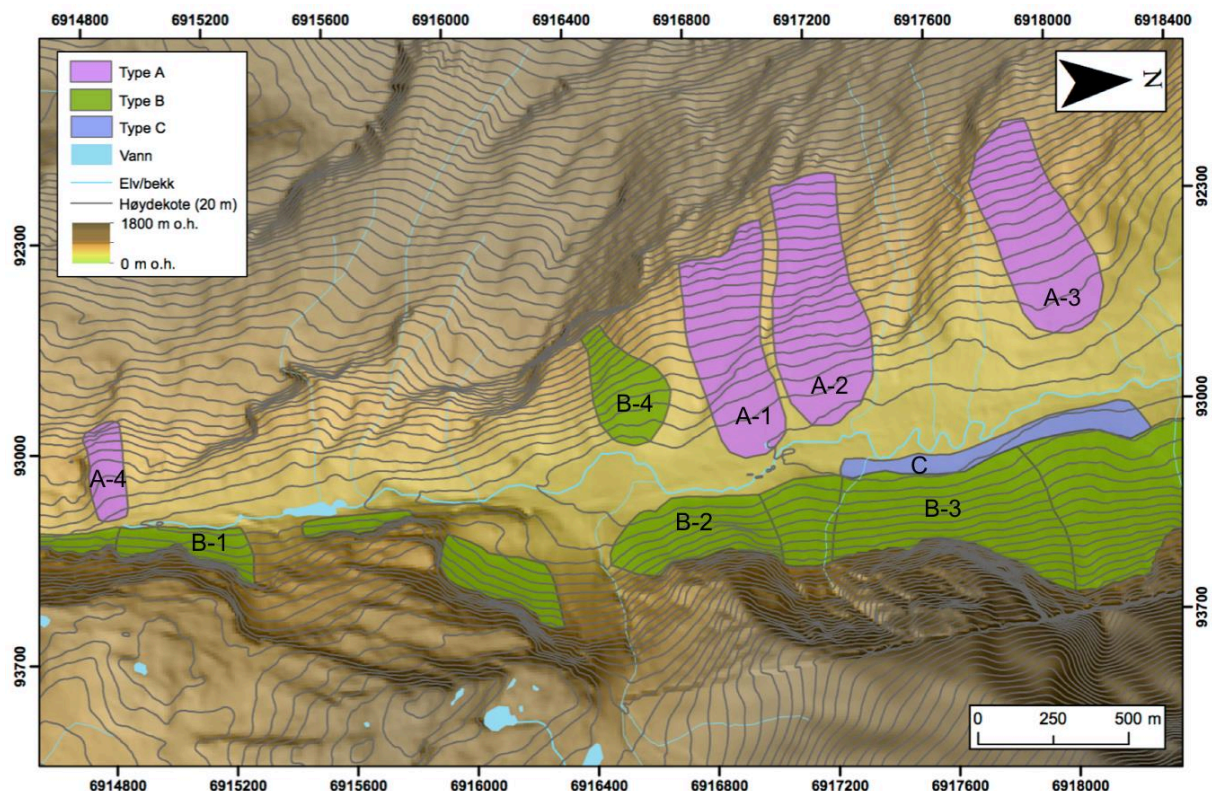


Fig. 5.1: Lokalitetskart over Korsmyrdalen viser inndelingen av de tre lokalitetstypene (A-C). Kartet er utarbeidet i ArcMap ved å kombinere en digital terrengmodell (DTM) og en skyggerelieffmodell. DTM med oppløsning på 10 x 10 m er hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2020b).

5.1 Skredkartlegging

Resultatet av skredkartleggingen er presentert i fig. 5.2 og 5.3 i A3-format som et tradisjonelt kvartærgeologisk kart og et detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger. Skredkartleggingen viser at de dominerende skredprosessene i Korsmyrdalen er snøskred, steinsprang og små steinskred. Steinsprang og små steinskred er størst utbredt langs den østlige dalsiden og snøskred langs den vestlige dalsiden. Tolkningen er basert på feltobservasjoner, rundingsgradanalyser, lengdeprofiler, og studie av flyfoto og terrengmodeller. Utsnitt av flyfoto, skyggerelieff og helningskart for studieområdet er gitt i vedlegg 1, 2 og 3. En mer detaljert beskrivelse av lokalitetene er gitt i kapittel 5.1.1 – 5.1.3.

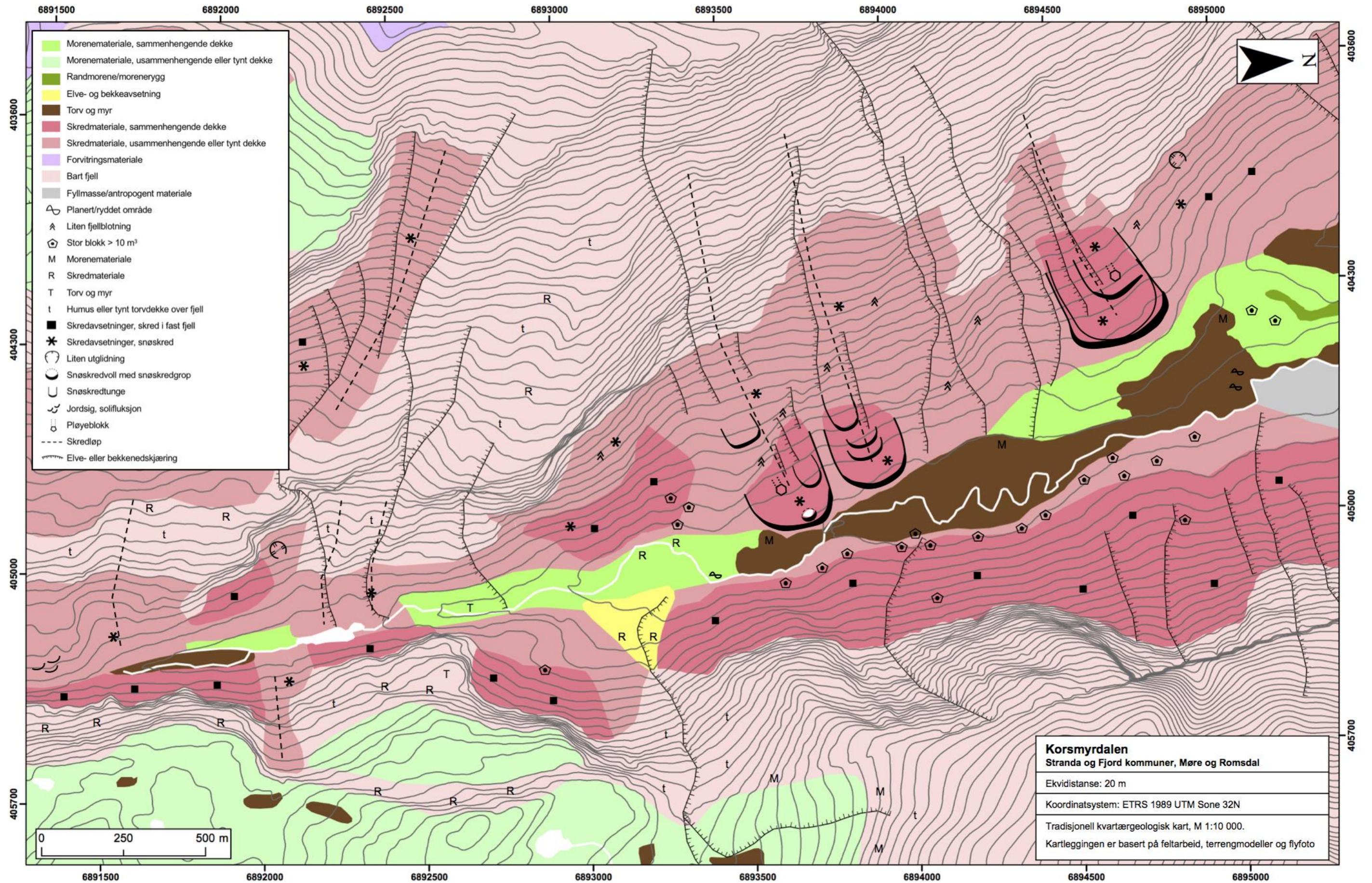


Fig. 5.2: Et tradisjonelt kvartærgeologisk kart over Korsmyrdalen, målestokk 1: 10 000.

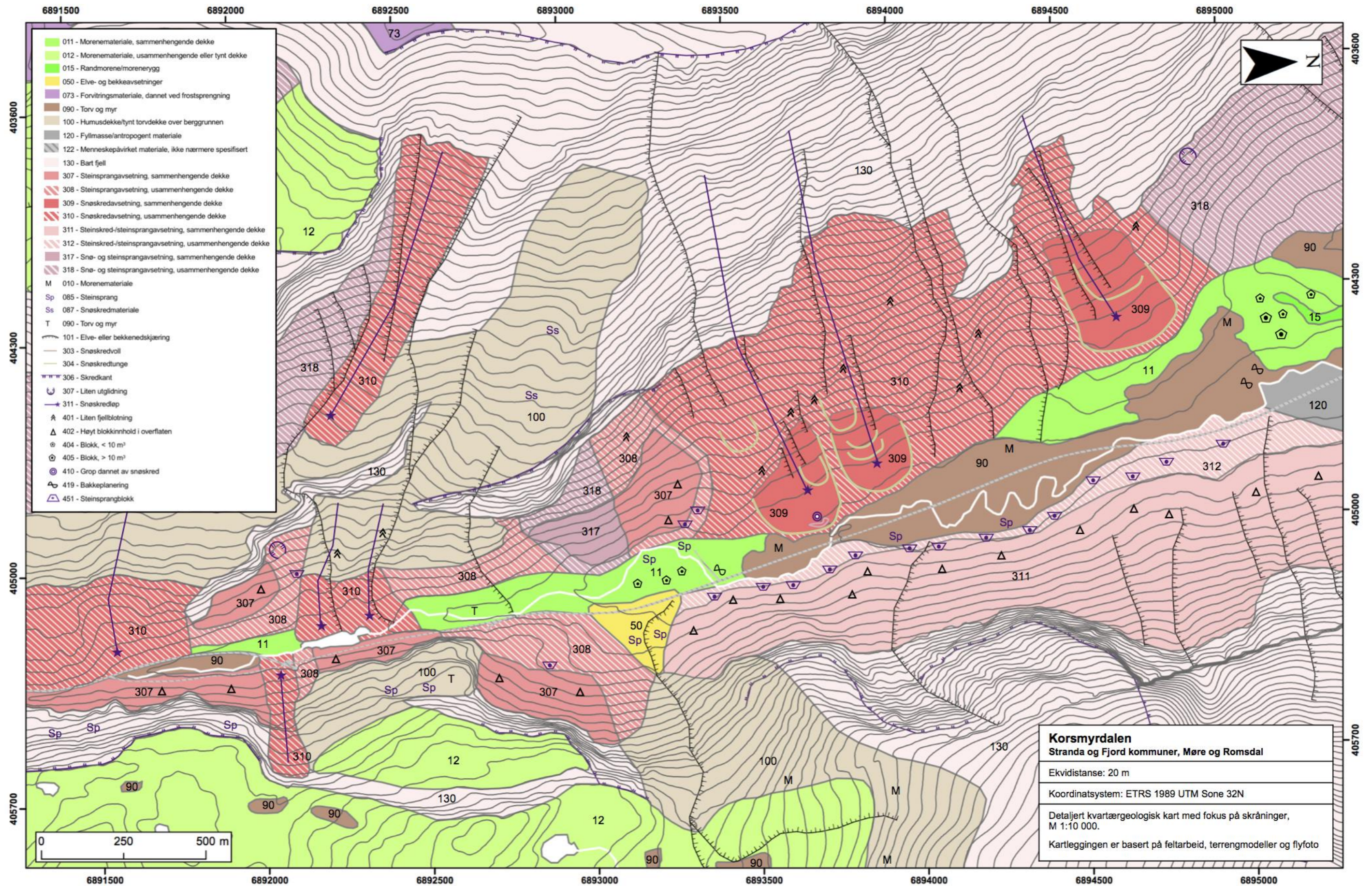


Fig. 5.3: Et detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger over Korsmyrdalen, målestokk 1: 10 000.

5.1.1 Lokaltetstype A, snøskred

Lokaltetstype A er tolket som snøskreddominerte (flakskred og løssnøskred) lokaliteter. Alle skredlokalitetene av denne typen er lokalisert i den vestlige dalsiden mellom Indreeidshornet (1562 m o.h.) og Soleihornet (1346 m o.h.). Dalsiden stiger relativt jevnt og bratt fra dalbunnen på om lag 480 m o.h. og opp til 1600 m o.h. (fig. 5.4). Terrenget består av bart fjell i den øvre delen av dalsiden og er åpen med noen få trær i dalbunnen. I den nedre delen av dalsiden nedenfor Soleihornet er området preget av tett vegetasjon i form av trær og busker.



Fig. 5.4: Oversiktsbilde av den vestlige dalsiden ved Indreeide. Tunnelåpningen av den nye vintertunnelen befinner seg i utkanten av lokalitet A-3.

Skredlokalitetene stammer fra kjente skredbaner i området: Hestskredlegda (A-1), Breiskreda (A-2), Longskreda (A-3) og Soleihornskreda (A-4). Lokalitet A-4 ligger omtrent 2 km sør for lokalitet A-1 og i denne oppgaven er det blitt valgt å kalle skredbanen for Soleihornskreda, ettersom Soleihornet ligger ovenfor lokaliteten. Flyfoto av skredlokalitetene er vist i fig. 5.5 og 5.6.

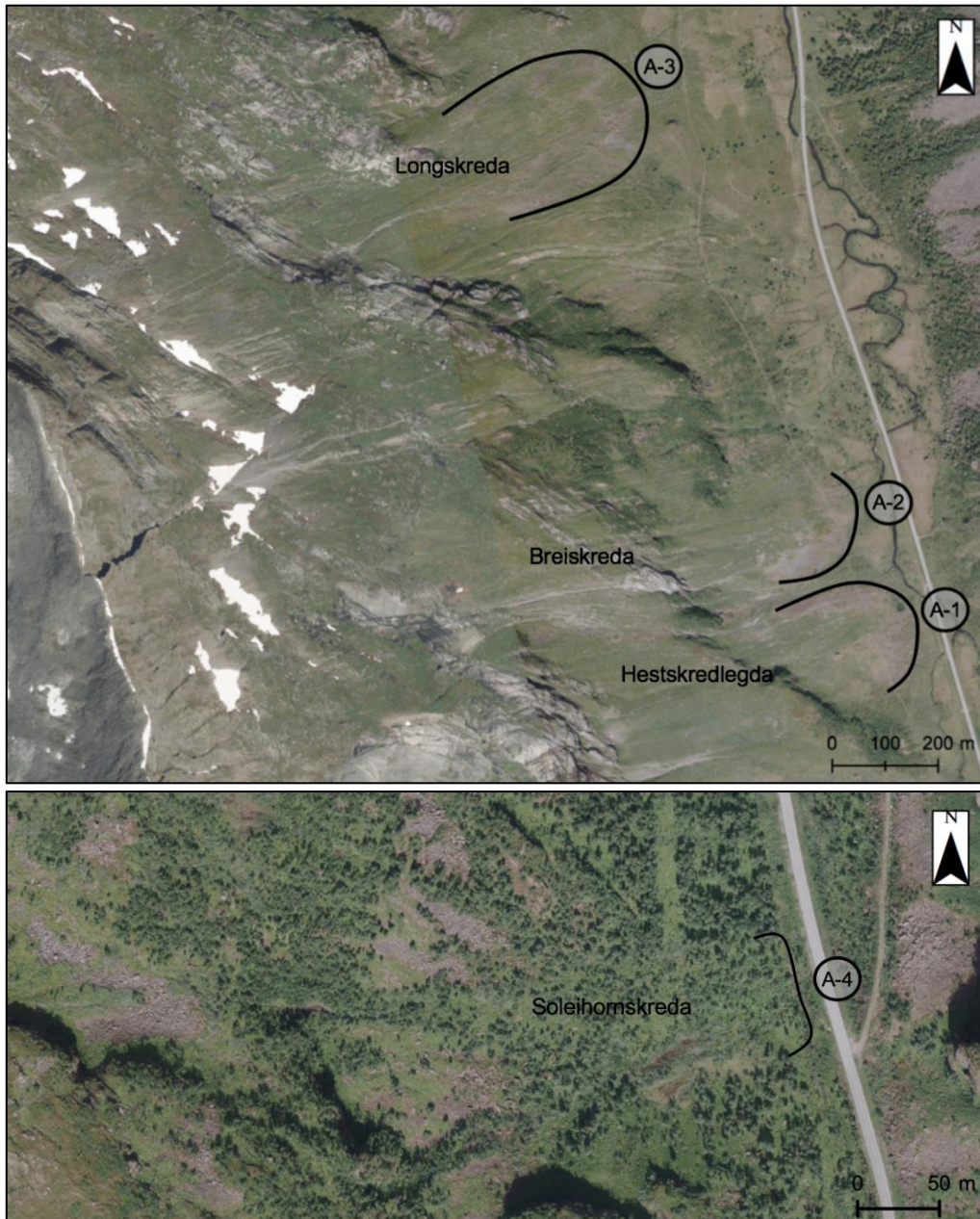


Fig. 5.5 (topp): Flyfoto over de snøskreddominerte lokalitetene A-1 til A-3. Svart linje markerer tungeformede avsetningsformer og de omtrentlige utløpssonene. Hentet fra norgebilder.no.

Fig. 5.6 (nede): Flyfoto over den snøskreddominerte lokaliteten A-4. Svart linje markerer den omtrentlige utløpssonen. Hentet fra norgebilder.no.

Løsneområdene for lokalitetstype A har helninger på mellom 35 og 60 grader. Lengdeprofilene for lokalitetene er vist i fig. 5.7. Dalsiden har en konkav form, der terrenget gradvis blir brattere. Relieffet for lokalitetene ligger mellom 700 og 1000 m. Lokalitet A-1 til A-3 har relativ lik topografi i motsetning til lokalitet A-4 som er slakere i det øvre partiet. Det er relativt lite variasjon mellom skredløpenes helning, da skredløpene styres av berggrunnens topografi. Overgangen fra skredløp til utløpssone er markert med X og er synlig som et knekkpunkt der helningen gradvis begynner å avta.

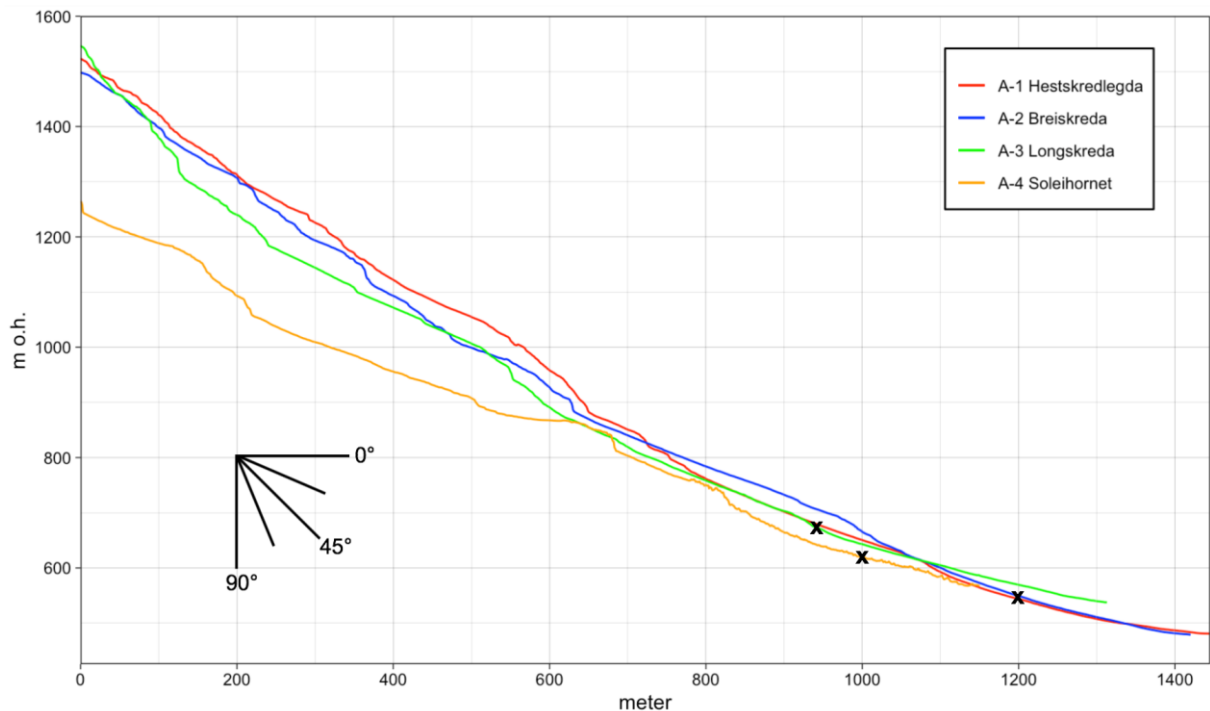
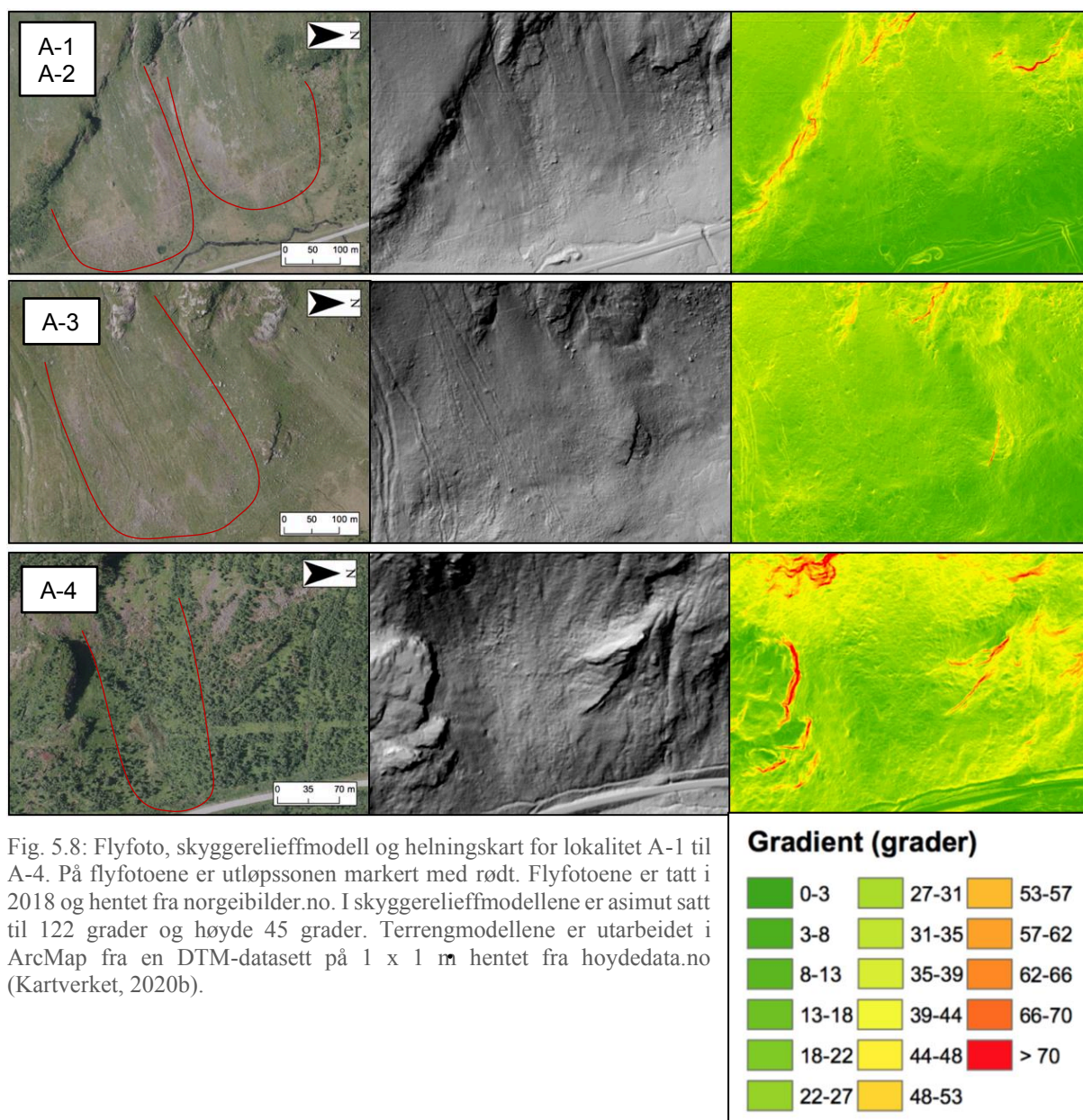


Fig. 5.7: Lengdeprofil av skredløp og utløpssone for lokalitet A-1 til A-4. Overgangen fra skredløp til utløpssone er markert med X. I lokalitet A-1 og A-2 er overgangen fra skredløp til utløpssone på samme høyde. I utløpssonen for lokalitet A-4 er lengdeprofilen ujevn grunnet tett vegetasjon. Profilene er utarbeidet med høydedata fra hoydedata.no (Kartverket, 2020b).

Fig. 5.8 på neste side viser flyfoto, skyggerelieffmodell og helningskart for lokalitetstype A. På flyfotoene er utløpssonen, der skredavsetningene akkumuleres, markert med rødt. I lokalitet A-1 til A-3 er det avsatt tungeformede avsetninger langs utløpssonen. Avsetningsformen kommer tydelig frem på flyfotoene. I skyggerelieffmodellen for A-3 er det små nedskjæringer som går nedover i utløpssonen. Ingen andre store avsetningsformer eller dype erosjonsspor er blitt observert i flyfotoene og i terrengmodellene. I lokalitet A-4 er utløpssonen dekket av vegetasjon, men i forhold til vegetasjonen rundt utløpssonen er vegetasjonen der tettere. På flyfoto er det observert flekker av sår i vegetasjonsdekket i A-4.

De tungeformede avsetningene består av kantede steiner og blokker inni og i enden av utløpssonene (fig. 5.9A-D). I lokalitet A-2 er det observert fire tungeformede avsetninger etter hverandre (fig. 5.10). Av de fire avsetningsformene er det den nærmest skråningen som er mest veldefinert. Avsetningsformen fremstilles som belter av løsmasser og varierer i størrelse fra 55 - 200 m i bredden. De mest veldefinerte tungeformede avsetningene er avsatt i enden langs utløpssonen, hvor blokker og steiner er moderat dekket med lav og mose. Utløpssonene er dekket med gress med kantede blokker og steiner som ligger spredt i overflaten, en del av disse er fri for lav og mose.



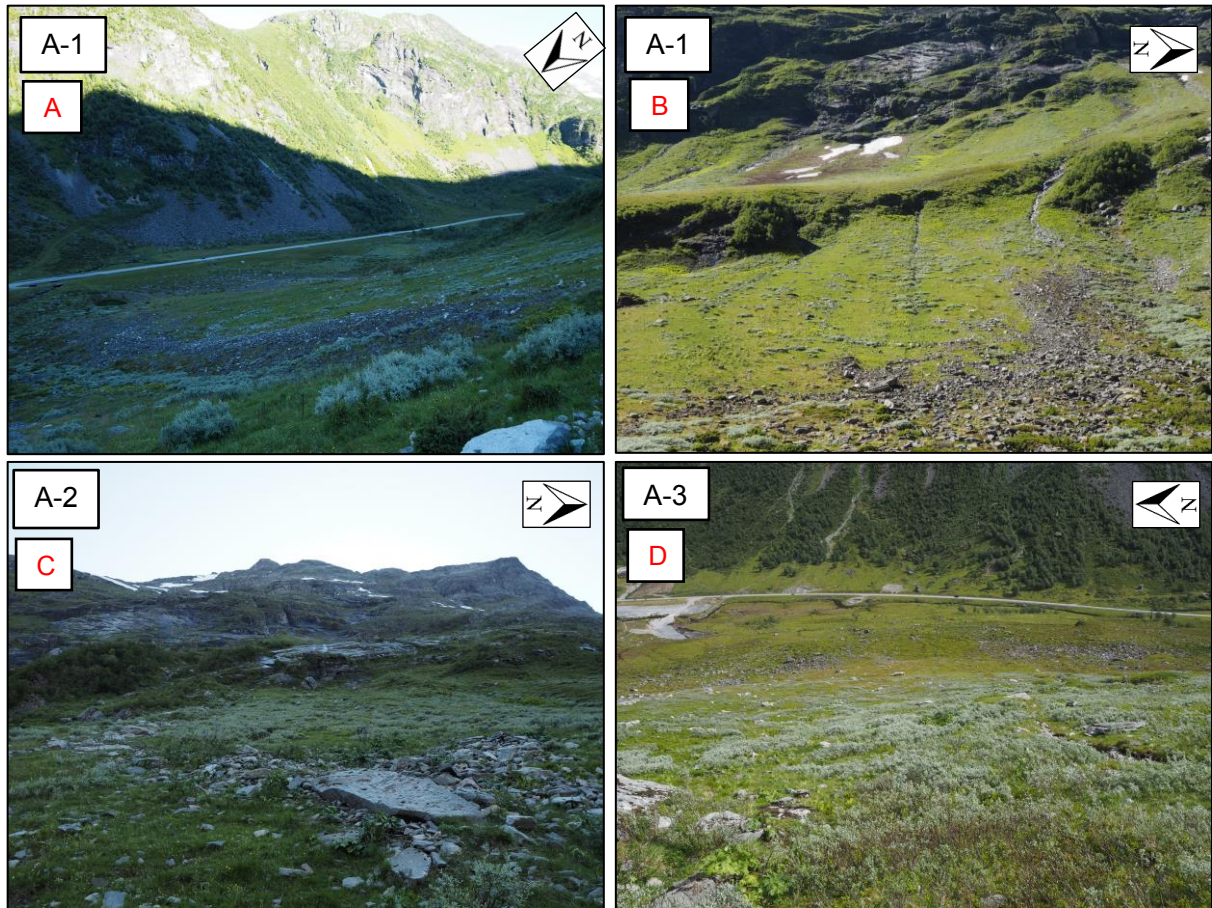


Fig. 5.9: **A – D)** Utløpssonen på lokalitet A-1 til A-3 er dekket av gress og busker med blokker og steiner spredt i overflaten. Inni og i enden av utløpssonen ligger det tungeformede avsetninger av blokker og steiner.

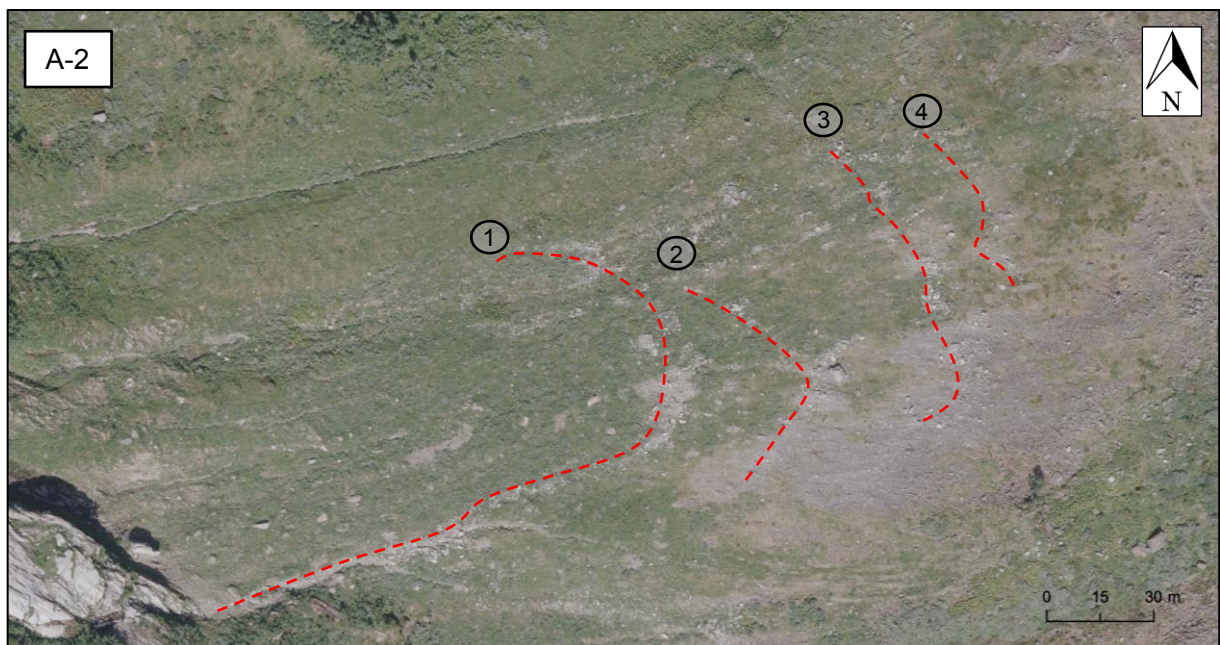


Fig. 5.10: Fire tungeformede avsetninger som er avsatt etter hverandre i lokalitet A-2. Hentet fra norgebilder.no.

I utløpssonen for lokalitet A-1 er det en sirkulær forsenkning med en bueformet rygg i den distale kanten av forsenkningen (fig. 5.11). Forsenkningen er ca. 20 m i diameter og ryggen er ca. 3 m høy, med vegetasjon og kantede steiner og blokker spredt i overflaten. Forsenkningen og den distale ryggen kommer tydelig frem i lengdeprofilen vist i fig. 5.12.

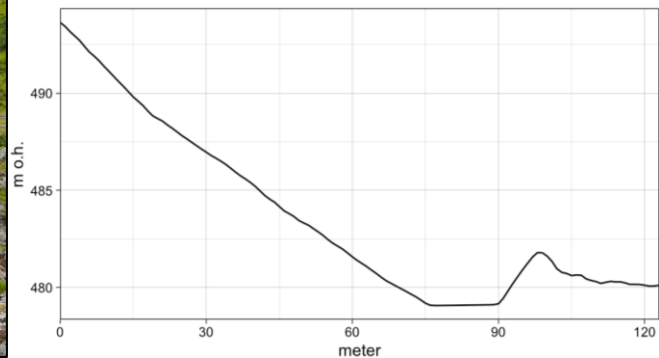
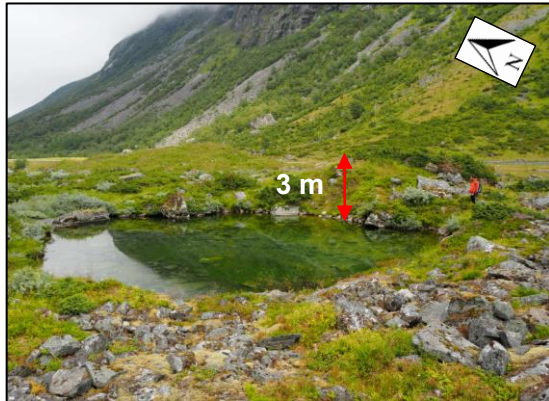


Fig. 5.11 (venstre): Nederst i utløpssonen på lokalitet A-1 er det en forsenkning fylt med vann med en rygg avsatt distalt for forsenkningen (rød pil).

Fig. 5.12 (høyre): Lengdeprofil av forsenkningen og løsmasseryggen i lokalitet A-1. Profilen er utarbeidet med høydedata fra hoydedata.no (Kartverket, 2020b).

I utkanten av utløpssonen på lokalitet A-2 ligger det svært bøyd bjørketrær i skredenes fallretning (fig. 5.13). På lokalitet A-3 ligger det trestammer begravd i et torvlag i utkanten av utløpssonen (fig. 5.14). Inni utløpssonene for lokalitet A-1 til A-3 er det ingen trær på overflaten.

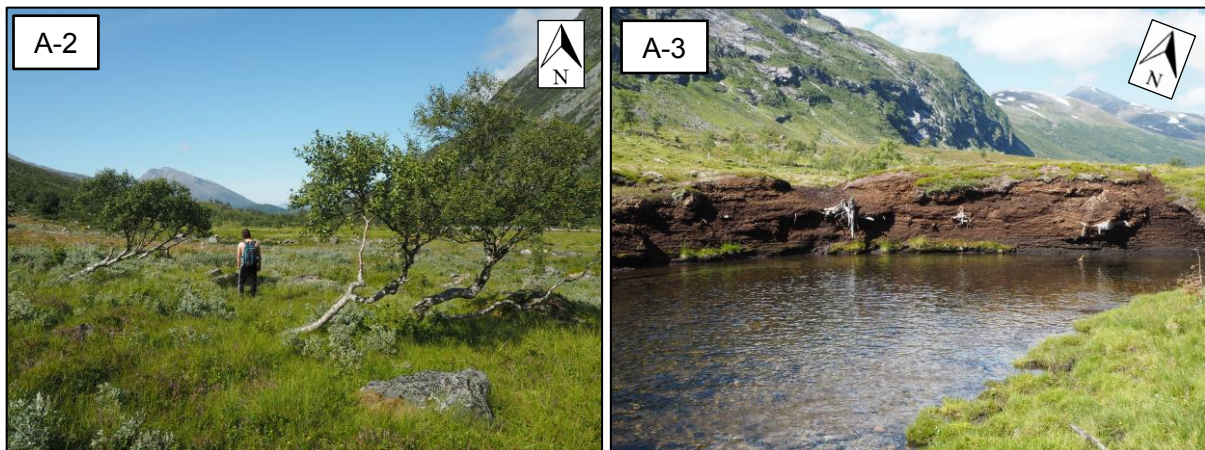


Fig. 5.13 (venstre): I utkanten av utløpssonen på lokalitet A-2 står det svært bøyd bjørketrær i skredenes fallretning.

Fig. 5.14 (høyre): I utkanten av utløpssonen på lokalitet A-3 ligger det trestammer begravd i et torvlag.

På flere av blokkene i utløpssonene er det avsatt kantet grus og stein oppå blokkene (fig. 5.15A), og ofte ligger steiner og blokker i ustabile posisjoner oppå større blokker (fig. 5.15B). Store blokker gir i enkelte steder avsetninger av en «hale» av løsmasser på lo- og lesiden, hvor le-siden er distalt fra skråningen (fig. 5.15C).

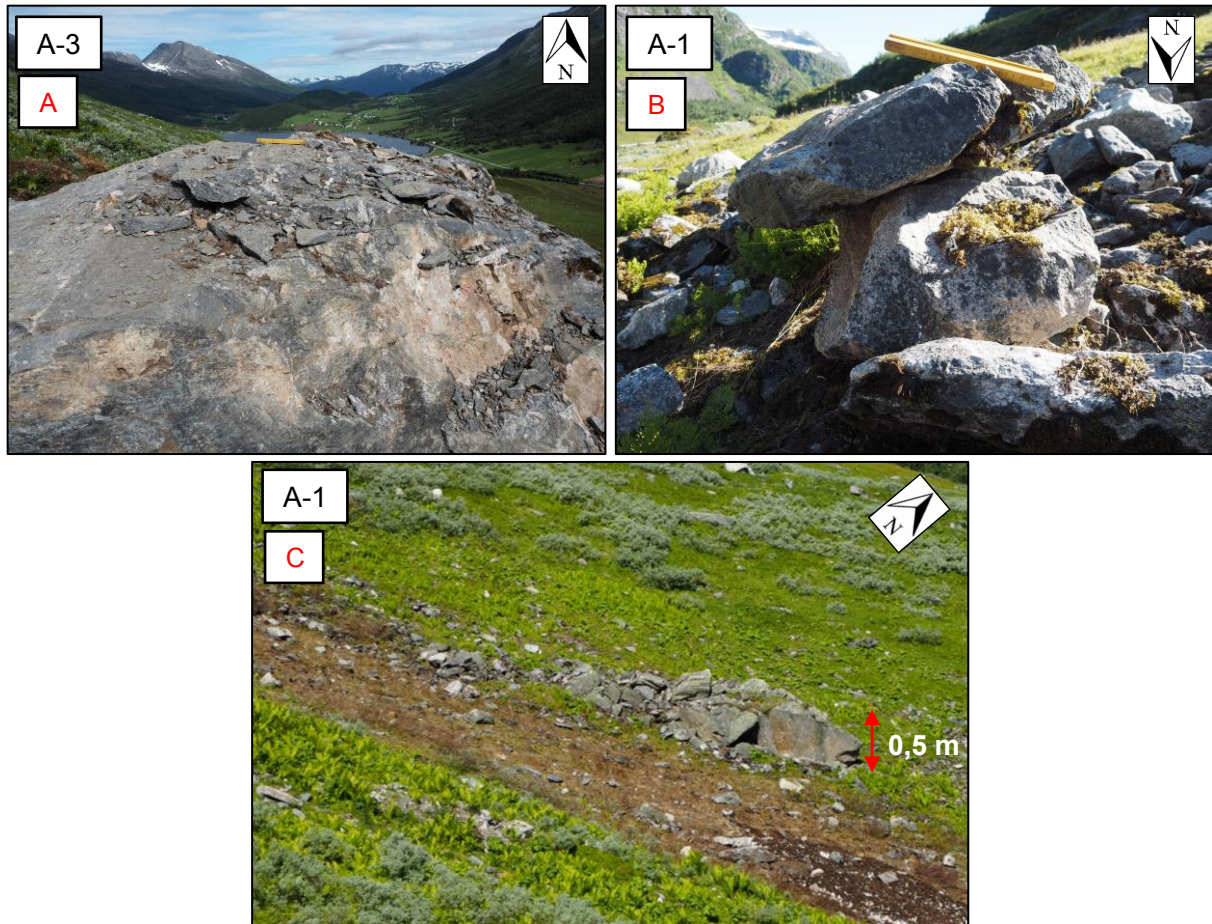


Fig. 5.15: **A)** Grus og stein avsatt på en blokk i utløpssonen. **B)** Stein som ligger oppå en større steinblokk i en ustabil posisjon. **C)** Løsmasser av grus og stein avsatt på losiden av en blokk, i tillegg til sår i vegetasjonsdekket.

Flere steder i utløpssonene er det sår i vegetasjonsdekket etter blokker (fig. 5.16A&B). På fig. 5.16B er det en kantet blokk som har forflyttet seg 1,6 m ned i skråningen og etterlatt seg et avtrykk av blokkens underflate i vegetasjonsdekket. Store blokker i utløpssonene danner i enkelte tilfeller pløyespor. Fig. 5.16C viser pløyespor av en kantet blokk som har forflyttet seg ca. 4 m ned i skråningen og etterlatt seg sår i vegetasjonen med kantede fragmenter fra pløyeblokken. På fjelloverflaten langs skredbanen er det lyse abrasjonsmerker med skredenes fallretning (fig. 5.16D). I lokalitet A-4 er det ferske sår i vegetasjonsdekket av bjørketrær som er veltet og knekt (fig. 5.16E). Flere steder er det bjørketrær som er knekt og fra disse vokser det greiner vertikalt oppover (fig. 5.16F).

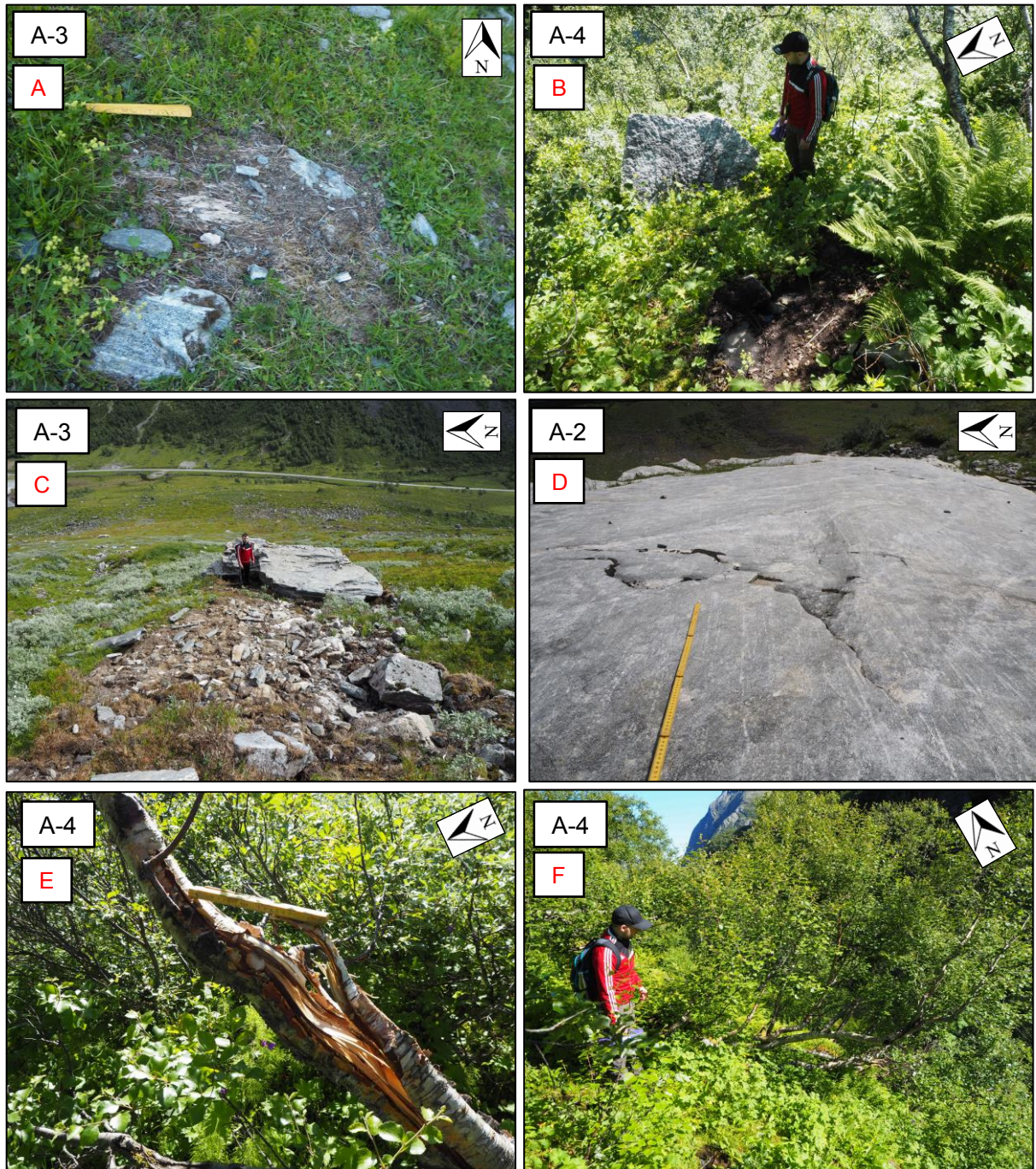


Fig. 5.16: **A)** Sår i vegetasjonsdekket etter en liten blokk. **B)** Sår i vegetasjonsdekket etter en blokk som har tippet. **C)** Pløyespor med kantede fragmenter fra pløyeblokken. **D)** Lyse abrasjonsmerker i fjelloverflaten langs skredbanen. **E)** Ferske sår i vegetasjonsdekket fra et knekt bjørketre. **F)** Vertikale greiner som vokser oppover fra knekte bjørketrær.

Rundingsgradanalyse ble gjennomført i utløpssonene på lokalitet A-1 til A-3 (fig. 5.17). Analysene ble tatt der steinene lå spredt i overflaten eller like under tynt vegetasjonsdekke. Det ble ikke gjennomført rundingsgradanalyse på lokalitet A-4 ettersom lokaliteten ikke oppfyller kriteriene. Alle analysene viser en relativ lik fordeling av kantede og kantrundet materiale, med en hovedvekt av kantede steiner og en liten andel av kantrundet steiner.

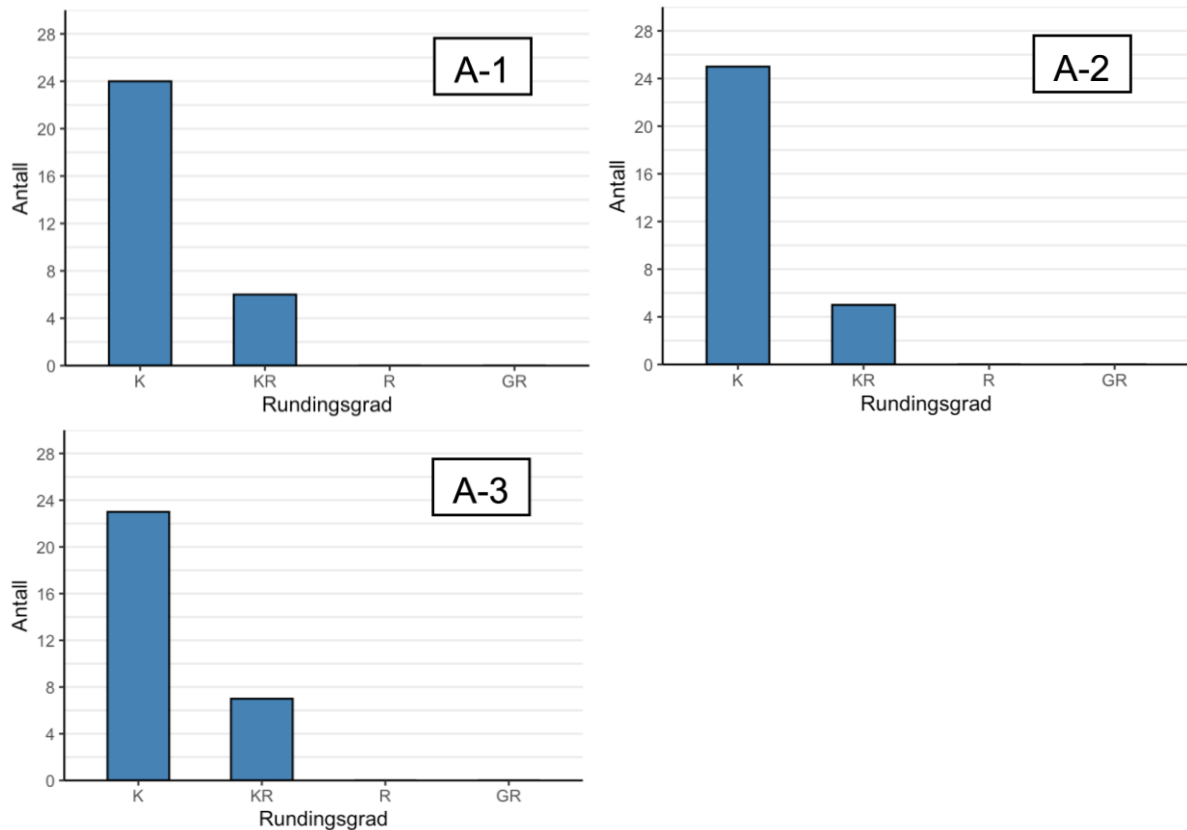


Fig. 5.17 (A-1 til A-3): Resultat av rundingsgradanalyser gjennomført i de snøskreddominerte utløpssonene. A-1: 80% K, 20% KR; A-2: 83% K, 17% KR; A-3: 77% K, 23% KR.

Utenom sår i vegetasjonsdekket, grus og stein avsatt oppå større blokker og andre avsetningsformer som kjennetegner snøskred, viser en sammenligning av flyfoto tegn på at lokalitet A-3 er snøskredaktiv (fig. 5.18). Store områder i utkanten av utløpssonen er i dag fri for trær sammenlignet med flyfoto fra 1976.

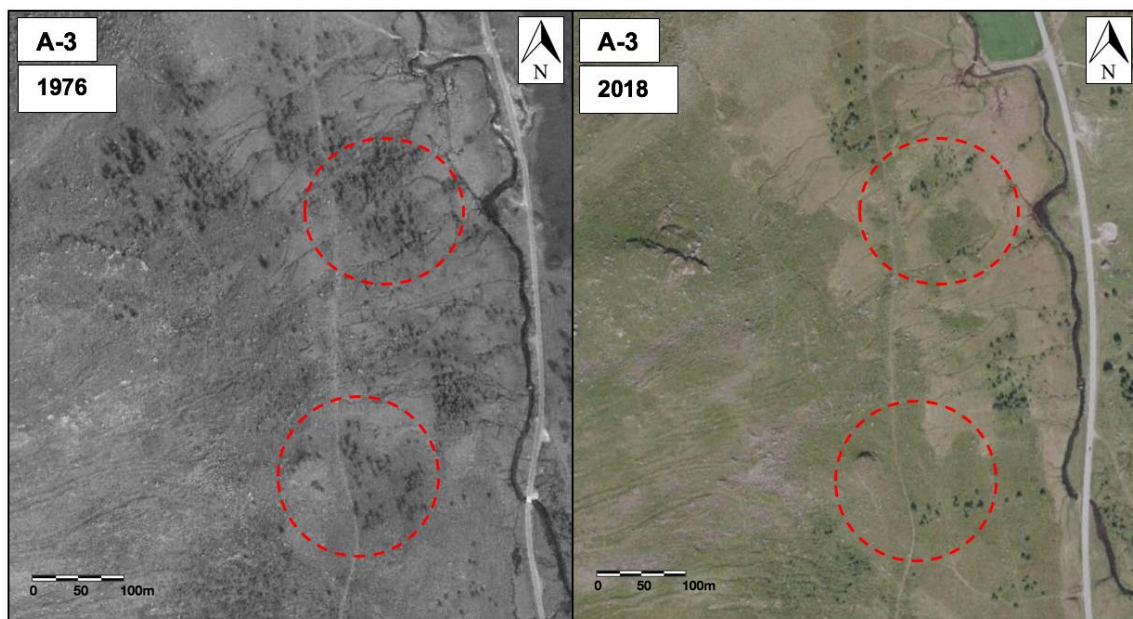


Fig. 5.18: Sammenligning av flyfoto fra 1976 og 2018 viser tegn på snøskredaktivitet i området. Rød stiplede sirkel markerer mengden av trær som har avtatt. Hentet fra norgebilder.no.

I perioden mellom 2013 og 2018 har det blitt avsatt en tungeformet avsetning i lokalitet A-1 (fig. 5.19).

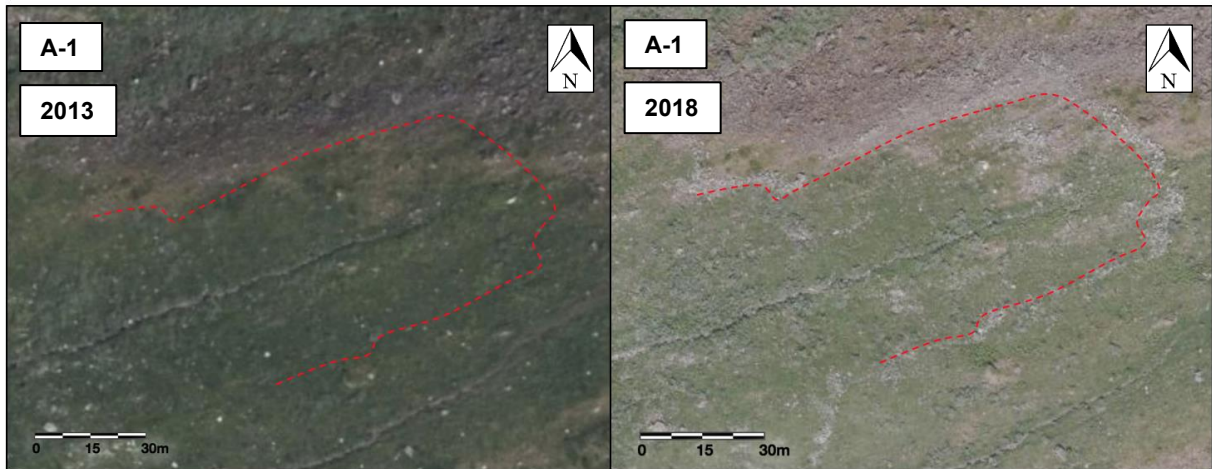


Fig. 5.19: Sammenligning av flyfoto fra 2013 og 2018 viser tydelig tegn på snøskredaktivitet i lokalitet A-1. Rød stiplede linje markerer den tungeformede avsetningen før og etter avsetning. Hentet fra norgebilder.no.

10. april 2008 og 23. april 2020 gikk det våte snøskred på lokalitet A-4 (Sunnmørsposten, 2019, 2020; skrednett, 2020). Nylig skred i feltområdet støtter tolkningen om at lokaliteten er snøskreddominert og aktiv (fig. 5.20).

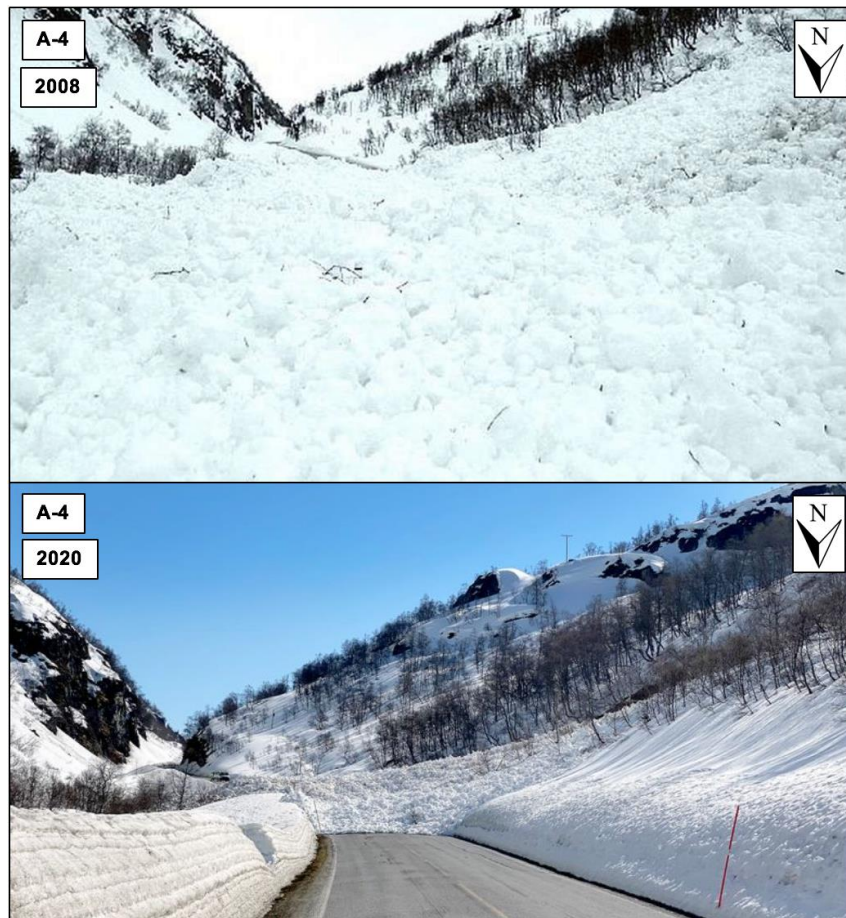


Fig. 5.20: Snømasser fra et vått snøskred nedenfor Soleihornet i 2008 og 2020. Bildet hentet fra Sunnmørsposten (2019, 2020).

5.1.2 Lokalitetstype B, steinsprang og steinskred

Lokalitetstype B er tolket som steinsprang- og steinskreddominerte lokaliteter. Lokalitetene har løsneområder langs bratte og eksponerte fjellpartier og er derfor mest utbredt langs den østlige dalsiden. Ved foten av skråningene har skredmateriale samlet seg opp i urer. Lokalitet B-1 ligger nedenfor Mellomhaugene (1785 m o.h.), hvor deler av den gamle veien til Indreeide lå før. Lokalitet B-2 og B-3 er urer mellom Fremsteskoene (1829 m o.h.) og Hesjeelva. B-1, B-2 og B-3 er langstrakte urer langs den østlige dalsiden og B-4 er en av få urer på den vestlige dalsiden (fig. 5.21A-D). Små store urer befinner seg langs hele den østlige dalsiden.

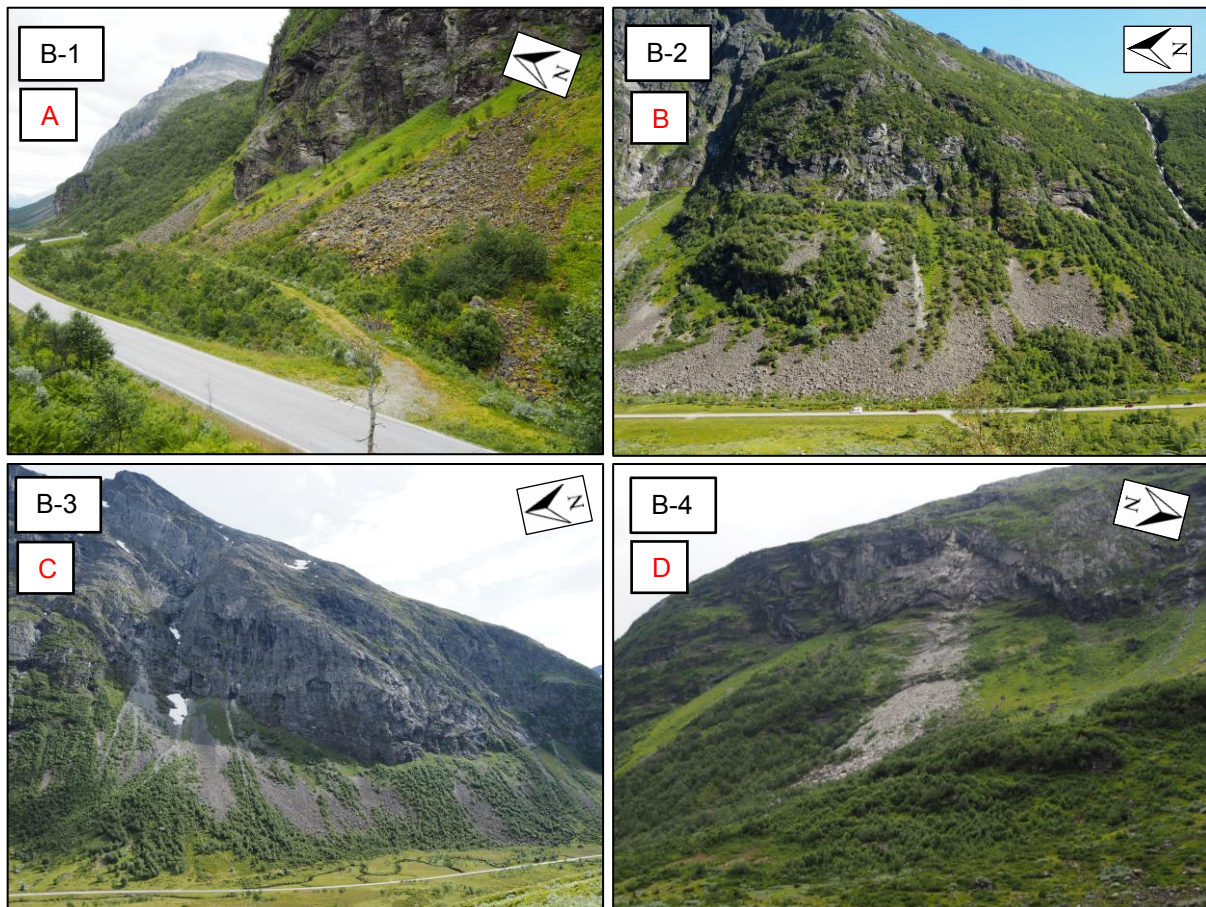


Fig. 5.21: A-D) Lokalitet B-1 til B-3 er langstrakte og bratte urer langs den østlige dalsiden og lokalitet B-4 er en liten ur på den vestlige dalsiden.

Lengdeprofilene for skredlokalitetene er vist i fig. 5.22, der X markerer overgangen fra løsneområde/skredløp til utløpssonen hvor skredmateriale akkumuleres. På steinsprang- og steinskreddominerte lokaliteter er overgangen til utløpssonen synlig som et knekkpunkt der helningen avtar betraktelig. Løsneområdet for lokalitet B-1 til B-4 befinner seg på de eksponerte fjellpartiene med svært bratte helninger på mellom 60 og 80 grader. Helningen i utløpssonene der skredavsetningene akkumuleres er mellom 23 og 30 grader. Relieffet for lokalitetene ligger mellom 300 og 650 m.

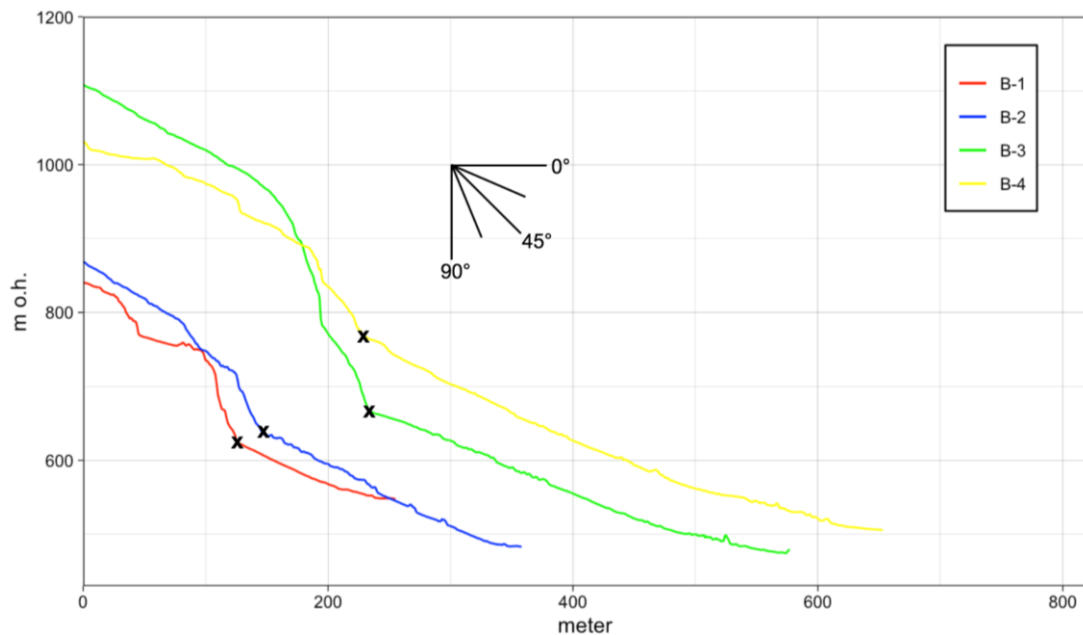


Fig. 5.22: Lengdeprofil av løснеområde/skredløp og utløpssone for lokalitet B-1 til B-4. Overgangen fra skredløp til utløpssone er markert med X. Store blokker i utløpssonen skaper forhøyninger og nedsenkninger langs skråningens overflate. Profilene er utarbeidet med høydedata fra hoydedata.no (Kartverket, 2020b).

Fig. 5.23 på neste side viser flyfoto, skyggerelieff og helningskart for lokalitetstype B. På flyfotoene er utløpssonen, der skredavsetningene akkumuleres i urer, markert med rødt. De langstrakte urene, B-1 til B-3, er i større grad enn B-4 dekket av vegetasjon i form av mose, trær og busker i den øvre og nedre delen av utløpssonen. I lokalitet B-4 er det kun trær i utkanten og i den nedre delen av utløpssonen. I skyggerelieffmodellene kommer skredavsetningene i urene tydelig frem. Helningskart viser at de eksponerte fjellpartiene er veldig bratte, fra 60 grader og oppover.

Løснеområdet er en tilnærmet vertikal fjellvegg med overhengende fjellpartier (fig. 5.24A-C). Berggrunnen er sterkt foliert, og i løснеområdet er det tydelige tegn på sprekker og spor etter eksfoliasjon. Under de overhengende skrentene er det ferske bruddflater på fjellsiden fra tidligere utraste blokker (fig. 5.24B). I lokalitet B-4 går det en gjennomgående sprekk gjennom fjellsiden, som trolig kan være en forkastningsflate eller en type svakhetssone som stammer fra et tektonisk brudd (fig. 5.24C). Flere steder er det tydelige sprekke-dannelser i fjellsiden og disse kan løses ut som steinsprang ved ytre påvirkning (fig. 5.24D). Fjellveggene består i hovedsak av bart fjell, men det forekommer litt vegetasjon på fjellhyllene og i sprekken.

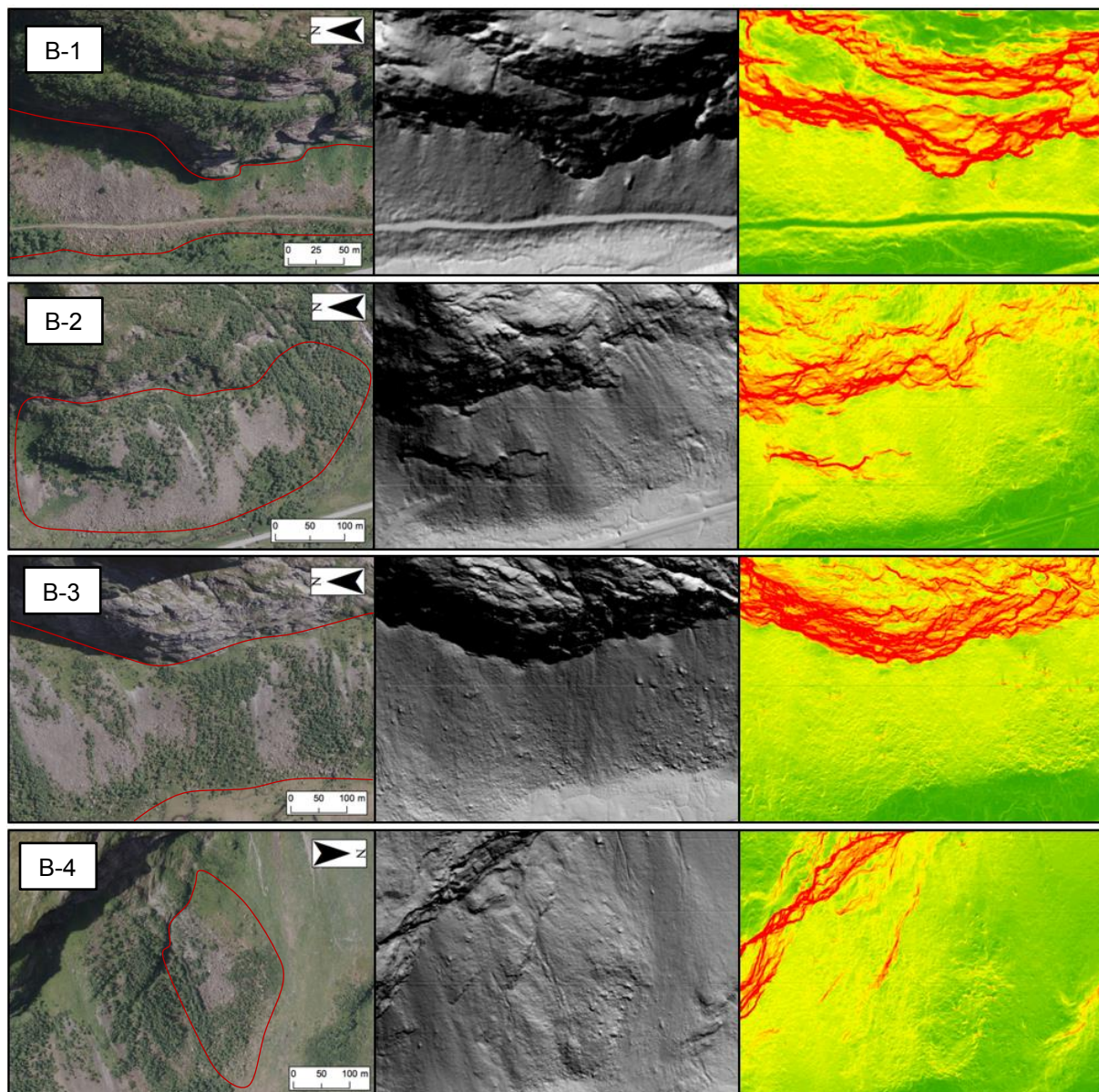


Fig. 5.23: Flyfoto, skyggerelieffmodell og helningskart for lokalitet B-1 til B-4. På flyfotoene er urene markert med rødt. Flyfotoene er tatt i 2018 og hentet fra norgebilder.no. I skyggerelieffmodellen til B-1 er asimut satt til 45 grader, 135 grader i B-2 og B-3 og 122 grader i B-4. Det er satt 45 grader i høyde for alle skyggerelieffmodellene. Terrengmodellene er utarbeidet i ArcMap fra en DTM-datasett på 1 x 1 m hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2020b).

Gradient (grader)

0-3	27-31	53-57
3-8	31-35	57-62
8-13	35-39	62-66
13-18	39-44	66-70
18-22	44-48	> 70
22-27	48-53	

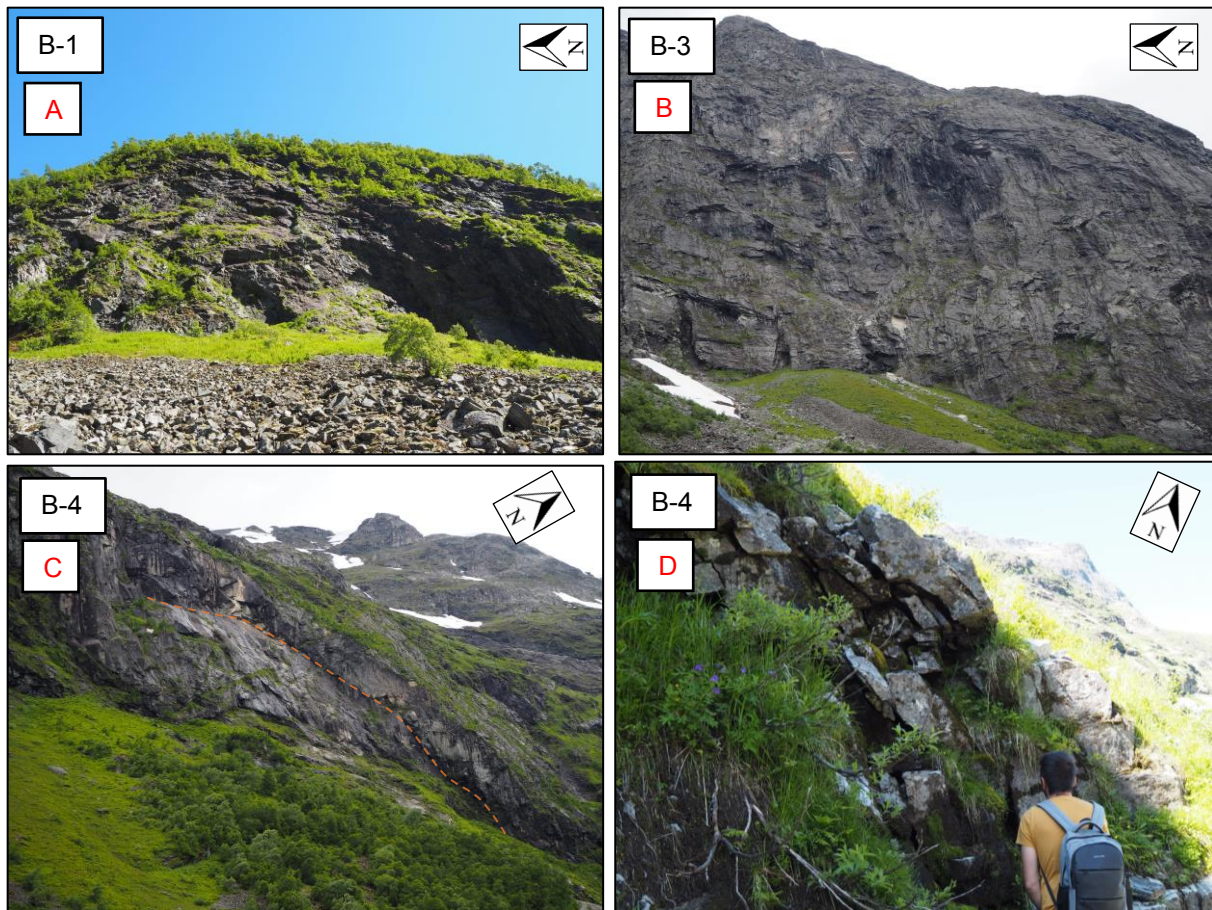


Fig. 5.24: **A)** En vertikal fjellvegg på ca. 140 m høyde med vegetasjon på fjellhyllene og i sprekkene. **B)** Ca. 400 m høy vertikal fjellvegg med overhengende fjellpartier. Lyse partier i fjellveggen er ferske bruddflater fra utrase blokker. **C)** En tilnærmet vertikal fjellvegg på ca. 150 m høyde med ferske bruddflater. Oransje stiplede linje markerer en forkastningsflate eller en type svakhetszone. **D)** Tydelig oppsprekking av fjellveggen i flere orienteringer.

Materialet i utløpssonen består av kantete steiner og blokker. Fig. 5.25A&B viser urens overflate i det øvre partiet av utløpssonen som består av steiner og små blokker. Lengre ned i utløpssonen øker andelen blokker og mengden med finere materiale avtar (fig. 5.25C&D). Den store andelen av blokker tyder på at materialet er klastbårne. Urene har en fallsortering, der mengden med finere materiale avtar. I lokalitet B-2 til B-4 ligger det store blokker spredt i uren som skaper forhøyninger og nedsenkninger langs skråningens overflate. I bunnen av skråningen øker mengden med vegetasjon og store blokker, uten finere materiale synlig i overflaten.

Skredmateriale i B-1 til B-3 viser tegn til langvarig forvitring ved at flater som vender opp er ruglete, og enkelte kanter er tagget og avrundet. Løsmassenes overflate har en mørk forvittringshud med lav og mose som har utviklet seg gjennom årene. Løsmassene i B-4 er en kombinasjon av kantete blokker som viser tegn på lite til moderat forvitring. Blokker med lite forvitring har rene overflater uten lav og mose, og ferske bruddflater.



Fig. 5.25: **A)** & **B)** Urens overflate i det øvre partiet av utløpssonen til lokalitet B-1 og B-4 som består av steiner og små blokker. I lokalitet B-4 er urens overflate mer ruglete enn B-1. **C)** & **D)** I den nedre delen av urens overflate i lokalitet B-1 og B-4 øker andelen blokker og mengden med finere materiale avtar. I lokalitet B-4 ligger det store blokker spredt i uren som skaper forhøyninger og nedsenkninger langs skråningens overflate.

Rundingsgradanalyse ble gjennomført øverst i uren på B-1 og B-4, og midt i uren på B-2 og B-3 (fig. 5.26). Det ble utført analyse av steiner og små blokker i urene. Alle analysene viser en relativ lik fordeling av kantede og kantrundet materiale, med en klar dominans av kantede kluster.

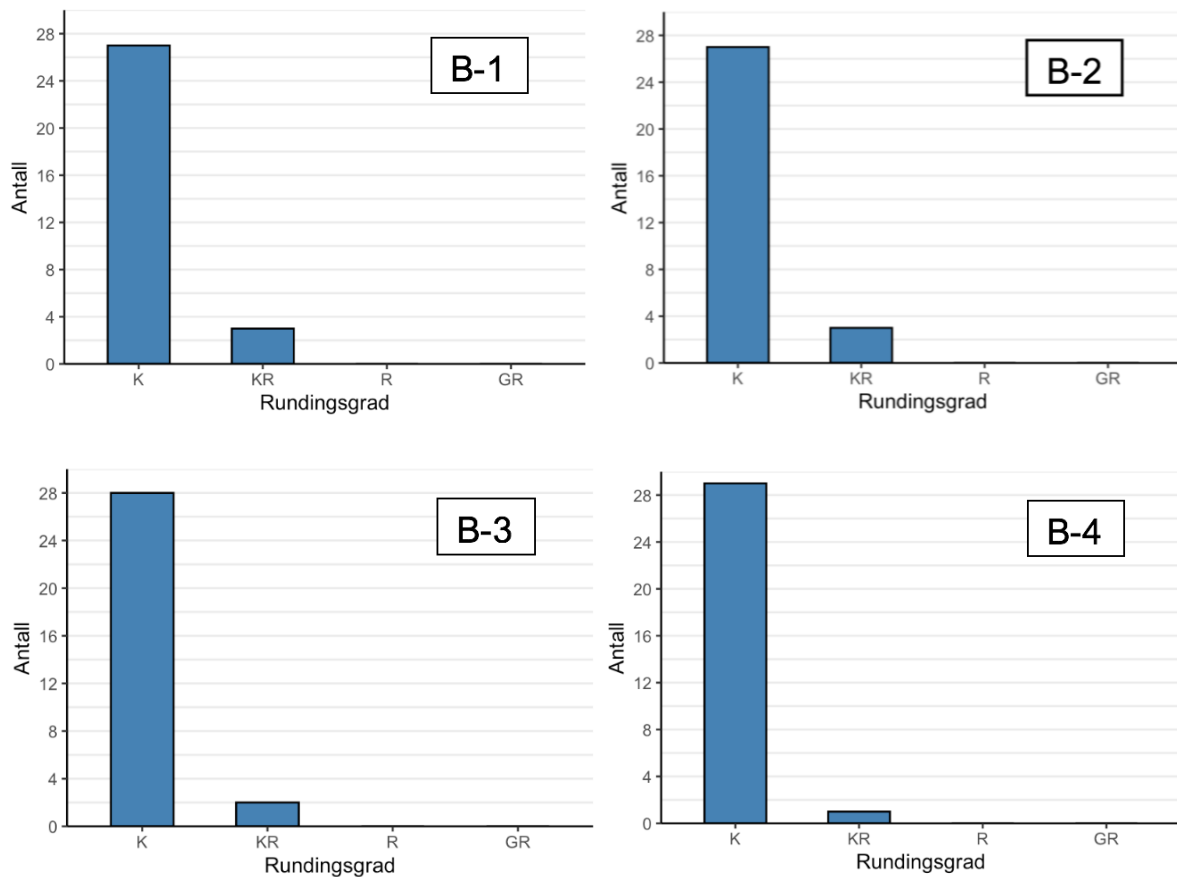


Fig. 5.26 (B-1 til B-4): Resultat av rundingsgradanalyser gjennomført i de steinsprang – og steinskreddominerte utløpssonene. B-1: 90% K, 10% KR; B-2: 90% K, 10% KR; B-3: 93% K, 7% KR; B-4: 97% K, 3% KR.

I lokalitet B-4 er det flere indikatorer på steinsprangaktivitet. Spor etter steinsprangaktivitet i området er sår i vegetasjonsdekket (fig. 5.27A), skader på blokker (fig. 5.27B) og ferske bruddflater på blokkene (fig. 5.27C). Skredmateriale fra lokalitet B-1 til B-3 er i varierende grad dekket av lav og mose i motsetning til B-4. I lokalitet B-4 er det flere blokker med rene overflater uten vekst av lav og mose. Ingen tilvekst av lav og mose på flere av blokkene i lokalitet B-4, samt andre spor på steinsprangaktivitet støtter midlertid observasjoner av at lokalitet B-4 er aktiv.

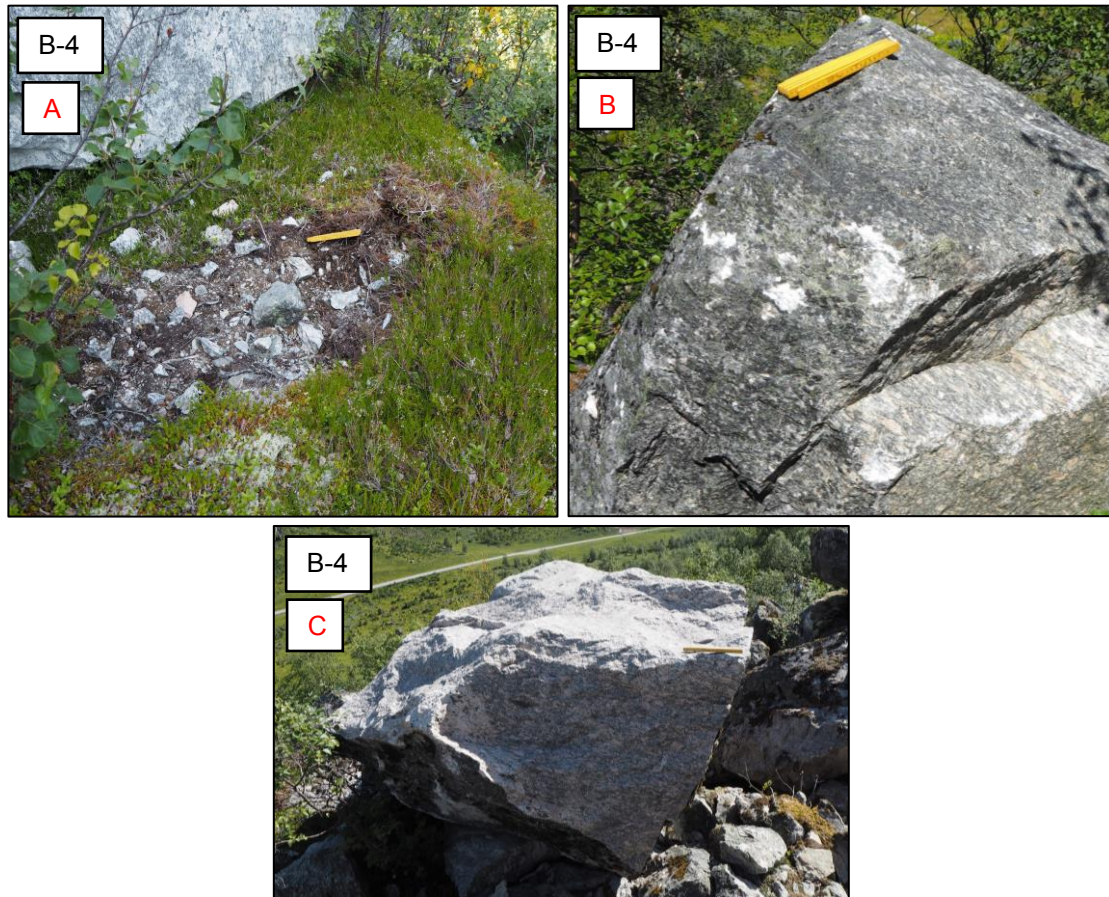


Fig. 5.27: **A)** Fallende steinsprangblokk har skadet vegetasjonsdekket og avsatt kantede fragmenter i såret. **B)** Skader på blokker i uren er trolig et resultat av fallende steinsprangblokker. **C)** Steinsprangblokk med ferske bruddflater.

Sammenligning av flyfoto fra 2018 og feltbilde fra 2019, viser tegn på at lokalitet B-4 er blitt modifisert av andre skredprosesser, høyt sannsynligvis snøskred (fig. 5.28). Dette kommer frem ved at vegetasjonen fra uren er blitt borte i løpet av svært kort tid.

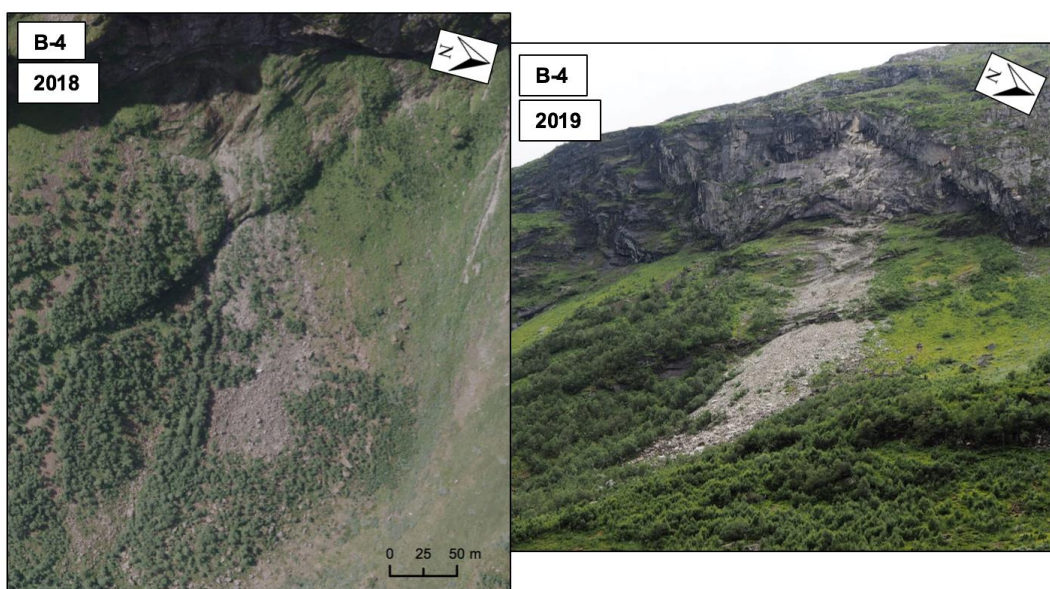


Fig. 5.28: Sammenligning mellom flyfoto og feltbilde av lokalitet B-4 fra 2018 og 2019 viser at det er mer vegetasjon i utløpsssonen i 2018 enn i 2019. Flyfoto er hentet fra norgebilder.no.

5.1.3 Lokaltetstype C, steinsprang

Lokaltetstype C er tolket som enkelte steinsprangblokker utenfor urfoten i lokalitet B-3, i dalbunnen i den østlige dalsiden mellom Fremsteskorene (1829 m o.h.) og lokalitet B-2 (fig. 5.29). Langs hele denne strekningen finner man store enkeltblokker spredt i dalbunnen med et varierende volum og utløpslengde. I den vestlige dalsiden er det ikke observert store enkeltblokker i dalbunnen.



Fig. 5.29: Flyfoto over de kartlagte steinsprangblokkene utenfor urfoten i lokalitet B-3. Potensielle løseområder befinner seg langs hele den vertikale fjellveggen.

Steinsprangblokkene ligger mellom 20 og 150 m utenfor urfoten og varierer i volum og form. Blokkenes form varierer fra kantet til kantrundet og volumet er mellom 10 til 20 m³, og opp til 200 m³ på de største blokkene (fig. 5.30A-G). Blokkene har godt utviklet forvittringshud, store mengder mose og lav, og viser tegn til langvarig forvitring ved at flatene er ruglete, og enkelte kanter er tagget og avrundet.

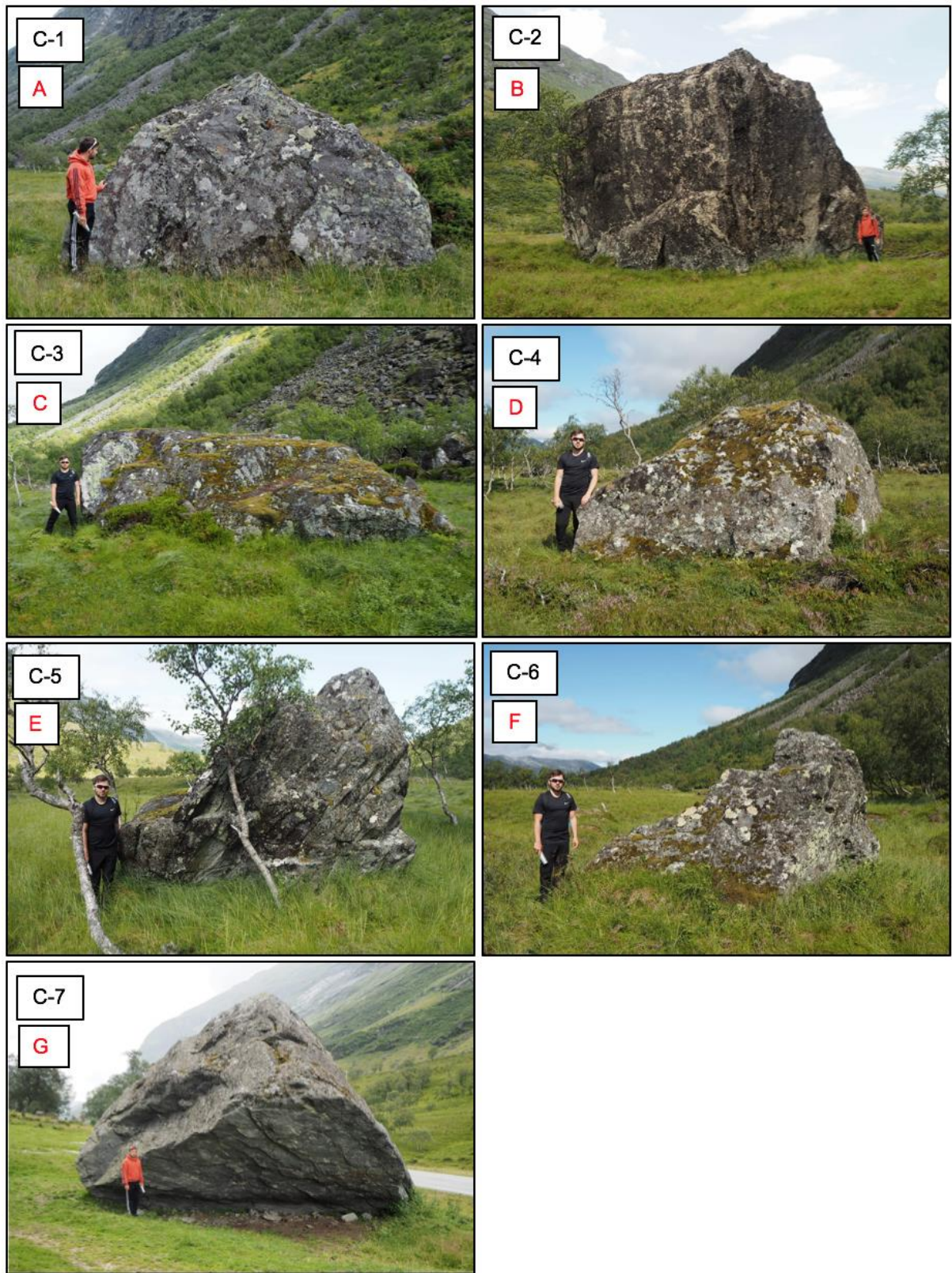


Fig. 5.30 (A-G): I dalbunnen ligger det enkeltblokker spredt utenfor urfoten i lokalitet B-3.

5.2 Schmidthammer

På skredlokalitetene fra kapittel 5.1.1 og 5.1.2 er det tatt schmidthammermålinger på tilfeldige skredblokker i utløpssonen. Det er tatt målinger på 3 – 6 blokker på de ulike skredlokalitetene, 50 schmidthammermålinger per blokk. I tillegg er det tatt målinger på enkeltblokkene fra kapittel 5.1.3. Forhåndsregler ble tatt for å minimere mulig usikkerhet, inkludert å unngå ustabile blokker, kanter, sprekker, og våte og lavdekkete overflater. Bilde av de målte blokkene og deres UTM-koordinat er gitt i vedlegg 4 og 5. En oversikt over målingenes frekvensdiagram og statistiske parametere er oppsummert i vedlegg 6 og 7. Det er utarbeidet en kalibreringskurve for studieområdet for å estimere de gjennomsnittlige R-verdiene om til aldre. Hva resultatene sier om skredaktiviteten i studieområdet og eventuelle feilkilder blir drøftet i kapittel 6. Schmidthammerlokalitetene er delt inn etter dens skredlokalitet og blokknummer 1 – 6.

5.2.1 R-verdier fra lokalitetstype A, snøskred

Lokaliteter for schmidthammermålinger for lokalitetstype A er visualisert i fig. 5.31. Det ble ikke gjennomført schmidthammermålinger på lokalitet A-4, ettersom lokaliteten hovedsakelig består av tett vegetasjon med veldig få blokker i utløpssonen. I lokalitet A-1 til A-3 er det tatt målinger på tilfeldige blokker i utløpssonen. Blokkene det er tatt målinger på er hovedsakelig fri for lav og mose, men i enkelte blokker er en liten prosent av overflaten dekket av små lav med lite til ingen mose. Det er tatt målinger på fem blokker på lokalitet A-1 og A-3, og fire blokker på lokalitet A-2.

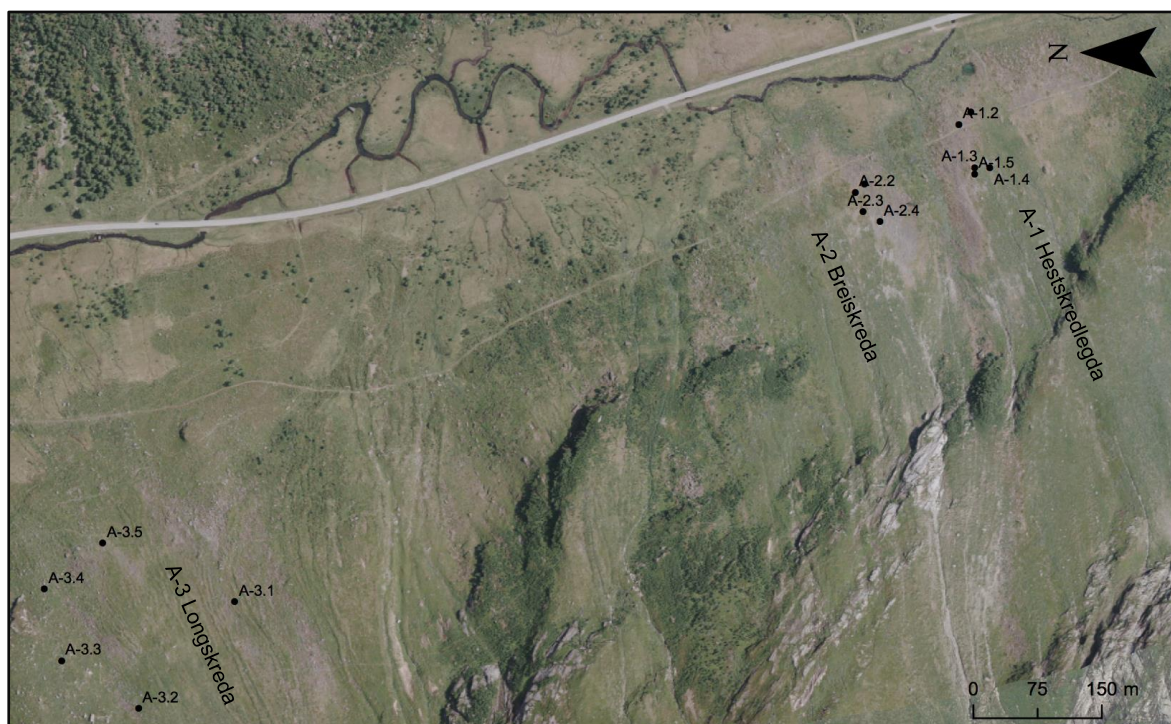


Fig. 5.31: De svarte punktene representerer hvor det er tatt schmidthammermålinger i lokalitetstype A.

R-verdiene fra schmidthammermålingene er fremstilt i fig. 5.32 med gjennomsnittlig R-verdi og usikkerhet oppgitt i ± 2 standardfeil. Spredningskurven i sin helhet viser at det er en moderat variasjon i målingene, hvor lokalitet A-1.2 viser en mye lavere R-verdi. Ved å se nærmere på enkeltlokaliteten mellom skredlokalitetene er det en stor variasjon i målingene tatt i lokalitet A-1 og A-3. I lokalitet A-2 er variasjonen i målingene veldig liten. Skredlokalitet A-1 har den laveste og den høyeste R-verdien av alle målingene tatt for lokalitetstype A, med den laveste gjennomsnittlige R-verdien på $44,08 \pm 1,47$ og høyeste på $60,56 \pm 1,05$. Usikkerheten til lokalitetene varierer mellom 0,88 og 1,47.

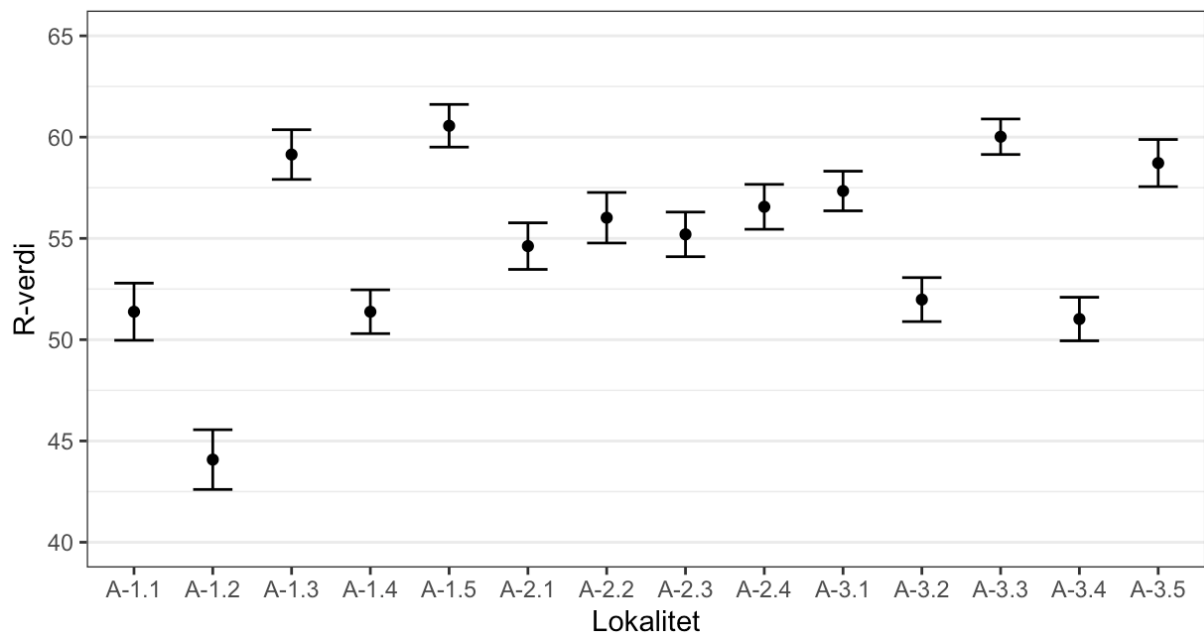


Fig. 5.32: Spredningskurve for de gjennomsnittlige R-verdiene ± 2 standardfeil for hver av de 14 lokalitetene tatt på lokalitetstype A. Spredningskurven viser en moderat variasjon i målingene, hvor lokalitet A-1.2 ikke følger det overordnede mønsteret.

Alle lokalitetene tatt på lokalitetstype A bortsett fra A-1.4 og A-3.4 har en negativ skjevhetsfordeling, der A-1.4 er null og A-3.4 er positiv. Tolv av lokalitetene er venstreskjev hvor fordelingen har en asymmetrisk hale som strekker seg til venstre for gjennomsnittet mot lavere verdier. Skjevheten mellom lokalitetene med negativ fordeling varierer mellom -0,03 og -0,42. Fordeling av R-verdiene er nesten symmetrisk da jo nærmere 0 verdien er jo mer symmetrisk er fordelingen. A-1.4 er symmetrisk, mens A-3.4 har en skjevhet på 0,10 med en asymmetrisk hale som strekker seg til høyre for gjennomsnittet mot høyere verdier. En skjevhet på 0,10 er lavt nok til å anta at R-verdiene er tilnærmet symmetrisk. Alle de 14 lokalitetene har en negativ kurtose på mellom -0,43 og -1,56 som betyr at verdiene ligger mer spredt rundt gjennomsnittet og at kurven har en flat form.

5.2.2 R-verdier fra lokalitetstype B, steinsprang og steinskred

Lokaliteter for schmidthammermålinger for lokalitetstype B er visualisert i fig. 5.33. Det er tatt målinger på tilfeldige blokker på urene fra lokalitet B-1 til B-4. Avstanden mellom målingene for de ulike skredlokalitetene er liten, grunnet vanskelig terreng. Blokkene det er tatt målinger på er hovedsakelig dekket med lav, mose og forvittringshud. I skredlokalitet B-4 er det tatt målinger på tre blokker som ser generelt ferske ut da overflaten er ren uten vekst av mose og lav. Det er tatt målinger på fire blokker fra skredlokalitet B-1 og B-3, tre blokker fra B-3 og seks blokker fra B-4.



Fig. 5.33: De blå punktene representerer hvor det er tatt schmidthammermålinger i lokalitetstype B.

Spredningskurven for schmidthammermålingene i sin helhet viser at det er en stor variasjon i målingene (fig. 5.34). Marginen mellom den laveste og høyeste gjennomsnittlige R-verdien er på 18,76. I enkeltlokalitetene mellom skredlokalitetene er det en veldig liten variasjon mellom målingene i B-1 og B-3, stor variasjon i B-2 og moderat variasjon B-4. R-verdiene er høyest i lokalitet B-1 og B-4, og lavest i B-3. Spredningen mellom målingene i B-2 er veldig stor med den laveste gjennomsnittlige R-verdien på $38,72 \pm 1,64$ og den høyeste på $53,50 \pm 1,87$. I lokalitet B-2 overlapper nesten ingen av målingene hverandre, kun B-2.1 og B-2.4 hvis man regner med usikkerheten. Usikkerheten er høyest i målingene fra B-2 og B-3, med en usikkerhet på mellom 1,64 og 2,29 i B-2, og 1,74 og 2,28 i B-3.

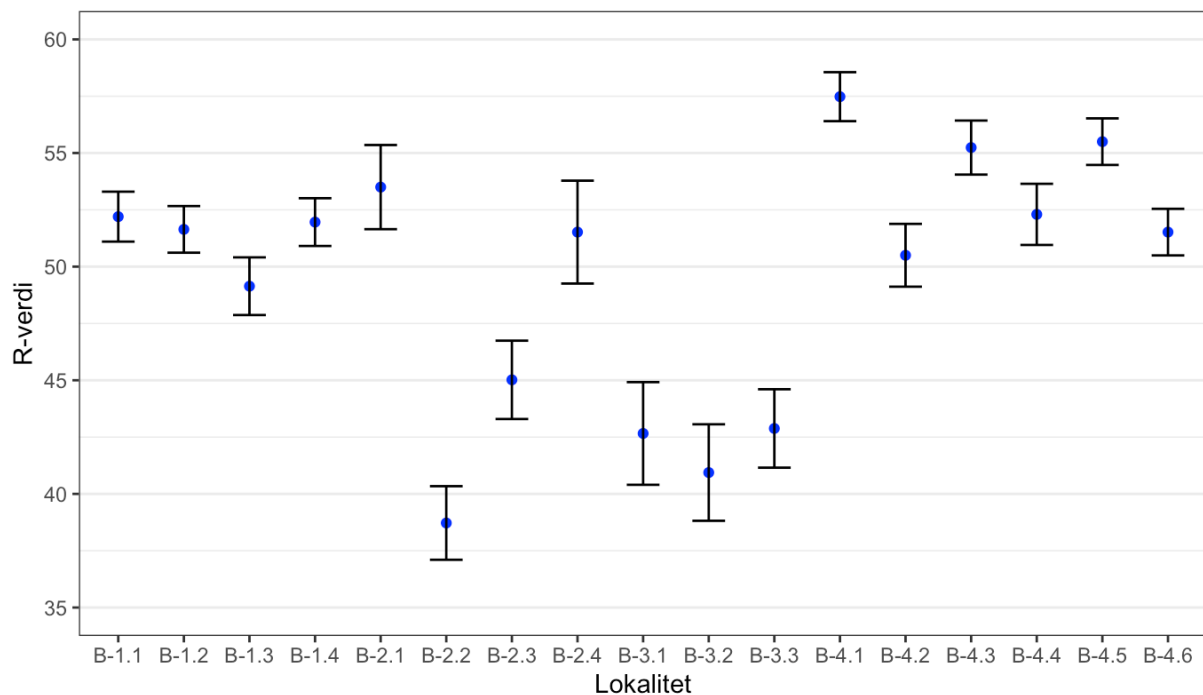


Fig. 5.34: Spredningskurve for de gjennomsnittlige R-verdiene ± 2 standardfeil for hver av de 17 lokalitetene tatt på lokalitetstype B. Spredningskurven viser en stor variasjon i målingene, hvor marginen mellom den laveste og høyeste gjennomsnittlige R-verdien er på 18,76.

Åtte av de 17 lokalitetene har en positiv skjevhet med verdier mellom 0,02 og 0,58. Lokalitetene med verdier under 0,5 har nesten en symmetrisk fordeling, mens verdier over 0,5 har en moderat skjevhet. Resten av lokalitetene har en negativ skjevhet på mellom -0,06 og -0,97, der lokalitet B-4.4 har en verdi på -0,97 og de andre lokalitetene har verdier høyere enn -0,5. Ved å sammenligne frekvensdiagrammene med lokalitet B-4.4 ser man at R-verdiene i B-4.4 er veldig skjevfordelt i motsetning til de andre lokalitetene (vedlegg 6). 15 av lokalitetene har en negativ kurtose på mellom -0,14 og -1,23, mens lokalitet B-4.1 og B-4.4 har en positiv kurtose på 0,62 og 0,26. R-verdiene i lokalitetene med positiv kurtose er mer sentrert rundt gjennomsnittet og har en spissere og tynnere form enn normalfordelingskurven.

5.2.3 R-verdier fra lokalitetstype C, steinsprang

I lokalitetstype C er det tatt schmidthammermålinger på enkeltblokkene fra kapittel 5.1.3 (fig. 5.35). Blokkene viser tegn til langvarig forvitring ved at flatene er ruglete, og enkelte kanter er tagget og avrundet. På blokkene er det godt utviklet forvittringshud med vekst av mose- og lav.



Fig. 5.35: De røde punktene representerer hvor det er tatt schmidthammermålinger i lokalitetstype C.

Spredningskurven for schmidthammermålingene viser at det er en liten variasjon i målingene (fig. 5.36). Av lokalitetene er det lokalitet C-2 som har høyeste verdi på $42,64 \pm 1,62$ og lokalitet C-4 med laveste på $36,1 \pm 1,40$. Marginen mellom den laveste og høyeste gjennomsnittlige R-verdien er på 6,54. I spredningskurven er det tre og fire lokaliteter som overlapper hverandre hvis man regner med usikkerheten. Marginen i den gjennomsnittlige R-verdien i de fire lokalitetene, C-3 til C-6, er liten og er på 1,56. Usikkerheten mellom målingene er jevn og varierer mellom 1,39 og 1,69.

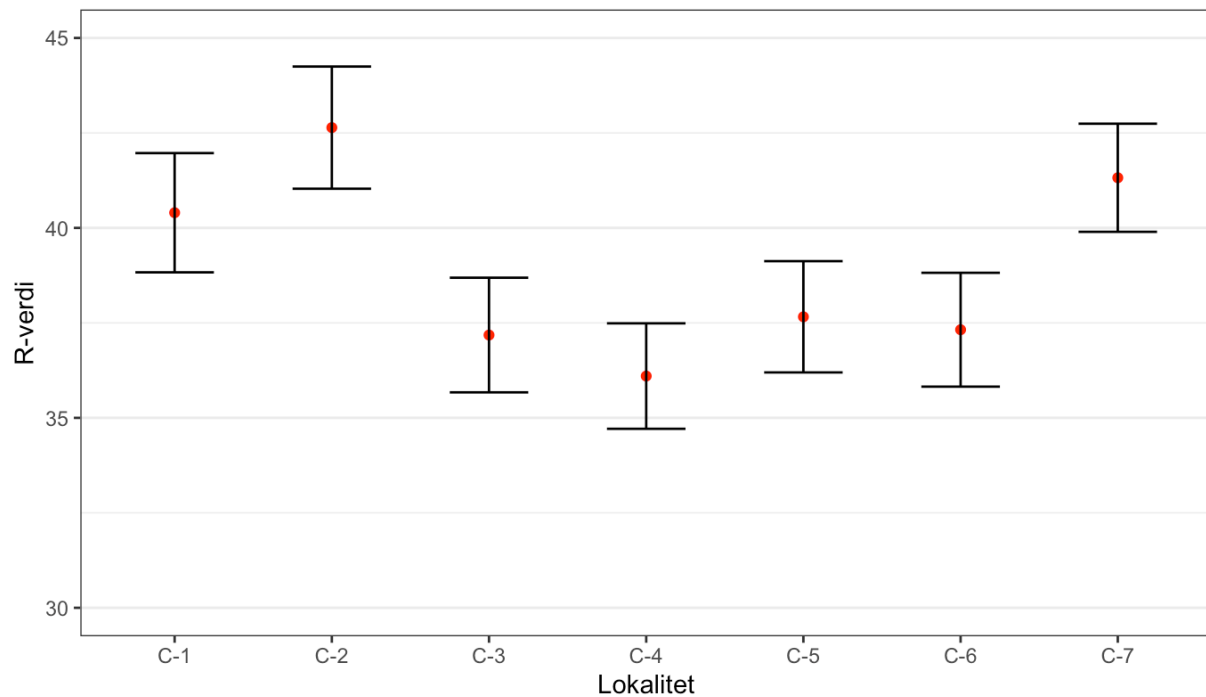


Fig. 5.36: Spredningskurve for de gjennomsnittlige R-verdiene ± 2 standardfeil for hver av de syv lokalitetene tatt på lokalitetstype C. Spredningskurven viser en liten variasjon i målingene, hvor marginen mellom den laveste og høyeste gjennomsnittlige R-verdien er på 6,54.

Fire av syv lokaliteter har en negativ skjevhet på mellom -0,03 og -0,48 og resten har en positiv skjevhet mellom 0,06 og 0,11. Ettersom verdiene er veldig lave vil forskyvningen være veldig svak og fordelingen vil dermed være mer symmetrisk. Alle lokalitetene har negativ kurtose, hvor lokalitet C-1 har en kurtose på -0,22, mens resten har mellom -0,73 og -1,07. R-verdiene for lokalitet C-2 til C-7 er mer spredt enn C-1 og vil dermed være flatere i formen.

5.2.4 Kalibreringskurve

For å estimere de gjennomsnittlige R-verdiene og de tilhørende usikkerhetene til alder er det laget en kalibreringskurve for studieområdet. Kalibreringskurven er utarbeidet fra to lokale kontrollpunkt som ligger i nærheten av studieområdet. Ungt kontrollpunkt er en fersk veiskjæring ved tunnelåpningen på Korsmyra av den nye vintertunnelen i studieområdet (fig. 5.37). Arbeidet av den nye tunnelen begynte i 2018 som gir en alder på 2 år. Gammelt kontrollpunkt er en blotning ved Kilstivatnet ca. 10 km i luftlinje nord for studieområdet (fig. 5.38). Fire prøver av blotningen er blitt ^{10}Be -eksponeringsdatert av Henriette Linge og gir en gjennomsnittsalder på 13,5 ka.

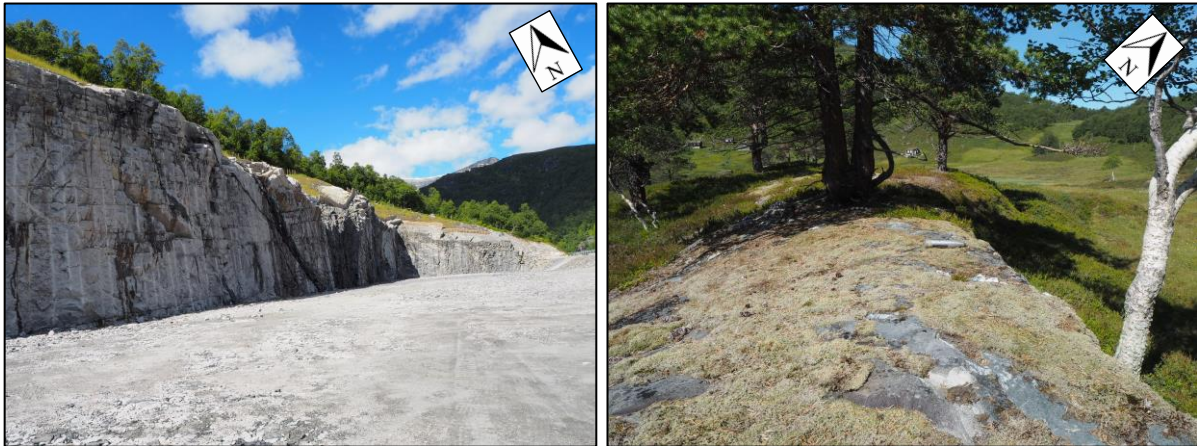


Fig. 5.37 (venstre): Ungt kontrollpunkt tatt på veiskjæringen ved tunnelåpningen av den nye vintertunnelen på Korsmyra.

Fig. 5.38 (høyre): Gammelt kontrollpunkt tatt på blotningen ved Kilstivatnet.

Frekvensfordelingen av R-verdiene fra kontrollflatene fremhever variasjoner i verdiene (fig. 5.39). Gammelt kontrollpunkt er preget av lave R-verdier med en negativ skjevhet på -0,63. Frekvensfordelingen av gammelt kontrollpunkt viser en unimodal fordeling, hvor fordelingen har en tydelig topp. Dette samsvarer godt med fordelings positive kurtose på 0,46. I fordelingen er det to R-verdier som ligger utenfor det overordnede mønsteret. Disse verdiene påvirker gjennomsnittet og kan dermed påvirke resultatet. R-verdiene fra ungt kontrollpunkt er relativt høye med en negativ skjevhet på -0,10. Frekvensfordelingen av ungt kontrollpunkt viser en viss bimodal fordeling. I motsetning til gammelt kontrollpunkt har ungt kontrollpunkt en negativ kurtose på -0,85, hvor kurven er flat og R-verdiene er mer spredt rundt gjennomsnittet.

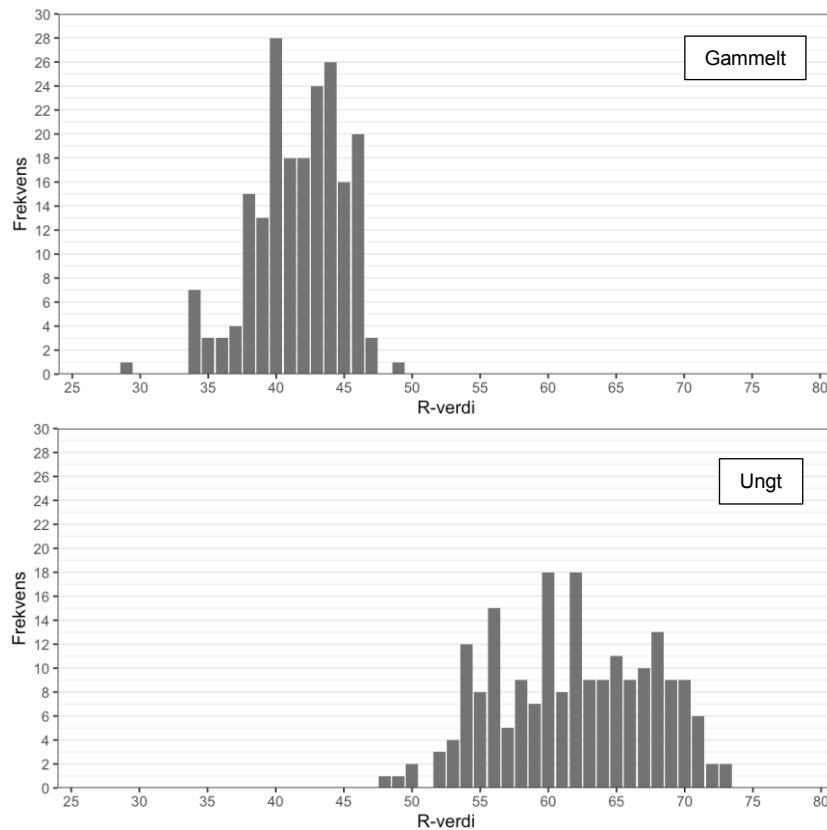


Fig. 5.39: Frekvensfordeling av R-verdiene fra gammelt og ungt kontrollpunkt i studieområdet.

I utregningen av kalibreringskurven er det antatt at forvittringsraten er konstant. Dette vil gi et lineært forhold mellom de to kontrollpunktene. R-verdier brukt som kontrollpunkter fra Korsmyra/Kilstivatnet og Romdalsalpene/Valldalen er oppsummert i tabell 5.1. R-verdiene viser store forskjeller mellom kontrollflatene og resulterer i to forskjellige kalibreringskurver (fig. 5.40). Gjennomsnittlig R-verdier for de unge og gamle kontrollpunktene varierer betydelig, med høyere verdier i studieområdet sammenlignet med kontrollpunktene fra Romdalsalpene/Valldalen. De unge og gamle kontrollpunktene overlapper ikke hverandre med deres 95% konfidensintervall. Kontrollpunktene tatt i Korsmyra/Kilstivatnet området gir følgende kalibreringskurve: $y = 41\,280,195 - 667,392x$.

Tabell 5.1: R-verdier brukt som kontrollpunkter fra Korsmyra/Kilstivatnet og Romdalsalpene/Valldalen. R-verdiene fra Romdalsalpene/Valldalen er hentet fra Matthews & Wilson (2015) og den korrigerte alderen av gammelt kontrollpunkt fra Wilson et al. (2019).

Kontrollpunkt	Alder (år)	Gj. snitt	SD	± 2 SE	Målinger
<i>Korsmyra/Kilstivatnet</i>					
Ungt	2	61,85	5,64	0,80	200
Gammelt	13 500	41,63	3,28	0,47	200
<i>Romdalsalpene/Valldalen</i>					
Ungt	15	56,39	7,32	0,53	750
Gammelt	12 400	38,89	8,64	0,50	1125

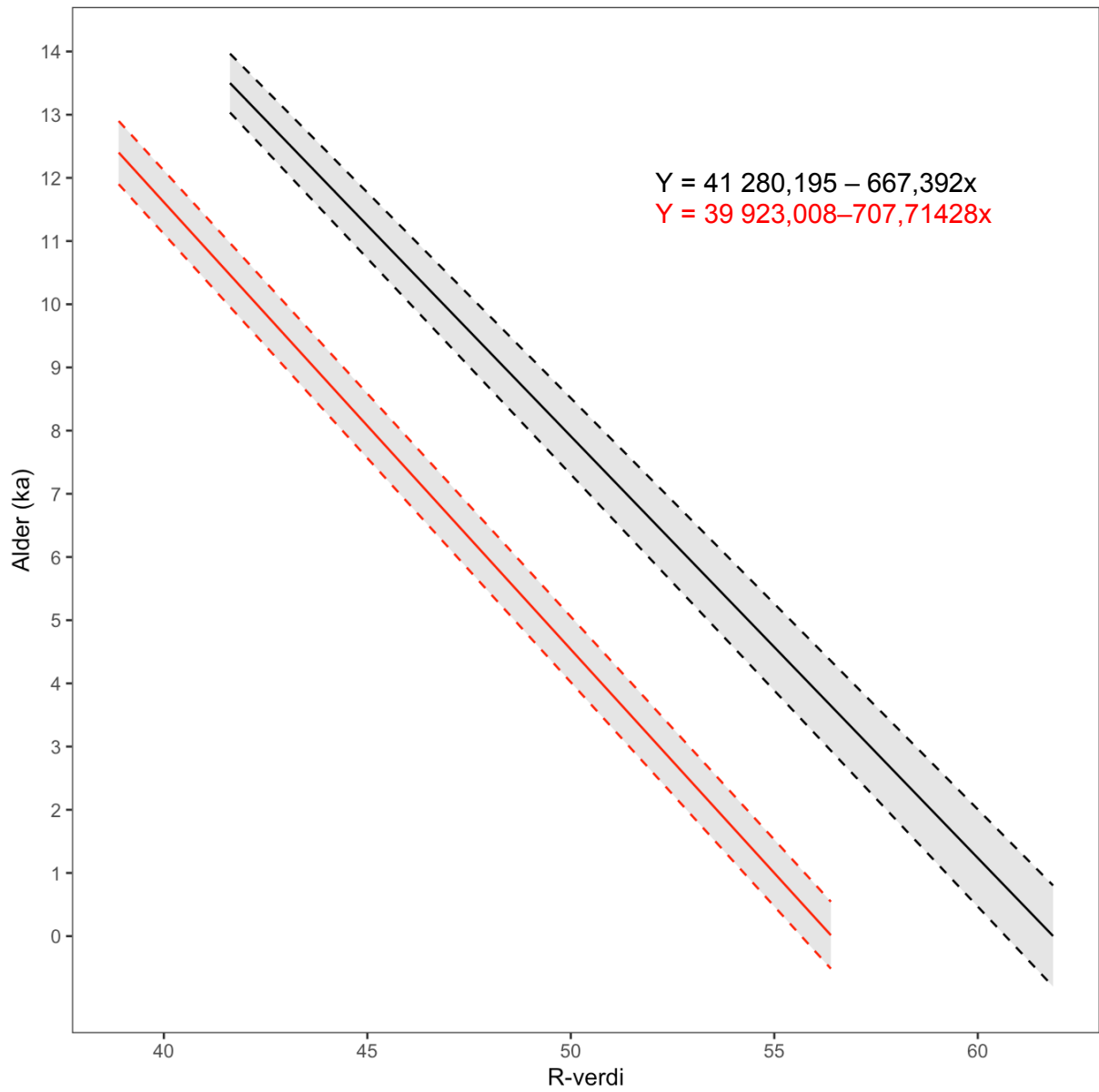


Fig. 5.40: Kalibreringskurve og kalibreringsligning for Korsmyra/Kilstivatnet (svart) og Romdalsalpene/Valldalen (rød). Det grå skraverte området markerer usikkerheten innenfor et konfidensintervall på 95%.

5.2.5 Alderskalibrering

En oversikt over de gjennomsnittlige R-verdiene ± 2 standardfeil for de 38 schmidthammerlokalitetene viser at det er en stor variasjon mellom målingene (fig. 5.41). Marginen mellom høyeste og laveste gjennomsnittlige R-verdi er på 24,46, hvor lokalitet A-1.4 har høyeste verdi på $60,56 \pm 1,04$ og lokalitet C-4 har laveste på $36,10 \pm 1,39$. Ved å se på schmidthammermålingene tatt fra de ulike skredtypene er det en trend i målingene, hvor lokalitetstype A gir de høyeste R-verdiene og lokalitetstype C de laveste. I lokalitetstype B er det en variasjon i målingene tatt fra de ulike urene i kapittel 5.1.2, hvor schmidthammermålingene gir høye og lave R-verdier. Av de 38 schmidthammerlokalitetene er det målinger tatt fra skredlokalitet B-2 og B-3 som gir størst usikkerhet.

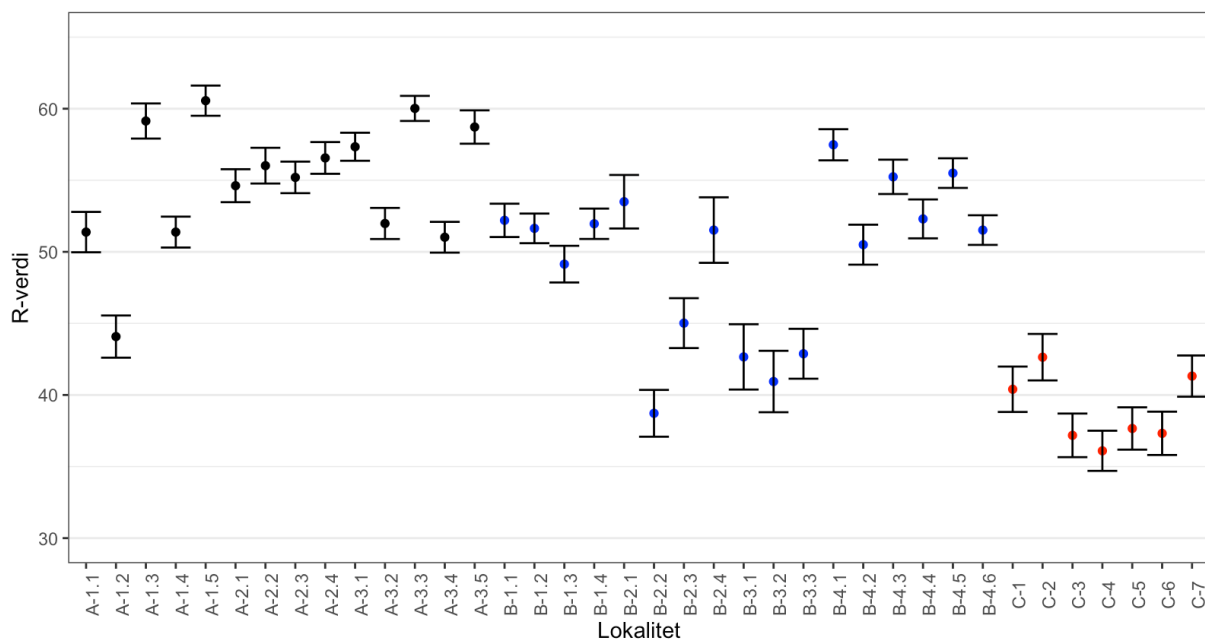


Fig. 5.41: Spredningskurve med gjennomsnittlig R-verdi ± 2 standardfeil for hver av de 38 schmidthammerlokalitetene i studieområdet. Fargekode for å skille de ulike skredtypene: svart = snøskred, blå = steinsprang og steinskrud, og rød = steinsprang.

De estimerte SHD-aldrene med deres 95% konfidensintervall (C_t), sammen med usikkerhetene (C_s og C_c) som brukes til å beregne konfidensintervallene, er gitt i tabell 2 og 3 i vedlegg 8. En grafisk fremstilling av SHD-aldrene er presentert i fig. 5.42. SHD-aldrene estimert med kalibreringskurven fra Korsmyra/Kilstivatnet og Romsdalsalpene/Valldalen gir en stor spredning mellom aldrene, hvor kun lokalitet B-3.2 overlapper hverandre med deres 95% konfidensintervall. Kalibreringskurven fra Romsdalsalpene/Valldalen gir mye yngre aldre enn Korsmyra/Kilstivatnet kalibreringskurve, hvor blant annet blokker med relative høye R-verdier gir negative aldre.

Med Korsmyra/Kilstivatnet kalibreringskurve faller steinsprangblokkene i lokalitetstype C innenfor et aldersintervall på $12\ 823 \pm 1084 - 17\ 187 \pm 936$ år, hvor fem av de syv blokkene gir en alder før yngre dryas. Urene fra lokalitetstype B gir en stor variasjon i SHD-aldrene med den yngste på 2919 ± 874 år og den eldste alderen på $15\ 439 \pm 1128$ år. SHD-aldrene varierer ut ifra hvilket ur målingene er tatt fra, hvor lokalitet B-3 gir yngre dryas aldre, og B-1 og B-4 har hovedsakelig aldre fra midtre holocen. Lokalitet B-1 har et jevnt aldersspenn på $6442 \pm 856 - 8485 \pm 942$ år, mens på lokalitet B-2 er spredningen i aldre veldig stor, $5575 \pm 1325 - 15\ 439 \pm 1128$ år. De yngste SHD-aldrene i studieområdet er fra snøskredlokalitetene i lokalitetstype A, med aldre fra midtre til sen holocen. Blokkene i lokalitetstype A faller innenfor et aldersspenn på $863 \pm 874 - 7230 \pm 830$ år, med unntak av A-1.2 som har en alder på $11\ 862 \pm 1041$ år.

Sammenlignet med Korsmyra/Kilstivatnet kalibreringskurve gir Romdalsalpene/Valldalen kalibreringskurve yngre aldre. Med Romdalsalpene/Valldalen kalibreringskurve har steinsprangblokkene i lokalitetstype C et aldersintervall fra $9746 \pm 1204 - 14\ 375 \pm 1053$ år. Med deres 95% konfidensintervall har fem av de syv blokkene en yngre dryas alder. De fleste skredhendelene fra lokalitetstype B finner sted i tidlig og sen holocen. Lokalitet B-3 har aldre fra tidlig holocen, mens lokalitet B-1 og B-4 har aldre i sen holocen. SHD-aldrene fra lokalitet B-2 ligger veldig spredt med et aldersspenn på $2060 \pm 1375 - 12\ 520 \pm 1210$ år. Nesten alle de målte blokkene på snøskredlokalitetene i lokalitetstype A har aldre fra sen holocen med unntak av A-1.3 som har en alder på 8727 ± 1104 år. Fire av de målte blokkene fra snøskredlokalitetene har negative aldre med deres 95% konfidensintervall.

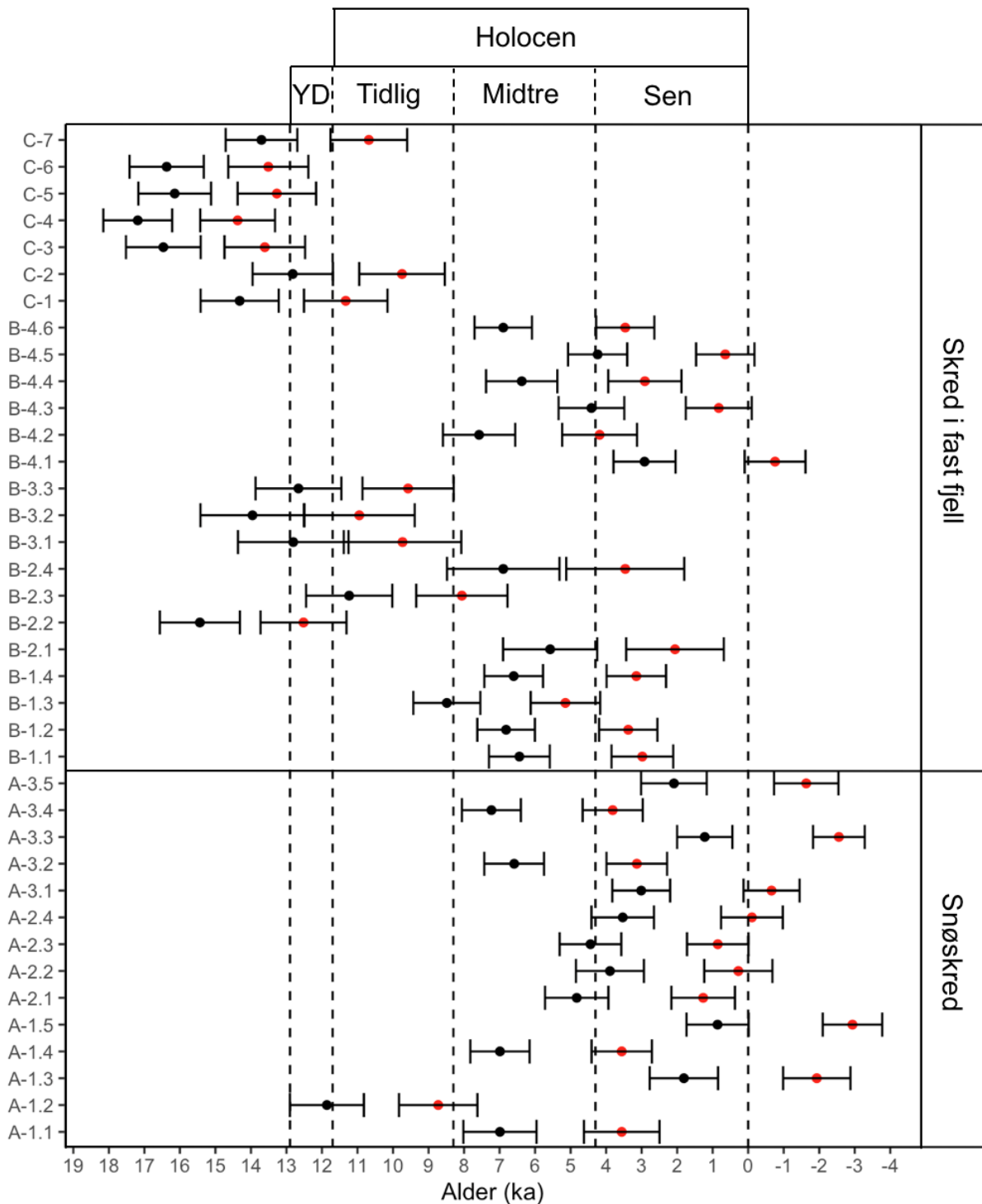


Fig. 5.42: SHD-aldre med 95% konfidensintervall (± 2 SE), kalibrert med kalibreringskurven fra Korsmyra/Kilstivatnet (svart) og Romsdalsalpene/Valldalen (rød). Stiplede skillelinjerer separerer yngre dryas (YD: 12,9 – 11,7 ka) og holocen: tidlig (11,7 – 8,3 ka), midtre (8,3 – 4,3 ka) og sen (< 4,3 ka).

En oversikt over skredhendelsene fra de daterte skredblokkene kalibrert med kalibreringskurven fra Korsmyra/Kilstivatnet og Romsdalsalpene/Valldalen er gitt i fig. 5.43 og 5.44. Skredhendelsene er delt inn i 1000-årsintervaller, da et 500-årsintervall i dette tilfelle gir små variasjoner. Skred i fast fjell viser to perioder med høy skredaktivitet i ulik tid avhengig av kalibreringskurven (fig. 5.43A og 5.44A). Frekvenskurven i fig. 5.43A viser høy skredaktivitet

i sen glasialtid og midtre holocen. I motsetning til fig. 5.44A var det høy skredaktivitet i sen glasialtid, samt tidlig og sen holocen. Snøskredaktiviteten i studieområdet viser en høy aktivitet i midtre og sen holocen i fig. 5.43B. I fig. 5.44B økte snøskredaktiviteten i sen holocen. En samling av alle skredhendelsene viser at midtre holocen har høyest aktivitet og lavest i tidlig holocen i fig. 5.43C. I fig. 5.44C var skredaktiviteten høyest i sen holocen og lavest i midtre holocen.

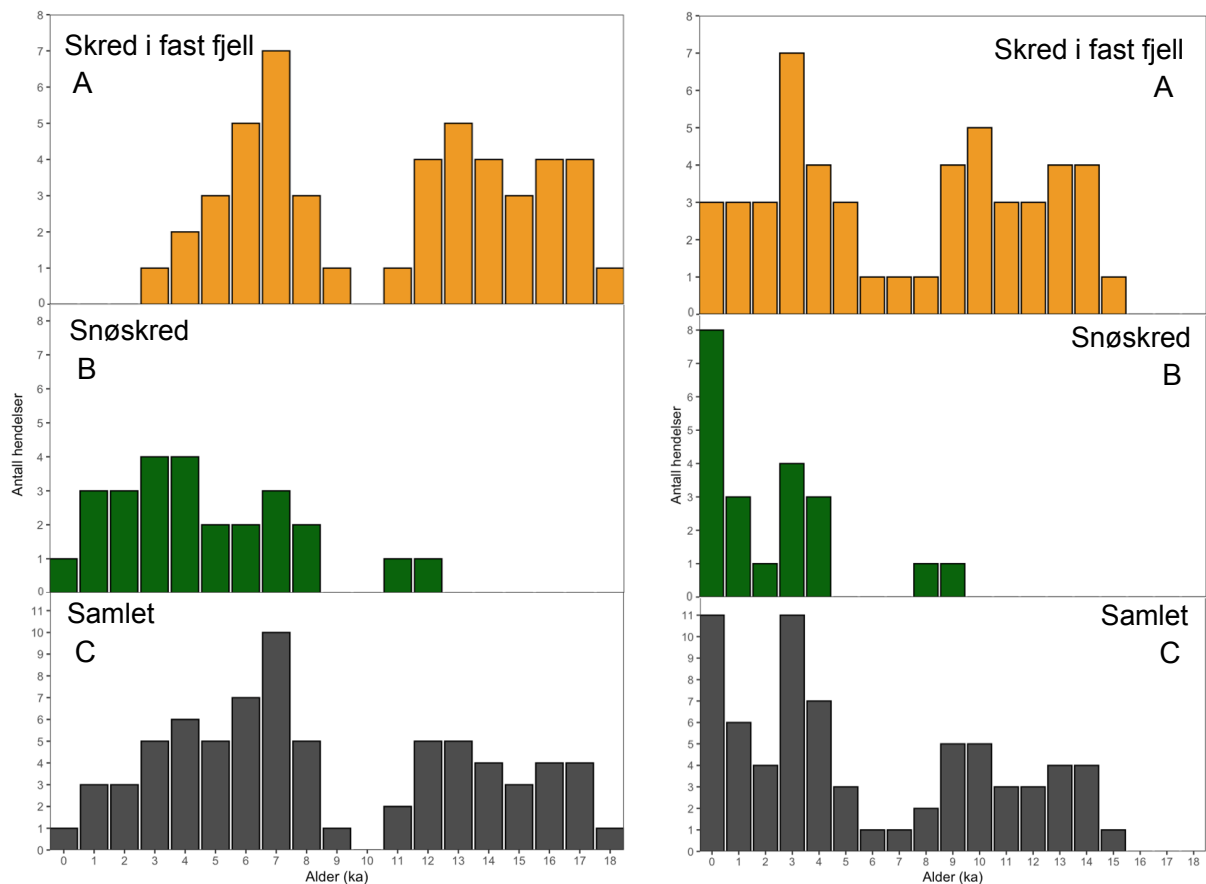


Fig. 5.43 (venstre): Frekvensdiagram som viser hvor mange dateringer som faller innenfor hvert 1000-årsintervall i studieområdet de siste 18 000 årene. Skredhendelsene er fra de kalibrerte SHD-aldrene med deres 95% konfidensintervall fra Korsmyra/Kilstivatnet kalibreringskurve. A) Antall skredhendelser fra skred i fast fjell. B) Antall skredhendelser fra snøskred. C) Antall skredhendelser fra de forskjellige skredhendelsene sammen.

Fig. 5.44 (høyre): Frekvensdiagram som viser hvor mange dateringer som faller innenfor hvert 1000-årsintervall i studieområdet de siste 18 000 årene. Skredhendelsene er fra de kalibrerte SHD-aldrene med deres 95% konfidensintervall fra Romdalsalpene/Valldalen kalibreringskurve (Wilson et al., 2019). A) Antall skredhendelser fra skred i fast fjell. B) Antall skredhendelser fra snøskred. De negative SHD-aldrene er tatt med i frekvenskurven og regnes med som år 0. C) Antall skredhendelser fra de forskjellige skredhendelsene sammen.

Kapittel 6 – Diskusjon

På bakgrunn av datagrunnlaget presentert i kapittel 5, har snøskred, steinsprang og små steinskred blitt kartlagt i Korsmyrdalen. Tolkningen bak disse skredtypene er basert på lokalitetenes geomorfologiske og sedimentære egenskaper, og utbredelse ut fra de topografiske, klimatiske og geologiske forholdene i området. I kapittel 6.1 vil skredenes morfologiske trekk bli drøftet. Feilkilder knyttet til schmidthammer og sammenligning av kalibreringskurvene blir diskutert i kapittel 6.2. Skredaktiviteten i Korsmyrdalen i senglasial tid og holocen presenteres i kapittel 6.3. En kortfattet sammenligning av de kvartærgeologiske kartproduktene gis i kapittel 6.4.

6.1 Morfologiske trekk av kartlagte skredtyper

I dette delkapittelet vil mulige feilkilder i metodene som er blitt brukt i skredkartleggingen diskuteres. De kartlagte skredavsetningene har sitt karakteristiske morfologiske og sedimentologiske trekk, noe som vil bli gjort rede for i følgende kapittel.

6.1.1 Mulige feilkilder

Sett bortifra usikkerheten til tolkningen av skredavsetningen i kapittel 5, er det feilkilder med noen av metodene brukt i felt og ved utarbeiding av terrengmodeller i ArcMap. I rundingsgradanalysene er vurdering av rundingsgraden av de 30 tilfeldige steinene subjektiv. Wentworths (1922) kornstørrelsesinndeling ble brukt, men vurderingen av rundingsgraden vil variere mellom enkeltpersoner. Hvor i utløpssonen analysen er tatt kan også påvirke resultatet. Flere rundingsgradanalyser på flere steder i utløpssonene ville gitt en bedre presisjon i analysen.

Feilkildene ved utarbeiding av terrengmodeller er knyttet til oppløsningen på DTM-datasettet. DTM er et raster-datasett der hver celle representerer den gjennomsnittlige høydeverdien i et areal. Cellenes areal kan være fra 50 x 50 m, 10 x 10 m og 1 x 1 m, hvor 1 x 1 m i dette tilfellet har høyest oppløsning. En DTM med lav oppløsning har høy usikkerhet ettersom et stort celle areal sannsynligvis vil ha lokale høydeforskjeller som ikke vil komme frem i datasettet. Feilkilden og usikkerheten er dermed størst for datasett med lav oppløsning i områder med bratt terreng. Studieområdet, med unntak av de øvre partiene av Skorene, er dekket av høyoppløselig data med 1 x 1 m høydeverdi. Høydekonturene utarbeidet i de kvartærgeologiske kartene viser unormale mønstre nordøst ved Skorene. Dette skyldes feil i DTM-datasettet som konturene er basert på.

6.1.2 Snøskred

De snøskreddominerte lokalitetene er lokalisert i den vestlige dalsiden av Korsmyrdalen. Dalsiden har et konkavt lengdeprofil og befinner seg på lesiden for den dominerende vindretningen mot øst og sørøst i akkumulasjonssesongen. Vestvendte skråninger og vind mot øst og sørøst fører til akkumulasjon av mye snø og økt snøskredfare (Rapp, 1959; NVE, 2011c). Løsneområdene for snøskredene er på bart fjell og/eller på gressdekkete overflater med helninger på mellom 35 og 60 grader. I henhold til Blikra & Nemeč (1998) og NVE (2011c) er dette typiske utløsningsområder av snøskred. I lokalitet A-1 til A-3 er det ingen trær i utløpssonen, kun noen få trær som er bøyd i skredenes fallretning i utkanten. I den østlige dalsiden er skråningene for bratte til å akkumulere store mengder snø. Det er ikke kartlagt sørpeskredavsetninger i studieområdet. Dette er fordi det ikke er observert noen potensielle utløsningsområder hvor store mengder av vann og snø kan akkumuleres. I skredhistorikken for Korsmyrdalen har det heller ikke blitt registrert noen sørpeskredhendelser i området (skrednett, 2020).

I utløpssonene for lokalitetene A-1 til A-3 er det avsatt typiske storskala snøskredavsetninger av tungeformede avsetninger bestående av kantede blokker og steiner. De tungeformede avsetningene i enden av utløpssonene dannes i områder med høy snøskredaktivitet, hvor løsmaterialet gradvis forflytter seg nedover i utløpssonen ved gjentatte skredhendelser (Rapp, 1959). I utløpssonene er det avsatt flere små tungeformede avsetninger/lobes. For hver skredhendelse har det blitt avsatt en lobe avhengig av snøens massetetthet. Den eldste avsetningsformen ligger ytterst mot utløpssonen og den yngste nærmest skråningen. Ettersom lobene er en avsetningsform, har det trolig ikke gått noen store snøskred over løsmassene og erodert disse bort. De tungeformede avsetningene/lobene i utløpssonene kan brukes som en indikator for «ferske» snøskredavsetninger.

I lokalitet A-1 er det en forsenkning med en distal løsmasserygg som sannsynligvis er en snøskredgrop og en snøskredvoll. Ifølge Corner (1980) og Blikra & Nemeč (1998) dannes en snøskredgrop når gjentatte skred treffer løsmassedekket og sedimenter slynges opp fra gropen og avsetter en distal rygg. Sammenstøtet mellom snømassene og løsmassedekket etterlater en grop, som oftest er fylt med vann.

Rundingsgradsanalysene viser et høyt innhold av kantede steiner, da det meste av løsmassene trolig er steinsprangfragmenter som har blitt transportert i snømassene. Kantede steiner og blokker ligger spredt i utløpssonen, hvor vegetasjonsdekket hovedsakelig består av gress og

annen kortvokst vegetasjon. Som beskrevet av Blikra & Nemeč (1998) er flekker av steiner og blokker i overflaten vanlig i snøskreddominerte lokaliteter. Mye av løsmassene avsettes ved nedsmelting av snø og er derfor vanlig å se at steiner avsettes oppå blokker. I enkelte tilfeller kan steinene ligge i ustabile posisjoner (Blikra og Nemeč, 1998).

Andre typiske småskala geomorfologiske trekk i overflaten er pløy espor og løsmasserygger avsatt på lo- og lesiden av en blokk, også omtalt som løsmassehaler og løsmasseskygger i Blikra & Nemeč (1998). For hver snøskredhendelse forflytter pløyeblokken seg noen få meter nedover i skråningen, avhengig av snøens massetetthet og størrelsen på skredet. Løsmassehaler indikerer at skredet har passert en hindring og avsatt løsmasser opp mot hindringen (Blikra & Nemeč, 1998). Langs skredbanene er det observert vertikale abrasjonsmerker på de eksponerte fjelloverflatene. Dette er et direkte bevis for erosjon på fjelloverflater av snøskred, hvor steiner i transport med snømassene skraper over fjelloverflatene.

6.1.3 Steinsprang og steinskred

De steinsprang- og steinskreddominerte lokalitetene er størst utbredt langs den østlige dalsiden, hvor skredmateriale samler seg i urer under de bratte, langstrakte og eksponerte fjellveggene. Det er ikke observert talusvifter i studieområdet. Dette kan skyldes at det er ingen markerte kløfter eller skar i fjellveggene, som i henhold til Blikra & Nemec (1998) er typiske løsneområder for kjegleformede talusvifter. Fjellskredavsetninger er heller ikke observert i området. Komplekse og dyptgående sprekkeformasjoner i berggrunnen er ikke observert i fjellveggene, som ifølge Braathen et al. (2004) er typiske løsneområder for fjellskred.

Overgangen fra fjellvegg til ur er tydelig markert som et knekkpunkt i terrenget. Her akkumuleres skredmateriale i forholdsvis bratte urer med helninger mellom 23 og 30 grader. På grunn av materialets kantete form kan urer ha en høy kritisk vinkel. Ifølge Blikra & Nemec (1998) kan urer være stabile på helninger mellom 24 og 45 grader. Berggrunnen i studieområdet er foliert og i fjellveggene er det spor etter eksfoliasjon fra tidligere utraste berggrunnsfragmenter. Foliasjon fører til lavere skjærstyrke i berggrunnen og gir potensielle løsneområder for steinsprang (Braathen et al., 2004; Henderson et al., 2006). Foliasjon sammen med fjellveggenes helning på mellom 60 og 80 grader gir høy sannsynlighet for utløsning av steinsprang.

Urene har tydelig fallsortering, noe som er typiske for steinsprang- og steinskredavsetninger (Blikra & Nemec, 1998; NVE, 2011b). Det er vanskelig å skille steinsprang og små steinskred fra hverandre, da steinskred i likhet med steinsprang samler seg i urer av kantede fragmenter med en fallsortering (NVE, 2011b). Rundingsgradanalysen viser at skredavsetningene består av kantede fragmenter. Dette skyldes at avsetningene er dannet fra berggrunnsfragmenter med kort utløpslengde.

Enkeltplokkene fra lokalitetstype C er avsatt utenfor urfoten i lokalitet B-3 langs den østlige dalsiden. Store steinblokker har større kinetisk energi enn mindre blokker og vil dermed ha en lengre utløpslengde (NVE, 2011b). Etersom det kun er avsatt enkeltplokker i dalbunnen langs den østlige dalsiden og ikke i den vestlige, tyder dette på at blokkene er steinsprangblokker og ikke moreneblokker.

6.2 Schmidthammer

Schmidthammer ble brukt for å samle inn R-verdier fra ulike skredavsetninger og estimere når de ulike skredprosessene har vært aktive. Følgende kapittel vil ta for seg mulige feilkilder knyttet til schmidthammer og drøfting av hvilken kalibreringskurve som videre blir brukt til å tidfeste skredaktiviteten i studieområdet.

6.2.1 Mulige feilkilder

Schmidthammer er et instrument som blant annet blir brukt til å måle hardheten (R-verdier) på blokker og eksponert berggrunn. Bruk av schmidthammer innebærer flere mulige feilkilder, også tidligere nevnt i kapittel 4.2.2. Målingene ble utført etter beste evne og flere forhåndsregler ble tatt for å minimere mulige usikkerheter. Den brukte schmidthammeren ble sist kalibrert av produsenten i 2018. I henhold til McCarroll (1987) og Shakesby et al. (2006) bør en schmidthammer kalibreres regelmessig, da mekanisk slitasje oppstår over tid og bruk. Springfjæren i schmidthammeren kan ha blitt svekket under innsamlingen av målingene og gi en mulig lavere R-verdi. Ideelt sett burde schmidthammeren ha blitt kalibrert med en testambolt før og etter bruk for å sikre at R-verdien ikke har endret seg betraktelig under innsamlingen (McCarroll, 1987, 1989; Shakesby et al, 2006; Matthew et al., 2020a, 2020b). Innsamling av schmidthammermålinger ble utført over to feltsesonger, i 2019 og 2020. Samme schmidthammer ble brukt og feltarbeidet var utført på samme årstid. For best mulig resultat burde schmidthammermålingene ha blitt tatt i løpet av én feltsesong for å minimere potensielle instrumentfeil.

Schmidthammermålingene ble utført av to operatører, hvor feltassistenten tok omtrent 80% av alle målingene, mens den andre noterte ned R-verdiene. Det er viktig at operatøren tar målingene vinkelrett på overflaten, og unngår ujevne overflater, kanter, sprekker, og våte og lavdekkete overflater. Noen få R-verdier kan ha blitt notert feil under innsamlingen.

I henhold til McCarroll (1989, 1991) og Goudie (2006) bør man ta målinger på jevne og horisontale overflater, da ruheten på bergartsoverflaten kan påvirke R-verdien. I studieområdet er det de eldste blokkene som er mest preget av ujevne overflater som en følge av større forvittringsgrad. Mose og lav dekker en stor del av overflaten på de eldre blokkene, men er forholdsvis lett å unngå. Spredningen av R-verdiene øker oftest med forvittringsgraden som resulterer i høyere standardfeil fordi R-verdiene ligger mer spredt fra gjennomsnittet. Forvittringsraten er avhengig av litologi og mineralsammensetning og det er dermed viktig å

måle flater av samme litologi (McCarroll, 1989, 1991; Goudie, 2006). I studieområdet består bergarten hovedsakelig av øyegneis og båndgneis med diorittisk til granittisk sammensetning (Tveten et al., 1998). Bergarten er middels- til grovkornet med et høyt innhold av kvarts og feltspat som kan føre til høyere R-verdi og større spredning i verdiene enn de finkornede og mindre motstandsdyktige mineralene (McCarroll, 1989; Goudie, 2006).

I denne oppgaven er alle R-verdier tatt med i alderskalibreringen. Under feltarbeidet måtte enkelte målinger utføres på nytt fordi man hørte at det var et hulrom under overflaten og biter av overflaten knuste under sammenstøtet. Dette er typiske feilslag som gir betraktelig lave R-verdier og kan dermed ekskluderes.

6.2.2 Kalibreringskurve

Utrekning av alder og deres tilhørende usikkerhet er gjort med en lokal kalibreringskurve fra Korsmyra/Kilstivatnet og en korrigert kalibreringskurve fra Romsdalsalpene/Valldalen av Wilson et al. (2019). SHD-aldrene gitt i kapittel 5.2.5 og vedlegg 8 presenterer aldre med stor spredning, hvor kalibreringskurven fra Korsmyra/Kilstivatnet gir høyere aldre enn kurven fra Romsdalsalpene/Valldalen.

I kalibreringskurven fra Romsdalsalpene/Valldalen bruker Matthews & Wilson (2015) flere enn to kontrollpunkter for å lage kalibreringskurven. Gjennomsnittsverdiene for de ulike kontrollpunktene viser omtrent samme verdier, noe som tyder på at kurven er av høy presisjon. For å forbedre den lokale kalibreringskurven, kunne det ha blitt tatt flere målinger og kontrollpunkter. Hvis verdiene for enkeltlokalitetene som inngår i kontrollpunktene ikke viser omtrent samme verdier, vil usikkerhetene i kurven bli større. Det vil også være mulig å lage separate kalibreringskurver hvis R-verdiene fra kontrollpunktene er tilstrekkelig forskjellige, slik som Matthews et al. (2020a) har gjort i sin studie.

R-verdier brukt som kontrollpunkter (tabell 5.1 s.63) viser at det er relativt stor forskjell i de unge kontrollpunktene. Gjennomsnittlige R-verdier for de unge kontrollpunktene med relativt lik alder varierer betydelig, med høyere verdier i Korsmyra ($61,85 \pm 0,80$) sammenlignet med Romsdalsalpene/Valldalen ($56,39 \pm 0,53$). Differansen er for stor til at kalibreringskurvene vil være like. I henhold til Tveten et al. (1998) er berggrunnen rundt Romsdalen og Valldalen hovedsakelig av samme litologi som i studieområdet, diorittisk til granittisk gneis. Kontrollpunktene fra Romsdalsalpene/Valldalen er tatt på migmatisk gneis og gneis med diorittisk til granittisk sammensetning (Matthews & Wilson, 2015). Den høye gjennomsnittlige

R-verdien i Korsmyra kan trolig skyldes av litologiske variasjoner. Steinsprangavsetninger ble brukt av Matthews & Wilson (2015) som deres unge kontrollpunkt i Romsdalsalpene/Valldalen. Skredavsetningene vil trolig ha den samme overflateruheten som i studieområdet som gjør at kalibreringskurven er egnet for bruk på avsetninger fra skred i fast fjell.

R-verdier for de gamle kontrollpunktene er ikke signifikant forskjellige i forhold til de unge kontrollpunktene. Gjennomsnittsverdien ved Kilstivatnet er på 41,63 og 38,89 i Romsdalsalpene/Valldalen. Be¹⁰-eksponeringsdatering av blotningen ved Kilstivatnet (13,5 ka) tyder på at overflaten har vært eksponert lengre enn de gamle kontrollflatene i Romsdalsalpene/Valldalen (12,4 ka). Forutsetningen for å kunne datere ved hjelp av en schmidthammer er at R-verdien avtar som respons på at den kjemiske forvitringen øker lineært med en konstant hastighet over tid (Colman, 1981; Matthews & Wilson, 2015). Basert på dette, skal R-verdien ved Kilstivatnet være lavere enn Romsdalsalpene/Valldalen, da overflaten har vært eksponert lengre. Ulik litologi kan være årsaken til at R-verdien er litt høyere ved Kilstivatnet. En annen feilkilde er at området tidligere har vært dekket av vegetasjon og har dermed ikke vært kontinuerlig eksponert. I felt var ca. 90% av blotningen dekket av mose og lav med noen tilgjengelige flater hvor målingene ble tatt. De eksponerte overflatene har høyst sannsynlig vært dekket av mose, trær og annet vegetasjon, som kan ha ført til skjerming mot forvitring.

For estimering av når de ulike skredprosessene har vært aktive er det valgt å bruke Romsdalsalpene/Valldalen kalibreringskurve. Kalibreringskurven er av høy presisjon og de estimerte SHD-aldrene treffer innenfor tidsintervallene som virker mest pålitelig sett i sammenheng med glasiasjonshistorien, klimavariasjonene i holocen og skredhistorikken i Storfjorden og andre steder på Vestlandet. Alderskalibrering med Romsdalsalpene/Valldalen kalibreringskurve har i tidligere studie vist at schmidthammer er i stand til å gi nøyaktige og pålitelige aldre som er sammenlignbare med ¹⁰Be-eksponeringsaldre (Wilson et al., 2019).

Alderskalibrering med Romsdalsalpene/Valldalen kalibreringskurve gir negative aldre på de blokkene som er relativt ferske og har høye R-verdier. Feilkilden gjenspeiles ikke i de statistiske parameterne, men skyldes trolig bruk av en ikke-lokal kalibreringskurve. Sannsynligvis er det litologiske forskjeller mellom de målte blokkene og kontrollpunktene som har ført til de negative SHD-aldrene. I tillegg er det viktig å ikke utelukke andre mulige feilkilder. Negative aldre har tidligere blitt sett i studier fra Matthews et al. (2014, 2020a) og Matthews & Wilson (2015). I denne oppgaven utelukkes ikke de negative SHD-aldrene, men i stedet regnes de som nylige hendelser.

6.3 Skredaktiviteten i sen glacial tid og holocen

Schmidthammerdatering utført på skredavsetningene i de ulike skredlokalitetene gir et innblikk i variasjoner i skredaktiviteten etter at innlandsisen smeltet vekk fra området. I dette delkapittelet diskuteres skredaktiviteten for Korsmyrdalen i sen glacial tid og holocen, basert på SHD-aldrene estimert med kalibreringskurven fra Romsdalsalpene/Valldalen (Wilson et al., 2019). De kalibrerte SHD-aldrene i tabell 3 i vedlegg 8 viser en tydelig trend i skredaktiviteten. Sammenlignet med andre studier som Longva et al. (2009), Vasskog et al. (2011), Böhme et al. (2015), Bellwald et al. (2019) og Matthews et al. (2015, 2018, 2020a) viser studieområdet det samme skredmønsteret som er blitt observert på Vestlandet. Skredaktiviteten i studieområdet følger en trend hvor aktiviteten var høy i tidlig holocen, etterfulgt av lav frekvens i midtre holocen og høy aktivitet i sen holocen (fig. 6.1). På bakgrunn av at SHD-aldrene faller innenfor de ulike periodene er det valgt å diskutere hvordan skredaktiviteten har variert i de ulike inndelingene i holocen.

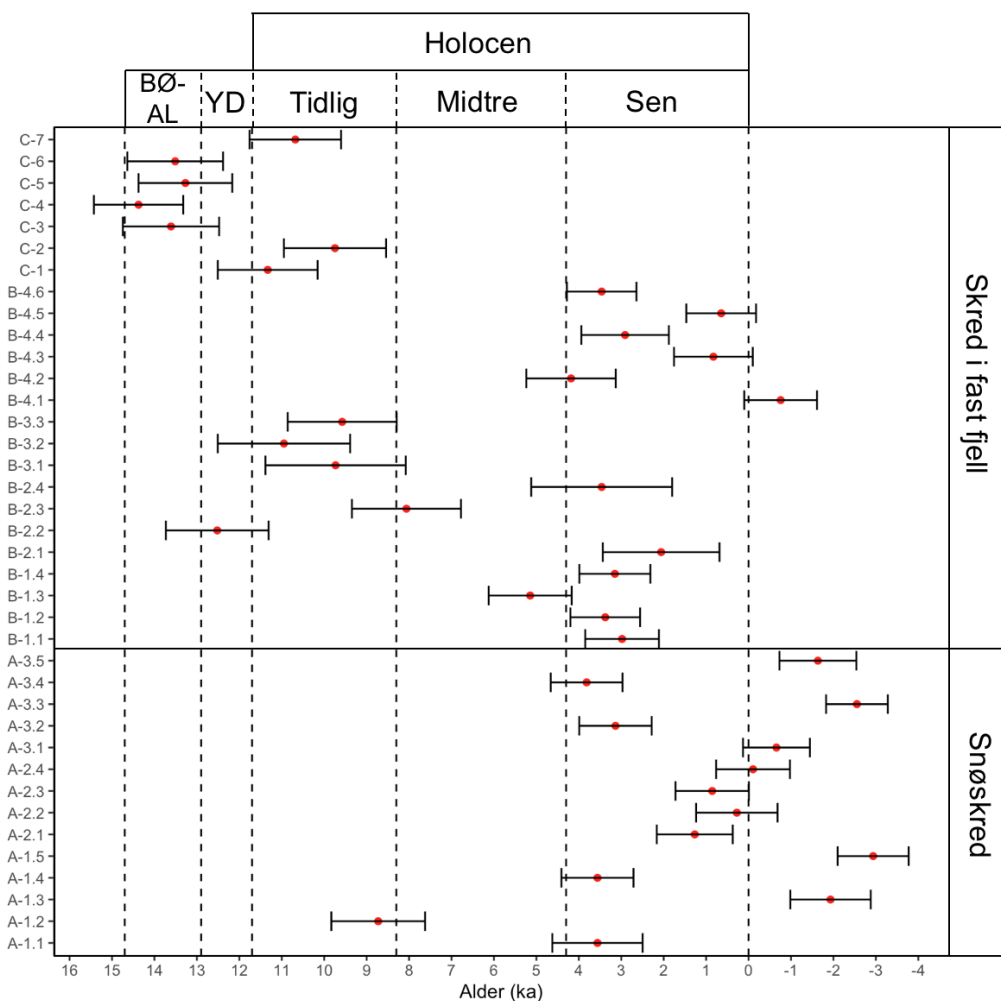


Fig. 6.1: SHD-aldre med 95% konfidensintervall (± 2 SE), kalibrert med kalibreringskurven fra Romsdalsalpene/Valldalen (Wilson et al., 2019). Stiplede skillelinjer separerer bølling-allerød interstadial (BØ-AL: 14,7 – 12,9 ka), yngre dryas (YD: 12,9 – 11,7 ka) og holocen: tidlig (11,7 – 8,3 ka), midtre (8,3 – 4,3 ka) og sen (< 4,3 ka).

Deglasiasjonen i sen weichsel begynte etter siste istids maksimum (~ 20 ka), hvor ismarginen trakk seg fra eggakanten og nådde inn i de indre fjordene på Sunnmøre i løpet av bølling-allerød interstadial (Sollid & Sørbel, 1979; Aarseth et al., 1997; Krüger et al., 2011). Strekningen mellom Indreeide og Korsmyra var i hovedsak isfri i yngre dryas, og skredavsetninger kan derfor ha bli avsatt siden før den tid.

Steinsprangblokkene fra lokalitetstype C er de eldste daterte blokkene i studieområdet og har aldre fra bølling-allerød interstadial og yngre dryas (fig. 6.1). Ifølge Krüger et al. (2011) ble ikke den sentrale delen av Storfjorden isfri før 14 000 kalenderår før nåtid, og steinblokkene har sannsynligvis rast ned under eller rett etter den regionale deglasiasjonen i studieområdet. Sammenlignet med skredhistorikken i Storfjorden oppstod de første og største skredene i denne perioden (Longva et al., 2009). I henhold til Longva et al. (2009) og Böhme et al. (2015) var skredaktiviteten i indre Sunnmøre veldig høy de første tusenårene etter deglasiasjonen. Dette gjenspeiles i fig. 6.1 hvor flere av skredlokalitetene fra lokalitetstype B har blitt aktivert i tidlig holocen.

Den høye skredaktiviteten under og etter deglasiasjonen kan betraktes som paraglasial i den forstand at skredhendelsene skjedde som et resultat av den glasiiale påvirkningen på landskapet (Church & Ryder, 1972; Böhme et al., 2015; Matthews et al., 2020a). Begrepet paraglasial ble introdusert av Church & Ryder (1972) og brukes for å definere ikke-glasiiale prosesser som er direkte glasialt betinget. Glasiial erosjon har hatt en viktig betydning for utviklingen av høye og bratte fjellsider i studieområdet. Trykkavlastning etter at støtten fra isen forsvant førte til oppsprekking og eksfoliasjon i gneisen, slik at berggrunnsfragmenter raste ut. Gneisen sprekker opp langs foliasjonen når berggrunnen ekspanderer på grunn av trykkavlastning når vekten av isdekket i LGM avtok. Etter hvert som innlandsisen trakk seg tilbake og isens tykkelse ble redusert, ble det en rask landheving. Landhevingen reaktiverte trolig forkastningssoner og resulterte i jordskjelvaktivitet på Vestlandet (Olesen et al., 2004). Jordskjelvaktiviteten kan ha bidratt til den høye konsentrasjonen av steinsprang- og steinskredaktivitet i studieområdet. Den høye frekvensen kan i tillegg være relatert til frostsprengning, forandring i permafrosten og økt vanntrykk i svakhetssonene (Longva et al., 2009; Böhme et al., 2015; Bellwald et al., 2019).

Skredaktiviteten i Korsmyrdalen avtok i midtre holocen. I fig. 6.1 er det kun fem blokker fra lokalitetstype B som faller innenfor denne perioden med deres 95% konfidensintervall. Denne perioden var preget av høye sommertemperaturer og redusert vinternedbør (Bjune et al., 2005). I kombinasjon med varmere klima og høyere permafrostgrense resulterte det i at breene i Norge

ble smeltet bort (Nesje & Kvamme, 1991; Nesje, 2009). En stigende permafrostgrense kan føre til redusert skråningsstabilitet og utløse skred (Matthews et al., 2018). Lav skredaktivitet i midtre holocen har tidligere blitt sett i studier fra Blikra & Nemeč (1998), Longva et al. (2009), Böhme et al. (2015) og Bellwald et al. (2019). Den lave skredfrekvensen kan være relatert til en periode med lav seismisk aktivitet. I henhold til Bellwald et al. (2019) var jordskjelvaktiviteten i midtre holocen lav som følge av lav glasi-isostatisk respons.

Etter en rolig periode i midtre holocen økte skredaktiviteten i sen holocen. Klimaet gikk fra varmt til en neoglasial periode med kaldt og fuktig klima i sen holocen (Bjune et al., 2005; Nesje, 2009). SHD-aldrene antyder en økning i steinsprang- og steinskredaktivitet i perioden mellom 4 og 3 ka (fig. 6.1). Urene fra lokalitet B-1 og B-4 har trolig blitt aktivert i denne perioden. Seismisk analyse av fjordavsetninger i Storfjorden og fjordene på Vestlandet viser økt frekvens i sen holocen (Longva et al., 2009; Böhme et al., 2015; Bellwald et al., 2019). I Storfjorden er skreaktiviteten i sen holocen størst i perioden mellom 5000 og 2000 kalenderår før nåtid, men ikke i like stor grad som frekvensen etter deglasiasjonen (Longva et al., 2009). Økt skredaktivitet etter ~4 ka skyldtes trolig høyfrekvente klimasvingninger i sen holocen med økte sesongvariasjoner, samt økt ekstremnedbør, frostsprengning, seismisk aktivitet og endring av permafrosten (Matthews et al., 2018; Bellwald et al., 2019). Matthews et al. (2018) tolker den høye frekvensen i begynnelsen av sen holocen som et resultat av langsiktige endringer i permafrosten. I henhold til Grove (1972) økte aktiviteten av skred i fast fjell i «lille istid» (LIA) som følge av økt hyppighet av ekstremnedbør. I studieområdet er det to steinsprangblokker som faller innenfor denne perioden (fig. 6.1).

1000-års intervall over skredaktiviteten av skred i fast fjell i Korsmyrdalen og Storfjorden (Longva et al., 2009) er vist i fig. 6.2. Sammenligning av skredaktivitetene viser at Korsmyrdalen følger den samme trenden som Storfjorden med høy skredaktivitet under og etter deglasiasjonen, etterfulgt av lav frekvens i midtre holocen og høy aktivitet i sen holocen.

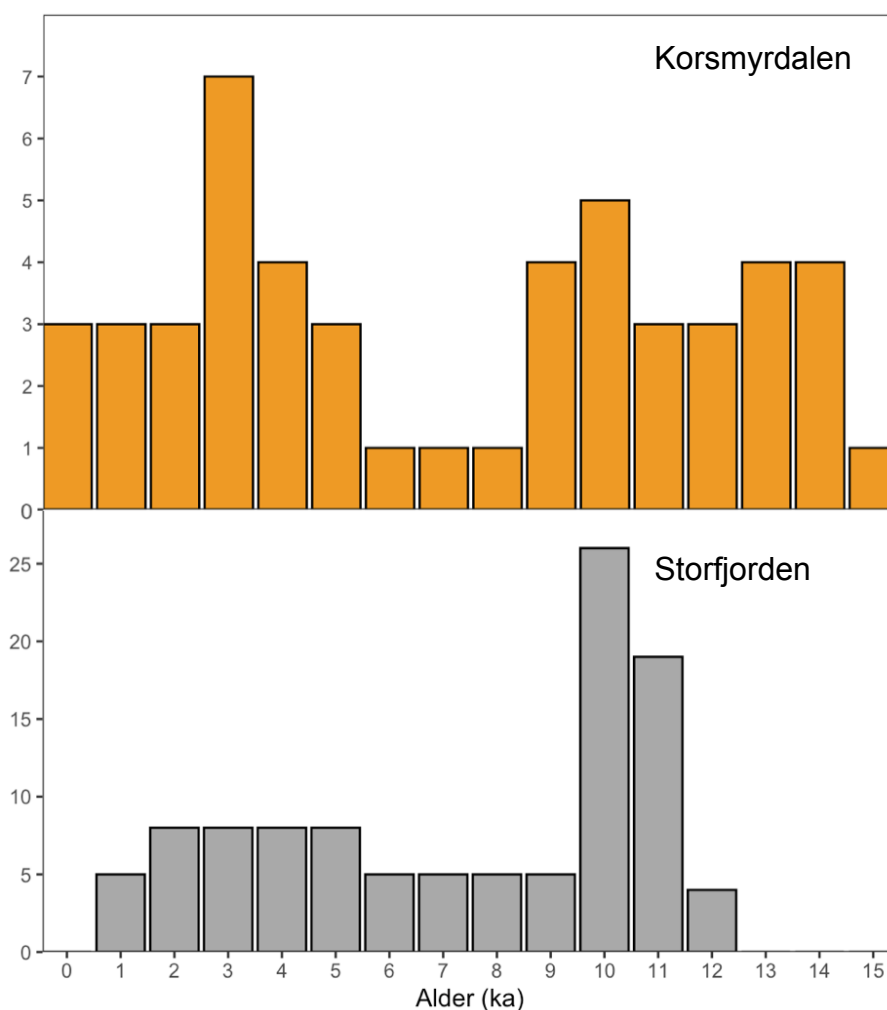


Fig. 6.2: Skredaktiviteten av skred i fast fjell i Korsmyrdalen og Storfjorden per 1000 år. Frekvensdiagrammet fra Storfjorden er modifisert fra Longva et al. (2009).

SHD-aldrene for snøskredlokalitetene reflekterer at skredbanene har vært aktive, spesielt i sen holocen og i nyere tid (fig. 6.1). Ved første øyekast viser fig. 6.1 perioder uten tilsynelatende aktivitet avbrutt av en periode med høy aktivitet. I henhold til Blikra & Nemeč (1998) var snøskredaktiviteten i yngre dryas høy trolig fordi klimaet var kaldere. Schmidhammerdatering av snøskredvoller ved Jostedalsbreen tyder på at snøskredaktiviteten var høy i tidlig holocen (Matthews et al., 2015). I fig. 6.1 er det kun én schmidhammerdatering som faller innenfor denne perioden.

I midtre holocen var snøskredfrekvensen lav grunnet varmt klima og lite nedbør i form av snø. Denne perioden er kjent som holocen klimaoptimum. Rekonstruksjon over den holocene snøskredaktiviteten på Vestlandet viser en trend hvor skredaktiviteten var lav i den varme perioden i midtre holocen og en økende aktivitet frem til i dag (Vasskog et al., 2011; Matthews et al., 2015, 2020a).

I Vasskog et al. (2011) er det et frekvensdiagram over snøskredaktiviteten for Vestlandet de siste 9000 årene basert på studier fra Møre og Romsdal (Blikra & Selvik, 1998), Jostedalen (Nesje et al., 2007) og Olden (Vasskog et al., 2011). Snøskredfrekvensen per hundreår viser en relativt liten aktivitet mellom 5500 og 9000 kalenderår før nåtid (fig. 6.3). Lav snøskredaktivitet i midtre holocen korresponderer godt med SHD-aldrene av snøskredlokalitetene i studieområdet.

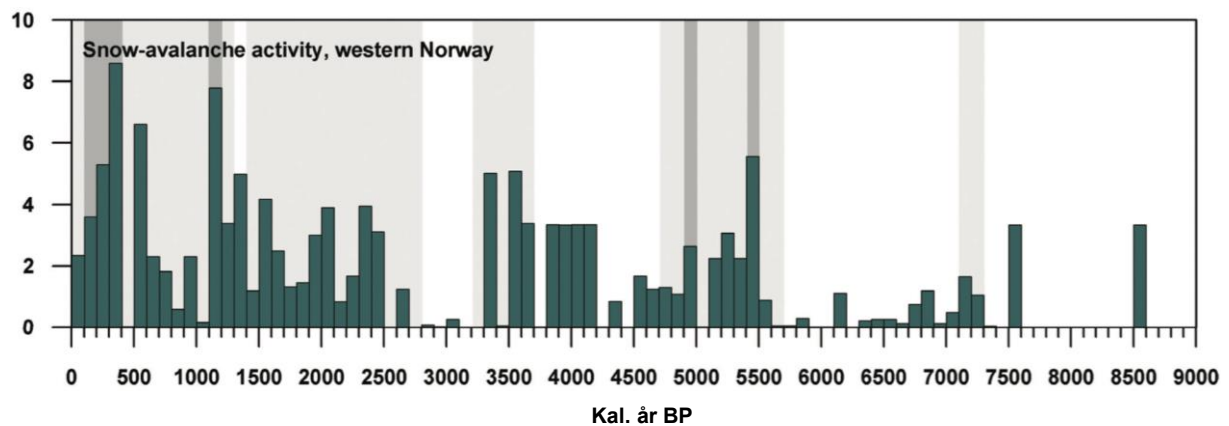


Fig. 6.3: Rekonstruksjon av snøskredaktiviteten for Vestlandet fra 9000 kalenderår før nåtid frem til i dag. Sammenstillingen er basert på dateringer fra Blikra & Selvik (1998), Nesje et al. (2007) og Vasskog et al. (2011). Perioder med moderat og høy snøskredaktivitet i Olden er markert i lys og mørk grå skraverte områder. Figuren er modifisert fra Vasskog et al. (2011).

I Korsmyrdalen var snøskredaktiviteten høy i sen holocen. Tungeformende avsetninger og ingen trær i utløpssonen i snøskredlokalitetene A-1 til A-3 tyder på høy snøskredaktivitet. Kilden til løsmassene i avsetningsformene stammer trolig fra den paraglasiale aktiviteten i tidlig holocen, da steinsprang- og steinskredaktiviteten var høy. Økt snøskredaktivitet i sen holocen sammenfaller med starten på den neoglasiale perioden og kan settes i sammenheng med et kaldere klima og mer nedbør i form av snø. I henhold til Nesje & Kvamme (1991) startet den neoglasiale perioden på Jostedalsbreen for ca. 6000 kalenderår før nåtid og har siden gjennomgått en rekke neoglasiale hendelser på grunn av høyfrekvente klimasvingninger. De høyfrekvente klimasvingningene gjenspeiles i den rekonstruerte likevektslinjen (ELA) for Jostedalsbreen, hvor en høy likevektslinje indikerer et mildt klima, og en lav likevektslinje et kjøligere klima (fig. 6.4).

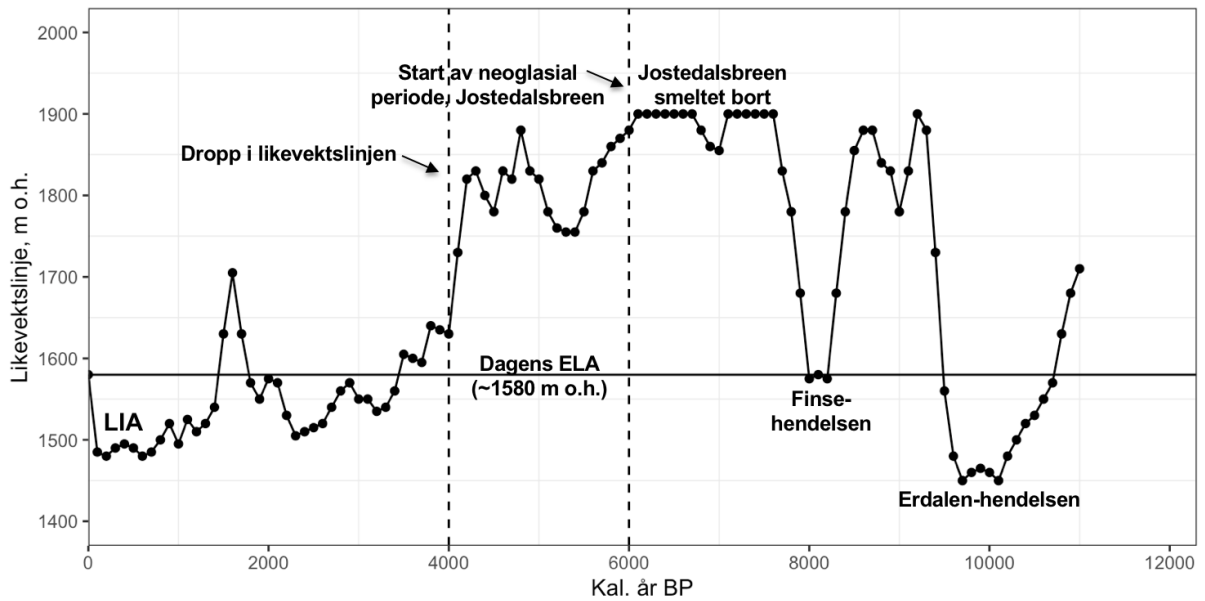


Fig. 6.4: ELA-variasjoner for Jostedalsbreen i holocen. En høy likevektslinje indikerer et mildt klima og en lav linje indikerer et kjøligere klima. Fra 6 – 8 kal. år BP i midtre holocen var klimaet varmt og Jostedalsbreen smeltet bort. Stiplede linje markerer starten av den neoglasiale perioden på Jostedalsbreen (Nesje & Kvamme, 1991) og den drastiske droppen i likevektslinjen for 4000 kal. år BP. LIA = «den lille istid» (1450 – 1920 AD). Data hentet fra Nesje et al. (2001), Nesje (2009) og Vasskog et al. (2012).

Den holocene snøskredaktiviteten var i stor grad et resultat av de klimatiske forholdene som styrer temperatur, vindretning og mengden av vinternedbør. I studieområdet var snøskredaktiviteten høyest fra 4 ka og 1 ka. Økt snøskredaktivitet etter ~4 ka kan korreles med at likevektslinjen ved Jostedalsbreen falt betydelig for 4000 kalenderår før nåtid (fig. 6.4). Senkning av likevektslinjen vil føre til mer snø i lavere høyder og økt akkumulasjon av snø i le-ventde skråninger. Lav likevektslinje skyldes et kaldere og fuktigere klima som samsvarer godt med den rekonstruerte juli-middeltemperaturen for holocen av Bjune et al. (2005) (fig. 6.5). Sammenlignet med juli-middeltemperaturen i holocen (Bjune et al. 2005) og likevektslinjen for Jostedalsbreen (Nesje et al., 2001; Nesje, 2009; Vasskog et al., 2012) er det en tilsynelatende sammenheng mellom snøskredaktiviteten i Korsmyrdalen og disse klimatiske parameterne.

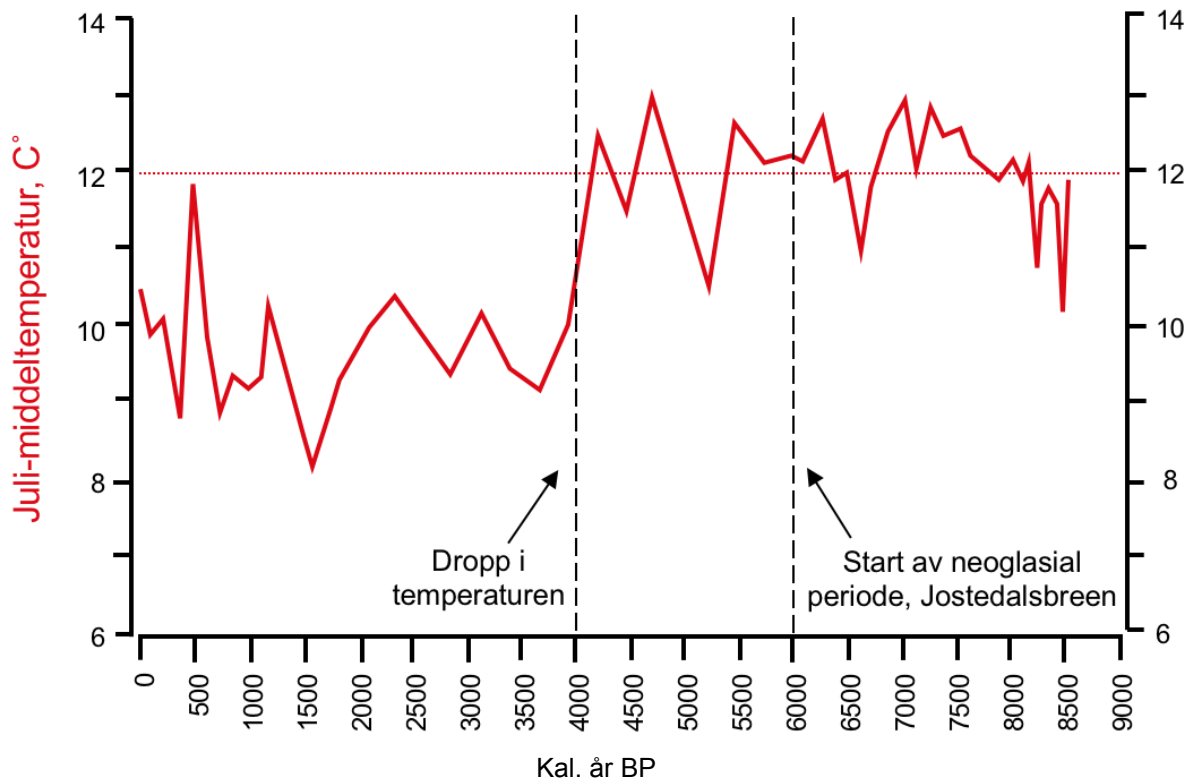


Fig. 6.5. Rekonstruksjon av juli-middeltemperatur for Trettetjørn (810 m o.h.) på Upsete på sørvestsiden av Hardangervidda. Stiplet rød linje viser juli-middeltemperatur for 1961 – 1990 normalen. Den neoglasiale perioden ved Jostedalsbreen startet ved 6000 kal. år BP (Nesje & Kvamme, 1991). Figuren er modifisert fra Bjune et al. (2005).

I tidligere skredhistorikk viser Grove (1972) og Vasskog et al. (2011) økt hyppighet av snøskred i det neoglasiale maksimum, LIA. SHD-aldre med deres 95% konfidensintervall viser aktivitet i denne perioden. Klimaet under «den lille istid» var kjølig, og høy snøskredaktivitet skyldes mest trolig milde vintre og høy vinternedbør (Grove, 1972; Vasskog et al., 2011). Snøskredaktivitet er høy i de periodene hvor klimaet er kjøligere, noe som indikerer at kaldere klimafaser fører til økt aktivitet. Deres klimatiske forhold samsvarer godt med høy snøskredaktivitet i yngre dryas (Blikra & Nemec, 1998; Blikra & Selvik, 1998), ~4 ka i den neoglasiale perioden og LIA (Grove, 1972; Vasskog et al., 2011).

En figur som viser 1000-års intervall over snøskredaktiviteten i Korsmyrdalen og for Vestlandet (Blikra & Selvik, 1998; Nesje et al., 2007; Vasskog et al., 2011) er vist i fig. 6.6. Sammenligning av snøskredaktivitetene viser en økende aktivitet fra ~4 ka i Korsmyrdalen og fra ~6 ka for Vestlandet. Snøskredaktiviteten i Korsmyrdalen og for Vestlandet følger en trend hvor snøskredaktiviteten er lav i den varme perioden i midtre holocen og en økende aktivitet frem til i dag.

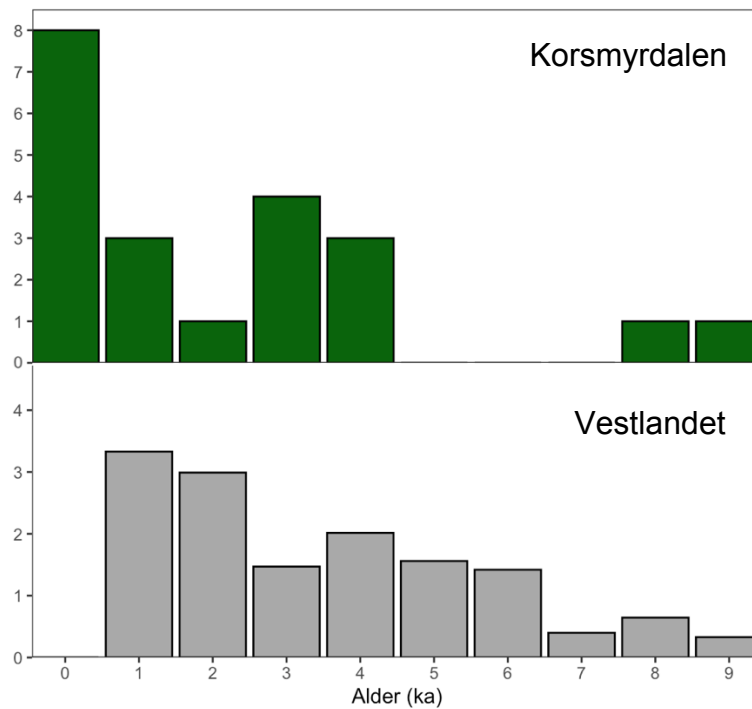


Fig. 6.6: Rekonstruksjon av snøskredaktiviteten for Korsmyrdalen og Vestlandet de siste 9000 årene. Snøskredaktiviteten for Vestlandet er basert på data fra Blikra & Selvik (1998), Nesje et al. (2007) og Vasskog et al. (2011).

6.3.1 Skredaktivitet i dag og i fremtiden

De topografiske og klimatiske forholdene i Korsmyrdalen gjør at snøskred og steinsprang er aktive i dag. Basert på skredhistorikken de siste 20 årene, er det snøskred som er den mest dominerende og aktive skredtypen i studieområdet (skrednett, 2020). Steinskred forekommer svært sjeldent, men var trolig aktiv etter deglasiasjonen i den paraglasiale perioden og i begynnelsen av sen holocen.

De snøskreddominerte lokalitetene (A-1 til A-4) viser snøskredaktivitet i form av knekte trær, erosjonsspor på fjelloverflaten og fra pløyeblokker, og andre typiske snøskredavsetninger, som nevnt i kapittel 6.1.2. Sammenligning av flyfoto viser aktivitet i form av ingen trær i utløpssonene, spredte klaster oppå vegetasjonsdekket og avsetning av tungeformede avsetningsformer, noe som ikke var synlig på eldre flyfoto. Snøskred i april 2020 og tidligere registrerte snøskredhendelser fra skrednett (2020) bekrefter snøskredaktiviteten for lokalitetene A-1 til A-4. Schmidhammerdatering av snøskredavsetninger samsvarer godt med skredaktivitet i nyere tid, da flere av SHD-aldrene gir unge og negative aldre.

Steinsprang er aktive prosesser i Korsmyrdalen. Uren på lokalitet B-1, B-2 og B-3 er dekket av vegetasjon og en stor andel av skredmateriale er sterkt forvitret som kan indikere at urene har

vært aktive i holocen. Schmidhammerdatering tyder på at B-3 har vært aktiv i tidlig holocen, B-2 i tidlig og sen holocen og B-1 i begynnelsen av sen holocen. Ferske bruddflater på fjellveggen og knuste fragmenter fra kollisjon mellom skredmateriale tyder på at steinsprang fortsatt opptrer i disse lokalitetene. Lokalitet B-4 har lite vegetasjon i utløpssonen og feltobservasjoner bekrefter nylig steinsprangaktivitet i form av ferske bruddflater, sår på vegetasjonsdekket og på bergartsoverflatene fra fallende berggrunnsfragmenter. Schmidhammerdatering i lokalitet B-4 gir relativt unge SHD-aldre som indikerer at uren er aktiv i dag. Det er ingen observasjoner som indikerer større steinskred i nyere tid.

I bratt terreng vil klimautviklingen gi økt hyppighet av skred som er knyttet til økt nedbør. Det gjelder hovedsakelig jordskred, flomskred og sørpeskred, og i noen grad steinsprang (Hanssen-Bauer et al., 2015). Den prognostiserte økningen i årstemperatur, som nevnt i kapittel 2.4.3, vil ifølge Hanssen-Bauer et al. (2015) føre til mindre snø, varmere somre og kortere snøsesong. I høyfjellet kan økt nedbør og ekstremnedbør føre til økt snømengde og resultere til økt snøskredfare. Faren for tørre snøskred reduseres mens faren for våte snøskred øker grunnet til et mildere og våtere klima. I tidligere studier er det sett at et kaldere klima gir økt snøskredaktivitet (Grove, 1972; Blikra & Nemev, 1998; Nesje et al., 2007; Vasskog et al., 2011). Det er derfor mulig at snøskredaktiviteten vil minke i fremtiden på grunn av et varmere klima.

6.4 Sammenligning av de kvartærgeologiske kartene

Resultat av skredkartleggingen er presentert i to kartprodukter: et tradisjonelt kvartærgeologisk kart og et detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger (kap. 5.1). Kartene er i målestokk 1:10 000, og som forventet har kartproduktene forskjellig detaljnivå. En sammenligning mellom kartproduktene viser en forskjell i fargepolygoner, punkt- og linjesymboler med fokus på skråningsprosesser.

6.4.1 Fargepolygoner

Den viktigste forskjellen mellom det tradisjonelle og det detaljerte kvartærgeologiske kartet er utvalg av fargepolygoner som gjør det mulig å skille skredavsetninger innen én eller flere avsettende agenser. Avgrensingen av ulike skredavsetninger og deres utløpslengde kommer tydeligere frem i det detaljerte kartet. I det tradisjonelle kvartærgeologiske kartet er kartlegging av skredavsetninger begrenset. Det eksisterer kun to fargepolygoner for skredavsetninger, sammenhengende og usammenhengende skredavsetninger. Fargepolygonene skiller ikke de ulike skredavsetningene fra hverandre, og det blir brukt et punktsymbol for skred i fast fjell og snøskred for å spesifisere hvilken skredtype som har avsatt skredmateriale. Flere punktsymboler kan bli brukt på samme polygon for å spesifisere at det er flere skredtyper som dominerer i området. Hyppig bruk av symboler og få utvalg av fargepolygoner gjør kartet mindre nøyaktig og vanskeligere å tolke.

6.4.2 Punkt- og linjesymboler

Et bredt utvalg av punkt- og linjesymboler gjør det mulig å kartlegge en rekke avsetninger og landformer avsatt fra ulike skredprosesser. I det tradisjonelle kartet er punktsymbolet *R*, uten å spesifisere skredtype, brukt for å visualisere områder med skredavsetninger hvor andre jordarter dominerer. Sammenlignet med det detaljerte kartet er det punktsymboler for hver skredtype. *Sp* og *Ss* er brukt for å skille avsetninger fra steinsprang og snøskred. Punktsymbolet for løsmasseskred er *Sl*, men blir ikke brukt i oppgaven ettersom løsmasseskred har lite effekt i studieområdet. I det detaljerte kartet er det mulig å skille enkeltblokker mellom steinsprangblokk og flyttblokk med et eget punktsymbol for steinsprangblokk. Dette er et symbol som blir mye brukt i det detaljerte kartet hvor store steinsprangblokker ligger spredt utenfor urfoten på den østlige dalsiden. I motsetning til symbolet for enkeltblokker gir symbolet for steinsprangblokk ingen informasjon om blokkens volum. Informasjon om blokkens volum er en viktig faktor, fordi størrelsen av blokken vil ha en betydning i forhold til utløpslengden.

Den detaljerte standarden har i tillegg flere utvalg av linjesymboler, fra kun ett symbol som definerer skredløp til symboler som deler skredløp inn i tydelig skredløp, snøskredløp, og jord- og flomskredløp. Det er også lagt til linjesymbol for skredkant som definerer tidligere løsneområder for skred.

6.4.3 Evaluering av kartproduktene

Det detaljerte kvartærgeologiske kartet viser et høyere detaljnivå enn det tradisjonelle kvartærgeologiske kartet. Detalj- og kvalitetsnivået på kartene er avhengig av hvor grundig kartleggingsarbeidet er gjort, basert på tolkning av skredavsetninger og hvor mye tid det har blitt brukt i de ulike områdene. Det er noen usikkerheter knyttet til tolkningen, spesielt på avsetninger der tolkningen kun er basert på data hentet fra terrengmodeller og flyfoto. En sammenligning av kartproduktene fra Korsmyrdalen viser at detaljert kvartærgeologisk kartlegging i bratt terreng er en bedre metode egnet til skredkartlegging enn den tradisjonelle metoden på grunn av et bredere utvalg av fargepolygoner, punkt- og linjesymboler. I det detaljerte kartet blir skredhistorikken i studieområdet formidlet på en oversiktlig måte, hvor ulike skredavsetninger er skilt fra hverandre, slik at det er lettere å identifisere hvilke skredtyper som dominerer i området. Det nye kartet gir i tillegg mer informasjon og høyere geografisk presisjon ettersom kartleggingen gjennomføres i målestokk 1:10 000 (Rubensdotter et al., 2016). I tradisjonell kvartærgeologisk kartlegging utføres kartproduktet hovedsakelig i målestokk 1:50 000 og 1:20 000 (Fredin et al., 2014). Dersom standarden for tradisjonell kartlegging hadde vært fulgt, hadde forskjellen mellom detaljnivået vært betydelig større. Små karakteristiske morfologiske og sedimentære trekk ville ikke kommet med på et tradisjonelt kart i målestokk 1:50 000.

Standarden for detaljert kvartærgeologisk kartlegging i bratt terreng er fremdeles under utvikling og noen fargepolygoner, punkt- og linjesymboler mangler. Ettersom kartproduktet fortsatt er under utvikling, kan symbolene brukt i denne kartleggingen bli endret i fremtiden.

Kapittel 7 – Konklusjon

Hovedmålet med dette studiet har vært å studere de holocene skredavsetningene mellom Korsmyra og Indreeide i Korsmyrdalen. Basert på resultat fra skredkartlegging og schmidthammerdatering konkluderes det med følgende:

- Feltobservasjoner og schmidthammerdatering tyder på at steinsprang og snøskred er de mest dominerende skredprosessene i holocen og at disse skredprosessene fremdeles er aktive. Steinsprang er størst utbredt langs den østlige dalsiden, hvor skredmateriale av kantede berggrunnsfragmenter har samlet seg i urer under de bratte og eksponerte fjellveggene. Langs den vestlige dalsiden dominerer snøskred. Dalsiden har et konkavt lengdeprofil og vind fra vest og nordvest favoriserer utløsning av snøskred. Tungeformede avsetninger, spredte klaster i overflaten, steiner avsatt oppå blokker, pløyeblokker, løsmassehaler og snøskredvoller med grop er vanlig i snøskreddominerte områder.
- Schmidthammerdatering av skredavsetninger fra lokalitetstype A, B og C er benyttet for å estimere eksponeringsalderen i sammenheng med å utvikle en kronologi over skredaktiviteten. 38 SHD-aldre med deres 95% konfidensintervall var tilstrekkelig nok til å bestemme skredkronologien i senglacial tid og i holocen. SHD-aldre indikerer at steinsprangaktiviteten var høy i bølling-allerød interstadial og yngre dryas som følge av at området ble isfritt. De første tusenårene etter deglasiasjonen i tidlig holocen økte steinsprangaktiviteten som følge av paraglasiale forhold og høy jordskjelvaktivitet. I midtre holocen var skredaktiviteten lav som kan knyttes til et varmere klima og lavere jordskjelvaktivitet. Etterfulgt av lav skredaktivitet i midtre holocen økte frekvensen av steinsprang og snøskred etter ~ 4 ka som følge av klimatiske forhold.
- Ved bruk av en SHD-kalibreringskurve med høy presisjon estimert fra unge og gamle kontrollpunkter med kjent alder, er det blitt vist at schmidthammerdatering er i stand til å gi pålitelige aldre. Dette støttes med at SHD-aldrene av skredavsetningene i studieområdet er sammenlignbare med tidligere skredhistorikk i Storfjorden og andre studier på Vestlandet.
- En sammenligning av et tradisjonelt kvartærgeologisk kart og et detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger viser forskjeller i detaljnivået. Detaljnivået gjør det mulig å skille avsetninger fra ulike skredtyper. Det detaljerte kvartærgeologiske kartet er derfor en bedre metode dersom det skal utføres skredkartlegging.

7.1 Forslag til videre arbeid

- Den lokale kalibreringskurven i studieområdet ga høyere SHD-aldre for skredavsetningene i forhold til Romsdalsalpene/Valldalen kalibreringskurve. Det ville vært en fordel å ta flere kontrollpunkter i studieområdet for å etablere en kalibreringskurve med høyere presisjon. Det ville også vært interessant å behandle schmidthammermålingene statistisk på nytt der de mest avvikende R-verdiene ble ekskludert, slik at usikkerheten til SHD-aldrene ble mindre.
- Snøskred er den største årsaken til at fylkesvei 63 Korsmyra – Indreeide blir stengt på vinterstid. På bakgrunn av snøskredfaren kan det være nyttig å simulere utløpslengden for de ulike snøskredlokalitetene med å benytte alfa-beta metoden og RAMMS Avalanche. Et aktsomhetskart for snøskred i Korsmyrdalen har tidligere blitt utarbeidet av Statens Vegvesen med alfa-beta metoden (SVV, 2016).

Referanseliste

Aarseth, I., Austbø, P. K. & Risnes, H. (1997) Seismic stratigraphy of Younger Dryas ice-marginal deposits in western Norwegian fjord. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 77, 65-85.

Aydin, A. & Basu, A. (2005) The Schmidt Hammer in rock material characterization. *Engineering Geology*, 81, 1-14.

Bellwald, B., Hjelstuen, B. O., Sejrup, H. P., Stokowy, T. & Kuvås, J. (2019) Holocene mass movements in west and mid-Norwegian fjords and lakes. *Marine Geology*, 407, 192-212.

Bergersen, O. F. (1970) Undersøkelser av steinfraksjonens rundingsgrad i glasigene jordarter. *Norges geologiske undersøkelse*, 266, 252-262.

Bjune, A. E., Bakke, J., Nesje, A., & Birks, H. J. B. (2005) Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from palynological and glaciological lake-sediment proxies. *The Holocene*, 15(2), 177-189.

Blikra, L. H. & Nemeč, W. (1998) Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45, 909-959.

Blikra, L. H. & Selvik, S. F. (1998) Climatic signals recorded in snow avalanche-dominated colluvium in western Norway: depositional facies successions and pollen records. *The Holocene*, 8(6), 631-658.

Böhme, M., Oppikofer, T., Longva, O., Jaboyedoff, M., Hermanns, R. L. & Derron, M. H. (2015) Analyses of past and present rock slope instabilities in a fjord valley: implications for hazard estimations. *Geomorphology*, 248, 464-474.

Braathen, A., Blikra, L. H., Berg, S. S. & Karlsen, F. (2004) Rock-slope failures in Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability. *Norwegian Journal of Geology*, 84, 67-88.

Castañeda, A., Corvo, F., Howland, J. J., Marrero, R. & Fernández, D. (2017) Atmospheric corrosion of steel - reinforced concrete in Coastal City located on a tropical island. I: Robinson, S. (red.) *Reinforced Concrete: Design, Performance and Applications*. New York: Nova Science Publishers, 109-156.

Čisar, P. & Čisar, S. M. (2010) Skewness and Kurtosis in Function of Selection of Network Traffic Distribution. *Acta Polytechnica Hungarica*, 7 (2), 95-106.

Church, M. & Ryder, J. M. (1972) Paraglacial Sedimentation: A Consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3059-3072.

Colman, S. M. (1981) Rock weathering rates as functions of time. *Quaternary Research*, 15, 250-264.

Dahl, S.O., Nesje, A., Lie, Ø., Fjordheim, K. & Matthews, J. A. (2002) Timing, equilibrium-line altitudes and climatic implications of two early-Holocene glacier readvances during the Erdalen Event at Jostedalbreen, western Norway. *The Holocene*, 12(1), 17-25.

De Blasio, F. V. (2011) Friction, Cohesion, and Slope Stability. I: *Introduction to the Physics of Landslides: Lecture Notes on the Dynamics of Mass Wasting*. Dordrecht: Springer, 23-52.

Devore, J. L. & Berk, K. N. (2012) *Modern Mathematical Statistics with Applications*. 2. utg. New York: Springer Texts in Statistics.

- Doane, D. P. & Seward, L. E.** (2011) Measuring Skewness: A Forgotten Statistic? *Journal of Statistics Education*, 19 (2), 1-18.
- Fischer, L., Purves, R. S., Huggel, C., Noetzli, J. & Haerberli, W.** (2012) On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, 241-254.
- Fredin, O., Lyså, A., Sveian, H. & Viola, R.** (2014) *Kvartærgeologisk kartlegging ved NGU – Informasjon og instruks*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse, 2014:002.
- Goudie, A. S.** (2006) The Schmidt hammer in geomorphological research. *Progress in Physical Geography*, 30, 703-718.
- Grove, J. M.** (1972) The Incidence of Landslides, Avalanches, and Floods in Western Norway during the Little Ice Age. *Arctic and Alpine Research*, 4 (2), 131-138.
- Hanssen-Bauer, I., Førland, E. J., Haddeland, I., Hisdal, H., Mayer, S., Nesje, A., Nilsen, J. E. Ø., Sandven, S., Sandø, A. B., Sorteberg, A. & Ådlandsvik, B.** (2015) *Klima i Norge 2100: kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert 2015*. Oslo: Norsk klimaservicesenter.
- Henderson, I. H. C. & Saintot, A.** (2011) Regional spatial variations in rockslide distribution from structural geology ranking: an example from Storfjorden, western Norway. I: Jaboyedoff, M. (red.) *Slope Tectonics*. London: Geological Society, London, Special Publications, 351, 79-95.
- Henderson, I. H. C., Saintot, A. & Derron, M. H.** (2006) *Structural mapping of potential rockslide sites in the Storfjorden area, Western Norway: the influence of bedrock geology on hazard analysis*. Norges geologiske undersøkelse, Report 2006.052.
- Hopfinger, E. J.** (1983) Snow avalanche motion and related phenomena. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 15, 47-76.
- Horten, T.** (2018) *Rekonstruksjon av innlandsisen i Geiranger i yngre dryas og kvartærgeologisk kartlegging av Grinddalen*. Masteroppgave. Tilgjengelig fra: <http://bora.uib.no/handle/1956/18114>. (Hentet 19.06.2020).
- Hungr, O., Evans, S. G., Bovis, M. J. & Hutchinson, J. N.** (2001) A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental & Engineering Geoscience*, 7(3), 221-238.
- Hutchinson, J. N.** (1988) General report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrology. I: Bonnard, C. (red.) *Proceedings, fifth international symposium on landslides*, A. A. Balkema, Rotterdam, 3-35.
- Kröger, L. C., Paus, A., Svendsen, J. I. & Bjune, A. E.** (2011) Lateglacial vegetation and palaeoenvironment in W Norway, with new pollen data from the Sunnmøre region. *Boreas*, 40, 616-635.
- Laute, K. & Beylich, A. A.** (2014) Morphometric and meteorological controls on recent snow avalanche distribution and activity at hillslopes in steep mountain valleys in western Norway. *Geomorphology*, 218, 16-34.
- Lindholm, R. C.** (1987) *A practical approach to sedimentology*. 1. utg. London: Allan & Unwin.

- Longva, O., Blikra, L. H. & Dehls, J. F.** (2009) Rock avalanches—distribution and frequencies in the inner part of Storfjorden, Møre og Romsdal County, Norway. *Geological Survey of Norway*, Trondheim. NGU Rapport 2009.002
- Luckman, B. H.** (1977) The Geomorphic Activity of Snow Avalanches. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 59(1/2), 31-48.
- Mangerud, J., Gulliksen, S. & Larsen, E.** (2010) ¹⁴C-dated fluctuations of the western flank of the Scandinavian Ice Sheet 45 – 25 kyr BP compared with Bølling – Younger Dryas fluctuations and Dansgaard – Oeschger events in Greenland. *Boreas*, 39, 328-342.
- Mangerud, J., Gulliksen, S., Larsen, E., Longva, O., Miller, G. H., Sejrup, H. P. & Sønstegaard, E.** (1981) A Middle Weichselian ice-free period in Western Norway – The Ålesund Interstadial. *Boreas*, 10, 447-462.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. & Svendsen, J. I.** (2011) Glacial History of Norway. I: Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (red.) Development in Quaternary Science, *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology: A closer look*, Amsterdam: Elsevier Science B. V., 279-298.
- Matthews, J. A., Haselberger, S., Hill, J. L., Owen, G., Winkler, P., Hiemstra, J. F. & Hallang, H.** (2020a) Snow-avalanche boulder fans in Jotunheimen, southern Norway: Schmidt-hammer exposure-age dating, geomorphometrics, dynamics and evolution. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 102, 118-140.
- Matthews, J. A., McEwen, L. J. & Owen, G.** (2015) Schmidt-hammer exposure-age dating (SHD) of snow-avalanche impact ramparts in southern Norway: approaches, results and implications for landform age, dynamics and development. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40, 1705-1718.
- Matthews, J. A., McEwen, L. J., Owen, G. & Los, S.** (2020b) Holocene alluvial fan evolution, Schmidt-hammer exposure-age dating and paraglacial debris floods in the SE Jostedalbreen region, southern Norway. *Boreas*, 49, 886-904.
- Matthews, J. A. & Owen, G.** (2010) Schmidt hammer exposure-age dating: developing linear age-calibration curves using Holocene bedrock surfaces from the Jotunheimen–Jostedalbreen regions of southern Norway. *Boreas*, 39, 105-115.
- Matthews, J. A. & Shakesby, R. A.** (1984) The status of the Little Ice-Age in southern-Norway: relative-age dating of Neoglacial moraines with Schmidt hammer and lichenometry. *Boreas*, 13, 333-346.
- Matthews, J. A. & Wilson, P.** (2015) Improved Schmidt-hammer exposure ages for active and relict pronival ramparts in southern Norway, and their palaeoenvironmental implications. *Geomorphology*, 246, 7-21.
- Matthews, J. A., Winkler, S. & Wilson, P.** (2014) Age and origin of ice-cored moraines in Jotunheimen and Breheimen, Southern Norway: insights from Schmidt-Hammer exposure-age dating. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 96, 531-548.
- Matthews, J. A., Winkler, S., Wilson, P., Tomkins, M. D., Dortch, J. M., Mourne, R. W., Hill, J. L., Owen, G. & Vater, A. E.** (2018) Small rock-slope failures conditioned by Holocene permafrost degradation: a new approach and conceptual model based on Schmidt-hammer exposure-age dating, Jotunheimen, southern Norway. *Boreas*, 47, 1144-1169.

- McCarroll, D.** (1987) The Schmidt hammer in geomorphology: Five sources of instrument error. *British Geomorphological Research Group Technical Bulletin*, 36, 16-27.
- McCarroll, D.** (1989) Potential and Limitations of the Schmidt Hammer for Relative-Age Dating: Field Tests on Neoglacial Moraines, Jotunheimen, Southern Norway. *Arctic and Alpine Research*, 21, 268-275.
- McCarroll, D.** (1991) The Schmidt hammer, weathering and rock surface roughness. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16, 477-480.
- Moore, D. S., McCabe, G. P. & Craig, B. A.** (2017) *Introduction to the Practice of Statistics*. 9. utg. New York: Macmillan Education.
- Møre og Romsdal fylke** (2019) *Økonomiplan med handlingsprogram 2020 – 2023 med budsjett fra 2020*. Møre og Romsdal fylkeskommune.
- Nesje, A.** (2009) Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2119-2136.
- Nesje, A.** (2012) *Brelære: Bre, landskap, klimaendringer og datering*. 2. utg. Kristiansand: Høyskoleforlaget.
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø. & Bøe, A. G.** (2007) A continuous, high-resolution 8500-yr snow-avalanche record from western Norway. *The Holocene*, 17(2), 269-277.
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø. & Matthews, J. A.** (2008) Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and Planetary Change*, 60, 10-27.
- Nesje, A. & Dahl, S. O.** (2003) The 'Little Ice Age' - only temperature? *The Holocene*, 13, 139-145.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Anda, E., & Rye, N.** (1988) Block fields in Southern Norway; significance for the late Weichselian ice sheet. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 68, 149-169.
- Nesje, A. & Kvamme, M.** (1991) Holocene glacier and climate variations in western Norway: Evidence for early Holocene glacier demise and multiple Neoglacial events. *Geology*, 19, 610-612.
- Nesje, A., Matthews, J. A., Dahl, S. O., Berrisford, M. S. & Andersson, C.** (2001) Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter precipitation changes in the Jostedalbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine records. *The Holocene*, 11, 267-280.
- NGI** (2014) *Skred - Skredfare og sikringstiltak, praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: Norges Geotekniske Institutt og Universitetsforlaget, 256 s.
- Nordgulen, Ø. & Andersen, A.** (2013) De eldste bergartene dannes – Jordas urtid; 4600-850 Ma. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. (red.) *Landet blir til – Norges geologi*, Trondheim: Norsk Geologisk Forening, 62-118.
- NVE** (2011a) *Plan for skredfarekartlegging – Status og prioriteringer innen oversiktskartlegging og detaljert skredfarekartlegging i NVEs regi*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat (14/2011).
- NVE** (2011b) *Plan for skredfarekartlegging – Delrapport steinsprang, steinskred og fjellskred*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat (15/2011).

NVE (2011c) *Plan for skredfarekartlegging – Delrapport snøskred og sørpeskred*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat (18/2011).

Olesen, O., Blikra, L. H., Braathen, A., Dehls, J. F., Olsen, L., Rise, L., Roberts, D., Riis, F., Faleide, J. I. & Anda, E. (2004) Neotectonic deformation in Norway and its implications: a review. *Norwegian Journal of Geology*, 84, 3-34.

Parsons, A. J. & Abrahams, A. D. (1987) Gradient-Particle Size Relations on Quartz Monzonite Debris Slopes in the Mojave Desert. *Journal of Geology*, 95, 423–452.

Rapp, A. (1959) Avalanche boulder tongues in Lappland. *Geografiska Annaler*, 41, 1, 34–48.

Rubensdotter, L., Sandøy, G., & Sletten, K. (2016). High resolution quaternary geological map, assisting hazard evaluations in Norway. I: Aversa, S., Cascini, L., Picarelli, L., & Scavia, C. (red.), *Landslides and Engineered Slopes. Experience, Theory and Practice, Proceedings of the 12th International Symposium on Landslides*. Napoli, Italy, 1751-1758.

Rye, N., Nesje, A., Lien, R. & Anda, E. (1987) The Late Weichselian ice sheet in the Nordfjord-Sunnmøre area and deglaciation chronology for Nordfjord, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 41, 23-43.

Saintot, A., Henderson, I. H. C. & Derron, M. H. (2011) Inheritance of ductile and brittle structures in the development of large rock slope instabilities: examples from western Norway. I: Jaboyedoff, M. (red.) *Slope Tectonics*. London: Geological Society, London, Special Publications, 351, 27-78.

Shakesby, R. A. Matthews, J. A. & Owen, G. (2006) The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glaciated environments. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2846-2867.

Sollid, J. L. & Sørbel, L. (1979) Deglaciation of Western Central Norway. *Boreas*, 8, 233-239.

Summer, P. & Nel, W. (2002) The effect of rock moisture on Schmidt hammer rebound: tests on rock samples from Marion Island and South Africa. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 1137-1142.

Svendsen, J.I., Alexanderson, H., Astakhov, V.I., Demidov, I., Dowdeswell, J.A., Funder, S., et al. (2004) Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1229-1271.

SVV (2016) *Planomtale med konsekvensutgreiing - Reguleringsplan for fv. 63 Korsmyra – Indreeide – rassikring*. Statens vegvesen.

Tveten, E., Lutro, O. & Thorsnes, T. (1998) *Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Ålesund 1: 250 000*, Norges Geologiske Undersøkelse, Trondheim.

Van Beek, R., Cammeraat, E., Andreu, V., Mickovski, S. B. & Dorren, L. (2008) Hillslope Processes: Mass Wasting, Slope Stability and Erosion. I: Norris, J. E., Stokes, A., Mickovski, S. B., Cammeraat, E., Van Beek, R., Nicoll, B. C. & Achim, A. (red.) *Slope Stability and Erosion Control: Ecotechnological Solutions*. Dordrecht: Springer, 17-64.

Varnes, D. J. (1978) Slope Movement Types and Processes. I: Schuster, R. L. & Krizek R. J. (red.) *Landslides, Analysis and Control*. Transportation Research Board, Special Report No. 176, National Academy of Sciences, 11-33.

Vasskog, K., Nesje, A., Støren, E. N., Waldmann, N., Chapron, E. & Ariztegui, D. (2011) A Holocene record of snow-avalanche and flood activity reconstructed from a lacustrine sedimentary sequence in Oldevatnet, western Norway. *The Holocene*, 21(4), 597-614.

Vasskog, K., Paasche, Ø., Nesje, A., Boyle, J. F. & Birks, H. J. B. (2012) A new approach for reconstructing glacier variability based on lake sediments recording input from more than one glacier. *Quaternary Research*, 77, 192-204.

Wentworth, C. K. (1922) A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, 30(5), 377-392.

Wilson, P., Linge, H., Matthews, J. A., Mourné, R. W. & Olsen, J. (2019) Comparative numerical surface exposure-age dating (¹⁰Be and Schmidt hammer) of an early-Holocene Rock avalanche at Alstadfjellet, Valldalen, southern Norway. *Swedish Society for Anthropology and Geography*, 1-17.

Nettsider

Esri Resources (2016) *How Slope works*. Tilgjengelig fra:
<https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/latest/manage-data/raster-and-images/hillshade-function.htm>
(Hentet: 12.11.2020).

Esri Resources (2020) *Hillshade function*. Tilgjengelig fra:
<https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/latest/manage-data/raster-and-images/hillshade-function.htm>
(Hentet: 12.11.2020).

NGI (2020) *Ulykker med død*. Norges Geologiske Institutt. Tilgjengelig fra:
<https://www.ngi.no/Tjenester/Fagekspertise/Snoskred/snoskred.no2/Ulykker-med-doed> (Hentet: 11.11.2020).

NGU (2020) *Skred*. Norges Geologiske Undersøkelse. Tilgjengelig fra:
<https://www.ngu.no/emne/skred-0> (Hentet 16.11.2020).

Sunnmørsposten (2019) Vi må kunne krevje meir av naudnettet, *Sunnmørsposten*, 15 januar. Tilgjengelig fra:
<https://www.smp.no/meninger/leder/2019/01/15/%C2%ABVi-m%C3%A5-kunne-krevje-meir-av-naudnettet%C2%BB-18252077.ece> (Hentet: 11.05.2020).

Sunnmørsposten (2020) Veg var stengt etter snøskred, *Sunnmørsposten*, 23. april. Tilgjengelig fra:
<https://www.smp.no/nyheter/2020/04/23/Veg-var-stengt-etter-sn%C3%B8skred-21664529.ece>
(Hentet: 11.05.2020).

Nettbaserte kart og tjenester

eKlima (2020) *eKlima: Gratis tilgang til Meteorologisk institutts vær- og klimadata fra historiske data til sanntidsobservasjoner*. Meteorologisk Institutt. Tilgjengelig fra: <https://www.eklima.no> (Hentet: 07.05.2020).

Kartverket (2020a) *Norgeskart*. Tilgjengelig fra: <https://www.norgeskart.no>

Kartverket (2020b) *Høydedata*. Tilgjengelig fra: <https://www.hoydedata.no>

Klimaservicesenter (2020) *Seklima – Observasjoner og værstatistikk*. Norsk klimaservicesenter. Tilgjengelig fra: <https://klimaservicesenter.no/observations/> (Hentet: 29.05.2020).

NGU (2020) *Løsmasser: Nasjonal løsmassedatabase*. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/

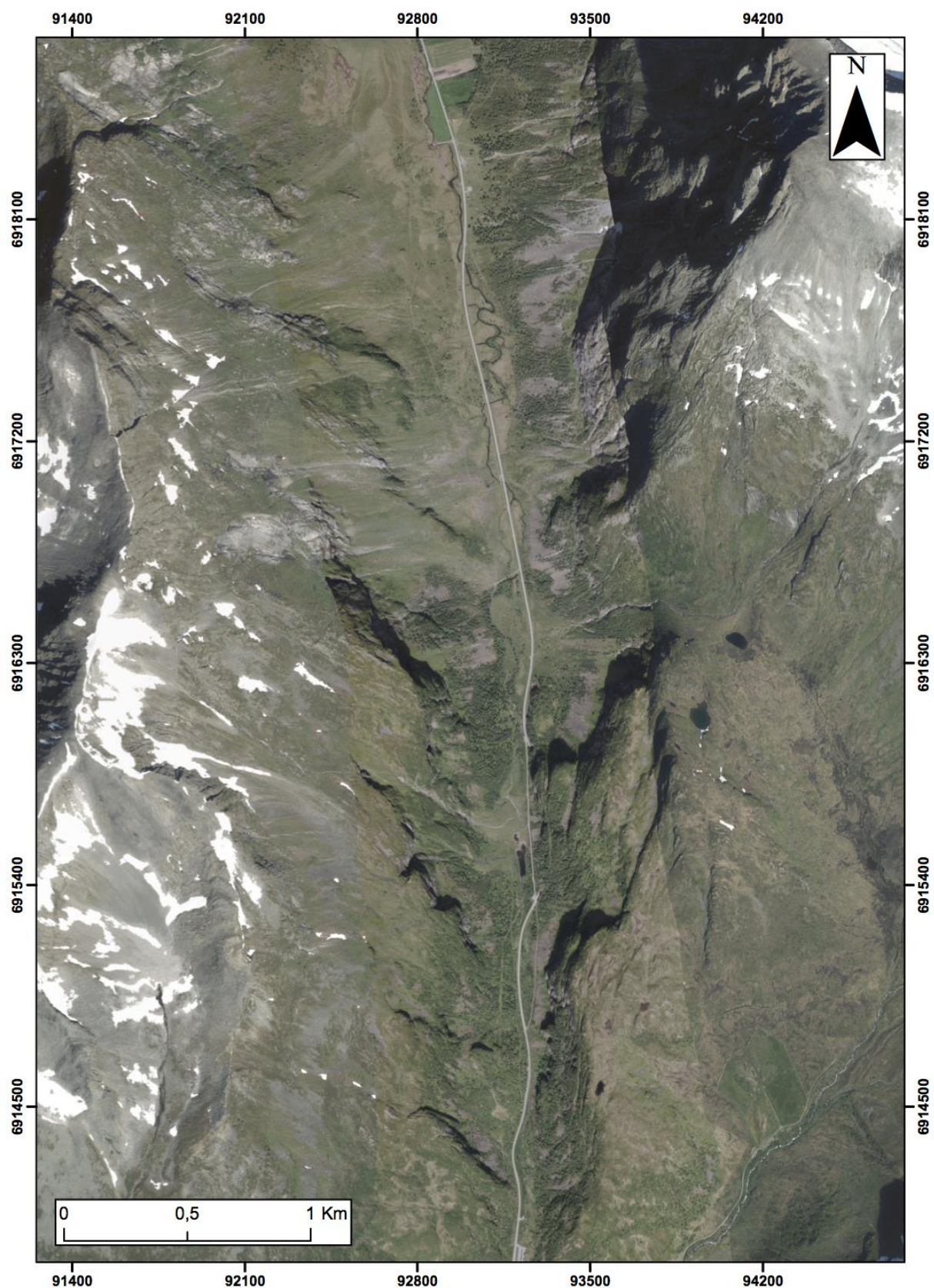
Norge i bilder (2020) *Norge i Bilder*. Kartverket, Norsk institutt for bioøkonomi og Statens vegvesen. Tilgjengelig fra: <https://www.norgeibilder.no/>

Senorge (2020) *Senorge*. Kartverket, Meteorologisk institutt og Norges vassdrags- og energidirektorat. Tilgjengelig fra: <http://www.senorge.no/> (Hentet: 14.10.2020).

Skrednett (2020) *Skrednett*. Norges vassdrags- og energidirektorat. Tilgjengelig fra: <https://www.nve.no/flaum-og-skred/skrednett/> (Hentet: 07.05.2020).

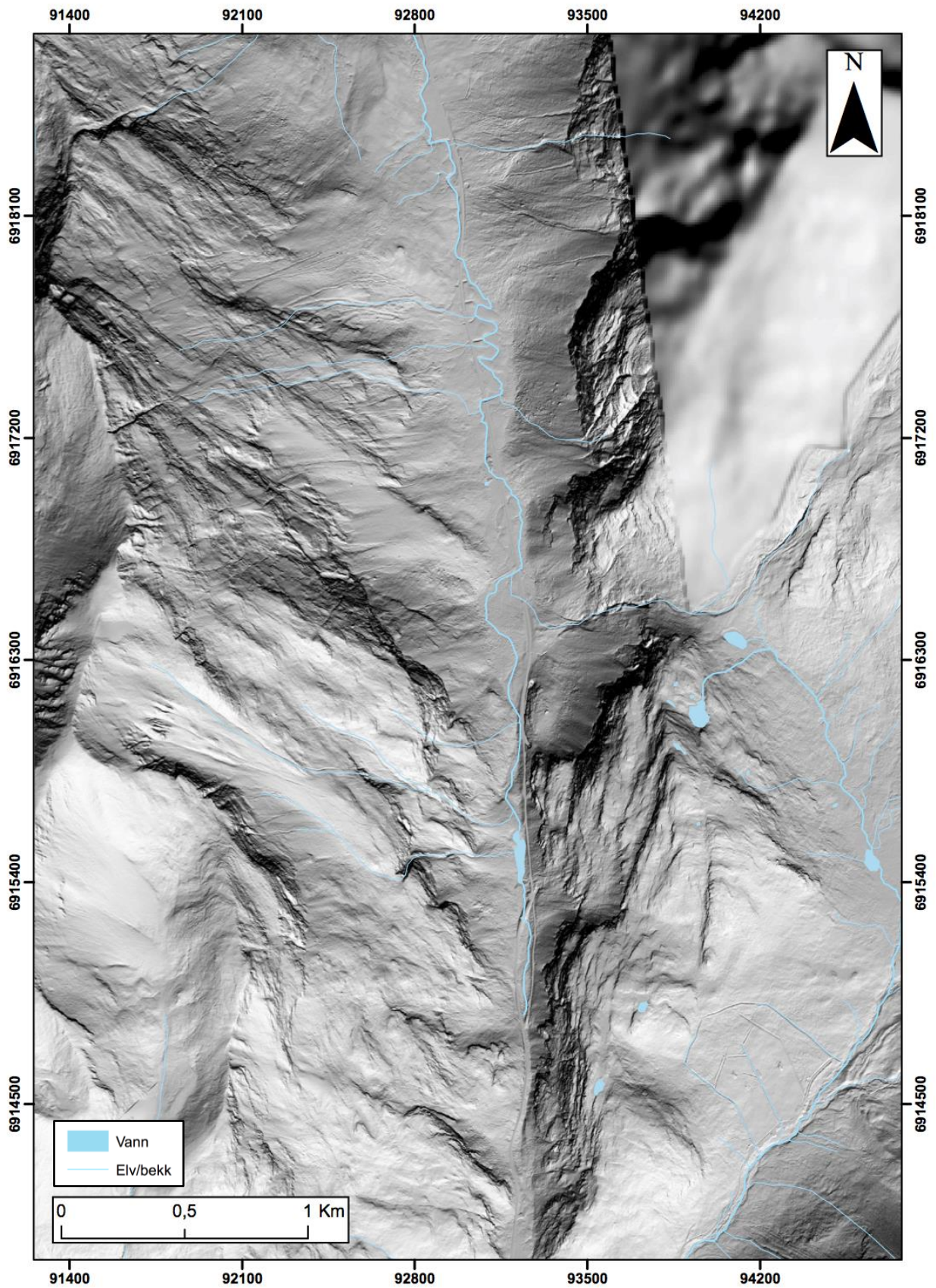
Vedlegg

Vedlegg 1: Flyfoto av studieområdet



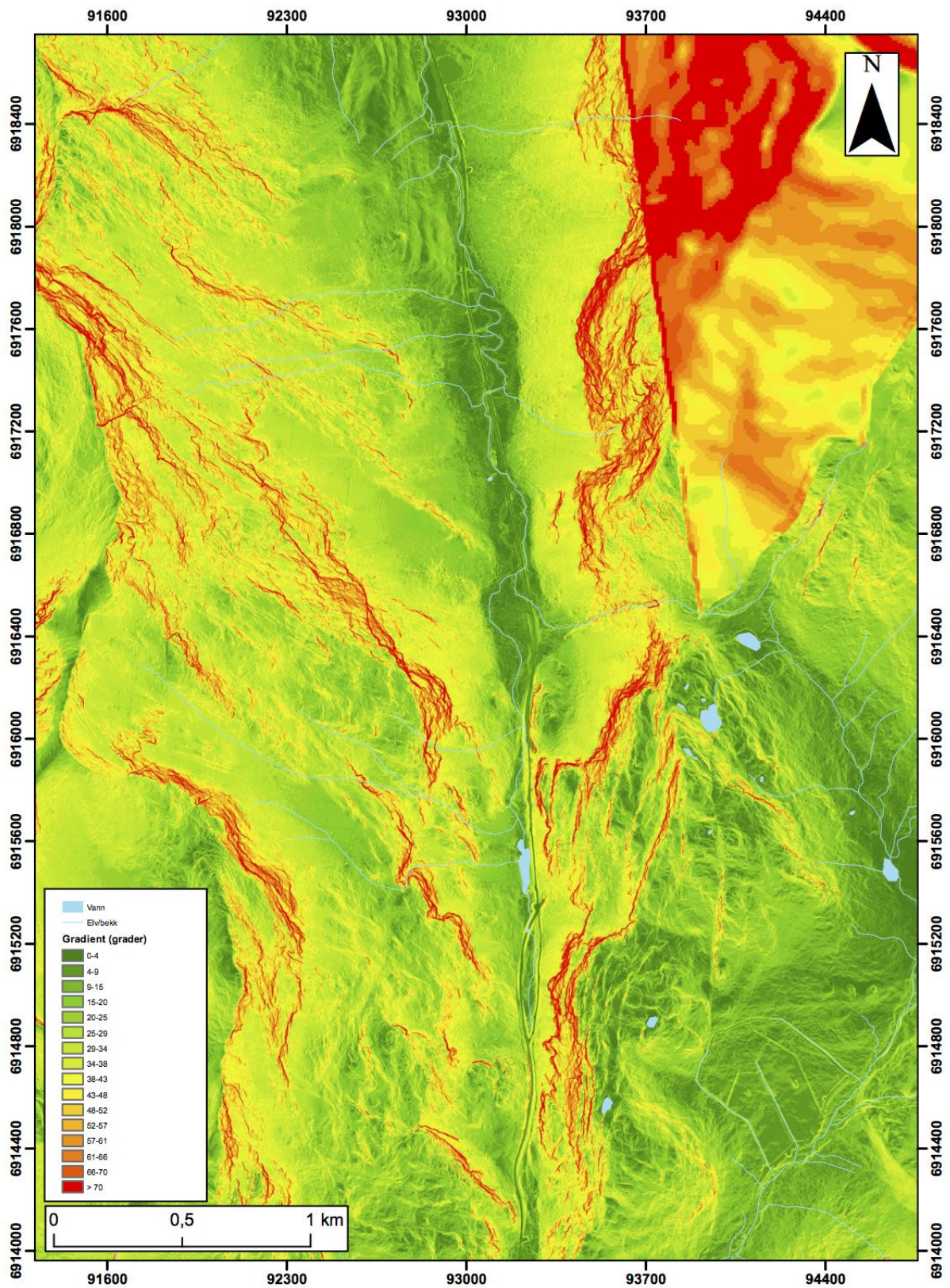
Flyfoto tatt i 2018 av studieområdet, hentet fra norgebilder.no

Vedlegg 2: Skyggerelieff av studieområdet



Skyggerelieffmodell av studieområdet der asimut er satt til 160 grader og høyde til 45 grader. Modellen er utarbeidet i ArcMap fra en DTM-datasett på 1 x 1 m og 10 x 10 m hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2020b).

Vedlegg 3: Helningskart av studieområdet



Helningskart klassifisert i 16 gradientgrupper. Modellen er utarbeidet i ArcMap fra DTM-datasett på 1 x 1 m og 10 x 10 m hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2020b).

Vedlegg 4: Schmidthammermålte blokker

Lokalitetstype A: Snøskred

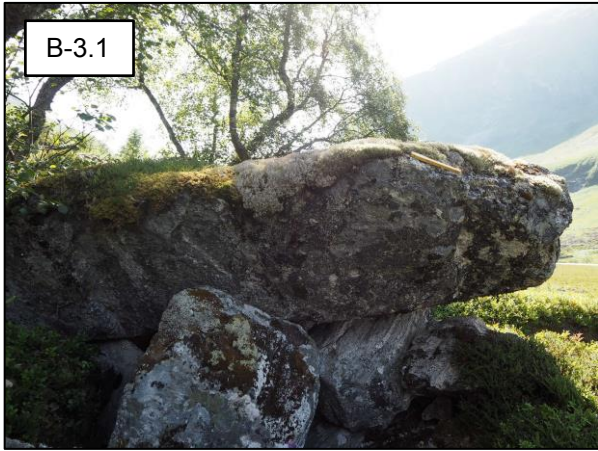
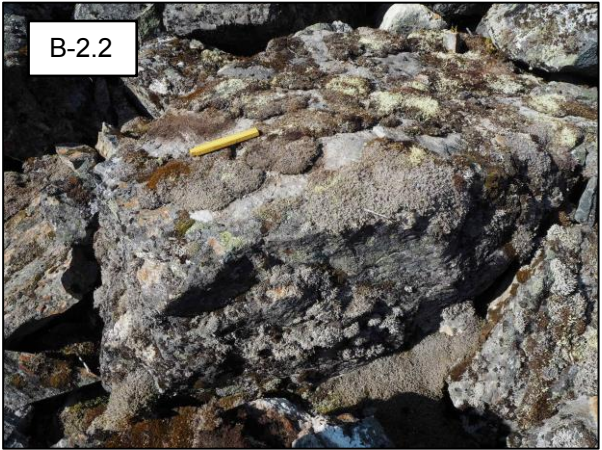






Lokalitetstype B: Steinsprang og steinskred







Lokalitetstype C: Steinsprang



Vedlegg 5: Koordinater for schmidthammermålinger

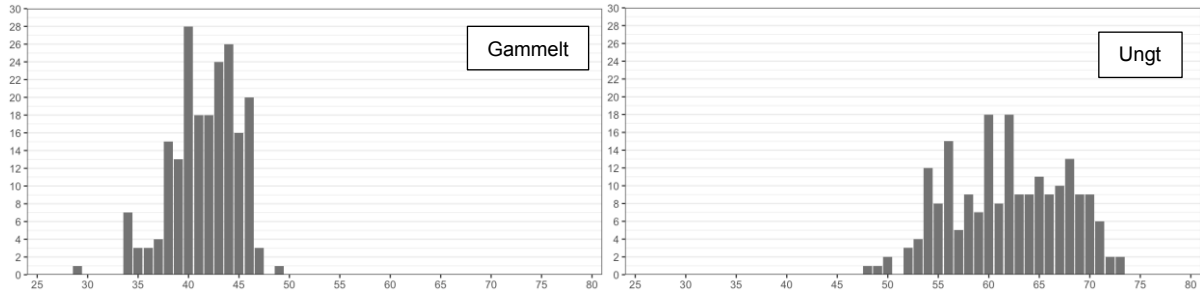
Tabell 1: UTM-koordinater for schmidthammermålinger.

SH-lokalitet	UTM-koordinat (32V)	SH-lokalitet	UTM-koordinat (32V)
Ungt kontrollpunkt	405125Ø 6890262N	B-2.1	405137Ø 6893614N
Gammelt kontrollpunkt	402788Ø 6904782N	B-2.2	405142Ø 6893650N
A-1.1	404906Ø 6893732N	B-2.3	405158Ø 6893663N
A-1.2	404891Ø 6893746N	B-2.4	405156Ø 6893588N
A-1.3	404840Ø 6893728N	B-3.1	405062Ø 6894020N
A-1.4	404840Ø 6893710N	B-3.2	405067Ø 6894019N
A-1.5	404833Ø 6893728N	B-3.3	405081Ø 6894008N
A-2.1	404821Ø 6893856N	B-4.1	404877Ø 6893359N
A-2.2	404811Ø 6893867N	B-4.2	404850Ø 6893327N
A-2.3	404788Ø 6893858N	B-4.3	404832Ø 6893303N
A-2.4	404776Ø 6893838N	B-4.4	404833Ø 6893282N
A-3.1	404327Ø 6894590N	B-4.5	404826Ø 6893284N
A-3.2	404201Ø 6894702N	B-4.6	404850Ø 6893317N
A-3.3	404257Ø 6894792N	C-1	405003Ø 6893856N
A-3.4	404342Ø 6894812N	C-2	405005Ø 6894014N
A-3.5	404396Ø 6894744N	C-3	405030Ø 6894103N
B-1.1	405339Ø 6891903N	C-4	405009Ø 6894114N
B-1.2	405348Ø 6891879N	C-5	404993Ø 6894166N
B-1.3	405354Ø 6891864N	C-6	404997Ø 6894212N
B-1.4	405337Ø 6891838N	C-7	404772Ø 6894887N

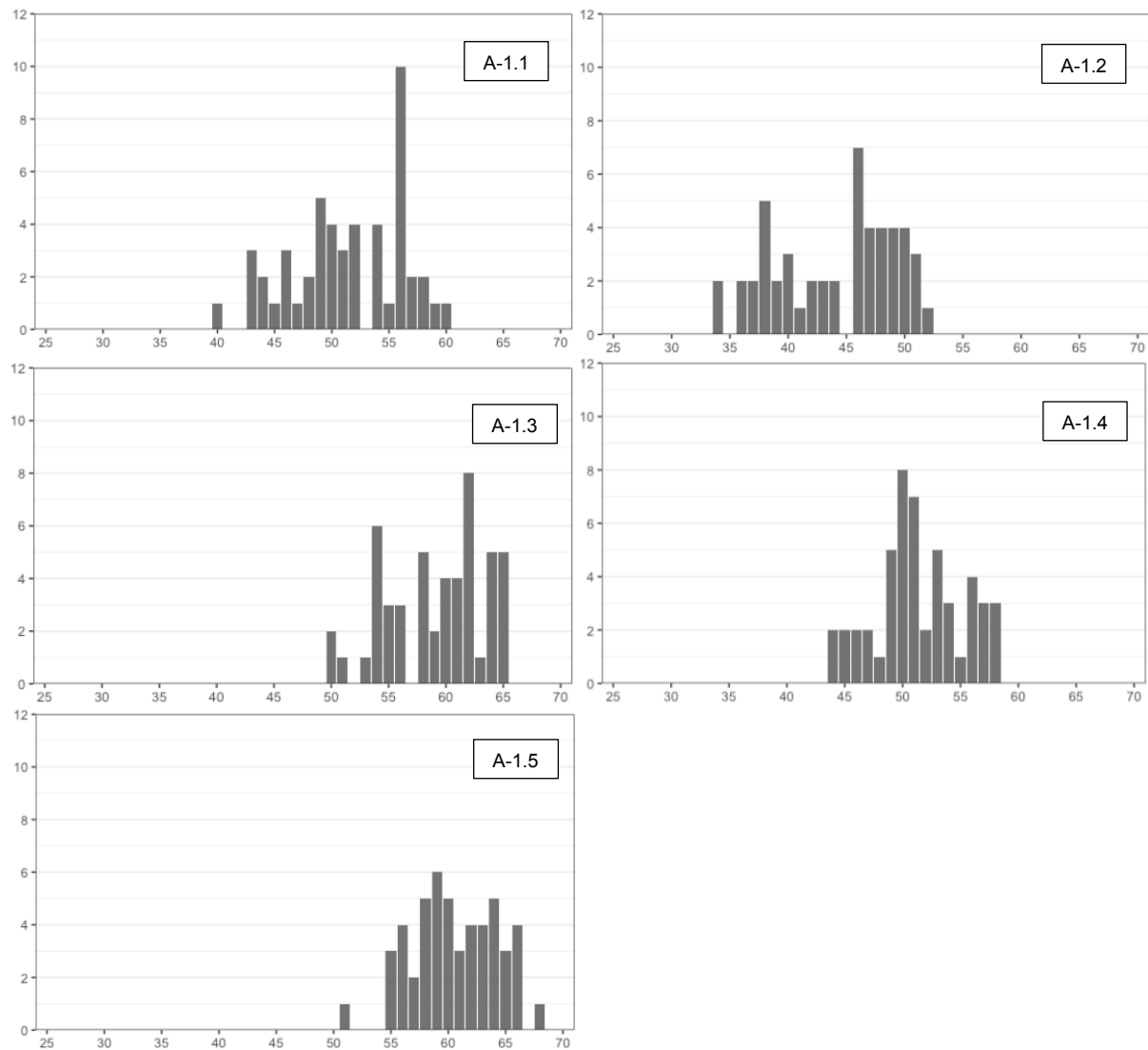
Vedlegg 6: Frekvensdiagrammer

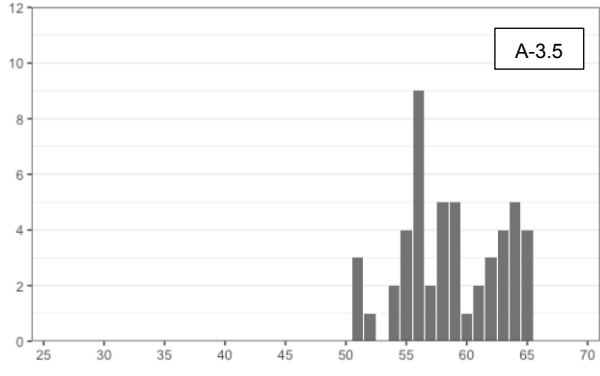
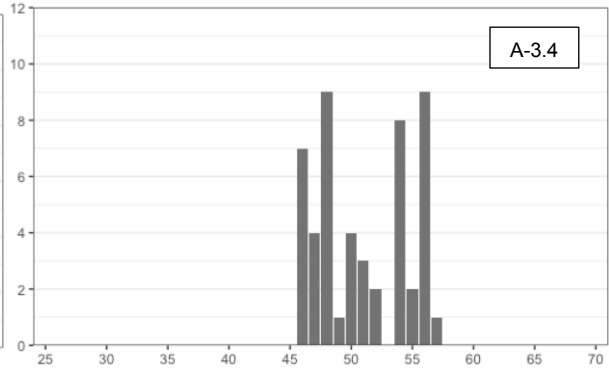
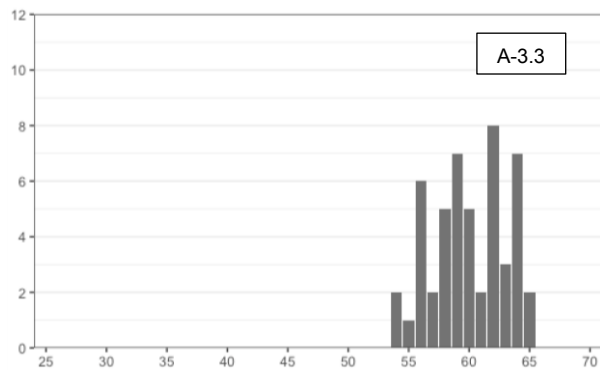
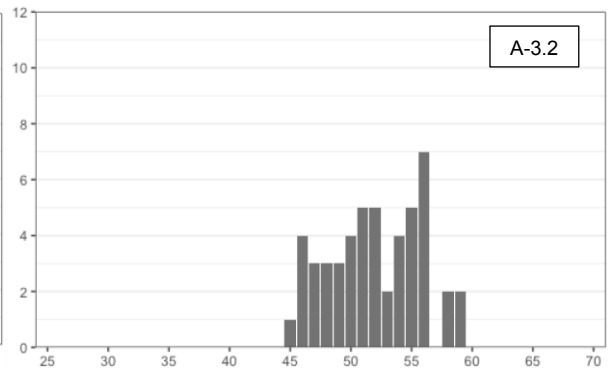
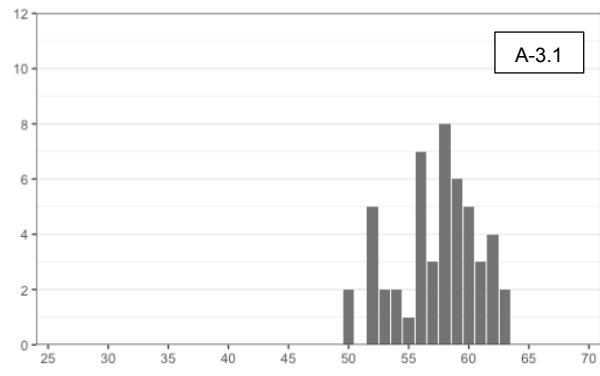
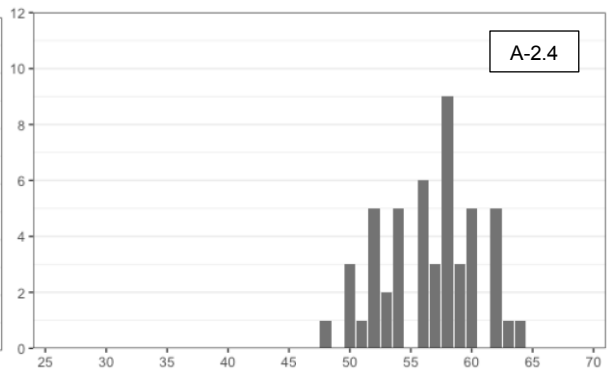
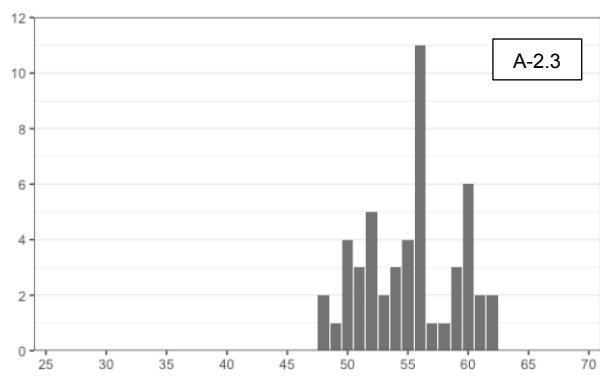
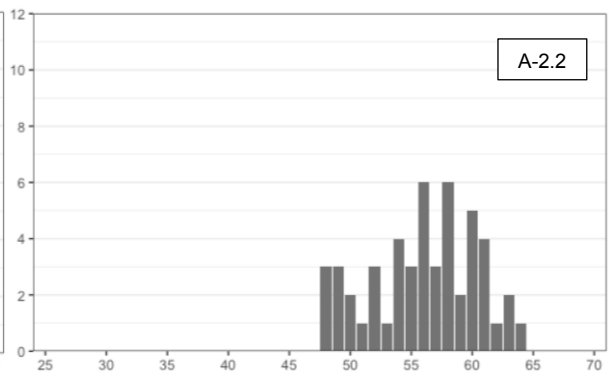
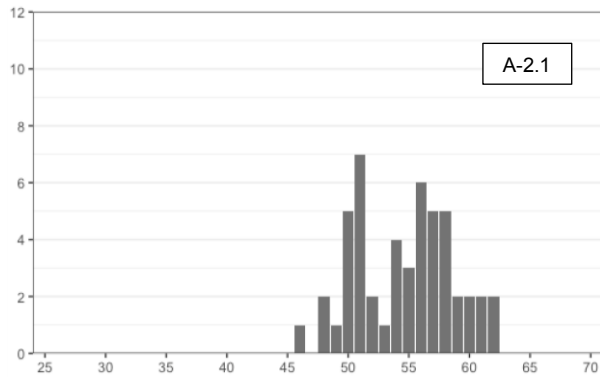
X-akse representerer R-verdi og y-akse representerer frekvens.

Lokalitet: Kontrollpunkt

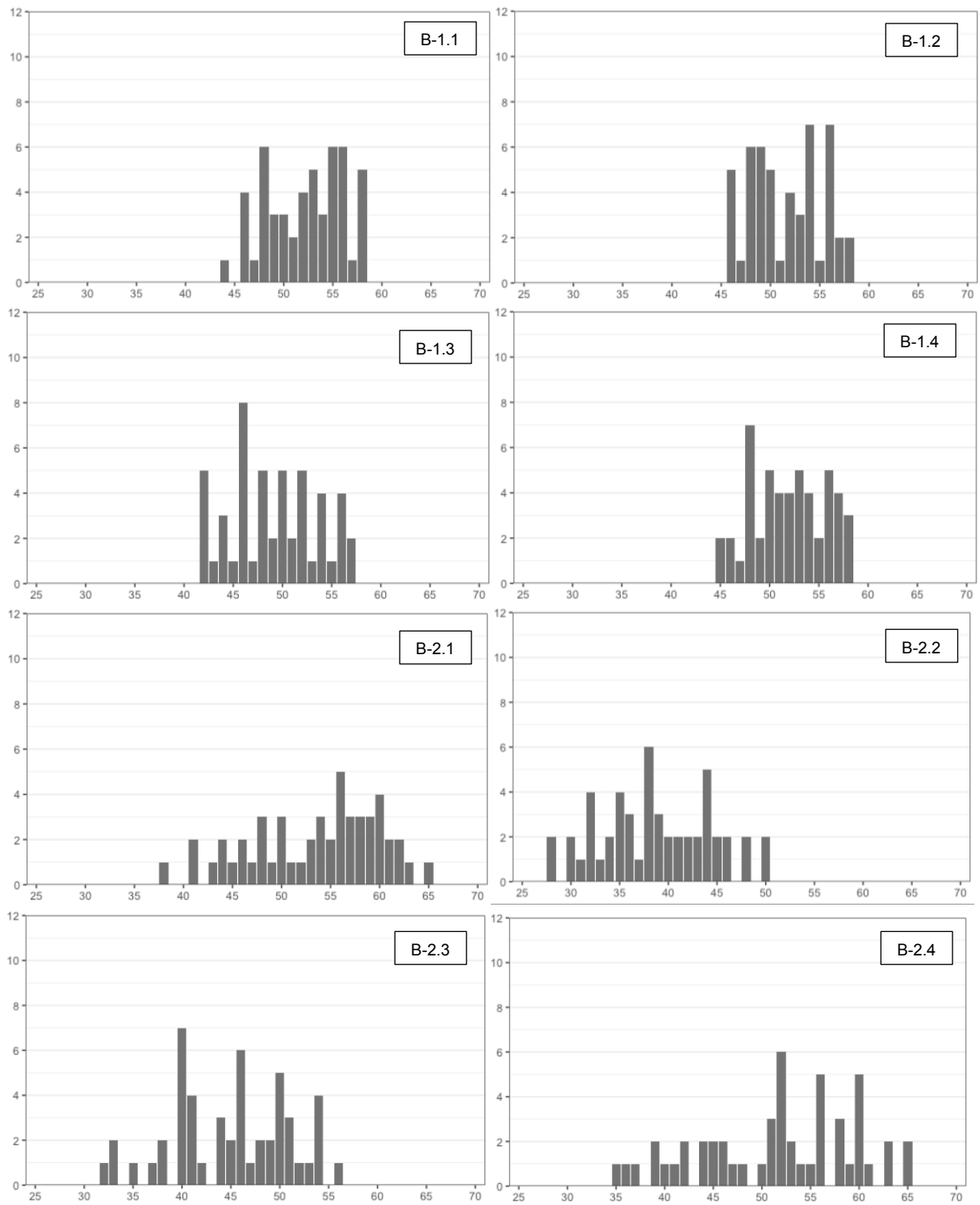


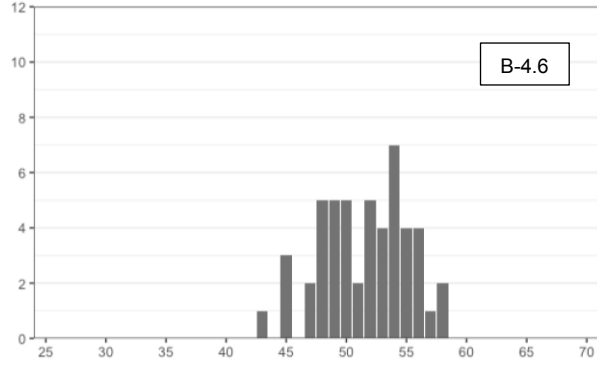
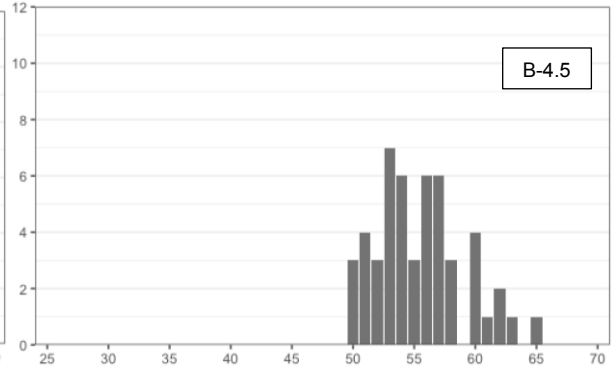
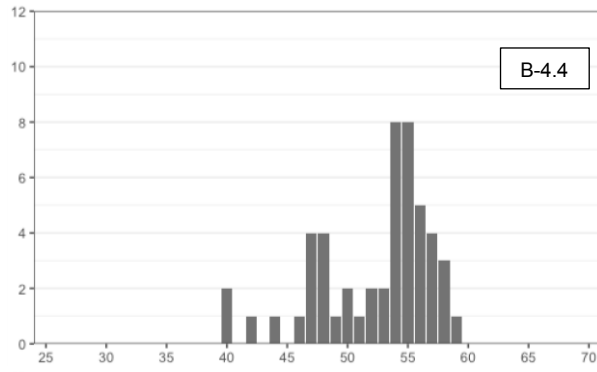
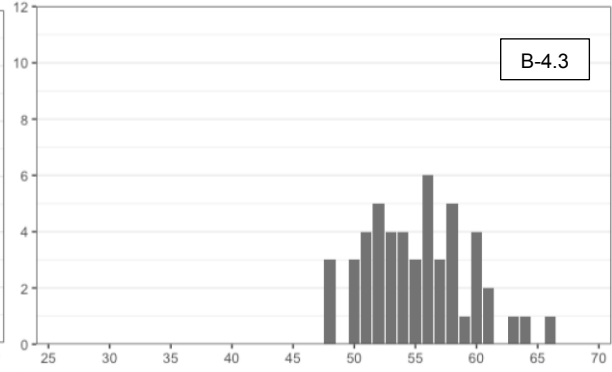
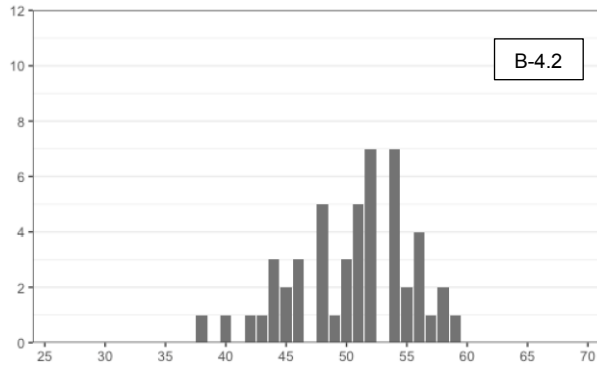
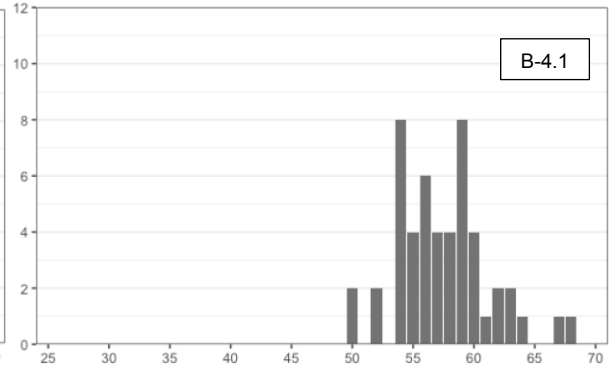
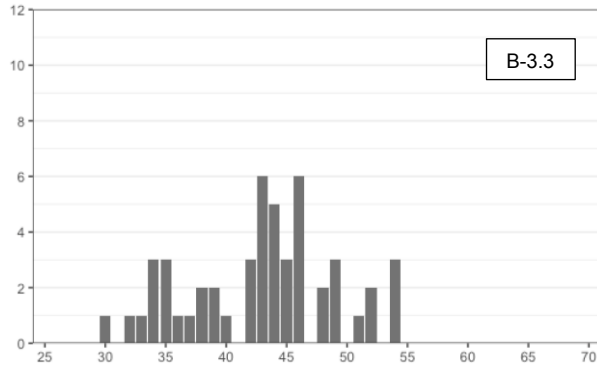
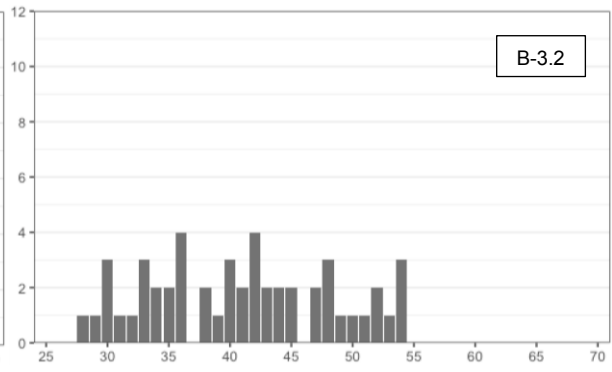
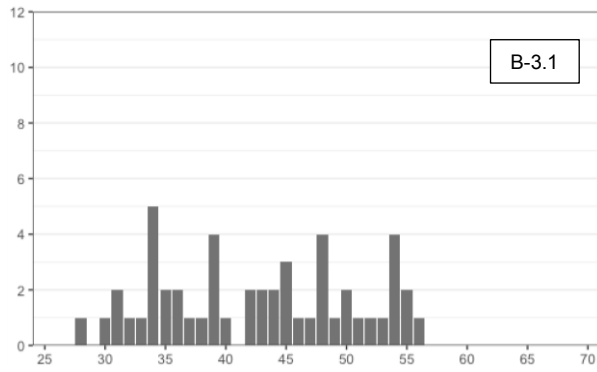
Lokalitetstype A: Snøskred



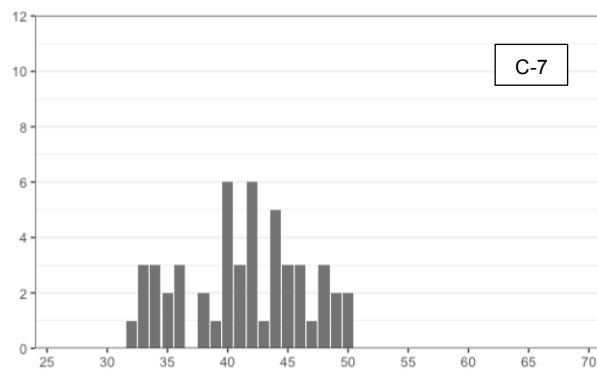
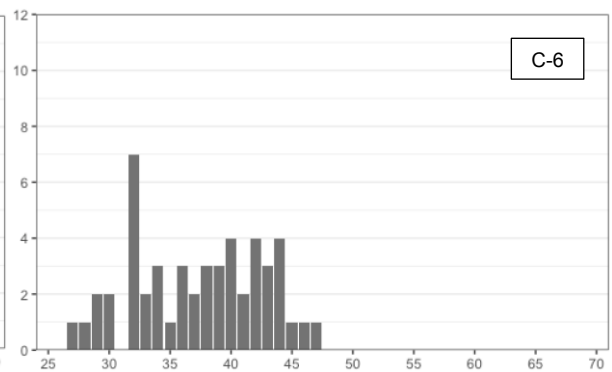
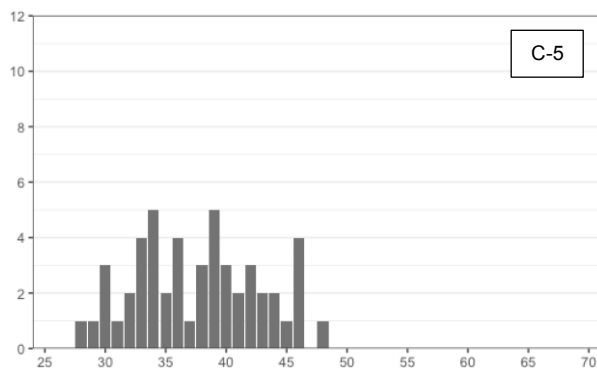
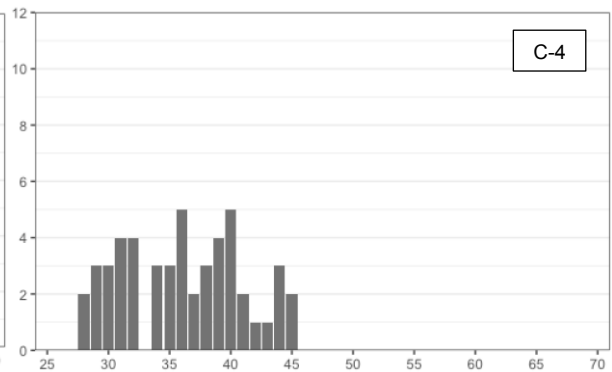
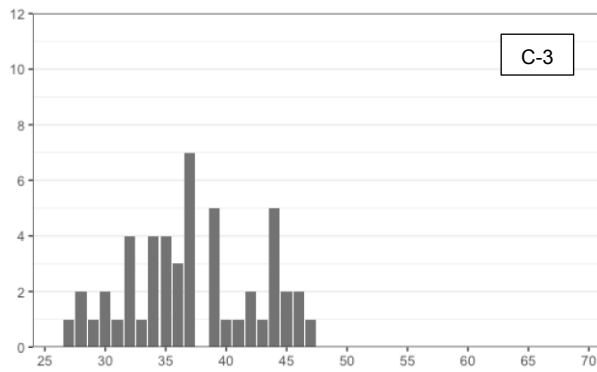
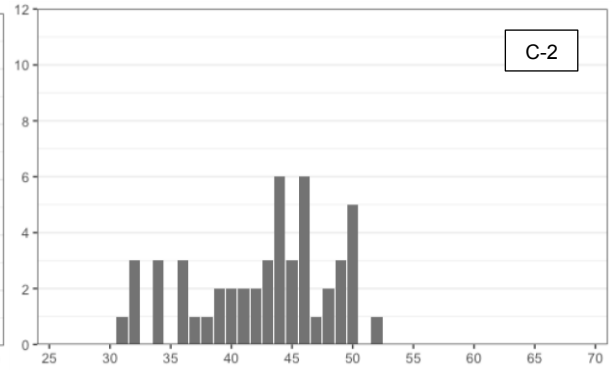
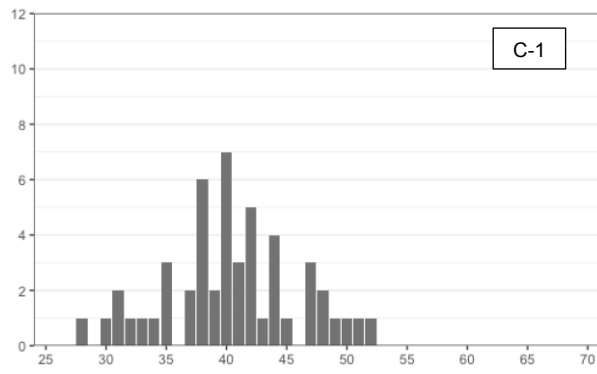


Lokalitetstype B: Steinsprang og steinskred





Lokalitetstype C: Steinsprang



Vedlegg 7: Statistiske parametere

Lokalitet: Kontrollpunkt

	Lokalitet	
	Gammelt	Ungt
Minimum	29	48
Maksimum	49	73
Sum	8325	12370
Gjennomsnitt	41,63	61,85
Median	42	62
Varians	10,79	31,84
Standardavvik	3,28	5,64
Standardfeil, 2SE	0,47	0,80
Skjevhet	-0,63	-0,10
Kurtose	0,46	-0,85
Målinger	200	200

Lokalitetstype A: Snøskred

	Lokalitet			
	A-1.1	A-1.2	A-1.3	A-1.4
Minimum	40	34	50	44
Maksimum	60	52	60	58
Sum	2569	2204	2957	2569
Gjennomsnitt	51,38	44,08	59,14	51,38
Median	51,50	46	51	51
Varians	24,36	26,65	14,31	14,32
Standardavvik	4,94	5,16	4,30	3,78
Standardfeil, 2SE	1,41	1,47	1,23	1,08
Skjevhet	-0,33	-0,35	-0,42	0
Kurtose	-0,78	-1,16	-0,85	-0,62
Målinger	50	50	50	50
	A-1.5			
Minimum	51			
Maksimum	68			
Sum	3028			
Gjennomsnitt	60,56			
Median	60			
Varians	13,60			
Standardavvik	3,69			
Standardfeil, 2SE	1,05			
Skjevhet	-0,16			
Kurtose	-0,43			
Målinger	50			

Lokalitet

	A-2.1	A-2.2	A-2.3	A-2.4
Minimum	46	48	48	48
Maksimum	62	64	62	64
Sum	2731	2801	2760	2828
Gjennomsnitt	54,62	56,02	55,20	56,56
Median	55	56	56	57
Varians	16,20	19,08	14,86	15,07
Standardavvik	4,02	4,37	3,85	3,88
Standardfeil, 2SE	1,15	1,25	1,10	1,11
Skjevhet	-0,06	-0,28	-0,03	-0,20
Kurtose	-0,87	-0,79	-0,92	-0,69
Målinger	50	50	50	50
	A-3.1	A-3.2	A-3.3	A-3.4
Minimum	50	45	54	46
Maksimum	63	59	65	57
Sum	2867	2599	3001	2551
Gjennomsnitt	57,34	51,98	60,02	51,02
Median	58	52	60	50,50
Varians	11,74	14,47	9,41	14,18
Standardavvik	3,43	3,80	3,07	3,77
Standardfeil, 2SE	0,98	1,09	0,88	1,08
Skjevhet	-0,41	-0,04	-0,17	0,10
Kurtose	-0,57	-0,97	-0,99	-1,56
Målinger	50	50	50	50
	A-3.5			
Minimum	51			
Maksimum	65			
Sum	2936			
Gjennomsnitt	58,72			
Median	58			
Varians	16,61			
Standardavvik	4,08			
Standardfeil, 2SE	1,16			
Skjevhet	-0,04			
Kurtose	-0,95			
Målinger	50			

Lokalitetstype B: Steinsprang og steinskred

	Lokalitet			
	B-1.1	B-1.2	B-1.3	B-1.4
Minimum	44	46	42	45
Maksimum	58	58	57	58
Sum	2610	2582	2457	2598
Gjennomsnitt	52,20	51,64	49,14	51,96
Median	53	52	49	52
Varians	15,10	13,13	20,12	13,79
Standardavvik	3,89	3,62	4,49	3,71
Standardfeil, 2SE	1,11	1,04	1,28	1,06
Skjevhet	-0,24	0,05	0,08	-0,06
Kurtose	-1,04	-1,23	-1,02	-1,02
Målinger	50	50	50	50
	B-2.1	B-2.2	B-2.3	B-2.4
Minimum	38	28	32	35
Maksimum	65	50	56	65
Sum	2675	1936	2251	2576
Gjennomsnitt	53,50	38,72	45,02	51,52
Median	55	38	46	52
Varians	42,87	32,78	37,16	64,09
Standardavvik	6,55	5,73	6,10	8,01
Standardfeil, 2SE	1,87	1,64	1,74	2,29
Skjevhet	-0,49	0,07	-0,24	-0,33
Kurtose	-0,60	-0,76	-0,69	-0,78
Målinger	50	50	50	50
	B-3.1	B-3.2	B-3.3	
Minimum	28	28	30	
Maksimum	56	54	54	
Sum	2133	2047	2144	
Gjennomsnitt	42,66	40,94	42,88	
Median	43	41	43,50	
Varians	63,74	56,38	37,17	
Standardavvik	7,98	7,51	6,10	
Standardfeil, 2SE	2,28	2,15	1,74	
Skjevhet	0,02	0,13	-0,14	
Kurtose	-1,20	-1,02	-0,58	
Målinger	50	50	50	

Lokalitet

	B-4.1	B-4.2	B-4.3	B-4.4
Minimum	50	38	48	40
Maksimum	68	59	66	59
Sum	2874	2525	2762	2615
Gjennomsnitt	57,48	50,50	55,24	52,30
Median	57	51	55	54
Varians	14,50	23,85	17,66	22,62
Standardavvik	3,81	4,88	4,20	4,76
Standardfeil, 2SE	1,09	1,40	1,20	1,36
Skjevhet	0,53	-0,50	0,37	-0,97
Kurtose	0,62	-0,25	-0,22	0,26
Målinger	50	50	50	50
	B-4.5	B-4.6		
Minimum	50	43		
Maksimum	65	58		
Sum	2775	2576		
Gjennomsnitt	55,50	51,52		
Median	55	52		
Varians	13,11	13,11		
Standardavvik	3,62	3,62		
Standardfeil, 2SE	1,03	1,03		
Skjevhet	0,58	-0,27		
Kurtose	-0,14	-0,59		
Målinger	50	50		

Lokalitetstype C: Steinsprang

	Lokalitet			
	C-1	C-2	C-3	C-4
Minimum	28	31	27	28
Maksimum	52	52	47	45
Sum	2020	2132	1859	1805
Gjennomsnitt	40,40	42,64	37,18	36,10
Median	40	44	37	36
Varians	30,78	32,32	28,48	24,09
Standardavvik	5,55	5,68	5,34	4,91
Standardfeil, 2SE	1,59	1,62	1,52	1,40
Skjevhet	-0,03	-0,48	0,06	0,08
Kurtose	-0,22	-0,73	-0,86	-1,02
Målinger	50	50	50	50
	C-5	C-6	C-7	
Minimum	28	27	32	
Maksimum	48	47	50	
Sum	1883	1866	2066	
Gjennomsnitt	37,66	37,32	41,32	
Median	38	38	42	
Varians	26,80	28,06	25,32	
Standardavvik	5,18	5,30	5,03	
Standardfeil, 2SE	1,48	1,51	1,44	
Skjevhet	0,11	-0,12	-0,15	
Kurtose	-0,89	-1,07	-0,89	
Målinger	50	50	50	

Vedlegg 8: SHD-aldre

Tabell 2: SHD-aldre av skredavsetningene kalibrert med Korsmyra/Kilstivatnet kalibreringskurve fra studieområdet. Hver SHD-alder har et 95% konfidensintervall ($C_t = \pm 2 \text{ SE}$) som er beregnet fra prøvens usikkerhet (C_s) og usikkerheten assosiert med kalibreringskurven (C_c).

Korsmyra/Kilstivatnet: $y = 41\,280,195 - 667,392x$			
Lokalitet	C_s	C_c	Alder $\pm 2 \text{ SE}$
A-1.1	941	420	6990 \pm 1031
A-1.2	984	340	11862 \pm 1041
A-1.3	819	504	1811 \pm 962
A-1.4	722	420	6990 \pm 835
A-1.5	703	520	863 \pm 874
A-2.1	767	455	4827 \pm 892
A-2.2	833	470	3893 \pm 957
A-2.3	735	461	4440 \pm 868
A-2.4	740	476	3533 \pm 880
A-3.1	653	485	3012 \pm 814
A-3.2	725	426	6589 \pm 841
A-3.3	585	514	1223 \pm 779
A-3.4	718	416	7230 \pm 830
A-3.5	777	500	2091 \pm 924
B-1.1	741	429	6442 \pm 856
B-1.2	691	423	6816 \pm 810
B-1.3	855	395	8485 \pm 942
B-1.4	708	426	6603 \pm 827
B-2.1	1248	443	5575 \pm 1325
B-2.2	1098	282	15439 \pm 1128
B-2.3	1162	351	11234 \pm 1214
B-2.4	1527	421	6896 \pm 1584
B-3.1	1522	325	12809 \pm 1557
B-3.2	1432	306	13957 \pm 1464
B-3.3	1163	327	12662 \pm 1208

Lokalitet	C _s	C _c	Alder ± 2 SE
B-4.1	726	486	2919 ± 874
B-4.2	931	410	7577 ± 1018
B-4.3	801	462	4413 ± 925
B-4.4	907	430	6376 ± 1004
B-4.5	690	465	4240 ± 832
B-4.6	690	421	6896 ± 809
C-1	1058	300	14318 ± 1100
C-2	1084	325	12823 ± 1132
C-3	1018	265	16467 ± 1052
C-4	936	253	17187 ± 970
C-5	987	270	16146 ± 1024
C-6	1010	267	16373 ± 1045
C-7	960	310	13704 ± 1009

Tabell 3: SHD-aldre av skredavsetningene kalibrert med Romsdalsalpene/Valldalen kalibreringskurve av Matthews & Wilson (2015) og Wilson et al. (2019). Hver SHD-alder har et 95% konfidensintervall ($C_t = \pm 2 SE$) som er beregnet fra prøvens usikkerhet (C_s) og usikkerheten assosiert med kalibreringskurven (C_c).

Romsdalsalpene/Valldalen: $y = 39\,923,008 - 707,71428x$

Lokalitet	C _s	C _c	Alder ± 2 SE
A-1.1	988	369	3561 ± 1064
A-1.2	1044	360	8727 ± 1104
A-1-3	869	378	-1931 ± 947
A-1.4	765	369	3561 ± 850
A-1.5	746	380	-2936 ± 837
A-2.1	814	373	1268 ± 895
A-2.2	883	375	277 ± 959
A-2.3	779	374	857 ± 864
A-2.4	785	375	-105 ± 870

Lokalitet	C_s	C_c	Alder ± 2 SE
A-3.1	693	376	-657 ± 788
A-3.2	769	370	3136 ± 853
A-3.3	620	379	-2554 ± 727
A-3.4	762	369	3815 ± 846
A-3.5	824	378	-1634 ± 907
B-1.1	786	370	2980 ± 869
B-1.2	733	369	3377 ± 821
B-1.3	907	366	5146 ± 978
B-1.4	751	370	3150 ± 837
B-2.1	1324	372	2060 ± 1375
B-2.2	1158	354	12520 ± 1210
B-2.3	1233	361	8062 ± 1285
B-2.4	1619	369	3462 ± 1660
B-3.1	1614	358	9732 ± 1654
B-3.2	1518	356	10949 ± 1560
B-3.3	1233	359	9576 ± 1284
B-4.1	770	376	-756 ± 857
B-4.2	987	368	4183 ± 1054
B-4.3	850	374	829 ± 928
B-4.4	962	370	2910 ± 1031
B-4.5	732	374	645 ± 822
B-4.6	732	369	3462 ± 820
C-1	1122	356	11331 ± 1177
C-2	1149	358	9746 ± 1204
C-3	1079	352	13610 ± 1135
C-4	992	350	14375 ± 1053
C-5	1047	352	13270 ± 1105
C-6	1071	352	13511 ± 1127
C-7	1018	357	10680 ± 1078